



HAL
open science

Inondation des côtes basses et risques associés en Bretagne : vers une redéfinition des processus hydrodynamiques liés aux conditions météo-océaniques et des paramètres morfo-sédimentaires

Jean-Marie Cariolet

► **To cite this version:**

Jean-Marie Cariolet. Inondation des côtes basses et risques associés en Bretagne : vers une redéfinition des processus hydrodynamiques liés aux conditions météo-océaniques et des paramètres morfo-sédimentaires. Océan, Atmosphère. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2011. Français. NNT: . tel-00596426

HAL Id: tel-00596426

<https://theses.hal.science/tel-00596426>

Submitted on 27 May 2011

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.

THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Géographie

École Doctorale Sciences de la Mer

présentée par

Jean-Marie Cariolet

Préparée à l'Institut Universitaire Européen de la Mer, Laboratoire Géomer, LETG UMR 6554 CNRS

Inondation des côtes basses et risques associés en Bretagne
Vers une redéfinition des processus hydrodynamiques liés aux conditions météoro-océaniques et des paramètres morpho-sédimentaires

Thèse soutenue le 11 mars 2011

devant le jury composé de :

Stéphane COSTA

Professeur des Universités, Université de Caen / *rapporteur*

Philippe DEBOUDT

Maître de conférences, Université de Lille 1 / *rapporteur*

Paul DURAND

Maître de conférences, Université de Paris 1 / *examineur*

Catherine MEUR-FEREC

Professeure des Universités, Université de Bretagne Occidentale, co-directrice de thèse

Serge SUANEZ

Maître de conférences, Université de Bretagne Occidentale, co-directeur de thèse

Martine TABEAUD

Professeure des Universités, Université de Paris 1 / *présidente du jury*

Charlotte VINCHON

Ingénieur Risques littoraux, BRGM, Orléans / *examinatrice*

Remerciements

Mes remerciements s'adressent en premier lieu à Serge Suanez, sans qui je ne me serais peut être jamais « lancé » dans ce travail de thèse. Merci de m'avoir initié, formé, encouragé...et merci pour ton ouverture d'esprit et tes conseils constructifs qui m'ont donné envie de continuer dans cette voie.

Je remercie également Catherine Meur-Férec, pour avoir bien voulu diriger ce travail de thèse, pour sa disponibilité, son regard différent sur le sujet traité et pour ses précieux conseils.

Je tiens à remercier tous les membres du jury pour avoir accepté de juger ce travail : Stéphane Costa, Philippe Deboudt, Paul Durand, Martine Tabeaud et Charlotte Vinchon. Je remercie plus particulièrement Stéphane Costa pour ses encouragements, son intérêt porté à mon travail et ses conseils qui ont été déterminants au cours de ces trois années de recherche.

L'environnement de travail est un facteur déterminant pour le bon déroulement d'une thèse. À ce titre je remercie toute l'équipe du laboratoire Géomer, en commençant par Françoise Gourmelon et Louis Brigand qui ont su mettre à disposition tout ce dont j'avais besoin. Merci également à Bernard Fichaut pour sa curiosité et sa bonne humeur, à Alain Hénaff pour les données et les renseignements fournis, à Mathias Rouan pour ses somptueuses Macro Excel et son aide lors de l'élaboration du modèle conceptuel, à Laurence David pour son aide cartographique, à Yannick Lageat pour les références bibliographiques, à Emmanuel « climathèque » Giraudet, à Iwan Le Berre, Simona Niculescu, Cyrill Tissot, Isabelle Mescoff et à Véronique Cuq pour leur aide. Je remercie tous les doctorants et post-doctorants du laboratoire Géomer, pour leur sympathie et leur soutien : Pierre, Damien, Cécile, Jérôme, David l'antivirus, Nico, Hernan, Matt, Léna, Ibou, Fabio, Leïla, Gaby, Céline, Mathilde, Anthony, Camille et Solenn.

Mes remerciement s'adressent également à toutes les personnes qui ont participé à ce travail, en me fournissant notamment de précieuses données : Fabrice Arduin d'IFREMER, Rudy Magne et David Corman du SHOM, Rémy Caspar et Franck Baraer de METEO-FRANCE, Mikaël Guichard du centre de données SONEL, Philippe Huguet, Maud Le Chat et Murielle Mahé des DDTM 29 et 56, Gérard Goasguen et Marc Igigabel du CETMEF, Pauline Letortu de Géophen, Annaïg Postec de la mairie de Guissény, Pierre Yésou et toute l'équipe de l'ONCFS de la réserve de Beniguet, Bernard Hallégouët de l'UBO et Joël Le Jeune et Alexis Fournier de la commune de Tredrez-Locquémeau. Merci également au personnel des archives municipales de Brest pour leur disponibilité et à toutes les personnes rencontrées et interrogées sur les terrains d'étude.

Merci aux amis qui ont su me changer les idées aux moments opportuns : Tristan, Théo, Kazy, Morgan, Maître Jacques, Arthur, Julien et Jeanne, Matt, Ben, Bush, Rico, Guillaume, Stef et la dubadub family.

Merci, enfin, à mes proches, en commençant par mes parents et particulièrement mon père pour le coup de pouce final et ses conseils avisés. Merci à Tonyo et à toute sa petite famille. Et un énorme merci à Louise qui m'a soutenu et épaulé durant ces trois années !
MERCİ.

Sommaire

Introduction générale	1
-----------------------	---

Partie I. Etat de l'art sur la question du risque de submersion marine en Bretagne

<u>Chapitre 1. Rôle des perturbations atmosphérique dans la genèse des niveaux d'eau extrêmes</u>	8
1.1. Des tempêtes ...	8
1.2. ...qui génèrent des niveaux d'eau extrêmes	12
1.2.1. Les surcotes	12
1.2.2. Elévation du niveau d'eau due au déferlement des vagues	15
<u>Chapitre 2. Des modalités de submersion aux stratégies adoptées</u>	22
2.1. Modes de submersion et réponses des littoraux	22
2.1.1. Submersion par franchissement	22
2.1.2. Submersion par débordement	25
2.1.3. Submersion générée par la rupture d'un cordon naturel ou d'un ouvrage de protection	27
2.2. Stratégies adoptées face au risque de submersion	30
2.2.1. Protection des enjeux par l'action sur l'aléa	30
2.2.2. Prévention du risque par la maîtrise des enjeux	32
<u>Chapitre 3. La problématique de la submersion en Bretagne</u>	37
3.1. Contexte spatial : la Bretagne	37
3.1.1. Des conditions météo-marines locales propices à l'élévation des niveaux d'eau à la côte	37
3.1.2. Les zones soumises au risque de submersion	42
3.2. Un contexte de plus en plus favorable au risque de submersion ?	51
3.2.1. Vers un renforcement des tempêtes et des niveaux d'eau extrêmes ?	51
3.2.2. Elévation récente du niveau marin et impacts envisageables sur le recul du trait de côte	59

Partie 2. Les submersions marines en Bretagne : des évènements passés à l'épisode du 10 mars 2008
--

<u>Chapitre 1. Recensement et analyse des submersions passées</u>	67
1.1. Méthode de recensement et d'analyse des submersions passées	67
1.1.1. Recueil des données existantes	68
1.1.2. Contrôle des données existantes	69
1.1.3. Recherche des évènements passés non répertoriés	71
1.1.4. Analyse des conditions atmosphériques	73
1.2. Analyse des submersions passées et évolution des situations atmosphériques à risque	74
1.2.1. Episodes de submersion entre 1960 et 2010 en Bretagne	74
1.2.2. Analyse des modes de submersion	79
1.2.3. Position des centres dépressionnaires au moment des inondations	81
1.2.4. Situation atmosphérique en surface et en altitude : élaboration d'une typologie	85
1.2.5. Evolution des indices de forts gradients de pression depuis 50 ans	90
1.3. Discussion sur l'analyse des submersions passées et sur l'évolution des situations atmosphériques à risque	95
<u>Chapitre 2. La tempête du 10 mars 2008</u>	102
2.1. Aspects météo-marins de la tempête du 10 mars 2008 en Atlantique et en Manche	102
2.1.1. Dynamiques météo-atmosphériques	104
2.1.2. Conditions météo-marines et processus associés	112
2.1.3. Inventaire des principales zones submergées en Bretagne	119
2.2. Utilisation des marqueurs et des témoignages dans la délimitation des zones inondées par la mer	120
2.2.1. Méthode adoptée pour la cartographie des zones inondées	122
2.2.2. Résultats de la cartographie des zones inondées	125
2.3. Discussion sur l'épisode du 10 mars 2008	131

Partie 3. Analyse des processus qui interviennent lors des submersions à l'échelle du site

<u>Chapitre 1. Etude des submersions marines depuis 1960 à l'échelle locale</u>	135
1.1. Méthode d'analyse des conditions météo-marines locales	135
1.2. Résultats : conditions météo-marines propices à la genèse des submersions marines à l'échelle locale	139
1.2.1. Les sites fortement affectés depuis 1960	140
1.2.2. Les sites modérément affectés depuis 1960	155
1.2.3. Les sites plus faiblement exposés depuis 1960	164
1.3. Synthèse des résultats à l'échelle régionale	177
1.3.1. Analyse des conditions météo-marines et évolution du nombre de submersions pour les quinze sites retenus depuis 1960	178
1.3.2. De la submersion à la rupture : localisation et analyse des conditions d'agitation marine	180
1.3.3. Rôle des fronts froids actifs lors des processus de submersion	186
<u>Chapitre 2. Etude des niveaux d'eau à la côte : analyse des processus de <i>runup</i> sur deux plages macrotidales</u>	190
2.1. Caractéristiques morphodynamiques des sites d'études	193
2.1.1. Plage de Porsmillin	193
2.1.2. Plage du Vougot	196
2.2. Mesure <i>in situ</i> des pentes de plage et du <i>runup</i>	198
2.2.1. Aspects morphologiques : mesure des pentes de plage	198
2.2.2. Mesures <i>in situ</i> des lasses de mer	199
2.2.3. Aspects hydrodynamiques	201
2.3. Analyse du <i>runup</i> sur les deux plages étudiées	209
2.3.1. Evolution des valeurs de pentes de plage au cours de la période étudiée	209
2.3.2. Comparaison du <i>runup</i> observé et du <i>runup</i> théorique	213
2.3.4. Caractéristiques du <i>runup</i> sur les plages de Porsmilin et du Vougot	217
2.4. Discussion sur le phénomène de <i>runup</i> en milieu macrotidal	223

Partie 4. Vers une meilleure prévision et prévention du risque de submersion en Bretagne

<u>Chapitre 1. Prévision du risque de submersion marine en Bretagne : vers une modélisation multi-scalaire</u>	227
1.1. Conceptualisation du modèle	227
1.1.1. Prévision à l'échelle régionale	228
1.1.2. Prévision à l'échelle locale	228
1.2. Test et validation du modèle conceptuel	232
1.2.1. Test 1 : Port de Tredrez-Locquémeau, submersion du 10 mars 2008	232
1.2.2. Test 2 : Port de Tredrez-Locquémeau, submersion du 31 mars 2010	237
1.2.3. Test 3 : Ile de Beniguet, submersion du 10 mars 2008	241
1.3. Discussion sur la méthode prévisionnelle proposée	247
<u>Chapitre 2. Prévention du risque : proposition d'une méthode de cartographie du risque de submersion plus affinée</u>	252
2.1. Présentation des deux sites d'étude	255
2.1.1. Le Curnic à Guissény	255
2.1.2. Kervenni Vraz à Plouguerneau	259
2.1.3. Analyse critique des PPR sur les deux secteurs d'étude	263
2.2. Vers une méthode plus complète	267
2.2.1. Création de référentiels topographiques fins	268
2.2.2. Calcul des niveaux d'eau extrêmes et cartographie de l'aléa	270
2.2.3. Analyse prospective considérant les paramètres dynamiques	274
2.4. Comparaison des zonages obtenus à partir des différentes méthodes	282
2.4.1. Comparaison entre les zonages PPR et les zonages issus de la présente méthode	282
2.4.2. Harmonisation entre zonage PPR et PLU	284
2.5. Discussion des résultats obtenus sur les deux sites	287
Conclusion générale	291
Références bibliographiques	299
Liste des tables	317

Table des matières	331
Annexes	335

Introduction générale

Les travaux exposés dans cette thèse traitent du risque d'inondation par la mer des côtes basses en Bretagne. Récemment, la tempête Xynthia a rappelé l'importance de travailler sur la question du risque de submersion marine en France. En effet, dans la nuit du 27 au 28 février 2010, le passage de cette tempête lors d'une pleine mer de vive-eau de coefficient 102, a généré la submersion de zones côtières dans les départements de Vendée et de Charente-Maritime, faisant cinquante-trois victimes et de nombreux dégâts matériels (photo 1). Cet exemple marquant illustre le phénomène étudié ici, phénomène qui résulte d'interactions complexes entre l'atmosphère, l'hydrosphère, le continent et l'anthroposphère. Les submersions marines sont généralement causées par des niveaux d'eau extrêmes qui résultent d'une combinaison entre une pleine mer, une surcote et une forte agitation marine. Ces deux derniers phénomènes sont générés par le passage de tempêtes près des côtes. Lorsque ces niveaux d'eau extrêmes dépassent la hauteur maximum des cordons littoraux et/ou des défenses côtières, ils engendrent l'inondation des zones basses situées en arrière et peuvent potentiellement causer des dommages humains et matériels. Sans la présence d'enjeux humains dans ces zones basses, nous ne pouvons pas parler de risque. Les risques résultent de la combinaison d'un ou plusieurs aléas avec des enjeux (MATE, 1997).



Photo 1. Vue aérienne des communes de la Faute-sur-mer et de L'Aiguillon-sur-mer après le passage de la tempête Xynthia, le 28 février 2010 (source : Ouest France).

Dans certaines zones côtières comme les estuaires et les deltas, les précipitations et à travers elles, les phénomènes de crues peuvent largement contribuer aux inondations lorsqu'elles sont en phase avec des pleines mers de vives-eaux. En outre, les tsunamis, qui sont engendrés par des séismes sous-marins, des glissements de terrains ou des éruptions volcaniques peuvent également générer d'importantes submersions marines. Ces deux phénomènes, résultent de processus différents de ceux étudiés lors de ce travail et n'ont donc pas été considérés.

Cette thèse constitue le prolongement des recherches initiées entre-autre par S. Suanez *et al.* (2007) et dont le but était de proposer une méthode plus pertinente de cartographie du risque de submersion des côtes basses en Bretagne. Il convient toutefois de rappeler que cette thématique a été étudiée par ailleurs en France. Nous pensons notamment aux travaux de S. Costa (1997) et de R. Caspar *et al.* (2007) portant sur le littoral Normand, ou encore aux études de B. Anselme *et al.* (2008a et 2008b) sur la côte Languedocienne.

Pour ma part, j'ai tout d'abord travaillé, lors de mes stages de Master 1 et 2, sur les processus de recul du trait de côte en relation avec la problématique de submersion. Ces travaux avaient été réalisées sur la plage de Boutrouilles à Kerlouan et sur la plage des Sables Blancs à Plobannalec-Lesconil et Loctudy (Cariolet *et al.*, 2008 ; Cariolet et Suanez, 2009).

Ces différentes recherches ont montré qu'il existait un manque de connaissances concernant la problématique de submersion sur ces sites du littoral finistérien. Un des problèmes concernait la définition des processus météo-marins et morpho-sédimentaires qui génèrent les niveaux d'eau extrêmes en milieu macrotidal et mégatidal.

Pour étayer notre travail, nous avons choisi d'étendre le secteur étudié à l'ensemble de la région Bretagne, afin de multiplier les sites d'étude. Les limites géographiques correspondent à celles de la région administrative (fig. 1).

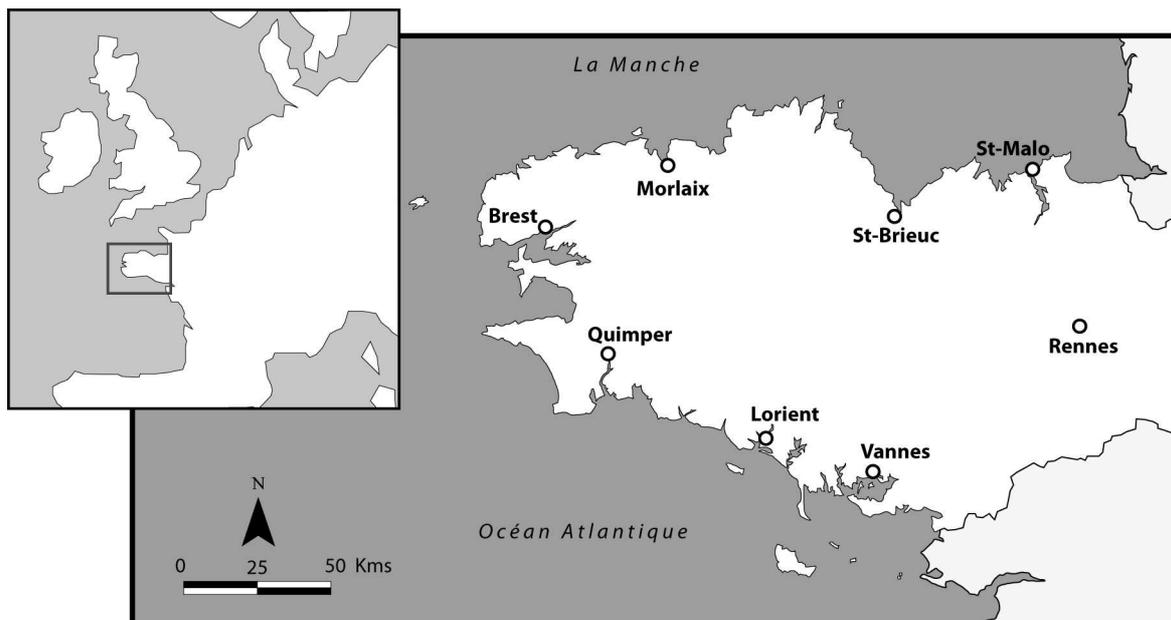


Fig. 1. Localisation de la région étudiée.

Ces travaux de recherche doctorale ont été financés par une bourse ministérielle. Menés au sein du laboratoire GEOMER, ils s'inscrivent dans les problématiques de l'UMR 6554 LETG CNRS dont deux des axes de recherche s'intitulent « flux et forçages » (équipe 2) et « Risques et conflits d'usages » (équipe 1).

Cette thèse en géographie physique porte avant tout sur l'étude de l'aléa de submersion marine. Néanmoins, il nous est paru nécessaire et intéressant d'aborder certains points liés à la vulnérabilité qui relèvent plus du domaine de la géographie humaine et de l'aménagement.

Notre objectif principal était de mieux comprendre les processus atmosphériques, météo-marins et hydro-sédimentaires qui interviennent lors des submersions marines sur les côtes bretonnes. Pour y répondre, nous avons privilégié une approche basée sur l'étude d'évènements de submersion passés. Toutefois, la survenue d'épisodes d'inondation par la mer durant la période d'observation 2007-2010 a permis de collecter de précieuses données sur le terrain. Par exemple, le 10 mars 2008, de nombreuses zones basses habitées ont été inondées par la mer sur l'ensemble des côtes bretonnes, lors du passage de la tempête Johanna. Cet évènement sans précédent depuis plusieurs décennies dans la région a représenté une « opportunité » d'étudier ce phénomène à partir d'observations et de mesures *in situ*.

En conséquence plusieurs études de cas présentées dans ce document se basent sur cet épisode.

Le travail de recensement des épisodes de submersion passés a permis de localiser les principaux sites touchés depuis ces cinq dernières décennies. L'étude du positionnement des dépressions pendant les submersions nous a conduit à mieux cerner le rôle des tempêtes et des forts gradients de pression dans les processus d'inondation et de définir des situations atmosphériques typiques lors de submersions. L'étude de l'évolution de la fréquence de ces situations atmosphériques typiques depuis ces 50 dernières années a également été réalisée. Ceci a été effectué dans le but d'observer la tendance d'évolution des situations atmosphériques « à risque ». A l'échelle locale, l'analyse des conditions de vents, de pressions atmosphériques, de marée et d'agitation marine au moment des submersions a permis de mieux comprendre les processus de génération des niveaux d'eau extrêmes sur les sites affectés depuis les 50 dernières années. Une des pistes de ce travail consistait également à évaluer le rôle des fronts froids actifs dans les processus de submersion et à caractériser les liens entre les conditions météo-marines et les réponses morphologiques des côtes basses.

Un autre objectif était de mieux cerner l'effet de l'agitation marine dans l'élévation du plan d'eau à la côte en milieu macrotidal et mégatidal car les recherches sont manquantes dans ce domaine. L'étude de ce phénomène a été réalisée à partir de mesures *in situ* sur deux plages du Finistère.

Enfin, les derniers objectifs relevaient du domaine de la recherche appliquée. À partir des notions issues de la littérature et des connaissances apportées lors du présent travail, le but était d'améliorer la prévision et la prévention du risque de submersion en Bretagne afin d'apporter des éléments de complément pour l'élaboration des systèmes d'alerte et des Plans de Prévention des Risques (PPR).

Ce travail n'a été rendu possible qu'à travers des collaborations qui se sont avérées essentielles, notamment pour l'acquisition de certains types de données. Concernant les données issues de mesures *in situ*, la base de données Sonel a permis de recueillir les enregistrements marégraphiques de nombreux marégraphes bretons. Il convient également de citer Météo-France pour la fourniture de certaines données et cartes synoptiques. En revanche, les données d'état de mer ont été acquises par modélisation. En effet en Bretagne, aucun houlographe ne mesure

l'agitation marine *in situ* en continu, excepté la bouée BEA3 au large d'Ouessant et, depuis quatre ans, la bouée Datawell située au niveau des Pierres Noires (Finistère). Les données d'agitation marine obtenues par modélisation étaient souvent le seul moyen de caractériser les états de mer et ont donc été largement utilisées. Ces données nous ont été fournies par le département « vagues et domaine littoral » du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), par le Centre d'Etudes Techniques Maritimes et Fluviales (CETMEF) à travers la base de données ANEMOC et plus récemment par l'équipe « observation et modélisation des états de mer » d'IFREMER.

Le plan de cette thèse illustre le cheminement intellectuel réalisé au cours de ces trois années de travail. La rédaction de cinq articles durant cette période a également influencé la structuration de ce manuscrit. Le présent document s'organise en quatre parties :

La première partie dresse un état de l'art sur la question du risque de submersion dans le monde puis plus particulièrement en Bretagne. Dans un premier chapitre, nous abordons un certain nombre de concepts et de notions permettant d'expliquer la génération des niveaux d'eau extrêmes à la côte. Dans un second chapitre, les différents types de réponses des côtes face aux niveaux d'eau extrêmes sont définis. En outre, nous présentons les différentes stratégies qui peuvent être adoptées par les sociétés humaines face à l'aléa de submersion. Le troisième chapitre est consacré au contexte de l'étude. Ce chapitre présente les caractéristiques du secteur étudié et dresse l'état de l'art sur l'évolution future de l'aléa de submersion marine en Bretagne dans un contexte de changement climatique.

La seconde partie est consacrée à l'analyse des situations à risque en Bretagne. Les travaux présentés dans cette partie constituent une base, qui sera réutilisée tout au long de notre raisonnement. Nous recensons, dans un premier chapitre, tous les épisodes de submersions marines qui ont eu lieu depuis 1960 en Bretagne. Ces épisodes sont analysés à une échelle régionale afin de cibler les situations atmosphériques considérées comme « à risque ». L'évolution de ces situations atmosphériques depuis les cinquante dernières années est ensuite analysée. Nous nous focalisons dans un second chapitre sur l'étude approfondie de l'épisode du 10 mars 2008 et sur la cartographie des zones inondées durant cet évènement. Ce

travail a fait l'objet de deux publications dans les revues *Noroi* et *Ocean and Coastal Management* (Cariolet *et al.*, 2010 ; Cariolet, 2010).

La troisième partie porte sur l'étude des processus de submersion à l'échelle locale. Un premier chapitre présente une analyse des conditions météo-marines locales enregistrées au moment des épisodes de submersions passées. Ce travail permet de définir les conditions météo-marines locales « favorables » aux submersions sur les quinze sites les plus touchés en Bretagne. Cette démarche permet également d'étudier le rôle de certains forçages atmosphériques (tels que les fronts froids) dans les processus de submersion et de mieux comprendre le lien entre conditions météo-marines et réponses morphologiques du trait de côte. À travers deux études sur deux plages bretonnes (plages de Porsmillin et du Vougot), un second chapitre se focalise sur l'étude des niveaux d'eau à la côte et plus particulièrement sur le rôle - peu étudié jusqu'alors - de l'agitation marine dans l'élévation du plan d'eau à la côte en milieu macrotidal. Ce travail a fait l'objet d'une publication dans la revue *Géomorphologie* (Cariolet, à paraître).

La quatrième et dernière partie aborde la question du risque de submersion marine à travers une démarche de recherche appliquée. En effet, à partir de l'état de l'art présenté en première partie et des nouvelles connaissances apportées en seconde et troisième partie, il est possible de répondre à une demande sociétale en améliorant la prévision et la prévention du risque de submersion. Dans un premier chapitre nous proposons une méthode de prévision multi-scalaire des situations à risque en Bretagne. Certains cas d'étude présentés dans ce chapitre ont fait l'objet d'une publication dans la revue *Ocean and Coastal Management* (Cariolet, 2010). Enfin, dans un second chapitre, nous proposons une méthode affinée de cartographie du risque de submersion marine qui a été appliquée sur deux sites situés dans le Finistère. Ce travail a fait l'objet d'une publication soumise à la revue *Cybergéo* (Cariolet *et al.*, soumis). Le plan exposé ci-dessus est schématisé par la figure 2.

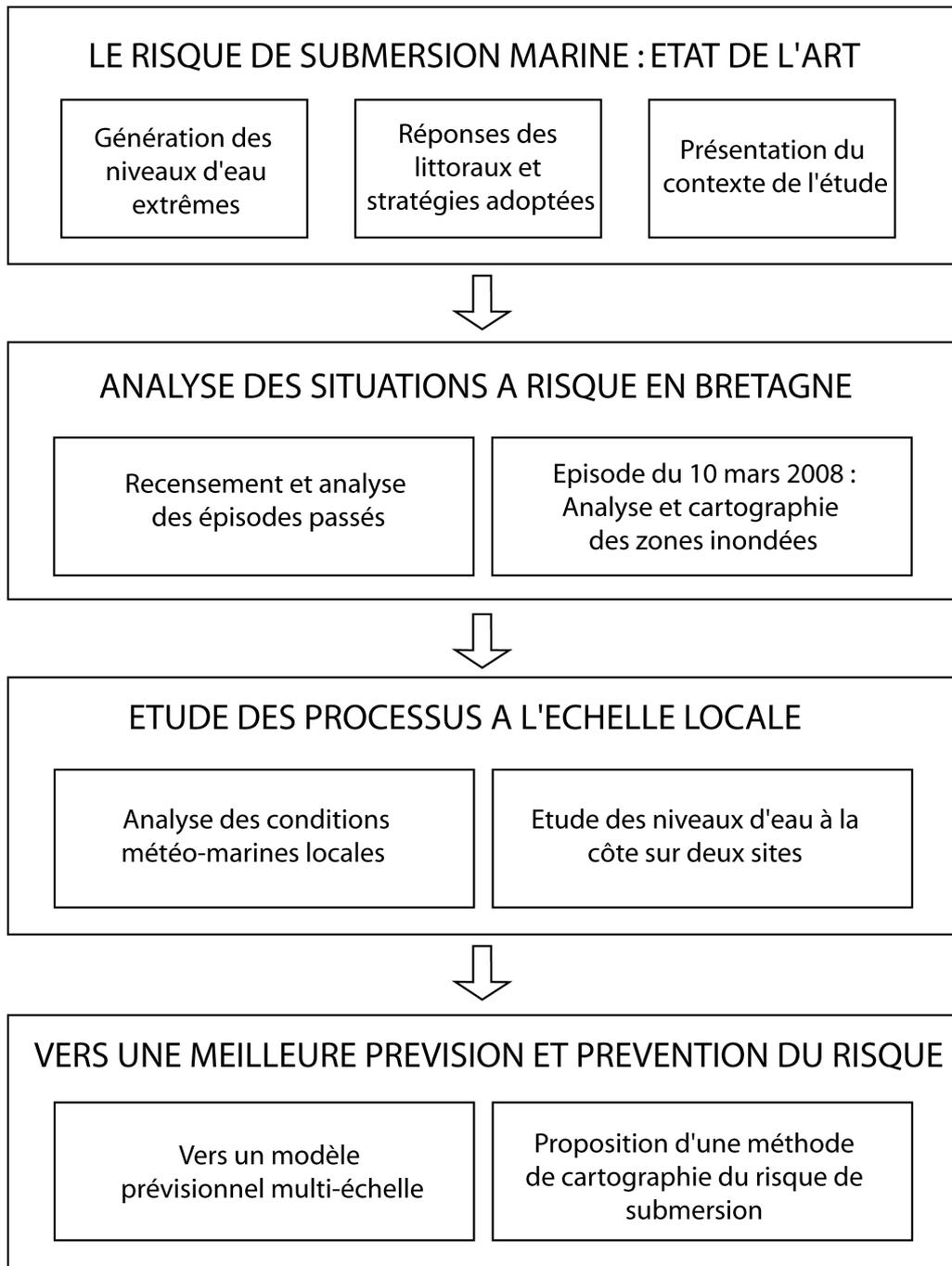


Fig. 2. Schéma illustrant le plan suivi dans cette thèse.

Partie I. Etat de l'art sur la question du risque de submersion marine en Bretagne

Chapitre 1. Rôle des perturbations atmosphérique dans la genèse des niveaux d'eau extrêmes

Comme nous l'avons expliqué en introduction, les submersions marines se produisent lors du passage de tempêtes près du littoral. Les conditions météorologiques associées à ces perturbations atmosphériques génèrent une élévation temporaire du plan d'eau près des côtes et peut engendrer des niveaux d'eau extrêmes lorsque les coefficients marégraphiques sont importants (Besson, 1991 ; Caspar *et al.*, 2007 ; Anselme *et al.*, 2008a ; Cariolet et Suanez, 2009).

1.1. Des tempêtes ...

Une tempête est une dépression atmosphérique qui génère un vent moyen de plus de 80 km/h (Tabeaud *et al.*, 2009). Les dépressions atmosphériques correspondent à des zones de faibles pressions atmosphériques qui génèrent de forts vents. Dans l'hémisphère nord, les vents géostrophiques¹ soufflent dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour du centre dépressionnaire (fig. 3).

¹ Vents théoriques qui résulteraient de l'équilibre géostrophique entre la force de Coriolis et la force du gradient de pression atmosphérique.

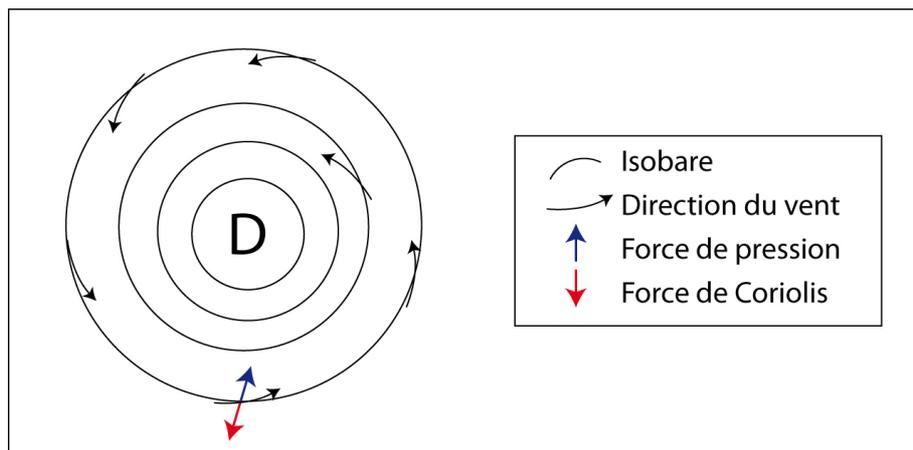


Fig. 3. Circulation des vents géostrophiques autour d'un système dépressionnaire dans l'hémisphère nord. La circulation anti-horaire est provoquée par la force du gradient de pression et la force de Coriolis.

La façade nord-ouest européenne est soumise au régime des perturbations atlantiques, qui traversent l'océan éponyme depuis la côte est du continent nord-américain. Depuis quelques années, de nombreuses recherches² ont permis de proposer un nouveau modèle explicatif du fonctionnement de ces perturbations (Joly, 1995). D'après ce modèle, qui prend en considération toute la troposphère, les dépressions se déplacent d'ouest vers l'est le long d'un rail appelé « rail des dépressions ». L'étude des trajectoires des dépressions atlantiques montre qu'il existe deux types de configurations. Dans la première, le rail qui part toujours de la région de Terre-Neuve, se coupe en deux au niveau du 30^{ème} méridien ouest pour se diriger vers l'Islande ou vers l'Espagne. Ce type de configuration est appelé configuration de blocage (fig. 4A). Dans la seconde, le rail s'étend le long du 50^{ème} parallèle jusqu'aux îles Britanniques. Ce type de configuration, dite zonale, est le plus fréquent (fig. 4B) (Bessemoulin, 2002 ; Beltrando, 2004 ; Betts *et al.*, 2004).

Les récentes recherches ont également permis d'identifier le rôle des courants-jets d'altitude générés par la différence de température entre les pôles et l'équateur. Les courants-jets circulent d'ouest en est au niveau des régions tempérées (latitude 50-55°N), dans la haute troposphère (8-10 km d'altitude), et favorisent la formation et le creusement des dépressions. Ce phénomène s'explique en partie par le mécanisme d'interaction barocline, défini comme étant l'amplification de deux

² Nous pouvons citer notamment le programme FASTEX (Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment, expérience sur le rail des dépressions atlantique et les fronts).

anomalies (une anomalie froide située en altitude et une anomalie de surface, à savoir une dépression) qui interfèrent avec le courant jet (Ayrault et Joly, 2000). La région la plus favorable à l'amplification des tempêtes semblerait se situer à l'extrémité est du jet (fig. 4B). Autrement dit, en configuration zonale, les dépressions coupent souvent le courant jet au niveau du 15^{ème} méridien ouest, et s'en trouvent alors amplifiées par le mécanisme d'interaction barocline (Ayrault et Joly, 2000 ; Bessemoulin, 2002).

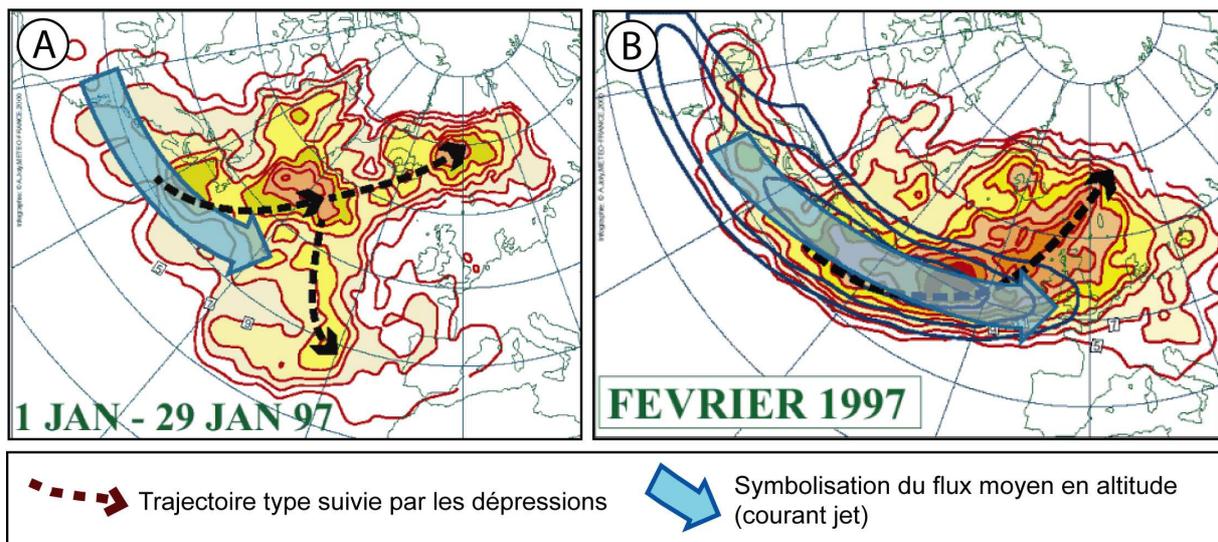


Fig. 4. A. Le rail des dépressions en janvier 1997. Nous sommes ici en configuration de blocage : les tempêtes restent sur l'Atlantique. Le courant-jet d'altitude, est limité à la partie ouest de l'océan Atlantique. D'après C. Baehr *et al.*, 1999.

(source : http://www.cnrm.meteo.fr/dbfastex/recyf_temp/tempet003.html#railbloc)

B. Le rail des dépressions en février 1997. Dans cette configuration dite « zonale », le rail des dépressions s'étend le long du 50^{ème} parallèle. Les dépressions ne sont pas bloquées. On remarque que le courant-jet s'étend plus à l'est et que les dépressions ont tendance à couper le courant-jet vers son extrémité est. D'après C. Baehr *et al.*, 1999.

(source : http://www.cnrm.meteo.fr/dbfastex/recyf_temp/tempet004.html#railzonal)

Situé au nord-ouest de notre secteur d'étude, le littoral normando-picard a fait l'objet de plusieurs études concernant l'influence de situations atmosphériques particulières sur les submersions marines. Sur ce secteur, S. Costa (1997) a montré

que les inondations par la mer étaient liées à un gradient de pression³ nord-ouest d'au moins 20 hPa. Ce gradient est mesuré entre la pointe du Raz et la ville de Cromer dans le Norfolk (fig. 5). On peut donc déduire que les submersions marines seraient liées à un fort gradient de pression de flux perpendiculaire aux côtes touchées.

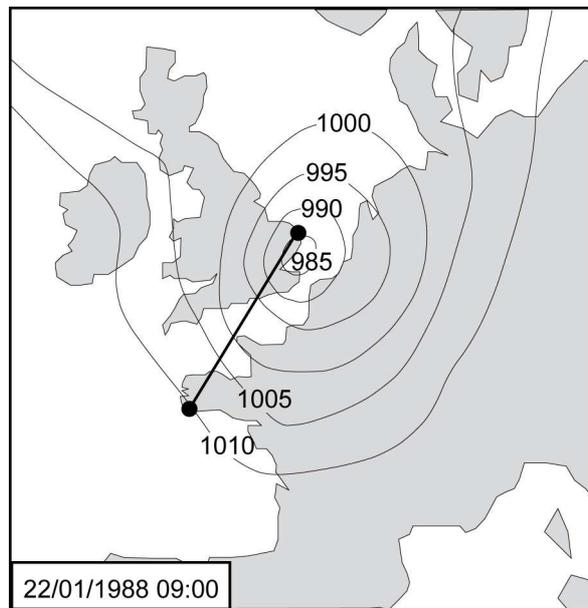


Fig. 5. Illustration d'une situation à fort gradient de pression nord-ouest (le 22 janvier 1988 à 09 :00 UTC) ayant généré des submersions marines sur les côtes normando-picardes (Costa, 1997).

M. Lemaître (2004), S. Costa *et al.* (2004) et R. Caspar *et al.* (2007) ont également montré que sur les côtes normando-picardes, 70 % des inondations par la mer s'effectuaient au moment ou peu après le passage d'un front froid actif au moment de la pleine mer. Un front peut être défini comme étant une « zone de discontinuité de température et de vent en surface, qui s'accompagne de précipitations et de vents forts » (Santurette, 2001). Un front froid, zone météorologiquement active, désigne la limite entre une masse d'air froid située en arrière, et une masse d'air chaud soulevée par la première (Beltrando, 2004). Au passage d'un front froid, la pression atmosphérique en surface amorce une remontée. Le passage d'un front froid génère également un changement brusque de la direction du vent. Lors du passage d'un front froid actif, le vent tourne

³ Un gradient de pression correspond à une différence de pression atmosphérique entre deux points.

brusquement d'environ 45° dans le sens des aiguilles d'une montre et commence à souffler en rafale (Beltrando, 2004). Nous expliquerons plus loin comment les fronts froids actifs peuvent jouer un rôle dans les processus d'élévation temporaire du niveau d'eau à la côte.

1.2. ...qui génèrent des niveaux d'eau extrêmes

Les niveaux d'eau à la côte dépendent avant tout d'un phénomène astronomique prévisible, la marée. En milieu macro et megatidal⁴, les phénomènes de submersion surviennent généralement en période de vives-eaux. Cependant certains phénomènes météo-marins, plus difficile à prévoir, peuvent engendrer une élévation du niveau d'eau à la côte et alors engendrer un niveau qualifié d'extrême s'ils sont conjugués avec une pleine mer de vive-eau. Le phénomène de surcote est induit par l'action - souvent combinée - d'une faible pression atmosphérique et du renforcement des vents d'afflux (Bouligand et Tabeaud, 1998 ; Pirazzoli *et al.*, 2006 ; Caspar *et al.*, 2007). À ce phénomène s'ajoute l'effet des vagues déferlantes qui génèrent une élévation du niveau d'eau à la côte (connu sous les termes de *wave setup* et *wave runup*) (Komar, 1998).

1.2.1. Les surcotes

Les surcotes sont générées par l'action de deux phénomènes météo-marins distincts : l'action d'une basse pression atmosphérique et l'action d'un vent d'afflux, c'est-à-dire qui souffle de la mer vers la terre. On peut dès lors considérer deux types de surcote, à savoir la surcote d'origine barométrique et la surcote d'origine anémométrique. Ces deux phénomènes peuvent se combiner, amplifiant alors la surcote totale.

1.2.1.1. Processus de formation d'une onde de tempête

Lors du passage d'une tempête sur l'océan, la baisse de la pression atmosphérique entraîne une réduction du poids de la colonne d'air sur l'eau, et donc

⁴ On considère qu'en régime microtidal, le marnage (amplitude de marée) n'exède pas 2 m. En régime mésotidal, le marnage est compris entre 2 et 4 m, en régime macrotidal entre 4 et 8 m. Enfin, en régime mégatidal, le marnage est supérieur à 8 m.

une élévation du plan d'eau. Selon la règle du « baromètre inversé », une baisse de la pression atmosphérique de 1 hPa entraîne une élévation de la surface de l'eau de 1 cm (Harris, 1963). Les vents qui accompagnent une tempête agissent par friction sur la surface de la mer et génèrent une accumulation d'eau au niveau des littoraux exposés face à ces vents – alors qualifiés de vents d'afflux. Plus l'action du vent s'exerce sur une grande distance (*fetch*), plus l'élévation du niveau d'eau à la côte est importante (Harris, 1963). La direction du vent joue un rôle primordial dans ce processus d'élévation du niveau d'eau à la côte. Ce constat permet d'expliquer le rôle que peut avoir le passage d'un front froid actif au moment d'une pleine mer. Comme expliqué précédemment, le passage d'un front froid actif entraîne un changement brusque de la direction du vent. Sur certaines portions côtières, un vent peut alors prendre une direction d'afflux juste après le passage d'un front froid et générer une accumulation d'eau à la côte. Ce type de configuration est à l'origine de 70 % des inondations sur les côtes basses normando-picardes. Sur ce vaste secteur littoral orienté face au nord-ouest, le passage d'un front froid actif engendre un changement brusque de la direction du vent du sud-ouest au nord-ouest. Après le passage d'un front froid, les vents deviennent des vents d'afflux et génèrent alors une élévation du niveau d'eau sur les secteurs côtiers (Costa *et al.*, 2004 ; Caspar *et al.*, 2007).

Lorsqu'une dépression se déplace au-dessus d'un océan, elle est donc accompagnée par une onde de pression et une onde générée par l'action du vent. La somme de ces deux ondes forme ce que l'on appelle une onde de tempête (Hontarrède et Galli, 2001). La vitesse de déplacement (célérité) d'une onde de tempête est dépendante de la profondeur d'eau :

$$c = \sqrt{gh} \quad (1)$$

où :

c = vitesse de l'onde en m/s

g = accélération gravitationnelle = 9,81 m/s²

h = profondeur d'eau en m

Par conséquent, la célérité d'une onde de tempête est freinée lorsque la profondeur d'eau diminue. En s'approchant du littoral, la vitesse de déplacement de

l'onde est donc diminuée et son amplitude est augmentée. Pour cette raison, les surcotes sont plus importantes à la côte.

1.2.1.2. Estimation des surcotes

Il existe deux moyens pour estimer une surcote. La méthode la plus sûre et la plus précise nécessite d'utiliser un marégraphe. Celui-ci mesure la marée observée qui intègre les effets météo-marins décrits précédemment. Afin d'obtenir la valeur de surcote, il suffit donc de soustraire la marée prédite (marée astronomique) à la valeur de marée observé. En l'absence de marégraphe, il est possible d'estimer la surcote en calculant séparément la part de la surcote barométrique et celle de la surcote anémométrique, à l'aide de formules empiriques. Cette méthode a déjà été employée par J. Benavente *et al.* (2006) sur une plage du littoral andalou (Espagne).

La surcote barométrique est estimée à partir de la règle du « baromètre inversé ». Chaque hectopascal inférieur à 1013 hPa entraîne une élévation du plan d'eau de 1 cm.

La surcote générée par l'effet des vents d'afflux (*wind setup* en anglais) peut être estimée à partir de l'expression de K.F. Bowden (1983) :

$$d\xi = (\rho_a C_D W^2/g \rho h) d_x \quad (2)$$

où :

ρ_a = densité de l'air (1,21 kg/m³)

W = vitesse du vent en m/s 10⁻³

C_D = fonction de la vitesse du vent (voir tab. 1)

g = accélération de la pesanteur (9,81 m/s²)

ρ = densité de l'eau de mer (eau à 12° = 1026 kg/m³)

h = profondeur de fermeture du profil en m, calculé par l'expression $h = 2,28 H_e 68,5 (H_e^2/gT_e^2)$ où H_e et T_e sont la hauteur et la période associée des vagues excédant seulement 12h par année.

d_x = fetch du centre de la dépression à la côte en m

Tab. 1. Conversion du paramètre C_D en fonction de la vitesse du vent.

C_D	W (m/s)
$1,1 \cdot 10^{-3}$	5
$1,4 \cdot 10^{-3}$	10
$2 \cdot 10^{-3}$	20
$3,2 \cdot 10^{-3}$	40

Pour obtenir la valeur de surcote totale, il faut ensuite ajouter la surcote barométrique à la surcote anémométrique. Cette méthode de calcul présente des limites car d'autres processus interviennent lors des phénomènes de surcote, comme la force de Coriolis (qui dévie le mouvement de l'eau généré par les vents) ou encore la morphologie des côtes qui, par exemple, peut engendrer des phénomènes de « concentration » de l'onde dans les estuaires. Néanmoins ces processus interviennent dans une moindre mesure par rapport à l'action du vent et de la pression atmosphérique (Harris, 1963).

Au phénomène de surcote s'ajoute l'effet des vagues déferlantes dans l'élévation du plan d'eau à la côte.

1.2.2. Elévation du niveau d'eau due au déferlement des vagues

Lors du passage des tempêtes sur l'océan Atlantique, les vents génèrent des houles en soufflant sur la masse océanique. Localement, le vent peut également provoquer une agitation marine locale, appelée « mer du vent ». On appelle mer totale ou agitation marine la combinaison de la mer du vent (générée localement) et des houles (engendrées au large).

La part de l'élévation du niveau d'eau à la côte induite par l'action des vagues s'exprime à travers le phénomène de *runup*, dont l'amplitude verticale est définie comme étant la différence entre le niveau maximum atteint par le jet de rive et le niveau moyen de la mer observé sans agitation (Komar, 1998) (fig. 6). Le *runup* est la somme de deux phénomènes distincts : l'élévation liée à une accumulation d'eau entre la zone de déferlement et la plage, appelée *wave setup*, et une série

d'élévations maximales atteintes par le jet de rive nommée *swash runup* (Komar, 1998) (fig. 6).

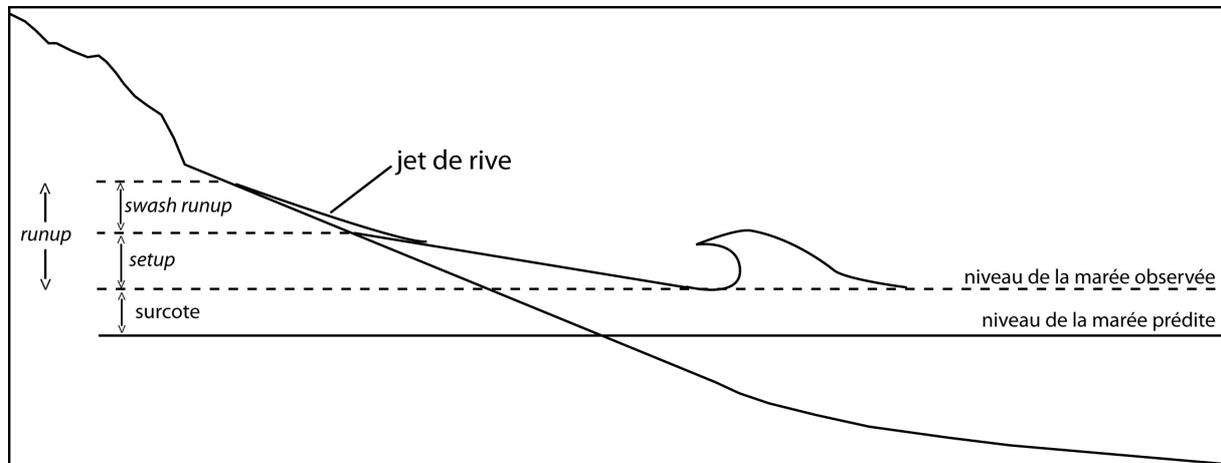


Fig. 6. Schéma illustrant les différents paramètres entrant en compte dans l'estimation des niveaux d'eau extrêmes (d'après Komar, 1998).

1.2.2.1. Le *Wave Setup*

Le rôle du *wave setup* a été reconnu au début du XX^{ème} siècle, lorsque des observations ont montré que durant les tempêtes, le niveau d'eau à la côte dans les zones exposées aux vagues pouvait être un mètre plus haut que dans les zones protégées. Ce type d'observation a été notamment effectuée lors du passage d'un Ouragan en 1938 sur la côte est des Etats-Unis (Guza et Thornton, 1981 ; Holman et Sallenger, 1985). Suivant ce constat, de nombreuses études en laboratoire ont démontré que le niveau d'eau dans la zone de surf était augmenté par le déferlement des vagues (Savage, 1957 ; Fairchild, 1958 ; Saville, 1961). Dans les années 60, plusieurs auteurs ont proposé une explication théorique du *setup* (Dorrestein, 1961 ; Longuet-Higgins et Stewart, 1962, 1963, 1964). Selon ces auteurs, l'augmentation de l'énergie associée au déferlement des vagues dans la zone de surf sont compensés par une déformation du niveau d'eau moyen qui prend la forme d'une pente orientée vers la plage. Plus tard, des mesures *in situ* et en laboratoire ont permis de montrer que le *setup* (η) dépendait de la profondeur d'eau (h), de la hauteur de la houle et de la pente de la plage (Guza et Thornton, 1981 ; King *et al.*, 1990 ; Raubenheimer *et al.*, 2001 ; Smith, 2003). Le travail de J.A. Battjes en 1974 a permis de simplifier

l'utilisation de ces variables définies pour caractériser les conditions du déferlement à travers le nombre d'Iribarren ξ_o (ou *surf similarity parameter*) :

$$\xi_o = \tan\beta / (H_{mo} / L_o)^{1/2} \quad (3)$$

où :

H_{mo} : hauteur de la houle au large en m

L_o : longueur d'onde au large ($1,561 T^2$)

$\tan\beta$: pente de la plage

En 1985, R.A. Holman et A.H. Sallenger ont mis au point une formule de calcul du *setup*, repris par P.D. Komar en 1998 (fig. 7) :

$$\eta_{max} = 0,45 H_{mo} \xi_o = 0,18g^{1/2} \tan\beta H_{mo}^{1/2} T \quad (4)$$

où :

η_{max} : représente la valeur du *setup* maximum en m

H_{mo} : hauteur de la houle au large en m

$\tan\beta$: pente de la plage

g : accélération de la pesanteur ($9,81 \text{ m/s}^2$)

T : période (de la houle) en s

ξ_o : nombre d'Iribarren

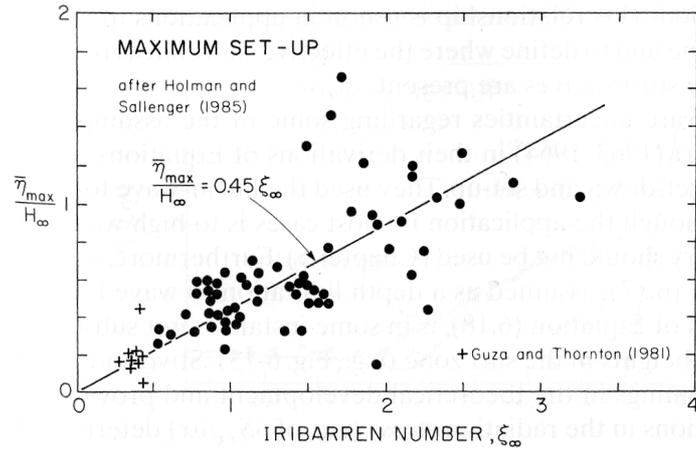


Fig. 7. Relation entre le *setup* (η_{\max}) normalisé et le nombre d'iribarren sur la plage de Duck en Caroline du nord (source: Komar, 1998).

En 2001, Raubenheimer B. *et al.* ont montré que le *setup* était sensible à la bathymétrie de la zone de surf et ont défini une relation empirique basé sur la pente moyenne de la zone de surf (β_{av}) :

$$\eta / H_{m0} = 0,027 + 0,004 \beta_{av} \quad (5)$$

Plus récemment H.F. Stockdon *et al.* (2006) ont élaboré deux formules du *setup*, pour les plages intermédiaires et les plages dissipantes⁵. Ces formules ont été obtenues à partir du traitement de nombreuses données acquises sur dix sites lors d'études préalables :

$$\eta = 0,35 \tan\beta (H_{m0} L_0)^{1/2} \quad (6)$$

$$\eta_d = 0,016 (H_{m0} L_0)^{1/2} \quad (7)$$

où :

η : représente la valeur du *setup* en m pour les plages intermédiaires.

η_d : représente la valeur du *setup* en m pour les plages dissipantes.

⁵ On considère que les plages sont dissipatrices lorsque le nombre d'iribarren est inférieur à 0,23, intermédiaires lorsque le nombre d'iribarren est compris entre 0,23 et 1, et réfléchissantes lorsque le nombre d'iribarren est supérieur à 1.

1.2.2.2. Le *Runup*

De nombreux travaux réalisés en laboratoire et sur le terrain ont permis de mieux caractériser le phénomène du *runup*. Il apparaît que le *runup* est fonction de la pente de la plage ($\tan\beta$), de la hauteur et de la longueur d'onde de la houle au large (H_{m0} et L_0) (Hunt, 1959) et donc du nombre d'Iribarren ξ_0 (Battjes, 1974).

La première formule, établie par I.A. Hunt en 1959, s'applique aux plages uniformes à pente régulière et dont le substrat est lisse et imperméable :

$$R = H_{m0} \xi_0 \quad (8)$$

où :

R = élévation du *runup* en m

Une constante (C) a ensuite été introduite par J.A. Battjes en 1971. Cette constante varie selon le contexte morphodynamique défini par le nombre d'Iribarren :

$$R = C H_{m0} \xi_0 \quad (9)$$

Les mesures de terrain de R.A. Holman (1986) et de P. Nielsen et D.J. Hanslow (1991) ont permis de déterminer les constantes 0,92 pour estimer $R_{2\%}$ et 1,07 pour R_{max} ($R_{2\%}$ correspond à la valeur dépassée par 2 % des plus hauts jets de rive et R_{max} correspond à la valeur maximale atteinte par le *runup*). Les mesures *in situ* ont été effectuées sur des plages aux caractéristiques morphodynamiques variables. Toutes les mesures ont eu lieu en régime microtidal (plage de Duck en Caroline du Nord - marnage compris entre 0,9 et 1,2 m, et plages de la Nouvelle-Galles du Sud en Australie - marnage : 1 - 2 m). Ces formules s'appliquent aux plages naturelles ayant une pente ($\tan\beta$) comprise entre 0,026 et 0,14 (Komar, 1998) :

$$R_{2\%} = 0,92 H_{m0} \xi_0 \quad (10)$$

$$R_{max} = 1,07 H_{m0} \xi_0 \quad (11)$$

En 1989, H. Mase a proposé une formule permettant d'estimer le *runup* sur les plages à caractère intermédiaire à réfléchissant ($0,03 > \tan\beta > 0,2$) :

$$R_{2\%} = 1,86 \xi^{0,71} H_{mo} \quad (12)$$

Les mesures *in situ* menées par P. Ruggiero *et al.* (2001) sur les plages du littoral de l'Oregon aux Etats-Unis (régime mesotidal ; marnage : 1,8 – 2,4 m), proposent une autre formule pour quantifier le *runup* sur les plages dissipantes à hyperdissipantes ($0,005 > \tan\beta > 0,025$) :

$$R_{2\%} = 0,27 (\beta_f H_{mo} L_o)^{1/2} \quad (13)$$

où :

β_f : pente de la zone intertidale (*foreshore*)

Le travail le plus récent et le plus abouti (Stockdon *et al.*, 2006) s'est basé sur l'ensemble des données acquises sur le terrain aux cours des études précédemment citées. Toutes les données utilisées proviennent de dix sites dont le régime marégraphique variait de microtidal à mésotidal. Mais, faute de mesures *in situ* disponibles, aucun site macrotidal n'a été pris en compte dans cette étude. Les différentes formules s'appliquent en fonction du contexte morphodynamique exprimé par le nombre d'Iribarren. Pour un nombre d'Iribarren inférieur à 0,3 :

$$R_{2\%} = 0,043 (H_{mo} L_o)^{1/2} \quad (14)$$

Pour un nombre d'Iribarren compris entre 0,3 et 1,25 :

$$R_{2\%} = 1,1 \left(0,35 \beta_f (H_{mo} L_o)^{1/2} + \frac{[H_{mo} L_o (0,563 \beta_f + 0,004)^{1/2}]}{2} \right) \quad (15)$$

Enfin pour les plages où le nombre d'Iribarren est supérieur à 1,25 :

$$R_{2\%} = 0,73 \tan\beta (H_{mo} L_o)^{1/2} \quad (16)$$

Depuis quelques années, de nombreuses études portant sur l'estimation des niveaux d'eau extrêmes en milieu macrotidal, intègrent les effets du *runup* (Suanez et Stéphan, 2006 ; Fichaut et Suanez, 2008a ; Stephan, 2008 ; Sabatier *et al.*, 2009 ; Suanez *et al.*, 2009 ; Suanez et Cariolet, 2010 ; Stéphan *et al.*, 2010). Mais, faute de mesures *in situ*, ce paramètre est alors estimé à partir des formules issues de la littérature citées précédemment et qui ont été calibrées en milieu micotidal et mésotidal.

Conclusion partielle

Les niveaux d'eau extrêmes sont générés par la combinaison rare de conditions météo-marines particulières : basses pressions, vents d'afflux, agitation marine⁶ et marée de vive-eau. Les phénomènes de submersion du littoral interviennent généralement lorsque le niveau d'eau à la côte devient suffisamment haut pour franchir ou déborder un cordon littoral (Benavente *et al.*, 2006). Sur le littoral, la quantification des niveaux d'eaux extrêmes est donc primordiale, car elle permet de définir, par exemple, la côte d'arase d'ouvrages côtiers ou encore de déterminer les niveaux altitudinaux de référence des zones potentiellement inondables par la mer (Garry *et al.*, 1997 ; Benavente *et al.*, 2006 ; Peeters *et al.*, 2009). Après avoir expliqué la genèse des niveaux d'eau extrêmes, nous allons nous intéresser dans le chapitre suivant aux différents modes de submersions marines et aux stratégies employées face à ce risque.

⁶ L'expression « agitation marine » désigne la somme de deux phénomènes distincts : la houle générée au large et la mer du vent générée localement.

Chapitre 2. Des modalités de submersion aux stratégies adoptées

2.1. Modes de submersion et réponses des littoraux

Les niveaux d'eau extrêmes peuvent engendrer des inondations côtières de différentes manières. Dans la littérature, il est possible de discerner trois « modes » de submersions. Une zone basse peut être submergée par **franchissement**, par **débordement** ou par **rupture** d'un cordon naturel ou d'un ouvrage de protection (Besson, 1991 ; Garry *et al.*, 1997 ; Reeve et Burgess, 1993 ; Perherin et Roche, 2010). Le terme « cordon naturel » désigne tous les édifices morphologiques tel que les cordons dunaires et les cordons de galet. Les ouvrages de protection désignent toutes les structures construites par l'homme dans le but de protéger les zones basses de la mer, comme les levées, les perrés ou encore les digues.

2.1.1. Submersion par franchissement

Ce mode de submersion, nommé *wave overtopping* en anglais, concerne toutes les inondations provoquées par le franchissement des vagues au-dessus de cordons naturels ou d'ouvrages de protection. Dans ce type de submersion, seule l'élévation du jet de rive est supérieure au sommet du cordon ou à la côte d'arase de l'ouvrage, et peut engendrer l'inondation de la zone basse située en arrière (fig. 8 et photo 2). L'énergie des vagues, le profil topographique de la plage et le cas échéant la forme de l'ouvrage, déterminent la hauteur du *runup*, donc l'importance du franchissement. En outre, la direction et la force du vent influent sur le jet de rive et les projections d'eau, en favorisant leur franchissement lorsque le vent souffle de la mer vers la terre, et inversement (De Rouck *et al.*, 2005 ; Gonzalez-Escriva *et al.*, 2004 ; Kamikubo, 2006 ; Wolters et van Gent, 2007) (fig. 8).

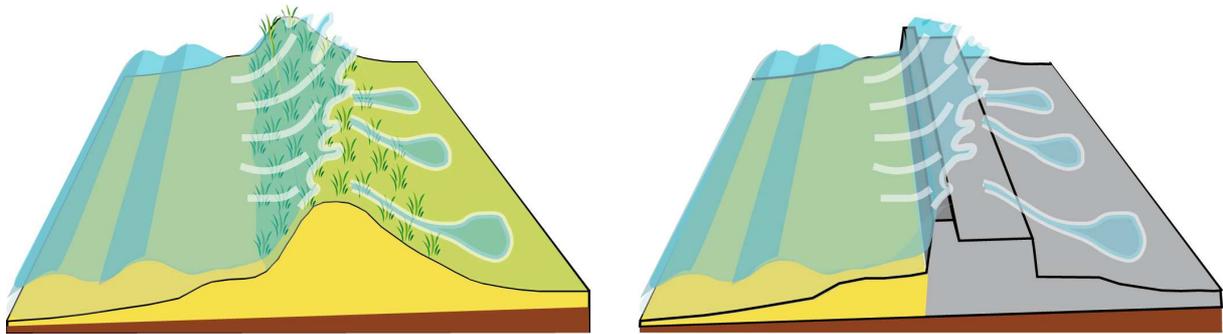


Fig. 8. Représentations schématiques de submersions générées par franchissement, à gauche sur un cordon dunaire, à droite sur un perré.

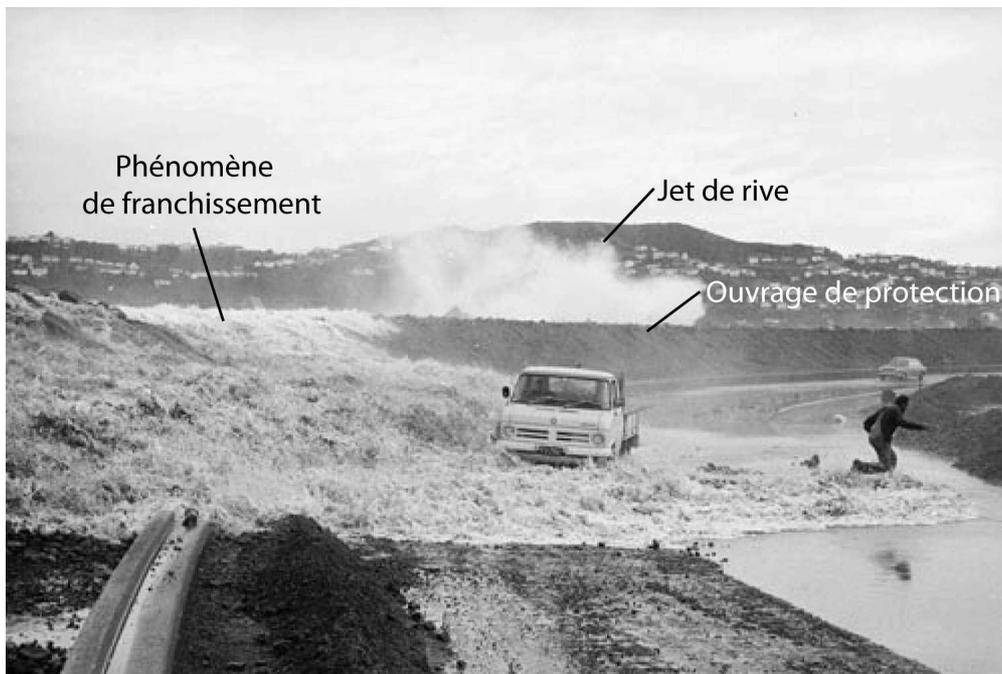


Photo 2. Phénomène de franchissement d'un ouvrage de protection à *Moa Point Road, Liall Bay, Wellington, Nouvelle Zélande, 1972.*

Les phénomènes de franchissement ont généralement un impact sur la morphologie des cordons naturels. Si l'on s'en tient à la typologie élaborée par A.H. Sallenger en 2000, la réponse morphologique sur les cordons littoraux de type île barrière correspond à un écrêtement (*Overwash regime*) de la partie sommitale du cordon (fig. 9).

Sur les cordons de galets, les phénomènes de franchissement provoquent soit un exhaussement de la partie sommitale du cordon si la hauteur atteinte par le jet de rive est égale à la côte d'arase du cordon (*overtopping*), soit un abaissement de la crête si la hauteur du jet de rive est supérieure à celle de la crête (*discrete overwash*)

(Orford *et al.*, 1991 ; Donnelly *et al.*, 2006) (fig. 9). Il est important de considérer ces processus morphologiques comme dynamiques. Lorsque la crête d'un cordon de galet est abaissée lors d'un phénomène d'*overwash*, les phénomènes de franchissement deviennent plus importants. À l'inverse, l'exhaussement de la crête d'un cordon de galet provoqué par un phénomène d'*overtopping*, réduira les phénomènes de franchissement.

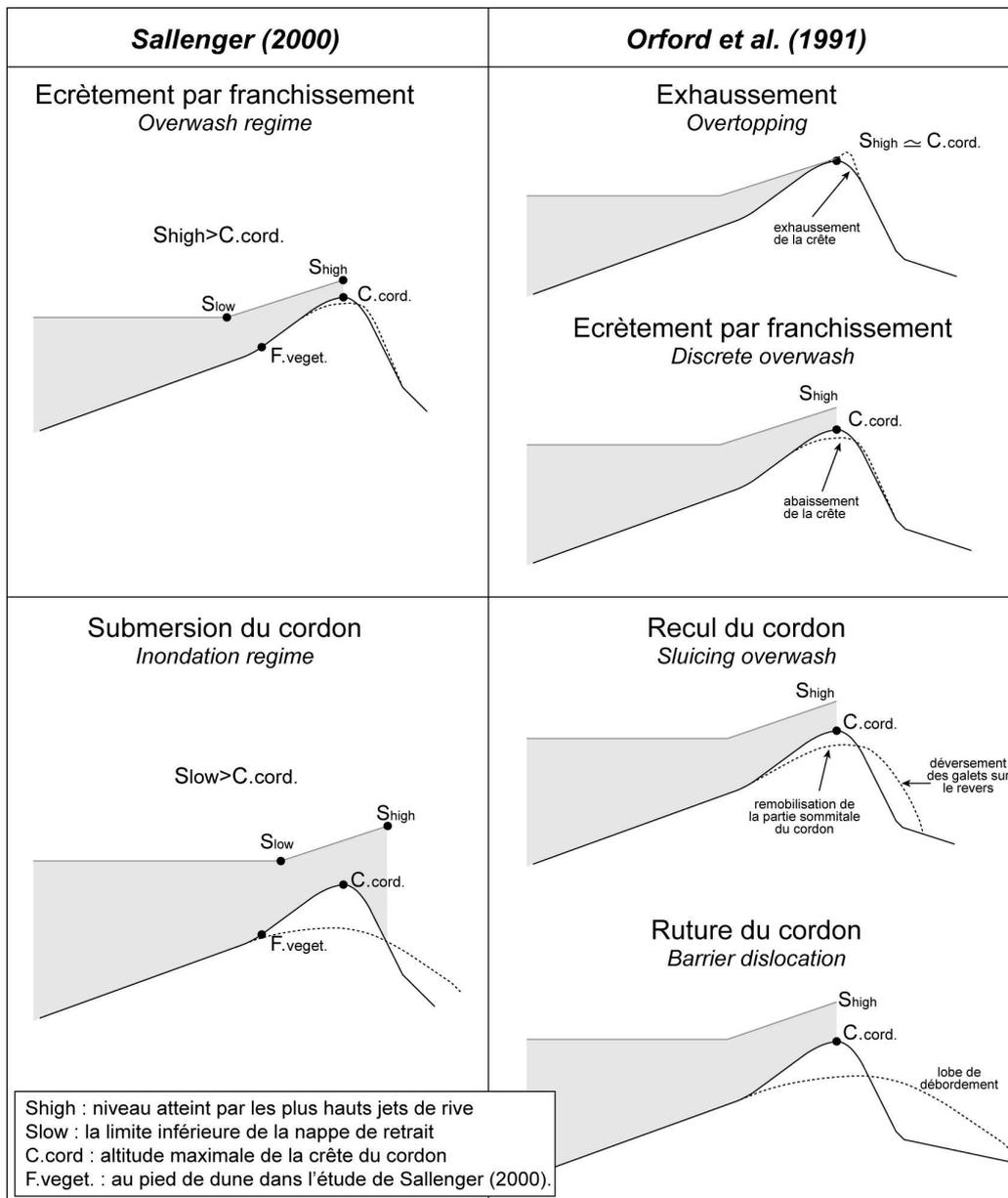


Fig. 9. Typologies des niveaux de submersion et des réponses morphologiques associées sur les cordons dunaires de type île barrière d'après les travaux de Sallenger (2000) et sur les cordons de galets d'après les travaux de Orford *et al.* (1991).

Les phénomènes de franchissement peuvent également engendrer des dégâts sur les ouvrages de protection, tel que des affouillements, des infiltrations ou des fissurations (van Gent, 2002). Depuis quelques années, plusieurs modèles ont été élaborés afin d'estimer les débits de franchissement au-dessus de ces structures de défense côtière (Owen, 1980 ; van der Meer et Jansen, 1995 ; Hedges et Reis, 1998). Tous ces modèles prennent en considération un certain nombre de paramètres, tels que la houle (hauteur, période et direction), la pente de la plage et de l'ouvrage, la côte d'arase de l'ouvrage et la porosité de ce dernier. Ces modèles ont été exclusivement adaptés aux ouvrages d'ingénierie civile (Hughes et Nadal, 2009 ; Peeters *et al.*, 2009) mais n'ont jamais été testés sur des cordons naturels.

2.1.2. Submersion par débordement

Les inondations par débordement ont lieu lorsque le niveau d'eau est supérieur à la côte d'arase d'un ouvrage ou au sommet d'un cordon naturel (fig. 10 et photo 3). Souvent, ce type de submersion a lieu dans des zones abritées comme les estuaires ou les ports. Dans ces zones situées à l'abri de l'agitation marine, les côtes d'arase des ouvrages de protection et les altitudes des cordons sont souvent plus basses que sur les littoraux exposés. Cependant, dans ces zones protégées les surcotes peuvent être plus importantes à cause des phénomènes de « concentration » de l'onde de tempête. En outre, les mouvements de seiches dans la plupart des ports peuvent engendrer des élévations du niveau d'eau d'amplitude métrique, en quelques minutes et ainsi contribuer de façon significative aux phénomènes de débordement (Okihiro *et al.*, 1993).

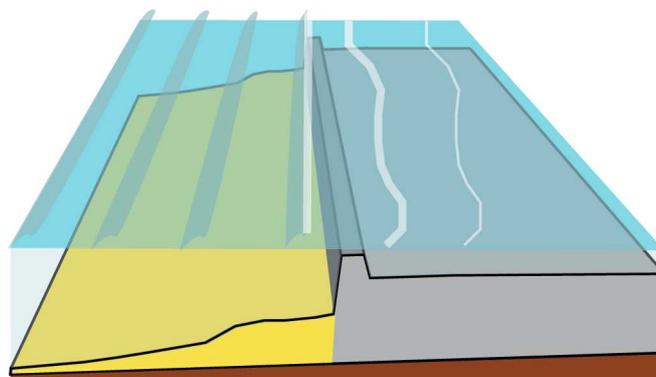


Fig. 10. Représentations schématiques d'une submersion générée par débordement. Le niveau d'eau est supérieur au perré.



Photo 3. Phénomène de débordement en zone d'abri. Le Tour-du-Parc (Castel), le 9 février 2009 (source: DDTM 56).

Les phénomènes de débordements peuvent être également observés sur des milieux exposés à l'agitation marine, lorsque le niveau atteint par le *setup* est supérieur au sommet du cordon littoral ou à la côte d'arase de l'ouvrage côtier. Ce type de submersion s'est par exemple produit lors du passage de l'ouragan Katrina dans le sud-est des Etats-Unis, le 29 août 2005 (Hugues et Nadal, 2009) (photo 4).

En milieu exposé à l'agitation marine, les débordements entraînent généralement un transfert de sédiments sur le revers des cordons naturels, un recul de l'ensemble du cordon et parfois une rupture de l'édifice sédimentaire (Orford *et al.*, 1991 ; Carter et Orford, 1993 ; Roy *et al.*, 1994 ; Orford *et al.*, 1995 ; Sallenger, 2000) (fig. 9). Sur les ouvrages de protection, les débordements en milieu exposé à l'agitation marine peuvent engendrer l'endommagement ou la rupture des structures (van Gent, 2002).



Photo 4. Phénomène de débordement durant le passage de l'ouragan Katrina, le 29 août 2005, dans la baie de Saint-Louis, Nouvelle-Orléans. Quelques minutes après le débordement observé sur ce cliché, l'ouvrage de défense a rompu (photo : Don McClosky).

2.1.3. Submersion générée par la rupture d'un cordon naturel ou d'un ouvrage de protection

L'attaque de la mer durant une tempête peut rompre un cordon naturel ou un ouvrage de protection (fig. 11 et photo 5). L'eau peut alors s'engouffrer dans la brèche et envahir très rapidement la zone basse située en arrière (Pye et Neal, 1994 ; Visser, 1998). Comme nous l'avons expliqué précédemment, un phénomène de débordement peut également entraîner la destruction complète d'un cordon ou d'un ouvrage. Sur les cordons, ce phénomène a été nommé « *barrier overtopping* » par S.P. Leatherman (1983) et C. Donnelly *et al.* (2006) et correspond au stade « *inondation regime* » dans la typologie de A.H. Sallenger (2000) et au stade « *barrier dislocation* » dans la typologie de J.D. Orford *et al.* (1991) (fig. 9).

Les submersions par rupture d'un cordon ou d'un ouvrage sont celles qui engendrent le plus dégâts et de pertes humaines, car elles sont rapides et peuvent inonder de vastes zones. Ces phénomènes ont été observés lors des submersions provoquées par l'ouragan Katrina le 29 août 2005 au sud-est des Etats-Unis et pendant les inondations engendrées par le passage de la tempête Xynthia sur les côtes de Vendée et de Charente les 27 et 28 février 2010.

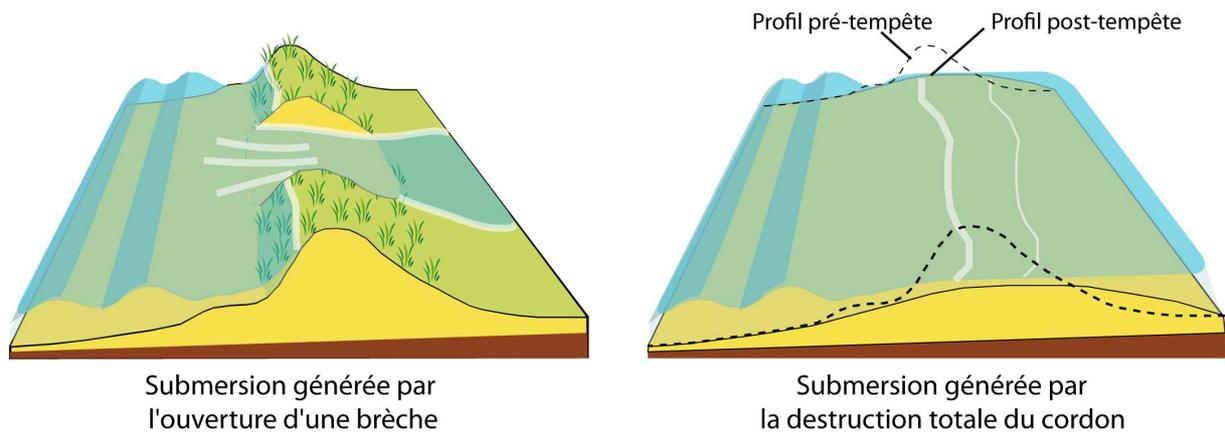


Fig. 11. Représentations schématiques d'une submersion générée par l'ouverture d'une brèche et par la rupture totale d'un cordon dunaire (*Barrier dislocation*).



Photo 5. A : Ouverture de brèches dans un cordon dunaire à South Bethany, côte du Delaware aux Etats-Unis, le 13 novembre 2009 (source : site internet de l'état du Delaware⁷) ; B : Brèche ouverte dans une digue à l'île de Ré, après le passage de la tempête Xynthia (source : Le Figaro, le 01/03/2010).

La morphologie pré-tempête des cordons littoraux et du haut de plage est déterminante lors des processus d'ouverture de brèches. Les cordons sont plus

⁷ <http://www.swc.dnrec.delaware.gov/Shoreline/Pages/November13,2009Storm.aspx>

exposés lorsqu'ils sont étroits, peu élevé et quand le haut de plage se trouve démaigri et abaissé. En effet, le jet de rive peut atteindre et attaquer plus souvent le pied de dune quand ce dernier se situe plus bas en altitude (Hesp, 1988, 2002 ; Psuty, 1988 ; Kraus et Wamsley, 2003 ; Ruz et Meur-Férec, 2004).

Plusieurs études ont montré que la bathymétrie de l'avant côte joue également un rôle dans la localisation des brèches (Demarest et Leatherman, 1985; Kraft *et al.*, 1987; Pilkey *et al.*, 1993; Riggs *et al.*, 1995; Schwab *et al.*, 2000; McNinch, 2004; Browder et McNinch, 2006; Schupp *et al.*, 2006; Stockdon *et al.*, 2007). La diffraction de la houle générée par la présence de hauts fonds peut, par exemple, conduire à des phénomènes de concentration de l'énergie des vagues en des points précis du littoral, appelés « points faibles » (*Hot spot* dans la littérature anglo-saxonne). Ces points faibles sont donc plus exposés à l'érosion et à l'ouverture de brèches (Carter et Orford, 1981 ; O'Reilly et Guza, 1993; Bender et Dean, 2003; Regnault *et al.*, 2004; Schupp *et al.*, 2006 ; Stéphan, 2008).

2.2. Stratégies adoptées face au risque de submersion

L'aléa de submersion marine présente un risque pour des zones littorales lorsque des enjeux humains sont présents. Depuis une trentaine d'années en France, on observe une augmentation de l'urbanisation dans les communes littorales (Meur-Férec, 2006 ; Deboudt, 2010). La concentration progressive de nombreux enjeux a entraîné - et engendre toujours - une augmentation du risque de submersion marine dans ces secteurs. Afin de réduire le risque d'inondation par la mer, il est possible d'agir sur l'une ou l'autre de ces deux composantes du risque. Les enjeux peuvent être protégés en diminuant l'aléa ou la croissance des enjeux peut être stoppée ou limitée par une politique de prévention. Une dernière solution consiste à délocaliser les enjeux.

2.2.1. Protection des enjeux par l'action sur l'aléa

Pour les côtes basses qui concentrent des enjeux, la première protection contre la mer est souvent un cordon littoral (Louise et van der Meulen 1991 ; Stauble *et al.* 1990 ; Erchinger 1992). Le maintien de ces édifices naturels est donc une priorité.

Aux Pays-Bas, la pérennisation des cordons littoraux passent par le rechargement sédimentaire des plages et par le redimensionnement et le

renforcement des cordons littoraux (van de Graaff, 1983 ; van der Wal, 2004). Sur la côte est des Etats-Unis, soumise à l'action des ouragans, ces pratiques sont de plus en plus utilisées pour protéger les littoraux (Rogers, 2000 ; Finkl et Walker, 2005). En France, ce type d'opération est de plus en plus courante (Pinot, 1998; Paskoff, 1998 ; Fichaut et Suanez, 2008b et 2008c), de même que dans le reste de l'Europe (Hamm *et al.*, 2002 ; Matias *et al.*, 2005).

Certains ouvrages de protections, de types longitudinaux, ont également été créés afin de fixer le trait de côte. L'enrochement consiste par exemple à positionner le long du pied de dune de nombreux blocs de pierre ou de béton entassés les uns sur les autres, afin de protéger le cordon dunaire de l'assaut des vagues (Caminade, 1995 ; Cataliotti *et al.*, 1997 ; French, 2001). Une alternative à l'enrochement consiste à positionner le long du pied de dune un tube en géotextile injecté de sable (*Géotube*[®] et *Stabiplage*[®]). Ce procédé, moins coûteux à mettre en place qu'un enrochement, n'implique pas de moyens lourds pour sa mise en œuvre et présente un caractère réversible. La mise en place de ces tubes donne des résultats comparables à ceux d'un enrochement classique (Gibeaut *et al.*, 2003 ; Verhagen, 2004 ; Fleitour *et al.*, 2005 ; Cariolet *et al.*, 2008). Dans de nombreux autres cas, les cordons littoraux ont été détruits et remplacés par la construction d'un perré (ouvrage de défense longitudinal qui sépare une plage d'une zone souvent urbanisée) ou d'une digue. Cependant, la mise en place de ces types d'ouvrages longitudinaux en zone battue génèrent des effets réfléchissants qui augmentent l'action de la nappe de retrait et entraînent un démaigrissement du haut de plage (Pinot, 1998 ; Paskoff, 1998). La réduction de la largeur de l'estran et le démaigrissement du haut de plage diminuent donc le rôle joué par la plage dans la dissipation de l'énergie des vagues et retarde donc le déferlement des vagues (Paskoff, 1998). Il en résulte alors des phénomènes de déferlement des vagues au niveau des ouvrages de protection, entraînant des projections par « paquet de mer » assez impressionnants appelés effets de rampe (photo 6). Ces phénomènes peuvent conduire à des processus de franchissement, en particulier si le vent souffle de la mer vers la terre.



Photo 6. Phénomène de franchissement par « paquets de mer » amplifié par la présence d'un perré. Le 10 mars 2008 sur la plage du Trez Hir à Plougonvelin (Cliché : R. Gladu).

2.2.2. Prévention du risque par la maîtrise des enjeux

L'objectif des politiques de prévention des risques est de réduire l'impact socio-économique des aléas pour les sociétés humaines (Schneider et Chen, 1980 ; Titus *et al.*, 1991 ; Yohe *et al.*, 1996 ; West *et al.*, 2001 ; Kumar *et al.*, 2008 ; Dubois-Maury, 2001 ; Meur-Férec, 2006 ; Deboudt, 2010). Pour cela, les politiques de prévention se basent essentiellement sur une cartographie du risque (Garès, 1990 ; Bellomo *et al.*, 1999 ; Dean et Malakar, 1999 ; Benavente *et al.*, 2006 ; Kumar *et al.*, 2008). Le principe est de délimiter des zones à risque dans lesquelles les constructions sont réglementées. Cette démarche permet de limiter la croissance des enjeux dans les zones définies comme exposées à l'aléa.

La méthode de cartographie des zones à risque de submersion s'articule généralement autour de trois points (Benavente *et al.*, 2006 ; Fletcher *et al.*, 1995 ; Bellomo *et al.*, 1999 ; Suanez *et al.*, 2007 ; Kumar *et al.*, 2008) (fig. 12). Dans un

premier temps, l'aléa de submersion est estimé en quantifiant les niveaux d'eau extrêmes à la côte pour une période de retour donnée, généralement de 100 ans. Cette estimation tient compte des différents paramètres agissant sur l'élévation du niveau d'eau à la côte, notamment la surcote et parfois les effets dus à l'agitation marine tel que le *wave setup*. Dans un second temps, la cartographie de l'aléa est obtenue en reportant le niveau d'eau extrême sur la topographie du site étudié. Enfin, la cartographie du risque est réalisée en comparant la zone potentiellement submersible avec la localisation des enjeux humains (Solomon et Forbes, 1999 ; Meur-Férec *et al.*, 2008 ; De Pippo *et al.*, 2008 ; Vinchon *et al.*, 2009) (fig. 12). En France, les Plans de Prévention des Risques de Submersion Marine (PPR-SM) sont élaborés à partir de cette méthode.

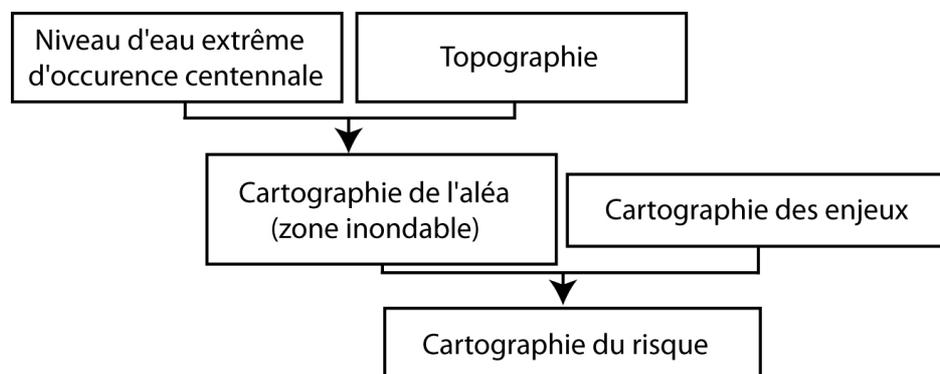


Fig. 12. Méthode classique de cartographie des zones soumises au risque de submersion marine.

Les plans de préventions des risques naturels (PPRN) ont été institués par la loi n°95-101 du 2 février 1995, dite « loi Barnier ». Ils constituent un outil essentiel de la politique définie par l'Etat en matière de prévention et de gestion des risques. L'élaboration des PPRN littoraux s'appuie sur un ensemble de procédures qui ont été préconisées en 1997 dans le cadre d'un guide méthodologique (Garry *et al.*, 1997). Les PPRN sont pilotés par les services de l'Etat (DDE, CETE, Services maritimes). Cependant leur réalisation est généralement confiée à des bureaux d'études. Les PPRN littoraux se déclinent autour de trois types d'aléa : les risques de submersion, les risques d'érosion et les risques d'avancées dunaires. Notons que les risques d'avancées dunaires ne concernent que la côte Aquitaine. De ce fait, les PPRN littoraux sont souvent spécialisés et déclinés en deux versions : les PPR Submersion Marine (PPR-SM) et les PPR érosion.

La démarche préconisée pour l'élaboration des PPR-SM (Garry *et al.*, 1997) reprend la méthode présentée plus haut (fig. 12). Sur chaque secteur étudié, l'aléa est d'abord estimé à partir d'un niveau d'eau extrême d'occurrence centennale. Ces hauteurs d'eau proviennent de la cartographie des niveaux d'eau extrêmes réalisée par le Service Hydrographique Océanographique de la Marine (SHOM) pour l'ensemble du territoire français (Simon, 1996)⁸. L'approche consiste à associer, pour des probabilités d'occurrences similaires, des hauteurs de pleines mers prédites avec des valeurs de surcotes observées. Les probabilités d'apparition de hauteurs d'eau prédites pendant les marées de vives-eaux et les probabilités d'apparition de fortes surcotes sont d'abord analysées séparément, puis combinées. La seconde étape de la démarche d'élaboration d'un PPR-SM consiste à reporter le niveau d'eau d'occurrence centennial sur la topographie afin de cartographier l'aléa. La topographie est acquise à partir de la base de données topographiques de l'Institut Géographique National (BD TOPO[®] - IGN). Ce référentiel topographique est obtenu à partir de la numérisation des courbes de niveau d'une équidistance de 5 m de la carte topographique au 1: 25 000, ou grâce à la base de données altimétriques de l'Institut Géographique National (BD ALTI[®] - IGN). Ce second référentiel correspond à un modèle numérique de terrain dont la plus petite maille représente un carré de 25 m de côté pour une précision altimétrique de 5 m en plaine.

La zone potentiellement submersible obtenue est ensuite comparée à la localisation des enjeux humains. Cette démarche permet de créer des cartes de zonage réglementaire. Les légendes varient selon les opérateurs mais en général figurent : les zones fortement exposées au risque (zones rouges), et les zones moyennement exposées au risque (zones bleues). Les zones rouges sont inconstructibles et l'extension du bâti existant n'est pas autorisée. Seules les installations non pérennes peuvent être tolérées sous couvert d'une autorisation préfectorale. Pour les zones bleues, la construction de nouvelles habitations et l'extension du bâti existant sont autorisées sous réserve de prescriptions particulières. Par exemple, la surface habitable doit se situer au-dessus d'un niveau refuge, situé généralement quelques dizaines de centimètres au-dessus de la côte centennale définie préalablement.

⁸ Cette cartographie a été réalisée dans le cadre d'une étude réalisée en 1994 par le SHOM à la demande de l'Etat pour la délimitation du Domaine Public Maritime. Les données ont été réactualisées en 2007 par le SHOM.

La méthode d'élaboration des PPR-SM présente quelques limites. Premièrement la quantification des niveaux d'eau extrêmes à la côte repose uniquement sur la surcote et ne tient pas compte des effets de l'agitation marine sur la déformation du plan d'eau à la côte. Comme l'ont montré plusieurs auteurs, ces effets (*wave setup* et *wave runup*) jouent un rôle important dans les phénomènes de débordement et de franchissement des ouvrages de défense côtière (Garès, 1990 ; Fletcher *et al.*, 1995 ; Bellomo *et al.*, 1999 ; Benavente *et al.*, 2006 ; Solomon et Forbes, 2008). L'approche préconisée par le guide d'élaboration des PPR littoraux (Garry *et al.*, 1997) sous-estime donc l'aléa. La seconde limite de la méthode d'élaboration des PPR-SM résulte du manque de précision de la donnée topographique utilisée (IGN 1 : 25 000ème), dont l'échelle de restitution et la résolution au sol n'est que très rarement appropriée. En effet, les référentiels altimétriques de l'IGN ne sont pas capables de restituer une topographie fine et notamment les faibles dénivelés que l'on observe au niveau des côtes basses et qui jouent un rôle déterminant lors des processus de débordement, de franchissement, et d'écoulement des eaux (Dobosiewicz, 2001 ; Sanders, 2007 ; Kumar *et al.*, 2008). Des mesures de terrain fines permettent cependant de créer des référentiels topographiques plus précis. Cette démarche permet d'améliorer la délimitation des zones inondables, et donc la cartographie de l'aléa (Benavente *et al.*, 2006 ; Suanes *et al.*, 2007). La troisième limite des PPR-SM actuels tient au caractère statique de la méthode mise en œuvre. De nombreux auteurs ont montré la nécessité de considérer certains paramètres dynamiques qui interviennent dans l'aggravation du risque de submersion marine, tels que la cinématique du trait de côte (Dean et Malakar, 1999 ; Bush *et al.*, 2001 ; Stauble, 2003). Un des problèmes des PPRN littoraux est donc lié à la dissociation faite entre la submersion et l'érosion. Sur les côtes basses meubles, les deux phénomènes sont en effet intrinsèquement liés. Enfin, dans un contexte actuel de réchauffement climatique, l'élévation probable du niveau marin devrait également être considérée (Nicholls et Hoozemans, 1996 ; Richmond *et al.*, 2001 ; Vinchon *et al.*, 2009). Une montée du niveau marin aurait deux conséquences : elle augmenterait la cote de submersion et dans un contexte de pénurie sédimentaire, entraînerait une accélération de l'érosion sur les cordons littoraux.

Depuis leur instauration en 1995, on remarque que les PPRN littoraux ont été mis en place tardivement et de façon hétérogène sur le territoire français. Entre 1995 et

2010, 75 PPRN littoraux ont été approuvés et 113 ont été prescrits, c'est-à-dire qu'ils sont en cours d'élaboration (Ministère de l'écologie, 2010). Les PPR-SM sont les plus nombreux, avec 46 documents approuvés et 71 prescrits, alors que seulement 29 PPRN érosion côtière sont approuvés, et 42 prescrits. Ce bilan n'est pas comparable aux PPRN inondations, dont l'état d'avancement est bien plus avancé. Ce constat s'explique facilement. Le risque d'inondation fluviale est le risque naturel qui menace le plus la vie humaine en France métropolitaine. Néanmoins, les submersions catastrophiques générées par le passage de la tempête Xynthia en février 2010, vont très probablement accélérer la réalisation de PPRN littoraux.

Conclusion partielle

La littérature permet de distinguer trois modes de submersion qui sont fonction du niveau d'eau atteint et de la réponse morphologique du cordon littoral ou des dégâts sur l'ouvrage de protection. Face au risque d'inondation par la mer, le premier réflexe a été de protéger les enjeux par la mise en place d'ouvrages de défense. Depuis deux décennies, la politique, notamment en France, tend à privilégier la prévention en limitant les enjeux dans les zones considérées comme inondables par le biais des PPR. Pour être « durable », ce type d'outil basé sur la cartographie du risque nécessite de prendre en compte de nombreux paramètres dynamiques tels que le recul du trait de côte et l'élévation du niveau marin. Aujourd'hui, pour de nombreux auteurs, la prise en compte de ces paramètres et la collaboration entre les experts, les environnementalistes et les décideurs s'avèrent nécessaire pour la mise en place d'une politique de gestion intégrée des risques de submersion (Louise et van der Meulen, 1991 ; Nicholls et Hoozemans, 1996 ; Solomon et Forbes, 1999 ; van Vuren *et al.*, 2004 ; Meur-Férec *et al.*, 2008 ; De Pippo *et al.*, 2008 ; Vinchon *et al.*, 2009 ; Deboudt, 2010).

Après avoir abordé un certain nombre de concepts et de notions concernant la génération des niveaux d'eau extrêmes à la côte, les différents types de réponses des côtes face aux niveaux d'eau extrêmes et les différentes stratégies qui peuvent être adoptées, le dernier chapitre de cette première partie est consacré au contexte de ce travail de thèse.

3.1. Contexte spatial : la Bretagne

3.1.1. Des conditions météo-marines locales propices à l'élévation des niveaux d'eau à la côte

Comme il a été indiqué en introduction, ce travail de thèse porte sur l'étude du risque de submersion en Bretagne. Cette région, située à la pointe ouest de la France, est composée de trois façades : Une façade nord bordée par la Manche, une façade ouest face à la Mer d'Iroise et une façade sud qui fait face à l'océan Atlantique et au golfe de Gascogne. Ces trois interfaces terre-mer sont directement soumises au régime des tempêtes atlantiques lors de configurations zonales (fig. 13).

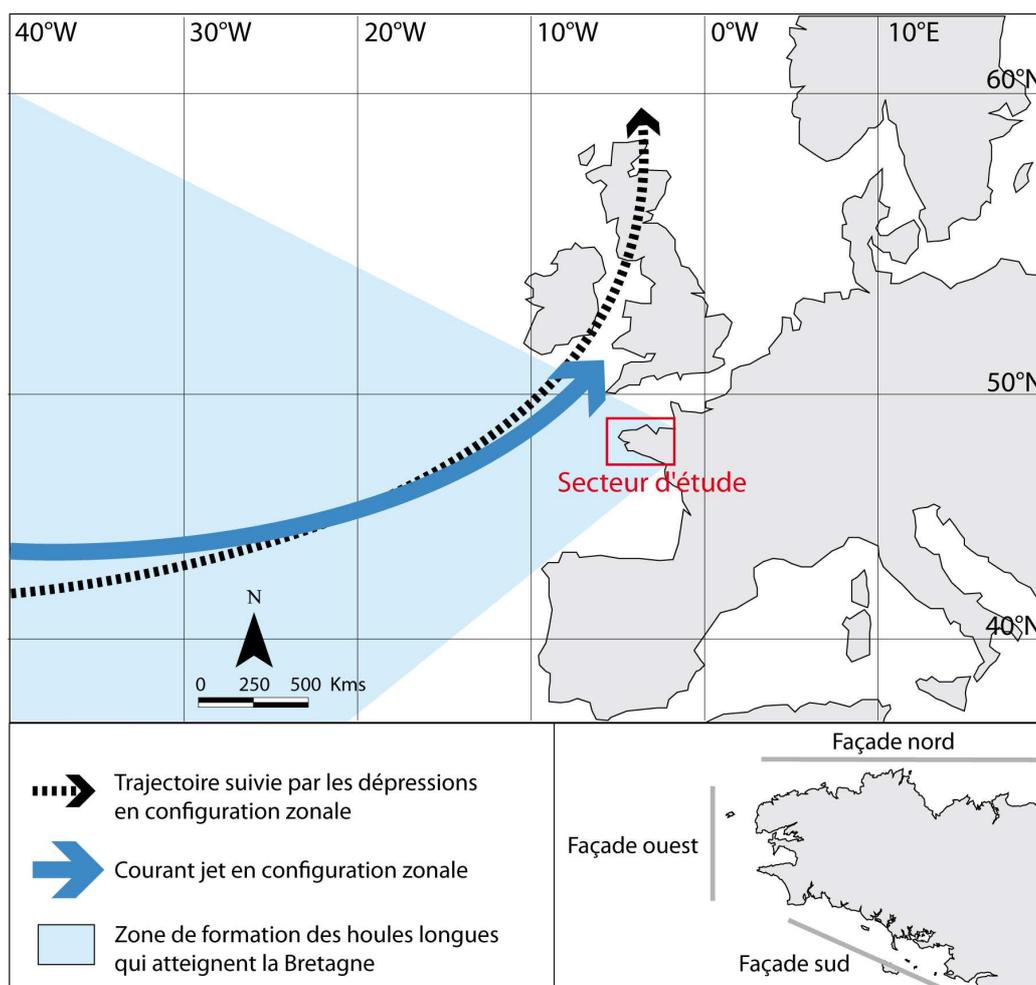


Fig. 13. Localisation du secteur d'étude et de la trajectoire moyenne des dépressions Atlantique en configuration zonale.

3.1.1.1. Conditions anémométriques et conditions d'agitation marine

Les conditions de vents sont différentes selon les façades maritimes (fig. 14). A l'ouest de la Bretagne, les vents sont en moyenne plus forts que sur les autres façades et soufflent principalement de secteur sud-ouest à nord-ouest. Sur la côte méridionale, les vents sont principalement de secteur ouest-sud-ouest (260°) et sont donc considérés comme d'afflux pour les secteurs côtiers orientés sud à ouest (fig. 14). Sur la façade septentrionale, les vents principaux soufflent de secteurs sud-sud-ouest à ouest-nord-ouest. Sur cette façade, les vents d'afflux ne sont pas majoritaires contrairement au deux autres façades. Cependant, la morphologie découpée de la côte bretonne implique que les situations locales d'exposition sont très variées. De ce fait, quel que soit le secteur, un vent est d'afflux pour au moins une portion du littoral en Bretagne.

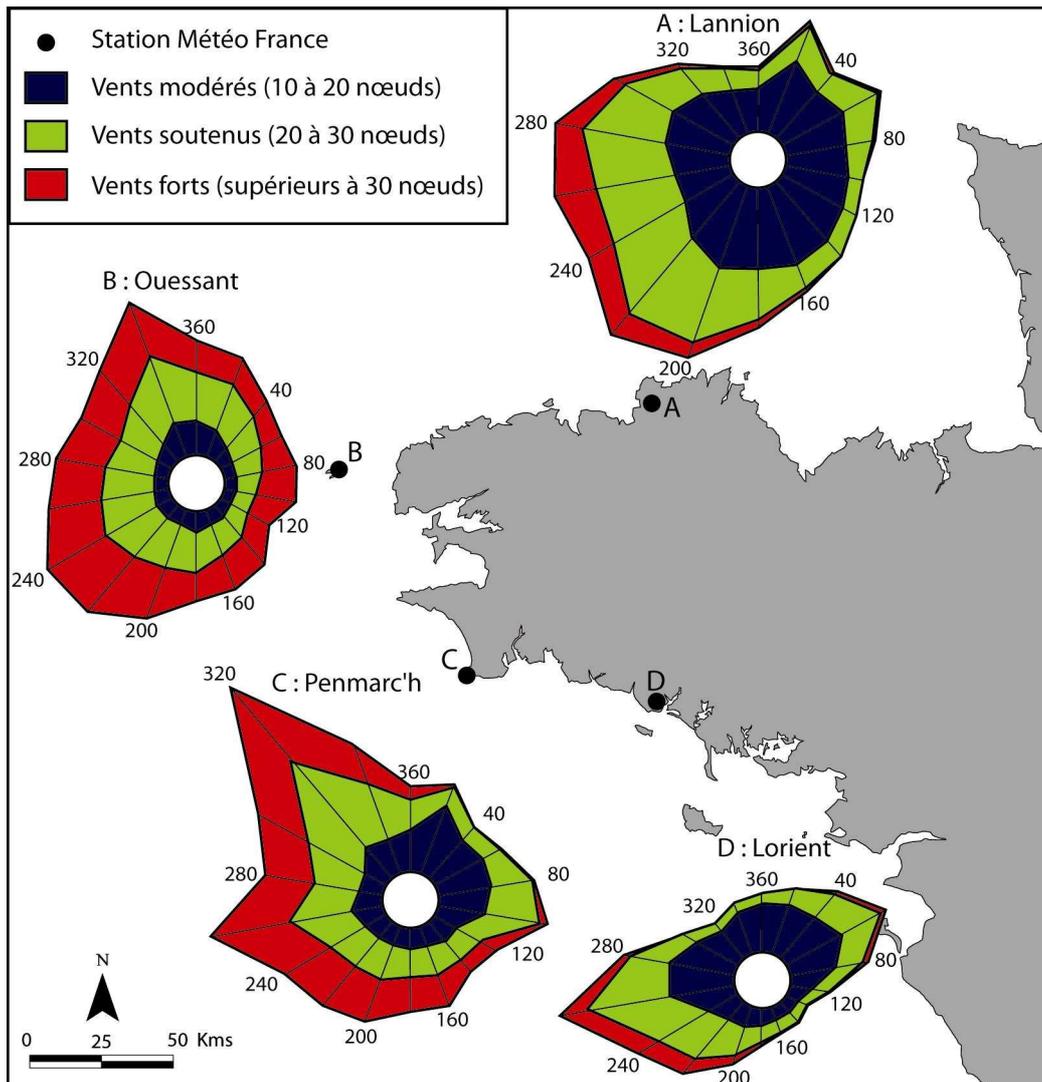


Fig. 14. Roses des vents au niveau des trois façades Bretonnes. Moyennes calculées entre janvier 2000 et décembre 2009 (Source : Météo-France).

Lors du passage de perturbations sur l’océan Atlantique, les vents génèrent des houles en soufflant sur la masse océanique. Plus le vent souffle fort et longtemps, sur une zone de *fetch* (distance) importante, plus les houles sont puissantes. Les principales houles qui atteignent les côtes bretonnes proviennent d’un quadrant sud-ouest à nord-ouest (fig. 15). La façade ouest est essentiellement soumise à l’action des houles d’ouest à nord-ouest. Au large d’Ouessant, près de 60 % des houles proviennent d’une direction comprise entre 270 et 300 degrés. Plus de 57 % des houles ont une hauteur (H_{mo}) supérieure à 2 mètres et les houles peuvent atteindre une hauteur de 12 mètres (fig. 15). Le long de la façade septentrionale, plus de la moitié des houles proviennent du secteur nord-ouest (300 degrés). En raison de la présence des îles Anglo-saxonnes, le *fetch* est moins important en Manche et les

houles sont donc moins puissantes : 62 % des houles ont une hauteur (H_{m0}) supérieure à 1 mètre et les hauteurs maximales sont de 6 mètres. Enfin, la côte méridionale est soumise à l'action des houles de secteur ouest-sud-ouest : 90 % des houles proviennent d'une direction comprise entre 240 et 270 degrés et plus de 50 % des houles ont une hauteur (H_{m0}) supérieure à 1 m. Les hauteurs maximales sont de 7 mètres. Il est important de noter qu'aux abords des côtes, les houles subissent des phénomènes de diffraction et de réfraction du fait de la présence de nombreuses îles, îlots et écueils sur certaines portions du littoral.

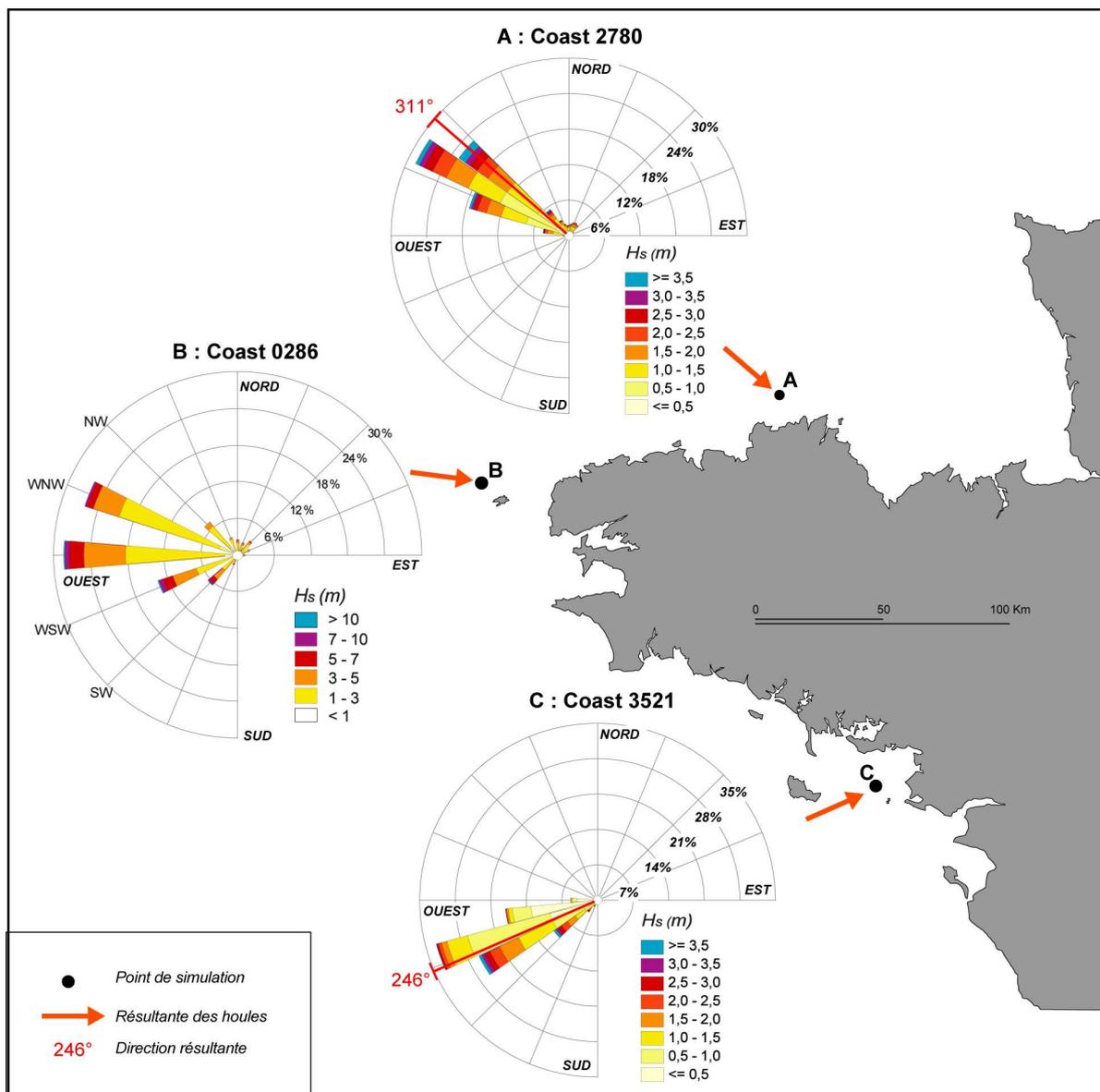


Fig. 15. Roses des houles annuelles obtenues au large des trois façades de Bretagne pour quatre points du modèle ANEMOC, et résultantes associées (période 1979-2002) (Source : Base ANEMOC ; réalisation : P. Stéphan, 2008).

3.1.1.2. Les niveaux d'eau extrêmes en Bretagne

La pointe armoricaine est située dans un contexte marégraphique macrotidal à mégatidal (fig. 16). Le marnage lors d'un coefficient de marée de 120 varie de 3,3 m à Vannes jusqu'à 14 m dans la baie du Mont-Saint-Michel. Le type de marée est semi-diurne, c'est-à-dire que deux pleines mers et deux basses mers ont lieu chaque jour. Durant les marées de vives-eaux, les pleines mers ont lieu le matin et le soir. Les plus fortes marées de l'année, nommées marées d'équinoxes, interviennent en septembre et mars. En milieu macro et mégatidal, les niveaux d'eau extrêmes - et donc les processus de submersion - sont extrêmement dépendant de la marée. P.A. Pirazzoli (2000), P.A. Pirazzoli *et al.* (2004) et R. Caspar *et al.* (2007) ont ainsi montré, sur les littoraux du nord-ouest de la France, que les inondations par la mer interviennent généralement lorsqu'une onde de tempête est en phase avec une pleine mer de vive-eau. Cette conjonction présente un caractère totalement aléatoire. Selon P.A. Pirazzoli (2000), très peu de fortes surcotes ont été en phase avec une pleine mer de vive-eau durant ces dernières décennies en Bretagne.

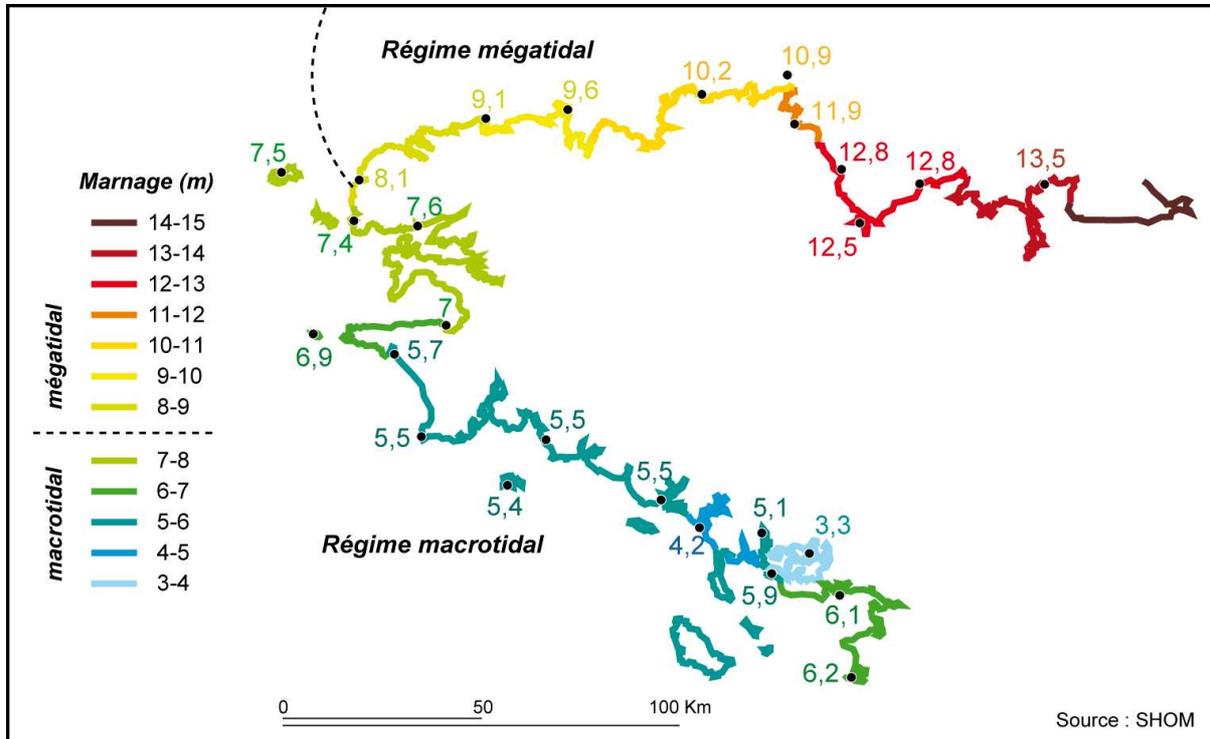


Fig. 16. Marnages lors d'un coefficient de marée de 120 en Bretagne (Réalisation : P. Stéphan, 2008).

Le passage de perturbations atlantiques près de la pointe bretonne peut générer d'importantes surcotes sur les côtes (Bouligand et Pirazzoli, 1999 ; Pirazzoli, 2000 ; Betts *et al.*, 2004 ; Pirazzoli *et al.*, 2004 ; Caspar *et al.*, 2007). Selon Betts *et al.* (2004), ce sont les perturbations de configuration zonale qui engendrent la majorité des surcotes à Brest. Lors de la tempête du 15 octobre 1987, le marégraphe de Brest a enregistré une surcote record de 1,47 m (Bouligand et Tabeaud, 1998).

Enfin, comme évoqué précédemment, la part de l'élévation du niveau d'eau à la côte engendrée par le déferlement des vagues (*setup* et *runup*) est intégrée depuis quelques années au calcul des niveaux d'eau extrêmes dans certaines études en Bretagne (Suanez et Stéphan, 2006 ; Fichaut et Suanez, 2008 ; Stéphan, 2008 ; Sabatier *et al.*, 2009 ; Suanez *et al.*, 2009 ; Stéphan *et al.*, 2010 ; Suanez et Cariolet, 2010). Néanmoins, il est important de rappeler que, dans ces études, les paramètres du *setup* et du *runup* ont été estimés à partir de formules calibrées en milieu microtidal et mésotidal.

3.1.2. Les zones soumises au risque de submersion

3.1.2.1. Localisation des côtes basses en Bretagne

Les trois façades de la pointe armoricaine présentent des morphologies littorales différentes. La côte nord, bordée par la Manche, se compose de plusieurs entités de zones basses. La côte du Léon, à l'ouest, est formé de cordons sableux à la granulométrie grossière (fig. 17) (Dubreuil, 1975 ; Guilcher et Hallégouët, 1991). Ces cordons protègent des zones basses situées en arrière. Du Léon jusqu'au Trégor, le littoral souvent peu élevé est prolongé vers la mer par une plate-forme à écueils (Hallégouët, 1971), qui protège de nombreux cordons littoraux de l'action des houles (Guilcher *et al.*, 1959). Plus à l'est, après le littoral plus élevé de la baie de Saint-Brieuc, la baie du Mont Saint-Michel représente une vaste zone basse de sédimentation où le trait de côte a été gagné localement sur la mer par poldérisation (fig. 17) (Verger, 2009).

Sur la façade ouest de la Bretagne, le sud de la baie d'Audierne présente une configuration de côte basse, protégée par un cordon littoral qui s'étend de Penhors à Penmarc'h sur 11 km (fig. 17) (Hallégouët et Hénaff, 2006). La zone située en arrière est peu urbanisée. Le risque de submersion y est donc faible dans ce secteur. En

outre, au large de la pointe du Raz, l'île de Sein, partie la plus haute d'une plate forme étroite en grande partie immergée (La Chaussée de Sein), ne culmine qu'à cinq mètres d'altitude. Cette île est constituée d'une succession d'accumulations ancrées sur des pointements rocheux (Guilcher, 1936).

La façade méridionale bretonne est celle qui comprend le plus de côtes basses. De la pointe de Penmarc'h à la pointe de Beg Meil, un vaste chapelet de cordons dunaires qui s'appuient sur des écueils granitiques, protège des dépressions sublittorales situées en arrière (fig. 17) (Bodéré *et al.*, 1993 ; Hallégouët et Hénaff, 2006). De Tregunc jusqu'à Damgan, de nombreuses zones basses plus ou moins étendues et protégées par des cordons dunaires se succèdent : Tregunc, Larmor-Plage, Tombolos de Gâvres et de Quiberon, Sarzeau (fig. 17) (Tourolle, 2003).

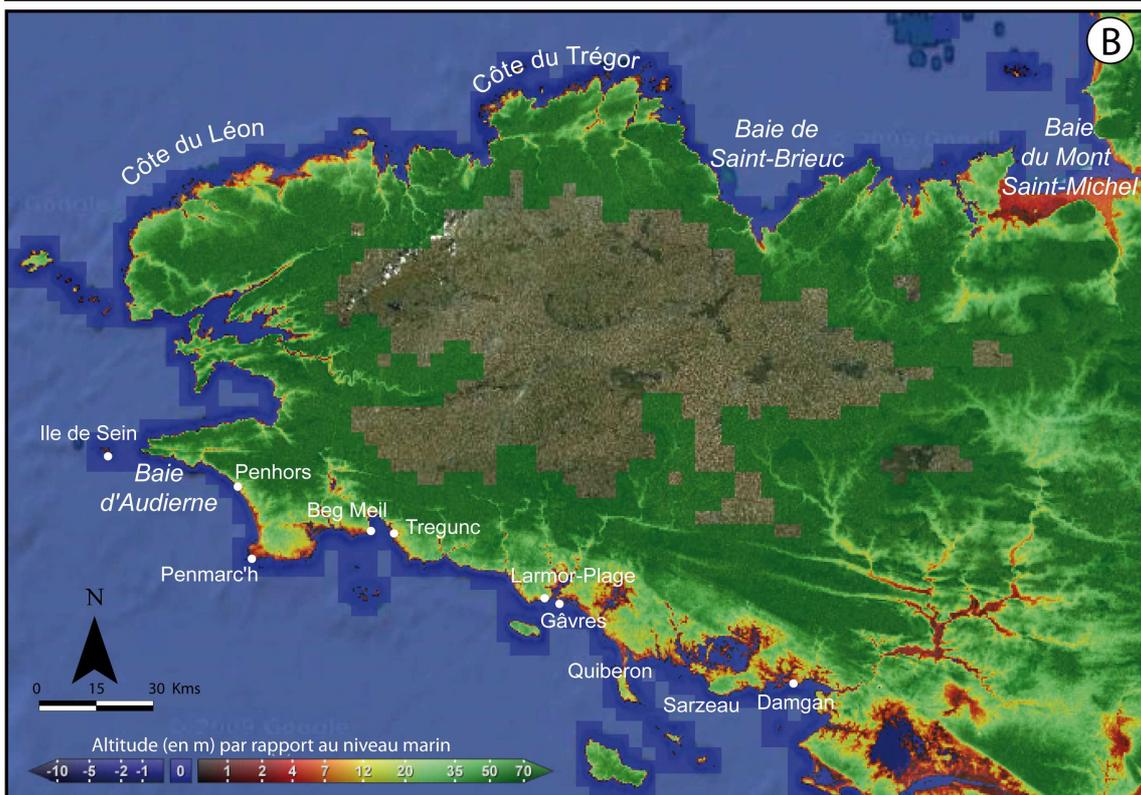
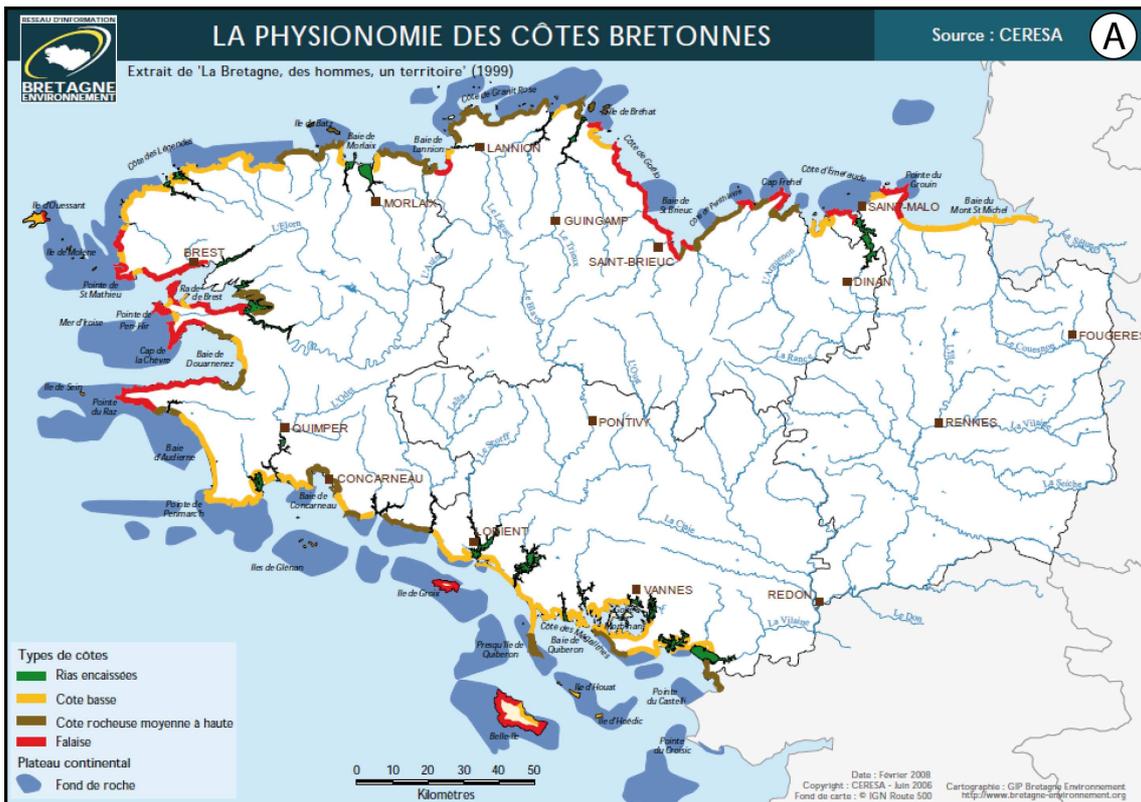


Fig. 17. A : Caractéristiques morphologiques des côtes Bretonnes (source : Bretagne-environnement). B : Modèle Numérique de Terrain de la Bretagne représentant les altitudes par rapport au niveau marin. Les côtes basses sont représentées dans les tons rouges (source : *Sea level rise explorer*).

Les cordons dunaires qui protègent les zones basses actuelles de Bretagne ont été édifiés à partir de la transgression flandrienne il y a 6000 ans jusqu'à l'âge de bronze il y a environ 2 500 ans (Guilcher et Hallégouët, 1991). Les cordons de galet ont été essentiellement formés lors la transgression flandrienne (Stéphan, 2008). Nous verrons par la suite que la plupart de ces cordons littoraux sont actuellement fragilisés par un non renouvellement des stocks sédimentaires (Paskoff, 2004 ; Stéphan, 2008 ; Suanez, 2009 ; Suanez *et al.*, sous presse).

Concernant les processus de submersion qui interviennent en Bretagne, les rares études se sont, avant tout, intéressées aux processus d'ouverture de brèches dans les cordons littoraux. H. Regnault *et al.* (2004) et P. Stéphan (2008) ont montré que la topographie de l'avant côte, et notamment la présence d'écueils, explique parfois la localisation de brèches et de phénomènes d'*overwash* le long de la côte. Les phénomènes de submersions par débordement et par rupture de cordon ou d'ouvrage sont intégrés dans la cartographie du risque de submersion (Préfecture du Finistère, 1997; 1999a ; 1999b ; 1999c ; 2000; 2007a ; 2007b et 2007c ; Suanez *et al.*, 2007 ; Cariolet et Suanez, 2009). Enfin, les phénomènes de franchissement sur les côtes bretonnes n'ont pas fait l'objet d'études particulières.

3.1.2.2. Assèchement puis urbanisation des côtes basses

La plupart des zones basses littorales actuellement habitées ou cultivées en Bretagne était, à l'origine, des zones humides littorales ou des marais maritimes. A partir du XIX^{ème} siècle, de nombreuses zones humides littorales et marais maritimes ont en effet été drainés et des terres ont été gagnées sur la mer⁹ (Verger, 2009) (fig. 18). Originellement, ces terres ont été asséchées ou poldérisées pour permettre leur mise en culture. Cependant, l'attrait croissant pour le littoral ces dernières décennies a engendré l'urbanisation progressive de ces zones basses artificiellement asséchées. Notons que les toponymes dans ces zones basses sont souvent liées à la notion de marais, tel que les noms de lieux dits « palud » ou « les joncs ».

Ce processus de colonisation a été étudié à l'échelle de la Bretagne par F. Poncet (1984) et ponctuellement sur certains sites comme la Baie de Goulven par B. Hallégouët *et al.* (1992) et dans la Baie du Mont-Saint-Michel par F. Verger (2009).

⁹ Ces terres gagnées sur la mer sont nommées « prises » sur les littoraux de l'ouest de la France (Verger, 2009). On peut également parler de « polders » pour désigner ces zones.

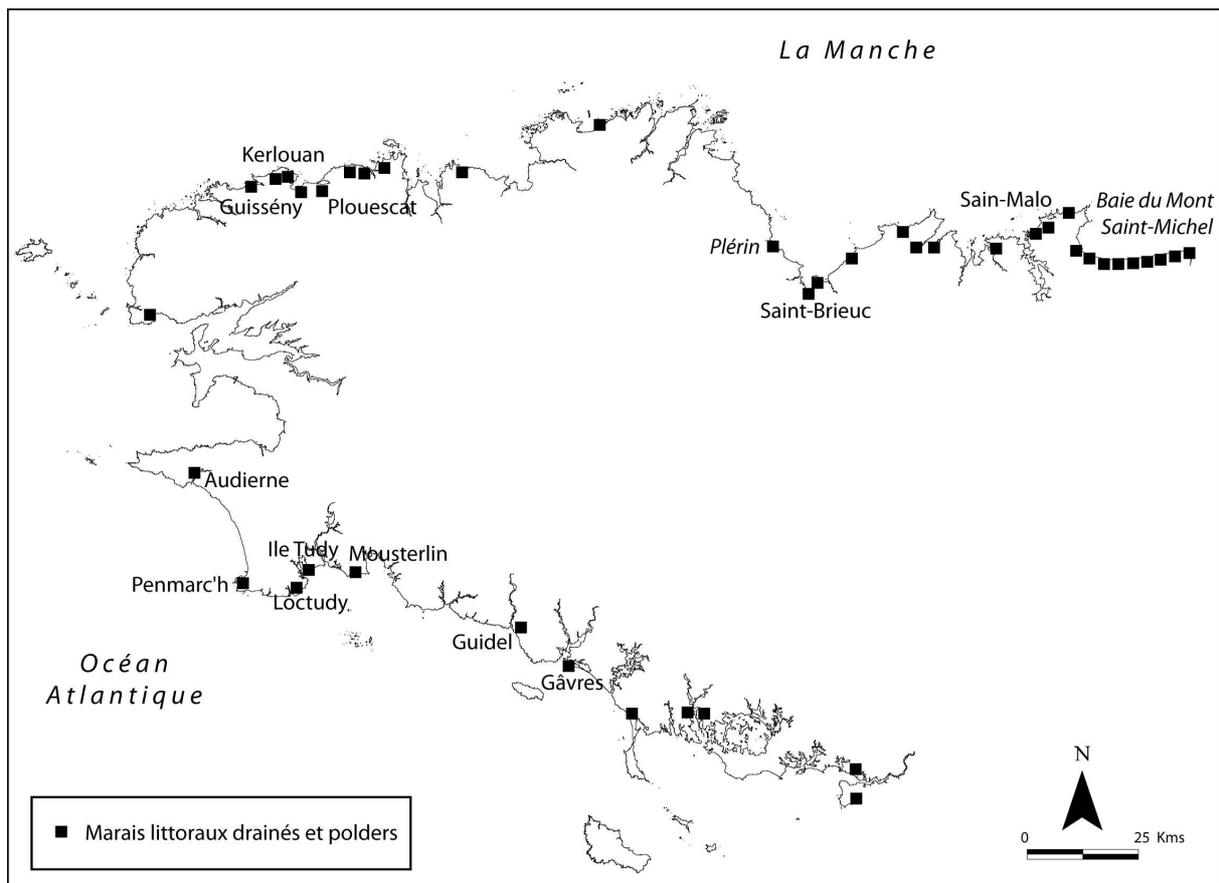


Fig. 18. Localisation des marais littoraux drainés et des polders en Bretagne (d'après Poncet, 1984).

Depuis ces dernières années, ce processus a également été analysé sur les communes de Guissény, de l'île Tudy et de Gâvres (fig. 19). A Guissény, jusqu'au XIX^{ème} siècle, un cordon dunaire barrait une zone humide connectée à la mer au niveau de Porz Olier (fig. 19A), au nord nord-est. En 1834, une digue fut construite afin d'isoler l'ensemble du secteur de la mer et la zone humide fut drainée pour la rendre cultivable (Bodéré *et al.*, 1983 ; Hallégouët et Yoni, 1999). Ce polder, situé en dessous du niveau marin et protégé de la mer par le cordon dunaire (Suanez *et al.*, 2007), a été progressivement bâti depuis les années 1980 (Baillet, 2009) (fig. 20).

A l'île Tudy, la zone basse de Kermor, qui était autrefois régulièrement inondée par la mer, a été poldérisée vers 1850. Cette transformation a été rendue possible par la construction d'une digue à l'ouest de la zone et par la fermeture des passes qui séparaient plusieurs bancs sableux entre l'île Tudy et la Pointe de Combrit (fig. 19B) (Bodéré *et al.*, 1993, Hallégouët et Hénaff, 2006). Aujourd'hui, cette zone basse gagnée sur la mer est protégée par un mince cordon dunaire entre Combrit et

l'île Tudy. Depuis les années 1970-1980, elle a été urbanisée dans sa partie ouest (Baillet, 2009) (fig. 21).

Sur la presqu'île de Gâvres, la zone humide dite « des joncs » a été drainée puis cédée à la commune en 1953 (Le Cornec, 2009) (fig. 19C). Cette zone de 13 hectares a été ensuite progressivement urbanisée entre 1958 et 1993 (Patel, 2010).

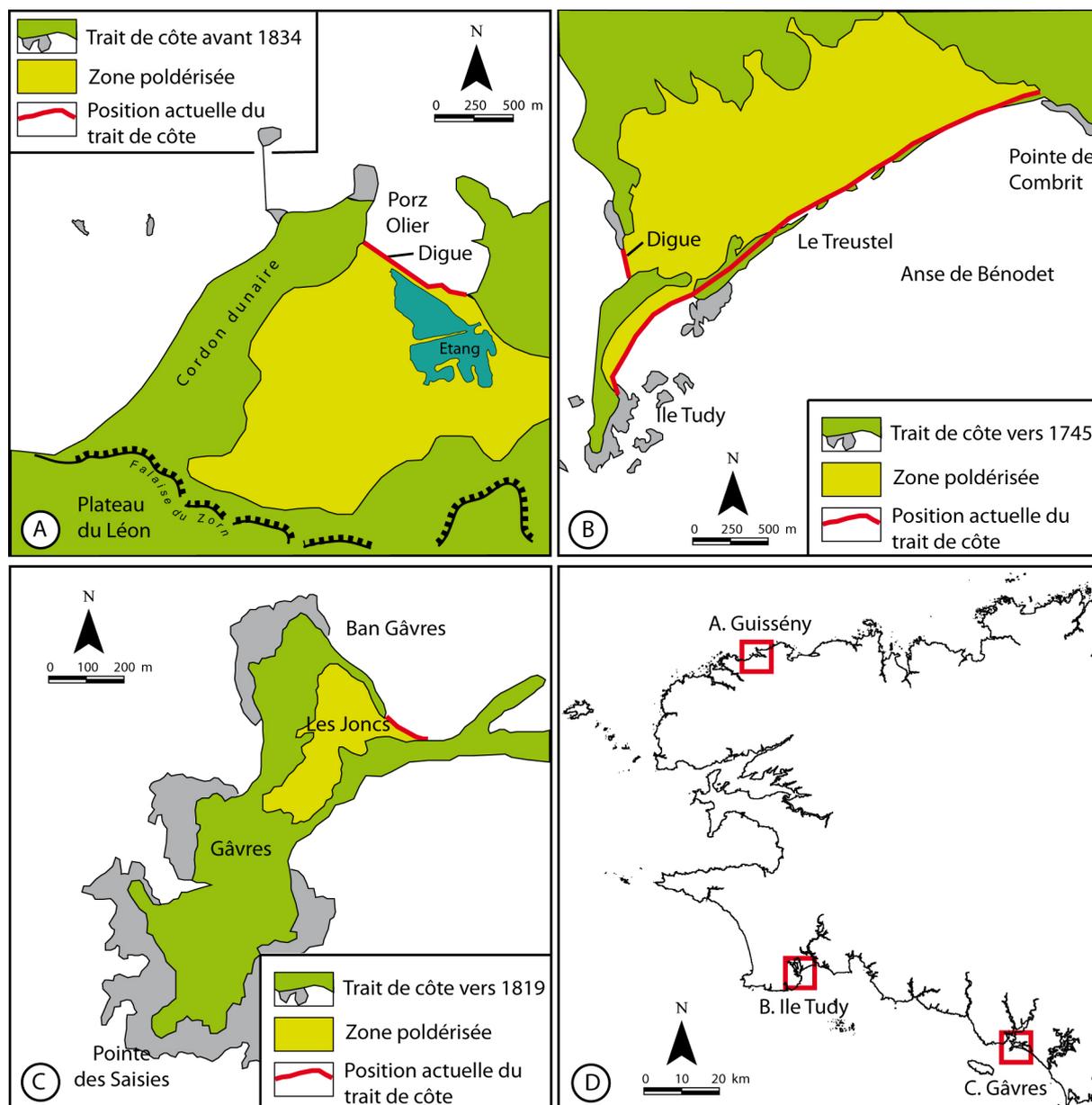


Fig. 19. Exemple de poldérisation d'espaces littoraux bretons. A : Commune de Guissény. B : Commune de l'île Tudy (sources : Bodéré *et al.*, 1997 ; Hallégouët et Hénaff, 2006). C : Commune de Gâvres. D : Carte de localisation des sites.

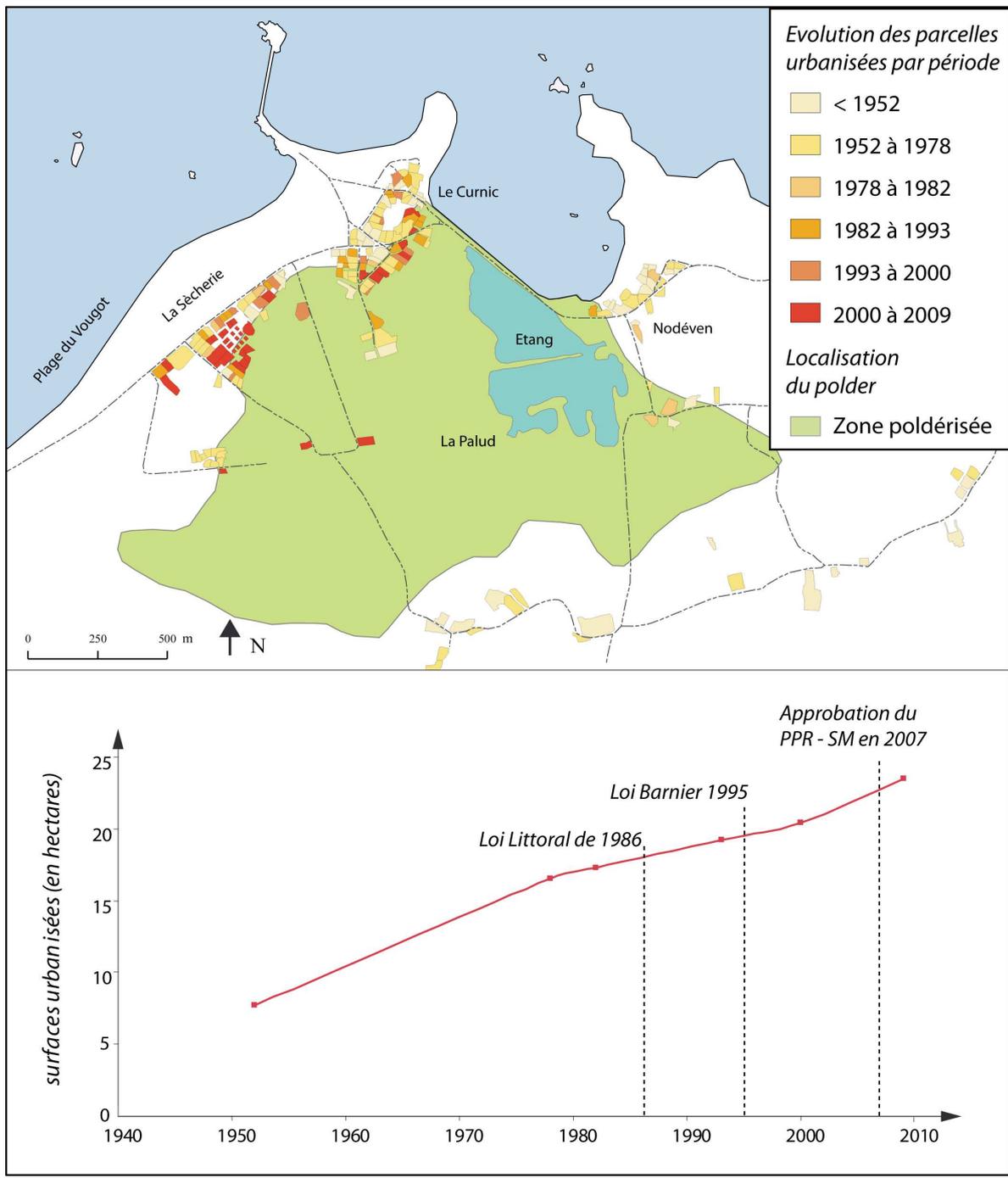


Fig. 20. Evolution de l'urbanisation sur la commune de Guissény entre 1952 et 2009 (Source : Baillet, 2009).

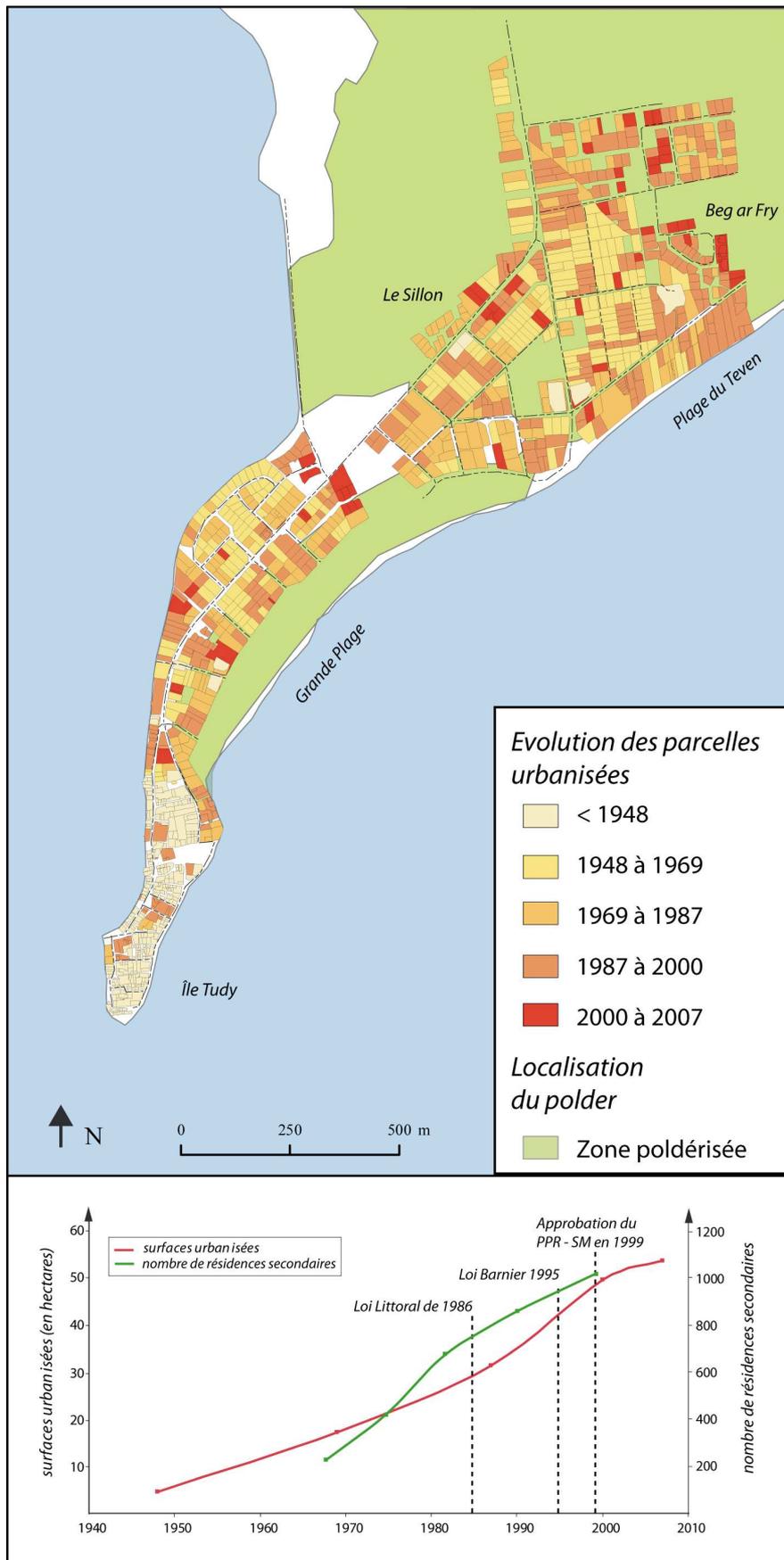


Fig. 21. Evolution de l'urbanisation sur la commune de l'Ile Tudy entre 1948 et 2007 (source : Baillet, 2009).

3.1.2.3. Stratégies adoptées en Bretagne face au risque de submersion

Face aux risques d'érosion et de submersion marine, les stratégies adoptées en Bretagne ont été les suivantes. Entre le XIX^{ème} siècle et les années 1990, la priorité reposait sur la défense du littoral, en favorisant la construction de divers ouvrages de protection contre la mer. Cette politique de maîtrise de l'aléa était encadrée par l'Etat (Deboudt, 2010). Dans le département du Finistère, une étude récente a montré que près d'un quart du linéaire côtier est « figé » par la construction d'ouvrages de défense divers (Le Berre *et al.*, 2009). Depuis la fin des années 1990, la politique de défense du littoral a perdu du terrain au profit d'une politique de prévention des risques naturels. Cette politique, basée sur la maîtrise des enjeux, a pris corps à travers la création des PPRN littoraux (Deboudt, 2010). En Bretagne, seul le département du Finistère dispose de PPRN littoraux approuvés (PPR-Submersion Marine uniquement). Les PPR-SM du Finistère ont été réalisés par deux bureaux d'étude¹⁰, à deux périodes différentes. On distingue les PPR-SM de la côte sud (de Penmarc'h jusqu'à Fouesnant) approuvés entre 1997 et 2000 et les PPR-SM de la côte nord (de Plouguerneau jusqu'à Saint-Pol-de-Léon) approuvés en 2007 (fig. 22) (Préfecture du Finistère, 1997; 1999a ; 1999b ; 1999c ; 2000; 2007a ; 2007b et 2007c). Les méthodes de délimitations des zones à risques s'inspirent de la méthode préconisée par le guide méthodologique des PPR-L (Garry *et al.*, 1997). Dans les autres départements bretons, seul un PPR-SM a été prescrit, en 2008, sur la commune de Gâvres (Morbihan) (Baillet, 2009).

¹⁰ BCEOM et ALIDADE

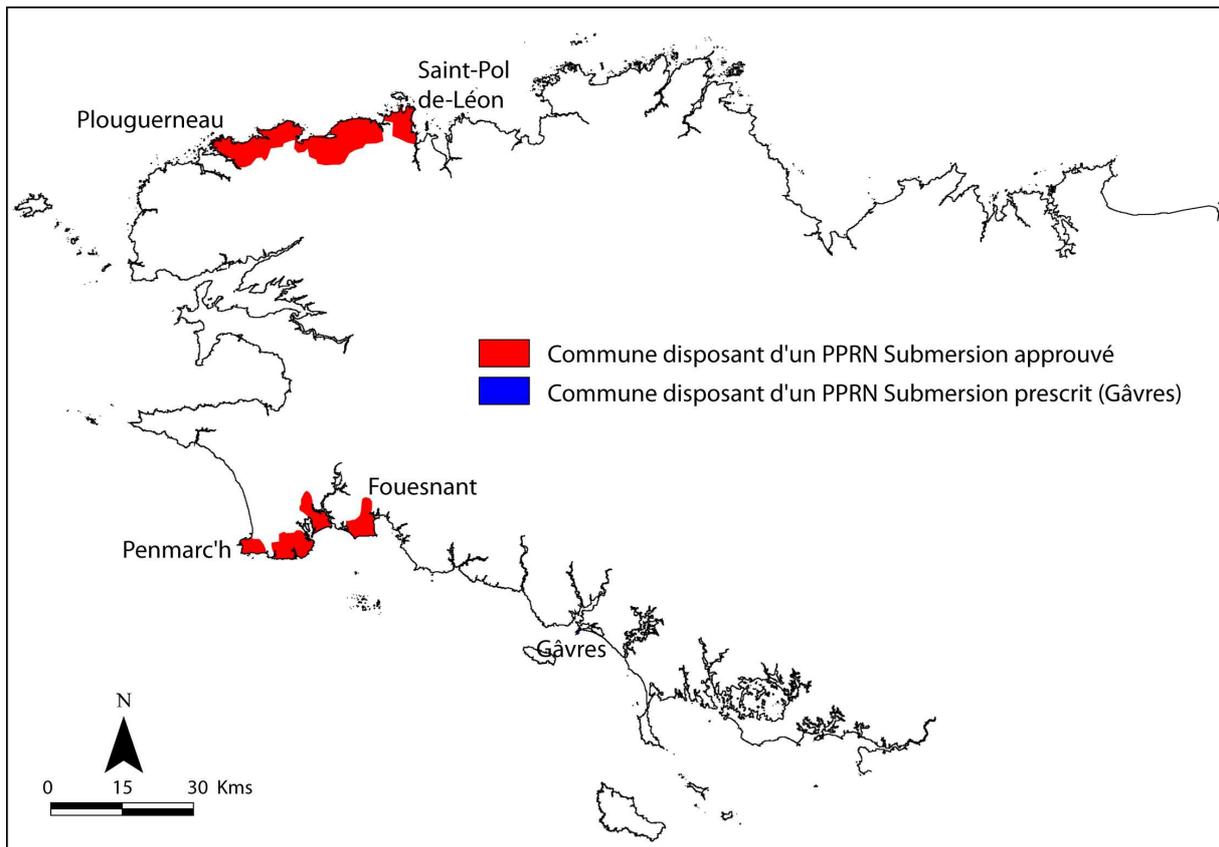


Fig. 22. Localisation des PPRN Submersion approuvés et prescrits en Bretagne.

3.2. Un contexte de plus en plus favorable au risque de submersion ?

3.2.1. Vers un renforcement des tempêtes et des niveaux d'eau extrêmes ?

3.2.1.1. Evolution de la fréquences des tempêtes atlantiques

Sur les côtes du nord-ouest de la France, de nombreux auteurs ont observé une oscillation des événements tempétueux morphogènes qui semble s'organiser selon des cycles de 10 à 12 ans. À partir de l'analyse des données de houles enregistrées au large de Ouessant, B. Fichaut et S. Suanez (2008a) et S. Suanez *et al.* (2009) ont constaté que la décennie 1979-1990 était marquée par une fréquence élevée d'épisodes morphogènes, alors que la période 1990-2007 était caractérisée par une diminution de ce type d'épisodes. Sur le littoral haut-normand, S. Costa (1997) désigne la période 1975-1990 comme une période propice aux tempêtes et aux submersions. Cet auteur souligne, comme B. Fichaut et S. Suanez (2008a), une inversion de la tendance en 1990. Sur la côte sud du Finistère, B. Hallégouët et A.

Hénaff (2006) ont observé une période de calme et de régénération des systèmes littoraux entre 2000 à 2006. Cette phase a également été constatée par P. Stéphan (2008) sur le Sillon de Talbert (Côtes d'Armor) et en Rade de Brest, et par S. Suanez (2009) et S. Suanez et P. Stéphan (à paraître) dans la Baie de Saint-Michel-en-Grèves. Depuis 2007, un nouveau cycle morphogène semble avoir débuté (Suanez, 2009 ; Suanez *et al.*, 2009 ; Suanez et Stéphan, à paraître). Toutefois il est difficile de comparer l'activité tempétueuse avec des épisodes morphogènes, qui sont également dépendant des coefficients de marée.

Plusieurs auteurs ont cherché à savoir si ces phases tempétueuses ou morphogènes étaient liées à l'oscillation nord atlantique (ou NAO, pour *North Atlantic Oscillation*). L'indice NAO, calculé à partir de la différence de pression entre la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores, répond à un signal pluri-décennal dont la fréquence est de 8 à 14 ans (fig. 23) (Tabeaud, 2002). S. Suanez (2009), S. Suanez *et al.* (à paraître) et S. Suanez et P. Stéphan (à paraître) ont indiqué que l'oscillation des phases morphogènes en Bretagne serait liée à l'indice NAO sur la période 1989-2009. Les phases tempétueuses se produiraient lorsque l'indice est positif et les phases de calme lorsque celui-ci est négatif. Le rôle de la NAO dans les changements de conditions anémométriques en Bretagne a également été souligné par P.A. Pirazzoli *et al.* (2004). Cependant, quelques auteurs ont démontré que cet indice ne pouvait expliquer à lui seul ces phases cycliques (Betts *et al.*, 2004 ; Costa, 2005). En effet, l'indice NAO, qui est calculé et moyenné sur trois mois de l'année (entre janvier et mars), lisse la forte variabilité des phénomènes météorologiques qui agissent sur la déformation du plan d'eau et ne laisse donc pas transparaître les épisodes tempétueux qui ne durent généralement que quelques heures.

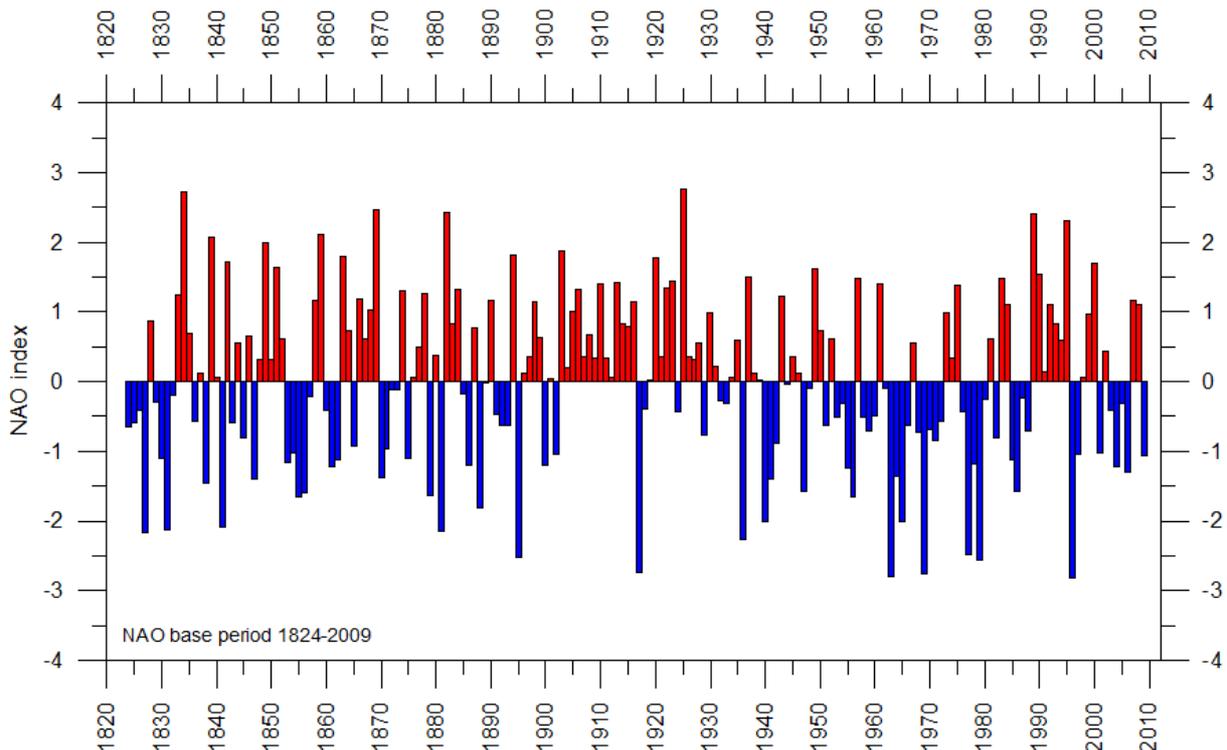


Fig. 23. Evolution de l'indice d'Oscillation Nord Atlantique (NAO) pour la période 1825-2009 (source : <http://www.climate4you.com/NAOandAO.htm>).

Dans un contexte actuel de changement climatique, certains auteurs se sont intéressés à l'évolution du nombre de tempêtes en Atlantique nord. Pour cela les auteurs se sont basés, soit sur l'étude de séries de données anémométriques afin d'analyser l'évolution des forts coups de vents, soit sur l'analyse de séries de données de pressions atmosphériques pour étudier l'évolution des faibles pressions atmosphériques ou des forts gradients de pression. L'étude de l'évolution des forts gradients de pression présente un intérêt par rapport à l'étude de l'évolution des forts coups de vents. En effet, selon R. Heino (1997) et O. Mestre (2000), les différents biais générés par les modifications des conditions de mesures au cours du temps, sont plus importants pour les séries de données anémométriques que pour les séries de données barométriques (tab. 2). Ceci est particulièrement vrai en France où le remplacement des anémomètres dans les années 1970 biaise l'interprétation de l'évolution des conditions anémométriques durant le dernier siècle.

Tab. 2. Effet des différentes modifications des conditions de mesure sur trois variables climatiques : la pression atmosphérique, la direction et la force du vent. Pas de problème majeur : -, quelques hétérogénéités : +, ruptures importantes : ++ et ruptures très importantes : +++ (source : Heino, 1997 et Mestre, 2000).

Type de changement	Variables		
	Pression	Direction du vent	Force du vent
Instrumentation	-	-	++
Hauteur instrument	+++	+	++
Exposition	-	++	++
Heures observations	-	-	+
Méthode de calcul	-	-	+
Déplacement	-	++	+++
Environnement	-	+	++
Observateurs	-	-	+

A partir de l'étude de l'évolution des situations à fort gradient de pression nord-ouest sur les côtes normando-picardes, S. Costa (1997) a souligné une tendance au renforcement des conditions tempétueuses en Atlantique nord et en Manche, entre 1975 et 1994 (fig. 24).

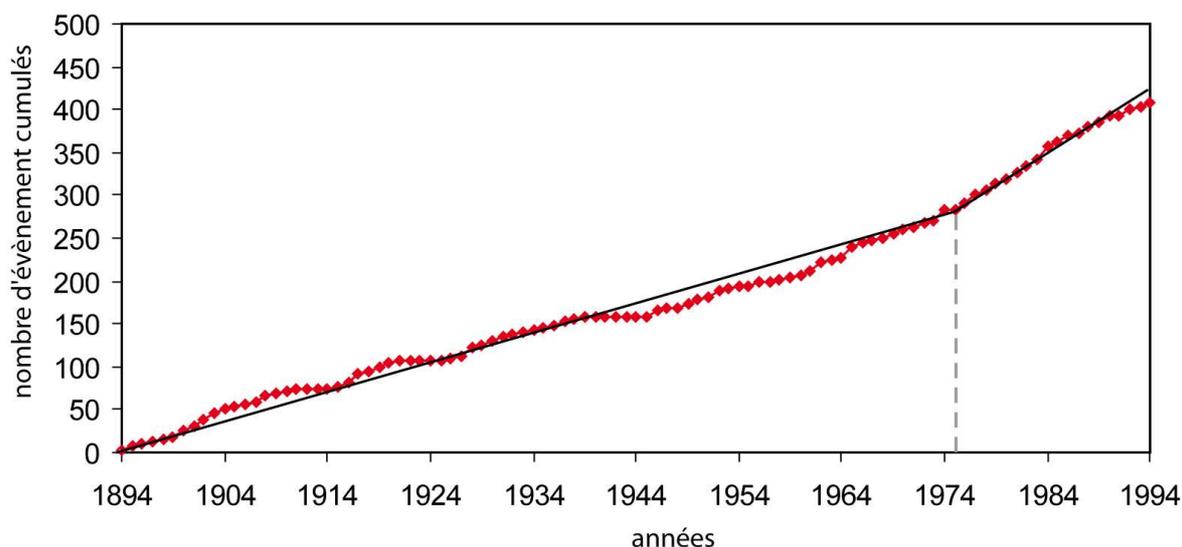


Fig. 24. Courbe cumulative des situations à fort gradient de pression nord-ouest (>20 hPa) sur les côtes de la Manche entre 1894 et 1994 (source : Costa, 1997).

Néanmoins, d'autres auteurs qui se sont également basés sur l'étude de conditions barométriques ou synoptiques, indiquent qu'aucune tendance n'est clairement visible (Betts *et al.*, 2004), voir que la fréquence des tempêtes dans l'Atlantique nord a baissé depuis 1881 (Bhend, 2005). G.J. McCabe *et al.* (2001) notent également une baisse de la fréquence des dépressions atlantiques mais indiquent une augmentation de leur intensité au niveau des moyennes latitudes (30-60°N).

Les études basées sur l'analyse de conditions anémométriques¹¹ indiquent qu'aucune augmentation du nombre de tempête n'a été mise en évidence durant le XX^{ème} siècle en Atlantique nord (Wasa, 1998 ; Drevet, 2002 ; Schoenenwald *et al.*, 2004). H. Alexanderson *et al.*, 1998 notent même une baisse.

A l'échelle de la Bretagne, P.A. Pirazzoli (2000) a montré, par l'analyse des pressions enregistrées à Ouessant et à Belle-Ile, une diminution du nombre de dépressions atmosphériques d'une durée supérieure à 9 h entre 1951 et 1997 (fig. 25). L'auteur a également constaté sur cette période une baisse de la durée et de la fréquence des vents forts de secteurs sud et sud-ouest.

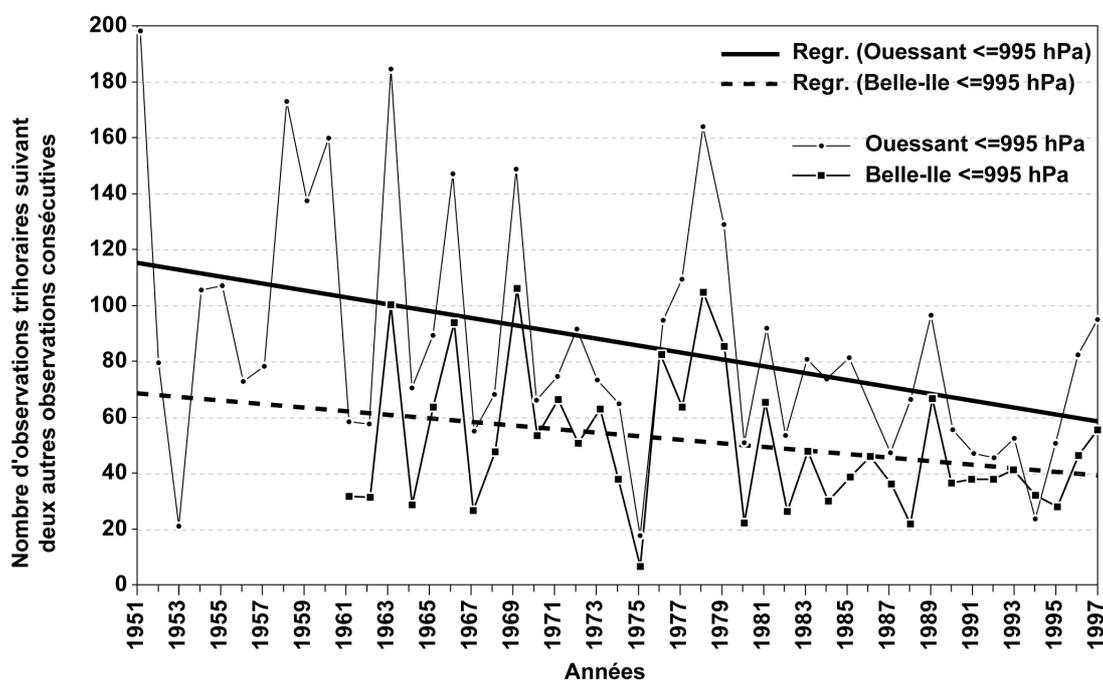


Fig. 25. Evolution des dépressions atmosphériques d'une durée minimum de 9 h à Ouessant (1951-1997) et à Belle-île (1961-1997) (Pirazzoli, 2000).

¹¹ Les études du groupe Wasa (1998) prennent également en considération la pression atmosphérique. En outre, N. Schoenenwald *et al.* (2004) ont validé leurs résultats obtenus par l'analyse des conditions anémométriques par une vérification des conditions synoptiques.

3.2.1.2. Evolution des surcotes et des conditions d'agitation marine en Bretagne

Une augmentation de la fréquence des fortes surcotes augmenterait la probabilité de génération des niveaux d'eaux extrêmes. Partant de ce constat, plusieurs études ont été menées à partir de la série marégraphique du port de Brest afin d'analyser l'évolution des surcotes durant ces dernières décennies (Bouligand et Pirazzoli, 1999 ; Bouligand et Tabeaud, 2000 ; Pirazzoli, 2000 ; Pirazzoli *et al.*, 2004). En 1999, Bouligand et Pirazzoli ont montré qu'il n'était pas possible de dégager une tendance d'évolution des surcotes depuis les années 1950, excepté pour les surcotes extrêmes dont la fréquence semble augmenter. Par la suite, Pirazzoli (2000) a indiqué une légère tendance à la diminution des surcotes sur la période 1953-1995 (fig. 26). Cette baisse serait due à la diminution sur la même période du nombre de dépressions atmosphériques d'une durée supérieure à 9 h (fig. 25) et des vents fort de sud à sud-ouest. Ce résultat est néanmoins à nuancer car l'indicateur utilisé, le vent, pose problème pour l'analyse d'une tendance comme nous l'avons indiqué précédemment.

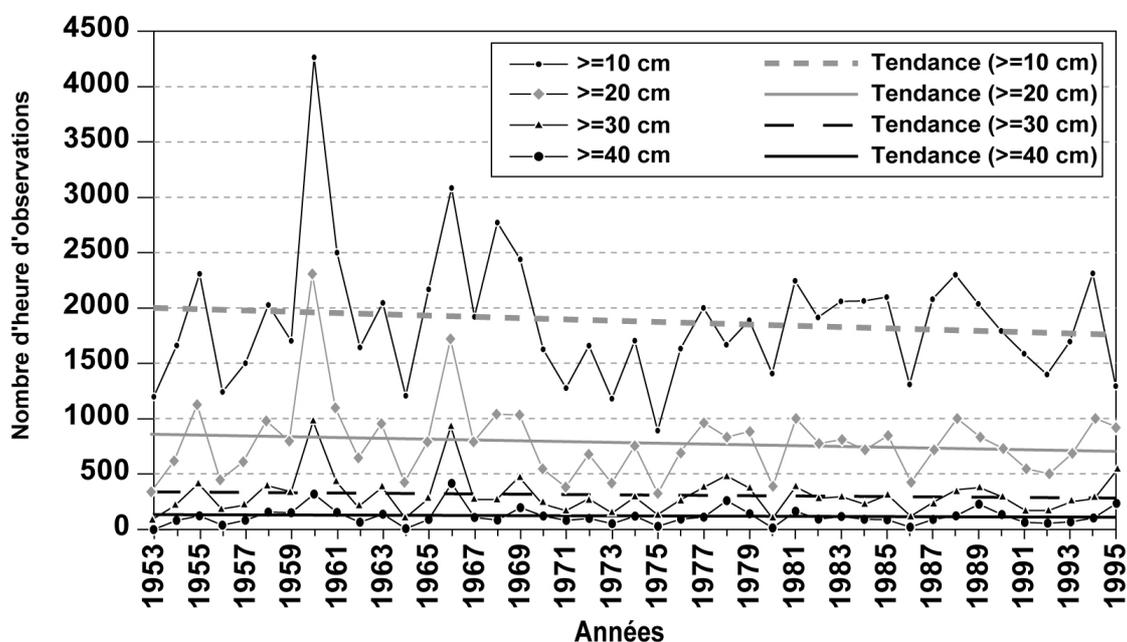


Fig. 26. Fréquence des surcotes selon différents seuils à Brest entre 1953 et 1995 (Pirazzoli, 2000).

Comme nous l'avons vu précédemment, les conditions d'agitation marine influent également sur les niveaux d'eau à la côte à travers les phénomènes de *wave setup* et de *wave runup*. Un renforcement des conditions de houle au large de la Bretagne augmenterait donc la probabilité de génération des niveaux d'eau extrêmes sur les côtes, et inversement. Aucune étude sur l'évolution des hauteurs de houles au large en Bretagne n'ayant été publiée à ce jour, nous avons réalisé une analyse sommaire à partir des données de houles obtenues par modélisation dans le cadre du projet Anemoc¹². La fréquence des houles de hauteur (H_{mo}) supérieure à 3, 4 et 6 m a été étudiée pour trois points situés sur les trois façades de la Bretagne (Coast_2632, Coast_2595 et Coast_2780), entre 1979 et 2002 (fig. 27). Pour les trois points, l'évolution se caractérise par une grande variabilité de la fréquence des fortes houles sur la période étudiée. Au large de Penmarc'h (Coast_2632) et de la côte Trégoroise (Coast_2780), la tendance est à la baisse. Au large de l'île de Groix dans le Morbihan (Coast_2595), aucune tendance n'est identifiable. En définitif, d'après ces données, aucun renforcement des conditions de houle n'est perceptible en Bretagne entre 1979 et 2002. Cependant il est difficile de déterminer une tendance significative d'évolution des fortes houles dans ce secteur, compte tenu du nombre d'années étudiées (24 ans), inférieur à 30 ans¹³.

¹² Ces données ont été produites à partir du *modèle d'états de mer côtier* du logiciel TOMAWAC dans le cadre du projet de construction d'un Atlas Numérique d'Etats de Mer Océanique et Côtier (ANEMOC) le long des côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord et issu de la collaboration entre Météo-France, le Centre d'Etudes Techniques Maritimes et d'Etudes Fluviales et LNHE-EDF.

¹³ Période habituellement retenue afin d'étudier significativement les tendances d'évolution climatiques.

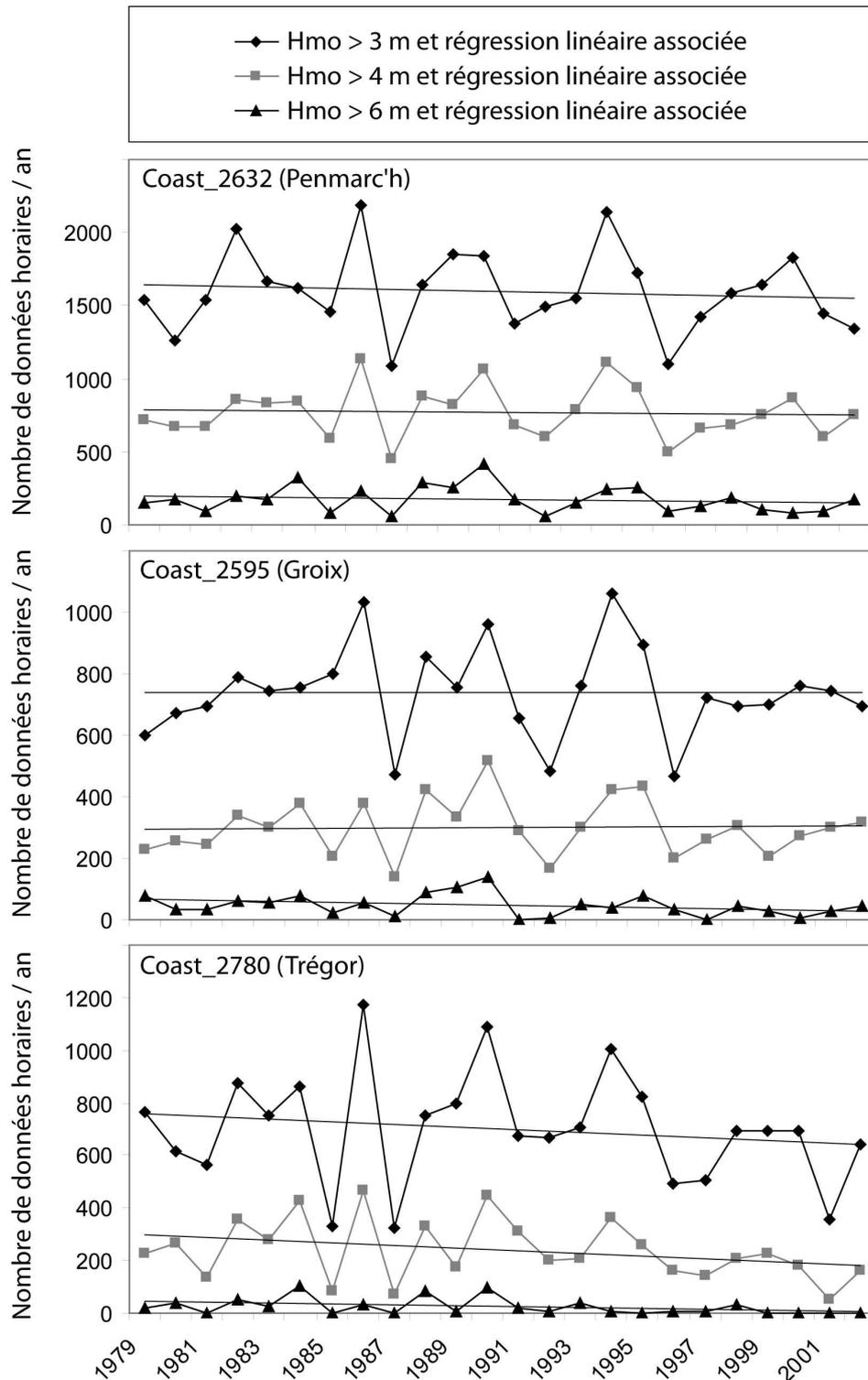


Fig. 27. Evolution du nombre de situations avec H_{m0} supérieur à 3, 4 et 6 mètres entre 1979 et 2002 pour les points Anemoc Coast_2632, Coast_2595 et Coast_2780 (source : base Anemoc).

3.2.2. Elévation récente du niveau marin et impacts envisageables sur le recul du trait de côte

3.2.2.1. Elévation du niveau marin en Bretagne

Le marégraphe de Brest possède la série de données marégraphiques la plus longue en France. Les enregistrements de ce marégraphe ont permis d'observer les variations du niveau marin dans cette région depuis le début du XIX^{ème} siècle (fig. 28). Le substrat sur lequel repose le marégraphe étant considéré comme stable sur la période de mesures, les variations enregistrées sont uniquement liées aux variations eustatiques (Wöppelman *et al.*, 2006). Les études successives menées à partir de cette série sont les suivantes. En 1941, B. Gutenberg a établi la vitesse de remontée du niveau marin à 0,8 mm/an entre 1807 et 1936. Plus tard, P.A. Pirazzoli (1986) a montré que les vitesses de remontée étaient de plus en plus importantes depuis 1807. Selon lui, une période de quasi-stabilité entre 1807 et 1890 (+ 0,3 mm/an) aurait précédé une période de remontée plus rapide du niveau marin entre 1890 et 1981 (+ 1,2 mm/an). En 2006, G. Wöppelman *et al.* ont distingué trois phases à partir des deux siècles de mesures : une phase de stabilité entre 1807 et 1990 (- 0,09 ± 0,15 mm/an), une phase d'élévation du niveau marin entre 1890 et 1980 (+ 1,3 ± 0,15 mm/an) et une phase d'accélération du phénomène entre 1980 et 2004 (+ 3 ± 0,5 mm/an).

D'autres marégraphes situés en Bretagne ont enregistré les variations du niveau marin depuis quelques dizaines d'années. Sur les sites du Conquet, de Roscoff et de port Tudy, P. Stéphan (2008) a montré que les vitesses de remontée du niveau marin étaient relativement similaires à celles observées à Brest sur la même période (fig. 28). Cet auteur indique que les séries enregistrées par les marégraphes de Concarneau et de Saint-Malo sont incomplètes et ne permettent pas de déterminer de tendance significative (fig. 28).

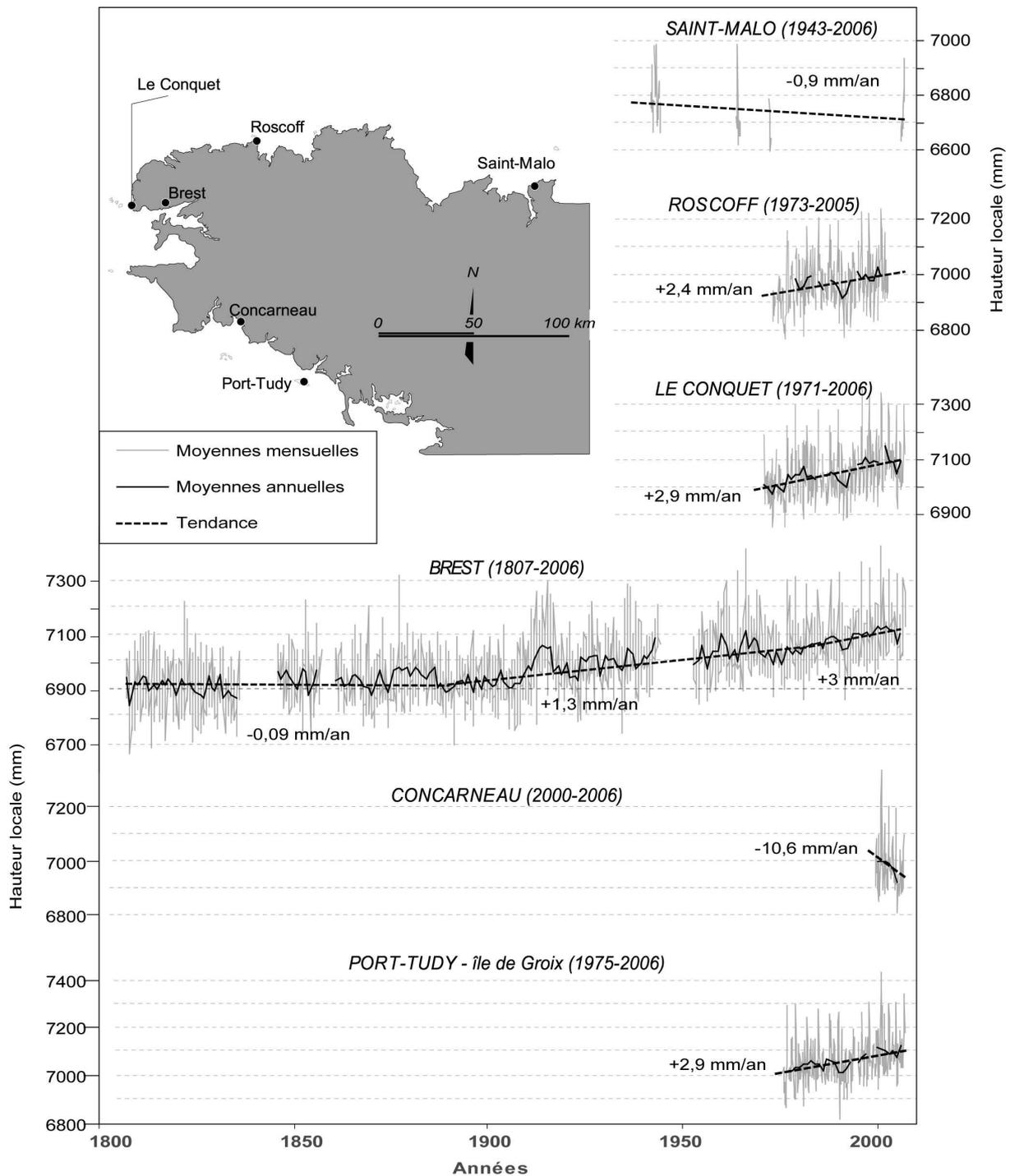


Fig. 28. Courbes de l'évolution du niveau marin enregistré par six marégraphes en Bretagne (source : <http://www.psmsl.org>; réalisation : P. Stéphan, 2008).

En Bretagne, la vitesse actuelle¹⁴ de remontée du niveau marin est donc comprise entre + 2,5 et + 3 mm/an. Ces chiffres sont proches de ceux calculés à

¹⁴ Vitesse calculée depuis 1980.

partir des mesures satellites altimétriques¹⁵ à l'échelle mondiale, qui estiment les vitesses actuelles de remontée du niveau marin entre $+ 2,8 \pm 0,4$ mm/an (Chambers *et al.*, 2003), $+ 3,1 \pm 0,7$ mm/an (Bindoff et Willebrand, 2007) et $+ 3,4 \pm 0,4$ mm/an depuis 1993 (Cazenave *et al.*, 2008). Les causes de ce mouvement transgressif du niveau marin sont potentiellement multiples : dilatation de la masse océanique par réchauffement, fonte des glaciers (Cazenave *et al.*, 2008) ou théorie des Gyres¹⁶ (Miller et Douglas, 2007). A partir des chiffres actuels de remontée du niveau marin et de l'étude des causes de cette remontée, les travaux de modélisation menés par l'IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) prévoient une élévation du niveau moyen de la mer pour 2100 comprise entre 0,23 et 0,43 m. Le scénario moyen prévoit une élévation de 0,355 m (IPCC, 2007). Selon les sources, les valeurs prévisionnelles d'élévation du niveau marin diffèrent. Néanmoins, dans un soucis de simplification, nous retiendrons la valeur du scénario moyen de l'IPCC (2007) tout au long de notre thèse.

3.2.2.2. Des cordons littoraux bretons de plus en plus fragilisés

Selon une étude de l'Institut français de l'environnement (Ifen, 2007), 23,1 % du linéaire côtier breton serait en recul¹⁷. Dans les départements des Côtes d'Armor et du Finistère, cette part s'élèverait respectivement à 30 et 25 %. La principale cause de cette tendance au recul du rivage est le non renouvellement des stocks sédimentaires depuis la fin de la transgression flandrienne (Paskoff, 2004). En Bretagne, ce processus de recul touche avant tout les cordons littoraux (cordons dunaires et cordons de galets). Lorsque les cordons protègent de la mer une zone basse urbanisée, les phénomènes d'érosion augmentent le risque d'inondation par ouverture de brèche (Hesp, 1988, 2002 ; Psuty, 1988 ; Kraus et Wamsley, 2003). En outre, C. Meur-Férec et V. Morel (2004) ont montré que la « convergence » des dynamiques du trait de côte et de l'occupation du rivage était à l'origine de l'augmentation des risques côtiers depuis les années 1960 (fig. 29).

¹⁵ Satellites Topex/Poseidon et Jason-1.

¹⁶ Théorie qui indique que la hausse du niveau marin serait causée par des variations décennales ou multi-décennales du champ de pression atmosphérique dans certaines zones océaniques particulières appelées gyres (vastes tourbillons océaniques formés d'un ensemble de courants marins).

¹⁷ Valeurs calculées sur le XX^{ème} siècle.

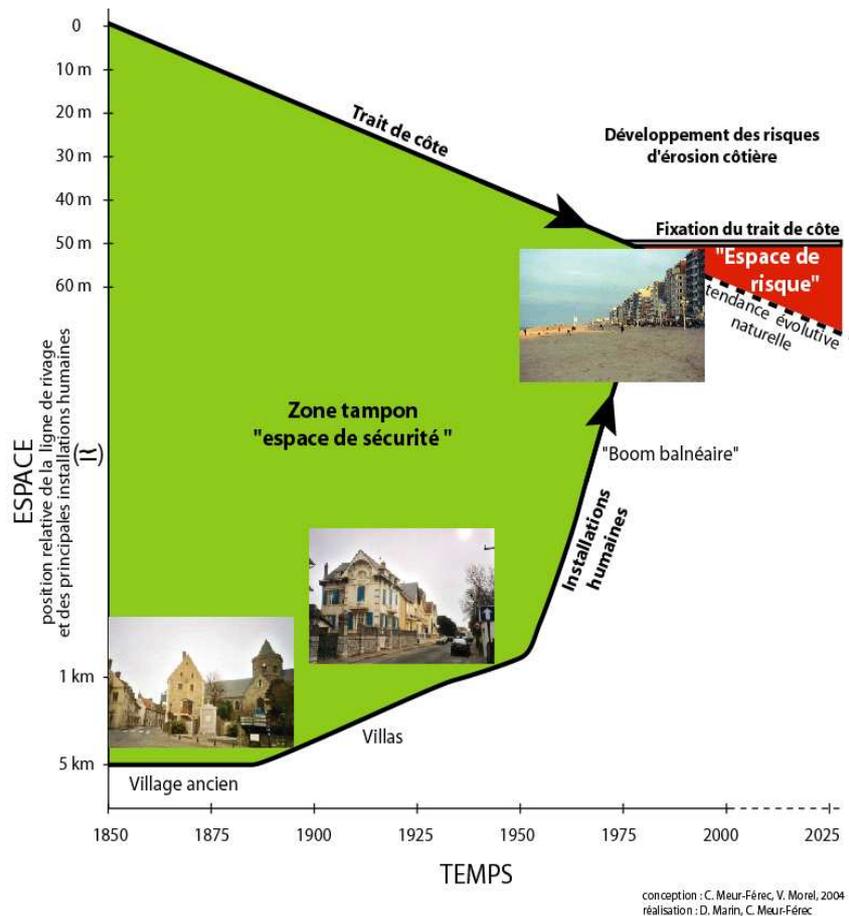


Fig. 29. Schéma de l'émergence des risques côtiers : dynamiques convergentes du trait de côte et de l'occupation du rivage (C. Meur-Férec et V. Morel, 2004).

Avec la montée du niveau marin et dans un contexte de pénurie sédimentaire, cette dynamique de recul des cordons littoraux va probablement s'accélérer. Plusieurs modèles mathématiques ont été élaborés afin d'estimer l'accélération du recul du trait de côte face à un mouvement transgressif. La plus connue de ces approches théoriques est la loi de Bruun (1962), exprimée par la formule suivante :

$$R = S (L^* / h^* + B) \quad (17)$$

où :

R : recul du trait de côte en m

S : élévation du niveau marin en m

L^* : distance transversale de la plage à la profondeur h^* en m

h^* : hauteur d'eau à la fermeture du profil en m

B : hauteur de la berme en m

L'utilisation de cette loi demeure toutefois problématique pour deux raisons. Premièrement, l'acquisition de certains paramètres pris en compte dans l'équation peut poser problème. En effet, la profondeur de fermeture du profil (h^*) qui désigne l'endroit où le profil de la plage ne varie plus, est une donnée difficile à estimer (Dean *et al.*, 2006, Suanez *et al.*, 2006). Par conséquent il en est de même pour le paramètre L^* (distance transversale de la plage à la profondeur h^*). Deuxièmement, la loi de Bruun (1962) s'applique uniquement sur des sites régis par de faibles conditions hydrodynamiques et morphosédimentaires. L'exposition de la plupart des plages bretonnes aux fortes houles atlantiques et la présence de nombreux écueils dans la zone intertidale et/ou sur l'avant côte produisent des circulations hydrosédimentaires complexes dans certains secteurs. Par conséquent, la loi de Bruun ne peut être correctement utilisée sur les littoraux bretons.

P. Durand et H. Heurtefeux (2006) proposent eux une démarche plus simple d'utilisation pour calculer le recul du trait de côte face à la montée de la mer. La formule proposée par les deux auteurs, basée sur le même principe que la loi de Bruun, est la suivante :

$$R = r + [(E21 - E20) / P] \quad (18)$$

où :

R : recul du trait de côte en m

r : tendance du recul de la ligne de côte mesurée par photogrammétrie diachronique en m/an

E21 : valeur d'élévation du niveau marin prévu par l'IPCC en 2100 en m.

E20 : valeur moyenne annuelle d'élévation du niveau marin durant le XX^{ème} siècle multipliée par la durée de prévision.

P : pente de l'estran en %

Comme la loi de Bruun, cette formule reste peu adaptée aux littoraux macrotidaux bretons qui sont souvent régis par de fortes conditions hydrodynamiques et morphosédimentaires. Néanmoins, nous utiliserons cette formule dans la dernière partie de cette thèse.

Conclusion partielle

La Bretagne présente un terrain d'étude particulièrement intéressant pour analyser le phénomène de submersion marine de part son exposition au régime des perturbations nord-atlantiques. De plus, la morphologie découpée de la côte bretonne implique des situations locales d'exposition aux conditions météo-marines très variées. Les côtes basses sont peu étendues et possèdent donc des caractéristiques différentes. Enfin, une grande partie de ces zones basses, qui étaient à l'origine des zones humides littorales ou des marais maritimes, a été urbanisée depuis ces dernières décennies.

La littérature ne permet pas de déterminer de réelle tendance au renforcement de l'aléa submersion marine en Bretagne. Aucun renforcement de la fréquence et de l'intensité des tempêtes nord-atlantiques n'a été démontré par plusieurs auteurs à la fois. En outre, la fréquence des fortes surcotes à Brest tend même à baisser si l'on se réfère au dernier demi-siècle de mesures marégraphiques (Pirazzoli, 2000). Enfin, la fréquence des fortes houles au large des trois façades de la pointe armoricaine aurait tendance à baisser depuis ces 24 dernières années. En revanche, les phénomènes admis scientifiquement sont le contexte de pénurie sédimentaire et l'élévation du niveau marin.

Cet état de l'art a permis de définir un certain nombre de concepts et de notions relatifs au risque de submersion marine et qui seront repris tout au long des parties suivantes. Afin d'étudier le risque d'inondation par la mer en Bretagne, nous avons donc choisi de recenser les événements de submersions passés et de les analyser à différentes échelles. A l'échelle régionale, le travail portera essentiellement sur l'analyse des conditions atmosphériques lors des submersions. A l'échelle locale, nous nous intéresserons aux processus météo-marins qui interviennent lors de la genèse des niveaux d'eau extrêmes. L'état de l'art relatif à ces processus locaux a montré qu'il existait notamment un manque de connaissances concernant les processus de *runup* en milieu macrotidal et mégatidal. Nous traiterons donc plus particulièrement de cet aspect. Enfin, notre travail s'orientera vers une démarche plus appliquée. L'état des connaissances a montré que la méthode de cartographie des zones à risques en France présentait quelques limites et imprécisions. Nous

essaierons donc d'améliorer cette méthode et également de proposer une méthode prévisionnelle du risque de submersion en Bretagne.

Partie 2. Les submersions marines en Bretagne : des évènements passés à l'épisode du 10 mars 2008

Afin de mieux comprendre les différents processus qui interviennent lors de submersions marines à l'échelle régionale, il apparaissait indispensable de recenser et d'analyser les évènements passés d'inondation par la mer. Cet aspect, présenté dans le premier chapitre, constitue la base de ce travail de thèse.

Durant ma thèse, le passage d'une tempête le 10 mars 2008 a engendré de nombreuses submersions marines en Bretagne. Cet évènement, considéré comme référent, s'est avéré être un excellent moyen d'étudier le phénomène de submersion marine à partir d'une approche fondée sur le travail de terrain. Dans un second chapitre, nous analyserons en détail les caractéristiques de cet épisode puis nous présenterons une étude portant sur la cartographie des zones qui ont été inondées durant le passage de cette tempête.

Chapitre 1. Recensement et analyse des submersions passées

L'objectif ici était de recenser à l'échelle régionale, les évènements historiques afin d'analyser les conditions atmosphériques qui engendrent des submersions en Bretagne et de répertorier les sites à risque. Ce travail a également permis d'étudier l'évolution des situations atmosphériques à risque depuis les cinquante dernières années.

1.1. Méthode de recensement et d'analyse des submersions passées

La méthode employée pour recenser les évènements passés de submersion s'est articulée en deux étapes. Tout d'abord les données existantes ont été recueillies et vérifiées, puis une recherche des évènements passés non répertoriés a été effectuée.

Afin d'analyser l'évolution des submersions marine en Bretagne, un travail de recensement relativement exhaustif a été réalisé. Nous avons choisi de nous

concentrer sur la période 1960-2009¹⁸. Pour chaque évènements, les informations suivantes ont été recueillies : date et heure de la submersion, lieu, mode de submersion (franchissement, brèche, débordement etc.), dégâts, hauteurs d'eau atteintes et étendue de la zone inondée. Comme nous l'avons vu en introduction, les inondations de fond d'estuaire, qui sont à la fois régies par des phénomènes météorologiques et fluviaux, n'ont pas été retenues.

1.1.1. Recueil des données existantes

A partir de la littérature et de certaines bases de données, des informations existantes sur des submersions passées en Bretagne ont été récupérées.

A l'échelle de l'Europe du nord-ouest, l'ouvrage de H. Lamb (1991), qui traite des principaux évènements tempétueux passés et qui renseigne parfois sur des cas de submersions marines, est une référence.

A une échelle nationale, la base de données GASPARD¹⁹ recense tous les Arrêtés de catastrophes naturelles (CatNat) en France. Selon la typologie développée, les évènements de submersion marine rentrent en considération dans la rubrique « inondations et chocs mécaniques liés à l'action des vagues ». Nous observerons par la suite pourquoi cette source d'informations présente quelques limites.

A l'échelle de la Bretagne, une base de données a été créée il y a quelques années dans le cadre d'une étude sur l'érosion côtière et la vulnérabilité du trait de côte (Hénaff, 2003, 2004a et 2004b ; Hénaff *et al.*, 2002, 2003 et 2005). Cette étude, financée par la région Bretagne, a permis de recueillir plusieurs informations concernant des évènements passés de submersion. A une échelle départementale, les études de C. Gricquello (2001) sur les « catastrophes naturelles » dans les Côtes d'Armor et de J. Tourolle (2003) sur le risque de submersion marine dans le Morbihan font également référence à de nombreux épisodes de submersion passée.

A l'échelle communale, les principaux documents sources d'informations sont les rapports de présentation des Plans de Prévention des Risques Submersion Marine approuvés (Préfecture du Finistère, 1997; 1999a ; 1999b ; 1999c ; 2000; 2007a ;

¹⁸ Les évènements de submersion ayant eu lieu avant 1960 ont également été recensés mais ne serviront pas directement dans cette étude (Annexe 2).

¹⁹ Gestion Assistée des Procédures Administratives relatives aux Risques naturels et technologiques http://www.prim.net/professionnel/procedures_regl/avancement.html

2007b et 2007c) et les études qui les ont précédées. On peut aussi citer les rapports d'étude relatifs au schéma de protection contre la mer du littoral finistérien (Bodéré *et al.*, 1983 ; Lemaire, 1983 ; Nedellec, 1983 ; Queguiner, 1983) ou encore les différentes études menées sur le littoral de Gâvres dans le Morbihan (Le Cornec et Shoorens, 2007 ; Peeters *et al.*, 2009).

Enfin, les nombreuses missions de terrains effectuées au cours de ce travail de thèse ont permis de recueillir de nombreux témoignages oraux grâce à des entretiens informels²⁰. Ces sources orales ne sont pas à négliger car elles peuvent apporter des informations concernant des évènements de submersions passées. Toutefois, elles doivent être vérifiées, comme toutes les autres informations recueillies lors de cette première étape.

1.1.2. Contrôle des données existantes

Les différentes sources précédemment citées et plus largement les sources écrites post-tempêtes, peuvent présenter des erreurs et ne pas refléter nécessairement la réalité (Tabeaud *et al.*, 2009). Toutes les données inhérentes aux évènements passés recensés dans la littérature ont donc été vérifiées puis comparées à une autre source. Pour ce travail, la recherche dans les journaux locaux et régionaux s'avère être le meilleur moyen (Costa, 1997). Les archives des quotidiens Ouest-France et du Télégramme²¹ ont été utilisées comme source de référence pour contrôler les données existantes.

Suite à ce travail de vérification à partir de la presse quotidienne, il apparaît que les informations recueillies à partir de certaines sources ne reflètent pas vraiment la réalité des faits. Ainsi, certaines sources (base GASPARE, Schéma de protection contre la mer du littoral finistérien) indiquent souvent la date de sortie du journal et non la date de l'évènement, qui s'est produit la veille ou quelques jours plus tôt. La vérification dans les archives des journaux locaux et régionaux a permis de corriger ces erreurs de date.

²⁰ Ces entretiens ont essentiellement été réalisés après le passage de la tempête du 10 mars 2008. Nous présenterons la méthodologie suivie pour les entretiens dans le chapitre suivant.

²¹ Disponibles aux archives municipales de Brest.

Le contrôle des données issues de la base GASPARD (Arrêtés de CatNat) a montré que celle-ci ne reflète pas nécessairement la réalité. En effet, la demande ou non d'une commune pour obtenir un arrêté de catastrophe naturelle dépend très fortement de ce que R. D'Ercole et P. Pigeon (1999) ont appelés les « filtres sociaux ». Par exemple, le 10 mars 2008, la commune de l'Île Tudy (Finistère) est inondée par la mer et celle de Perros-Guirec (Côtes d'Armor) n'enregistre que quelques projections de galets au niveau de la plage de Trestraou. Sur la base CatNat, pour la date du 10 mars 2008, seule la commune de Perros-Guirec est répertoriée pour « inondations et chocs mécaniques liés à l'action des vagues ». La commune de l'Île Tudy n'apparaît pas dans la base à cette date, alors même qu'elle a été inondée par la mer. Le maire de l'Île Tudy, habitué des submersions marines sur sa commune, n'a vraisemblablement pas trouvé utile de demander un arrêté de catastrophe naturelle.

Les informations issues de la presse quotidienne doivent également être contrôlées, car elles peuvent s'éloigner quelque peu de la réalité à travers des phénomènes de « résonances journalistiques » (Costa, 1997). Les journalistes amplifient souvent l'impact des phénomènes météorologiques exceptionnels et entretiennent un discours catastrophiste de plus en plus courant (Bardou et Tabeaud, 1997 ; Tabeaud, 2008). Au cours de ce travail, nous avons remarqué que l'expression « tempête du siècle » a par exemple été employée plus d'une dizaine de fois dans les journaux quotidiens depuis 1960.

La qualité des sources orales est étroitement liée à la notion de mémoire du risque. Effectivement, plus l'évènement relaté est ancien moins l'information est précise tant du point de vue spatial que temporel. Pour cette étude, les informations issues de témoignages ont donc été systématiquement vérifiées par une autre source.

Le manque de précision spatiale et temporelle constitue un autre problème relatif aux informations recueillies par ces différentes sources. Les données collectées sont précises à l'échelle de la commune (base Gaspar) voir du lieu dit (presse quotidienne et schéma de protection contre la mer du littoral finistérien). La précision temporelle des données est souvent journalière. La vérification menée à partir de recherche dans les archives de journaux locaux et régionaux, a permis d'affiner cette échelle temporelle jusqu'à une précision horaire. Dans certains articles de journaux, seul le

moment de la journée pendant lequel la submersion est survenue est mentionné (ex : « submersion *le soir* du 10 février 1974 à Penmarc'h »). On considère alors que l'inondation a eu lieu au moment de la pleine mer (ex : pleine mer du soir le 10 février 1974 à Penmarc'h : 18:03 UTC).

Ainsi, les données existantes sur les submersions passées en Bretagne se sont souvent avérées incomplètes. Les informations (date et heure de la submersion, lieux, mode de submersion, dégâts, hauteurs d'eau et étendue de la zone inondée) nécessaires pour une meilleure caractérisation et reconstitution précise des évènements, ont donc été complétées durant la phase de contrôle des données. La dernière étape de ce travail a consisté à rechercher les évènements passés non répertoriés.

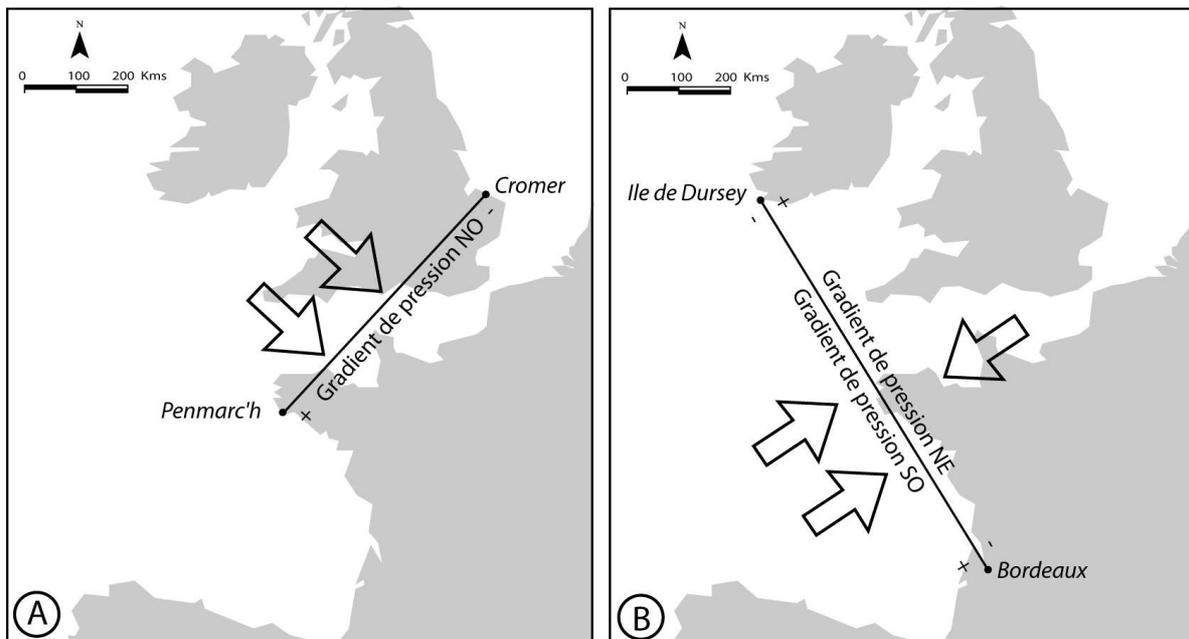
1.1.3. Recherche des évènements passés non répertoriés

Comme cela a été expliqué en première partie, les ondes de tempêtes qui engendrent les submersions marines sont souvent liées à un fort gradient de pression²² de flux perpendiculaire aux côtes touchées (Costa, 1997). Sur les côtes basses normando-picardes, S. Costa (1997) a montré que les inondations par la mer étaient liées à un fort gradient de pression nord-ouest - mesuré entre la pointe du Raz et la ville de Cromer dans le Norfolk – d'au moins 20 hPa (fig. 30A). Cet auteur a élaboré un indice pour caractériser ce phénomène : en affectant l'unité 5 hPa à chaque indice, l'indice minimum - au delà duquel il y a un risque de submersion - est donc de 4.

²² Gradient de Pressions atmosphériques en surface.

Afin d'établir l'inventaire des submersions passées potentielles non répertoriées sur les côtes bretonnes, nous avons donc analysé les situations synoptiques ayant conduit aux submersions marines déjà connues. En Bretagne, on peut distinguer trois types de flux de surface²³ principaux, et donc trois gradients de pression :

- Un flux de sud-ouest, qui toucherait principalement les côtes du Finistère sud et du Morbihan. Le gradient de pression associé a été calculé entre Bordeaux et l'île de Dursey située au sud-ouest de l'Irlande (fig. 30B).
- Un flux de nord-ouest, qui concernerait la côte nord de la Bretagne, du Léon à Saint-Malo. Le gradient de pression utilisé ici est le même que celui utilisé par S. Costa (1997) sur les côtes normando-picardes. Il a été calculé entre la pointe du Raz et la ville de Cromer dans le Norfolk (fig. 30A).
- Un flux de nord-est, qui affecterait la côte du Goëlo - située entre les communes de Plérin et de Paimpol dans les Côtes d'Armor - ainsi que de nombreux sites de la côte nord de la Bretagne orientés vers le nord-est. Le gradient de pression utilisé ici correspond au gradient de sud-ouest inversé (hautes pressions sur l'Irlande et basses pressions au niveau de Bordeaux) (fig. 30B).



²³ Par flux, nous entendons flux de surface. Dans ce manuscrit un flux désigne donc les vents synoptiques.

Fig. 30. Positions des trois gradients de pression utilisés lors de cette étude. A : Position du gradient de nord-ouest utilisé par S. Costa (1997). B : Position du gradient de sud-ouest et de son inverse le gradient de nord-est.

En partant de ce postulat, les forts indices de gradient de pressions sud-ouest, nord-ouest et nord-est ont été recensés depuis 1960 afin de cibler des dates de submersions potentielles. Cet inventaire a été effectué à partir des cartes synoptiques du site internet allemand *Wetterzentrale*²⁴. On appelle ici « fort gradient » un gradient supérieur ou égal à 20 hPa. Ce seuil a été choisi après une analyse des gradients de pression minimum observés lors des submersions déjà répertoriées en Bretagne. Pour chaque date où un fort gradient de pression a été observé, le coefficient de marée a été annoté. En effet nous partons du principe que plus un coefficient de marée est important, plus une situation de fort gradient de pression représente un risque d'inondation par la mer. Le croisement avec les coefficients de marée a donc permis de mieux cibler les dates potentielles d'inondations par la mer.

Pour chaque évènement potentiel, une recherche a été effectuée dans les archives des journaux régionaux Le Télégramme et Ouest France. En cas de submersion avérée sur un ou plusieurs sites littoraux bretons, les informations classiques de caractérisation de l'évènement ont été notées : date et heure de la submersion, lieux, mode de submersion, dégâts et étendue horizontale et verticale de la zone inondée. Afin de valider chaque évènement nouvellement répertorié, chaque information a été contrôlée à partir d'une autre source. La plupart du temps, cette étape a été réalisée à partir de l'étude des quotidiens Le Télégramme et Ouest France.

1.1.4. Analyse des conditions atmosphériques

Pour chaque évènement de submersion recensé, les conditions atmosphériques en surface et en altitude ont été analysées. Pour l'analyse en surface, les positions des centres d'action (système dépressionnaire et anticyclonique) au moment des submersions marines ont été géoréférencées puis comparées entre elles. Par

²⁴ <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html>

ailleurs, pour chaque submersion passée recensée, les gradients de pression ont été mesurés suivant la méthode décrite précédemment. Ce travail a été réalisé à partir des cartes synoptiques issues des archives de Météo-France, de *Metoffice* et *Weatheronline*²⁵ (Royaume-Uni) et de *Wetterzentrale* (Allemagne).

Concernant l'analyse des conditions en altitude, la position de l'isohypse moyen de 5560 m²⁶ pour le géopotential à 500 hPa a été digitalisée pour chaque épisode. Le géopotential désigne l'altitude à laquelle on atteint une pression donnée (500 hPa ici). L'isohypse moyen de 5560 m représente une ligne d'égale pression (500 hPa) située à 5560 mètres d'altitude et permet de mieux comprendre la situation en surface (Godard et Tabeaud, 2004). Au sud de cet isohypse, les altitudes supérieures à 5560 mètres indiquent l'existence de pressions élevées en surface. Au nord, les altitudes inférieures à 5560 mètres indiquent l'existence de basses pressions en surfaces. Les zones de fort dénivelés du géopotential à 500 hPa (isohypses resserrés) ont également été localisées. Ces zones déterminent la puissance du courant jet d'altitude. Théoriquement, plus les isohypses sont resserrés, plus le dénivelé est important et plus le courant jet est puissant (Dorize, 2008). Ce travail a été réalisé à partir des cartes de *wetterzentrale*.

L'analyse des conditions atmosphériques a été effectuée ici à une échelle régionale. Le recensement des évènements passés en Bretagne a également permis de réaliser une analyse des conditions météorologiques à une échelle locale (échelle du site). Ce travail sera présenté dans la troisième partie.

1.2. Analyse des submersions passées et évolution des situations atmosphériques à risque

1.2.1. Episodes de submersion entre 1960 et 2010 en Bretagne

En Bretagne, cent-quinze cas d'inondations de submersions marines ont été recensés sur la période 1960-2010. Ces inondations ont été générées par vingt-neuf épisodes tempétueux, dont neuf que l'on peut qualifier de marquants car ils ont affecté plus de cinq sites (tab. 3 et Annexe 1).

²⁵ http://expert.weatheronline.co.uk/pslv_frame.htm

²⁶ Généralement noté 556 décimètres

Tab. 3. Extrait de la liste des événements passés de submersion en Bretagne depuis 1960. Dans la colonne « Mode » de submersion, F = franchissement, B = brèche et D = débordement. Le tableau complet est présent en annexe (Annexe 1).

Date et heure UTC	Commune	Lieu	Description	Gradient de pression	Coefficient de marée	Mode
05/04/1962 06:30	St-Malo	Sillon et digue du Paramé	Franchissement au Sillon et brèche dans la digue du Paramé, eau dans la cour de l'hôtel de ville, submersion pendant 2h.	5 NW	115	F B
...
31/03/2010 05:50	Tredrez- Locquémeau	Vorlenn	Inondation de la zone basse autour du centre nautique	4 NW	112	F

L'analyse par régression linéaire montre que la fréquence des submersions n'a pas augmentée depuis 1960 (fig. 31A). De même, l'intensité des événements, représentée par les épisodes marquants (> 5 sites inondés) ne semble pas se renforcer.

Sur la période étudiée, on recense un épisode d'inondation tous les 2 ans en moyenne. Cependant, on remarque trois phases distinctes au cours la période étudiée. De 1960 à 1973, les événements se produisent en moyenne toutes les 3,2 années. De 1973-74 à 1979, la fréquence des événements s'accélère considérablement avec un épisode d'inondation recensé tous les 6 mois en moyenne. De 1980 à 2010 la tendance s'inverse avec un épisode d'inondation tous les 2 ans en moyenne (fig. 31). L'analyse des effectifs cumulés confirme ce « découpage » en trois phases (Fig. B). On distingue deux ruptures de pente autour de 1973 et 1979. Lors de la première phase, la pente ($\tan\beta$) de la courbe des effectifs cumulés est de 0,3. De 1973 à 1979, la pente augmente brusquement pour atteindre 1,66 avant de se stabiliser à 0,45 de 1979 à 2010 (fig. 31B).

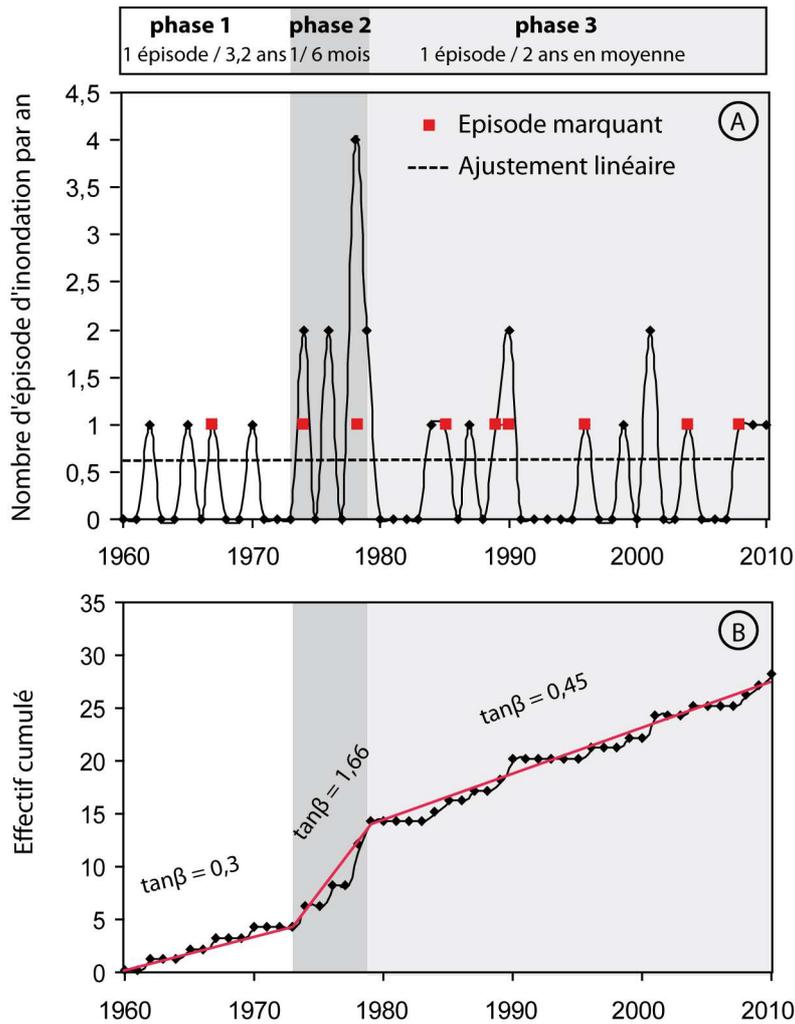


Fig. 31. A. Evolution du nombre de submersions marines recensées en Bretagne de 1960 à 2009. B. Effectifs cumulés de 1960 à 2009. On remarque clairement sur les deux graphiques les trois phases distinctes au cours de la période étudiée.

La part des épisodes de submersions générée par des situations à gradients de sud-ouest est la plus importante avec seize épisodes (soit 55 %). Les situations de nord-ouest ont engendré six épisodes de submersion et seulement deux épisodes ont été engendrés par une situation à fort gradient de nord-est. Pour certains épisodes, l'indice de gradient de pression n'a pas pu être déterminée. Ceci résulte du pas de temps des cartes synoptiques utilisées qui est de 6h au mieux. Certaines tempêtes sont très rapides et peuvent ne pas apparaître sur les cartes synoptiques utilisées. C'est le cas par exemple de l'ouragan du 16 octobre 1987.

Au regard des effectifs cumulés, on remarque une apparition croissante depuis 1973 des épisodes de submersion liés à un fort gradient sud-ouest (fig. 32). Cette évolution s'est effectuée par une alternance de périodes d'inondation de 4 à 7 ans

(1973-1979 ; 1983-1990 ; 2000-2004 et 2007-2010) avec des périodes de calme de 4 à 10 ans (1979-1983 ; 1990-2000 ; 2004-2007) (fig. 32). En revanche, les épisodes d'inondation par fort gradient de nord ouest ont suivi la même évolution depuis 1960.

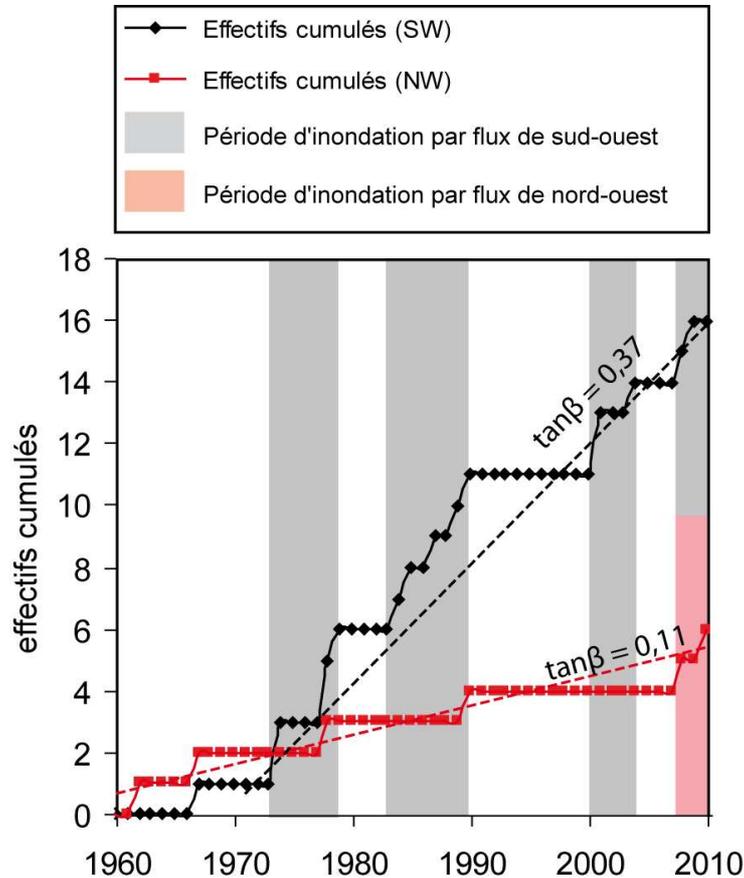


Fig. 32. Effectifs cumulés des épisodes de submersions générés par les flux de sud-ouest et de nord-ouest sur la période 1960-2010 en Bretagne. Les périodes d'inondation ont été définies lorsqu'au moins deux épisodes de submersion ont eu lieu en 5 ans.

L'étude de la distribution des coefficients de marée au moment des 115 submersions qui ont eu lieu entre 1960 et 2010 montre que 95 % des submersions ont eu lieu alors que le coefficient de marée était supérieur ou égal à 78 (fig. 33). Plus de 75 % des inondations ont été générées en période de vive-eau, lorsque le coefficient de marée est supérieur à 95.

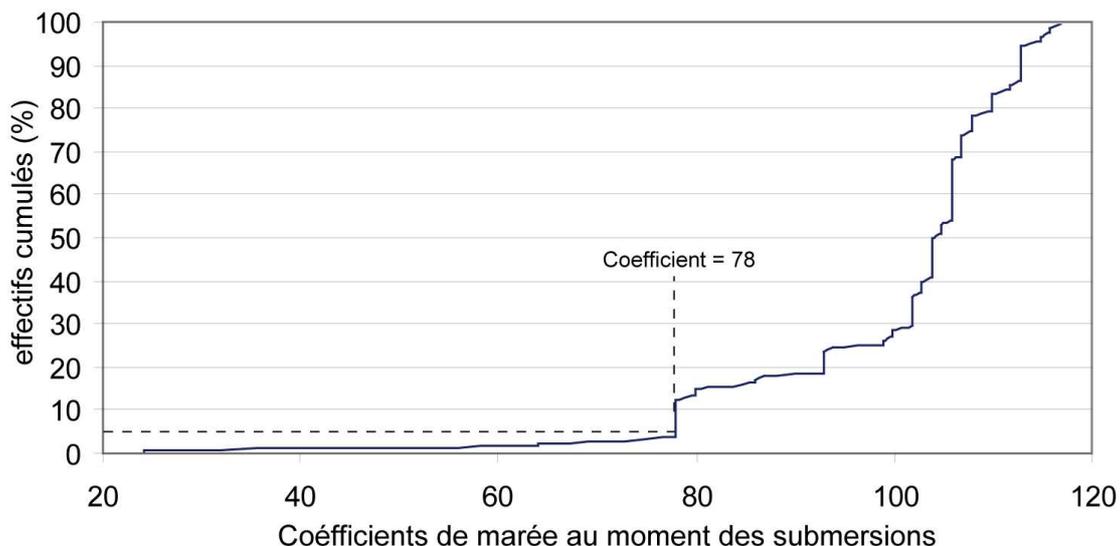


Fig. 33. Courbe des effectifs cumulés (en %) des coefficients de marée lors des submersions des 60 dernières années en Bretagne. 95 % des submersions ont eu lieu alors que le coefficient de marée était supérieur ou égal à 78.

Les communes les plus souvent inondées en Bretagne depuis 1960 sont Plérin, Saint-Malo, et les communes situées dans le sud Finistère, avec par nombre de submersions décroissant : Penmarc'h, L'île Tudy, Treffiagat ou encore Loctudy (fig. 34). D'autres sites ont été régulièrement submergés ces soixante dernières années, notamment l'île de Sein et la presqu'île de Gâvres.

Depuis 1960 en Bretagne, les épisodes d'inondation par la mer se sont essentiellement déroulés en hiver, et plus particulièrement durant les mois de février et de janvier (fig. 35). Notons tout de même que, depuis 2008, plusieurs cas de submersion ont eu lieu en mars, alors que ce n'était pas le cas auparavant. Ce phénomène a également été observé sur la plage du Vougot à Guissény, où « les tempêtes du mois de mars ont été pointées comme étant les plus morphogènes comparées à celles de la fin de l'automne, début de l'hiver » (Suanez et Cariolet, 2010). Les tempêtes de mars ont en effet été combinées à une pleine mer de vive-eau.

Notons également que les submersions passées ont eu très souvent lieu tôt le matin (vers 6 h UTC) ou en soirée (vers 18 h UTC). Ceci s'explique par le fait que ces horaires correspondent toujours aux heures des pleines mers de vives-eaux en Bretagne.

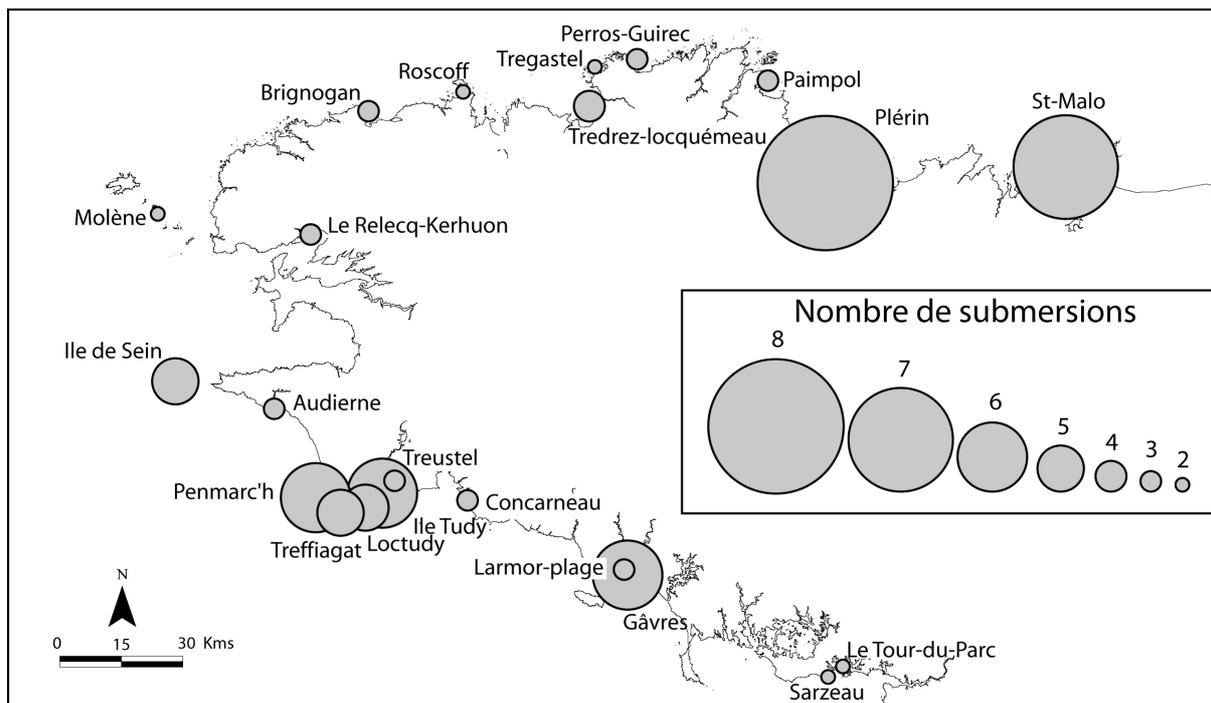


Fig. 34. Localisation des sites à enjeux inondés par la mer au moins deux fois depuis 1960 en Bretagne.

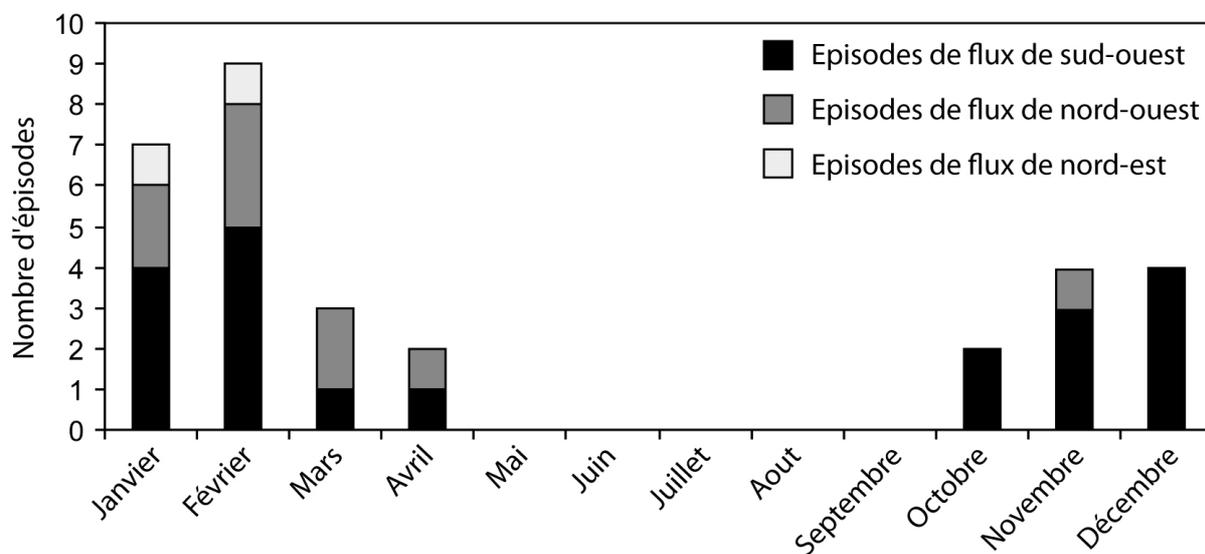


Fig. 35. Répartition mensuelle des épisodes de submersions marines en Bretagne pour la période 1960-2009.

1.2.2. Analyse des modes de submersion

En Bretagne, plus de 75 % des inondations par la mer depuis 1960 ont été générées par franchissement (fig. 36). La part des inondations engendrée par

l'ouverture d'une ou de plusieurs brèches n'est que de 16 % depuis 1960. Enfin, 9 % des submersions résultent d'un phénomène de débordement.

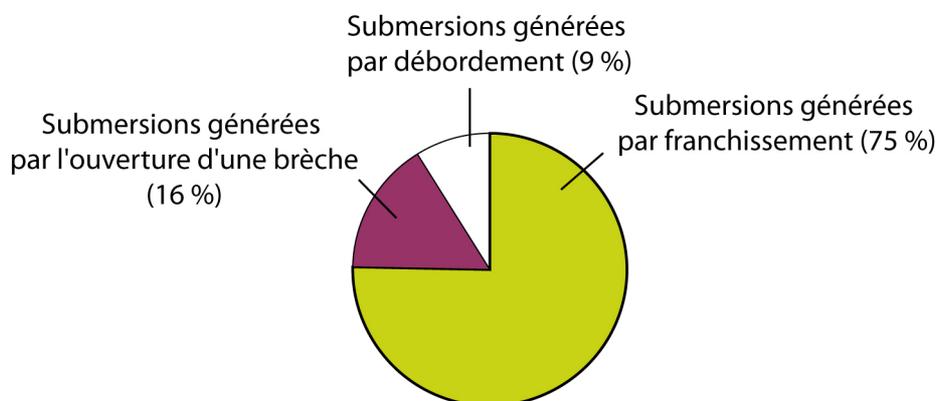


Fig. 36. Répartition des différents modes de submersion depuis 1960 en Bretagne.

Dans la littérature locale portant sur l'évaluation de l'aléa submersion marine, le mode de submersion par franchissement a souvent été sous-estimé, voir ignoré (Préfecture du Finistère, 1997; 1999a ; 1999b ; 1999c; 2000; 2007a ; 2007b ; 2007c ; Suanez *et al.*, 2007 ; Cariolet et Suanez, 2009). Or, en plus d'être le mode ayant engendré le plus de submersions en Bretagne ces 60 dernières années, le franchissement est à l'origine d'inondations relativement importantes. Citons par exemple les submersions du port de Penmarc'h (Finistère) le 13 décembre 1978 et le 10 mars 2008. Lors de ces deux dates, les vagues ont franchi les digues protégeant le port et ont littéralement détruits les quais. De même, le 10 mars 2008, l'inondation d'une soixantaine d'habitations à Gâvres (Morbihan) a été générée par franchissement. Sur certains sites comme Le Sillon à Saint-Malo (Ille-et-vilaine) ou la pointe de l'île Tudy (Finistère), réputés comme sensibles face à l'aléa submersion (cinq cas d'inondations recensés pour chacun des deux sites depuis 1960), les inondations, parfois importantes, ont toujours été générées par franchissement. Néanmoins, les submersions les plus importantes et les plus rapides ont souvent été générées par l'ouverture de brèches. Ce type de submersion est également à l'origine des dégâts les plus importants.

1.2.3. Position des centres dépressionnaires au moment des inondations

À partir de l'étude de la position des centres dépressionnaires lors de chaque submersion marine passée, trois types de situations en Bretagne ont été définis (fig. 37). La situation la plus courante est celle de flux sud-ouest à ouest et représente 61 % des cas. Dans ce type de situation, le centre du système dépressionnaire est localisé autour de l'Irlande (fig. 37) et le gradient de pression de sud-ouest est supérieur ou égal à 20 hPa. Les zones littorales touchées en Bretagne s'étendent du pays Bigouden à la côte Morbihannaise. Les îles de la mer d'Iroise ne sont pas épargnées. La situation synoptique du 13 décembre 1978 illustre bien ce cas de figure (fig. 38). Ce jour-là, une dépression très creuse était située au nord-ouest de l'Irlande avec 965 hPa en son centre. L'indice de gradient de pression sud-ouest était alors de 7, soit une différence de 35 hPa entre l'île de Dursey (Irlande) et Bordeaux. Vers 3 h 00 UTC, la dune de Lechiagat (commune de Treffiagat, Finistère sud) a été éventrée et 25 ha de terres ont été inondés. A Penmarc'h (Finistère sud), un « raz de marée » a dévasté le port de Saint-Guérolé, les vagues ont franchi la digue et ravagé les terres pleins. Non loin de là, à Toul ar Steir, la mer a franchi le cordon dunaire et inondé les terres situées en arrière.

Il existe une variante du flux de sud-ouest avec le centre dépressionnaire situé au niveau du Finistère. Ce type de condition synoptique a un impact local sur quelques sites du littoral morbihannais (fig. 37). On retrouve ce type de situation le 10 janvier et le 7 février 2001. Le système dépressionnaire, au moment des submersions à Gâvres (le 10 janvier 2001 et le 07 février 2001) et à Larmor Plage (le 10 janvier 2001 uniquement), était peu étendu géographiquement et se situait au niveau du Finistère. Le flux de sud-ouest était alors concentré sur le Morbihan.

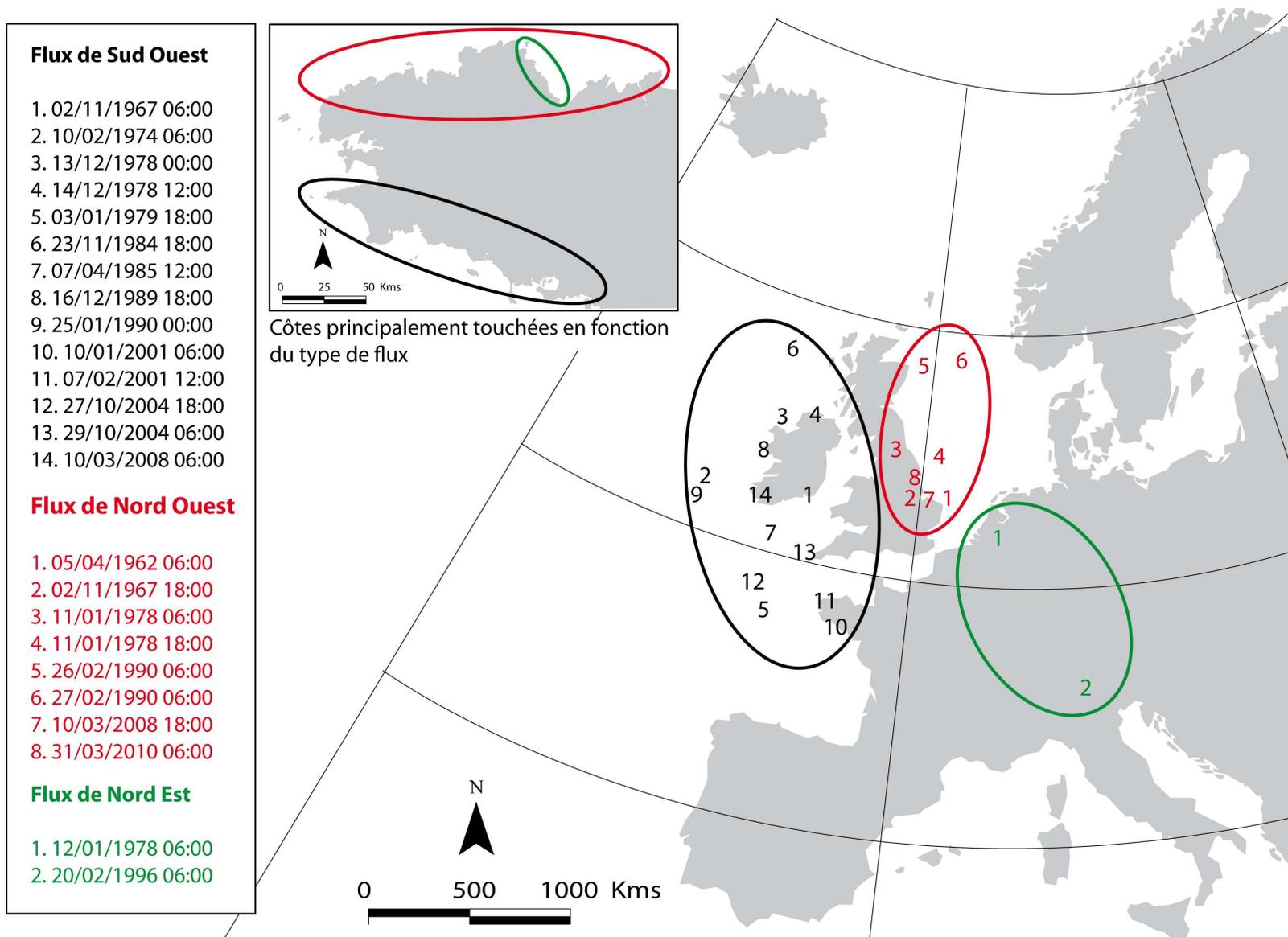


Fig. 37. Positions des centres dépressionnaires au moment des submersions et zones côtières touchées en Bretagne

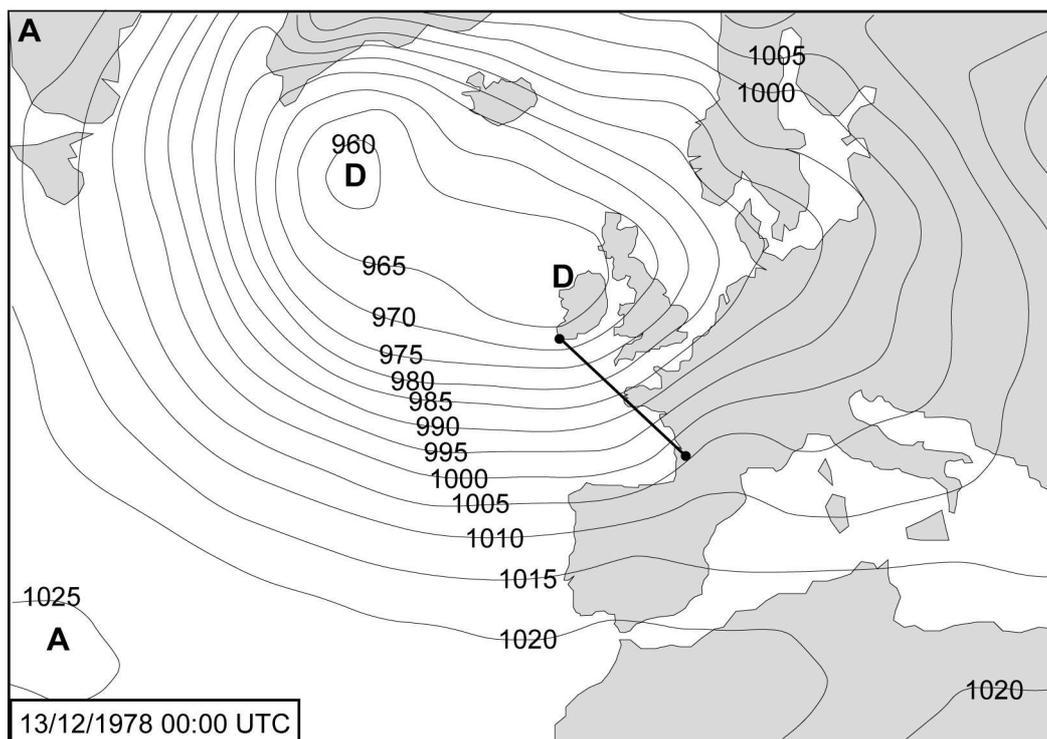


Fig. 38. Situation synoptique du 13 décembre 1978 (00:00 UTC), correspondant à un flux de sud-ouest. Alors que le centre dépressionnaire est situé au nord de l'Irlande, l'indice de gradient de pression de sud-ouest est de 7, soit un gradient de 35 hPa. A 03 h 00 UTC, les communes de Penmarc'h et de Treffiagat (Finistère sud) ont été inondées par la mer.

Le second type de situation correspond à un flux de nord-ouest et concerne 30 % des cas. Dans ce cas, le centre dépressionnaire au moment de la submersion, est localisé le long de la côte est du Royaume-Uni (fig. 37) et le gradient de pression de nord-ouest est supérieur ou égal à 20 hPa. Les submersions ont alors lieu exclusivement sur la côte nord de la Bretagne. La situation synoptique du 5 avril 1962 à 06:00 UTC illustre bien ce type de cas (fig. 39). Ce jour-là, le nord de la Bretagne était soumis à un fort flux de nord-ouest. L'indice de gradient de pression était alors supérieur à 4. La dépression, assez creuse (980 hPa en son centre), était située en mer du Nord. Vers 06:30 UTC, une brèche s'est ouverte dans la digue de Paramé à Saint-Malo (Ille-et-Vilaine) et la digue du Sillon a été franchie par des vagues. La submersion a duré 2 h. Plus à l'ouest et au même moment, des « paquets de mer » ont franchi la digue de la plage des Rosaires (Commune de Plérin, Côtes d'Armor), inondant des dizaines de caves.

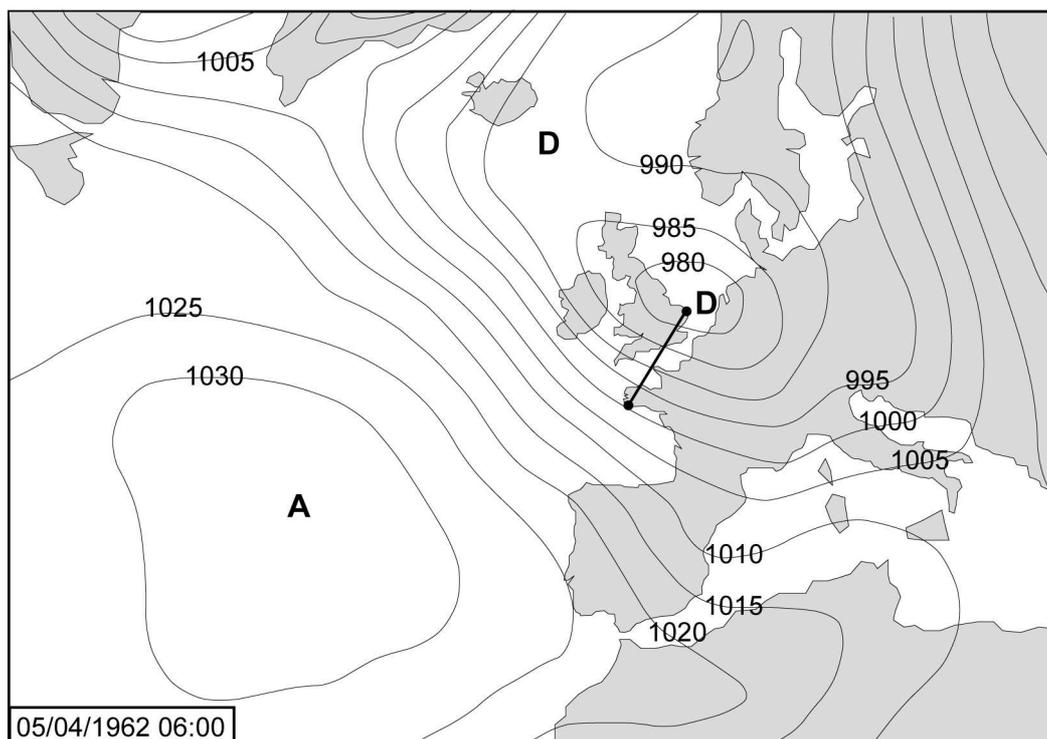


Fig. 39. Situation synoptique du 5 avril 1962 (06:00 UTC), correspondant à un flux de nord-ouest. Alors que le centre dépressionnaire est situé en Mer du Nord, l'indice de gradient de pression de nord-ouest est supérieur à 4. A 06 h 30 UTC, les communes de Saint-Malo (Ille-et-Vilaine) et de Plérin (Côtes d'Armor) ont été inondées par la mer.

Le troisième type de situation, plus rare, correspond à un flux nord-est. Il représente 9 % des cas. Le système dépressionnaire est alors localisé à l'est de la France, entre la Hollande et le nord de l'Italie et le gradient de pression de nord-est est supérieur ou égal à 20 hPa (fig. 37). Ce type de dépression peut engendrer des vents forts de nord-est en Manche, où le *fetch* peut être assez long pour former une houle. Les zones côtières les plus vulnérables concernent la côte du Goëlo (Côtes d'Armor) ainsi que tous les sites de la côte nord bretonne orientés vers le nord-est, face aux vents qui sont alors qualifiés d'afflux. Le 20 février 1996 est l'une des rares dates où ce type de situation a eu lieu. La situation synoptique à 06 h 00 UTC illustre bien le fort gradient de pression de nord-est qui a provoqué de nombreuses inondations par la mer en Bretagne (fig. 40). Entre 06 h 00 et 07 h 00 UTC, plusieurs sites, tous orientés vers le nord-est, ont été inondés. A Roscoff (Finistère), la mer s'est engouffrée dans plusieurs maisons et un hôtel. A Perros-Guirec, la mer a franchi la jetée du Linkin et inondé une trentaine d'habitations. Un parking sous-

terrain a été envahi par 1000 m³ d'eau. Plus à l'est, on a dénombré vingt-trois habitations inondées aux Rosaires (Côte de Goëlo) avec une hauteur maximum d'eau de 1,50 m. Enfin, à Saint-Malo, la chaussée du Sillon a été submergée.

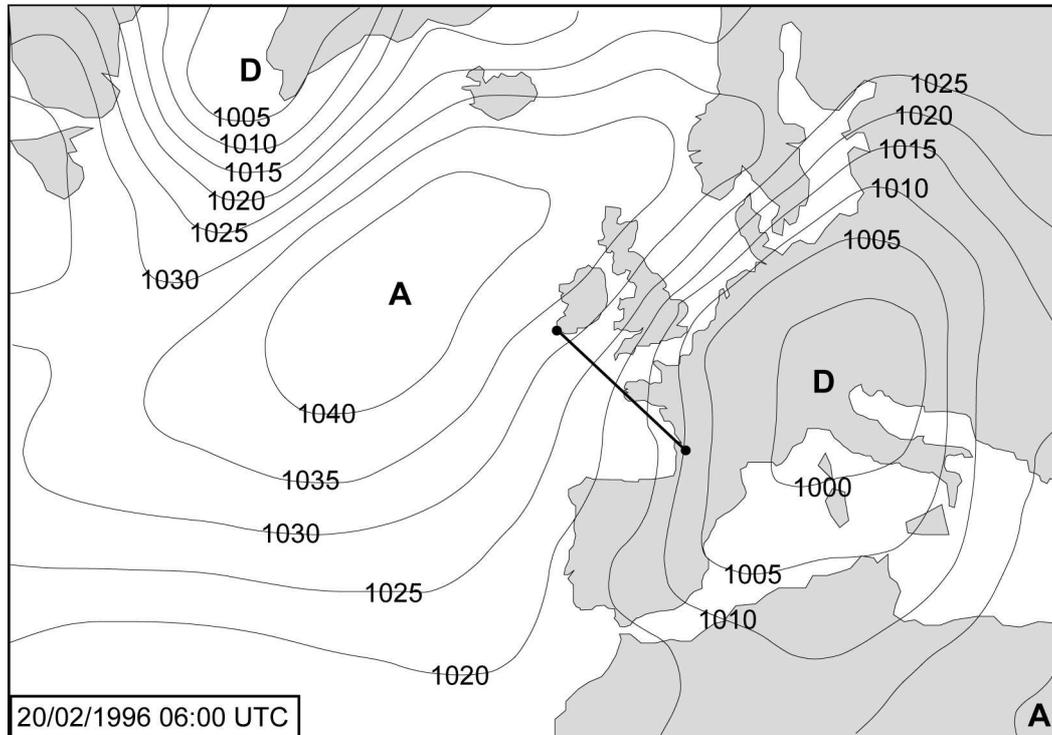


Fig. 40. Situation synoptique du 20 février 1996 (06:00 UTC), correspondant à un flux de nord-est. Alors que le centre dépressionnaire est situé au nord de l'Italie, l'indice de gradient de pression de nord-est est supérieur à 4. Entre 06:00 et 07:00 UTC, les communes de Roscoff (Finistère nord), Perros-Guirec (Côtes d'Armor), Plérin et de Saint-Malo ont été inondées par la mer.

1.2.4. Situation atmosphérique en surface et en altitude : élaboration d'une typologie

L'analyse couplée des situations atmosphériques de surface et d'altitude pour chaque épisode a permis de mieux caractériser les épisodes tempétueux et de les regrouper lorsqu'ils présentaient des conditions similaires. À partir de ce travail, quatre types de situations atmosphériques génératrices de submersions marine, ont été mis en évidence (fig. 41).

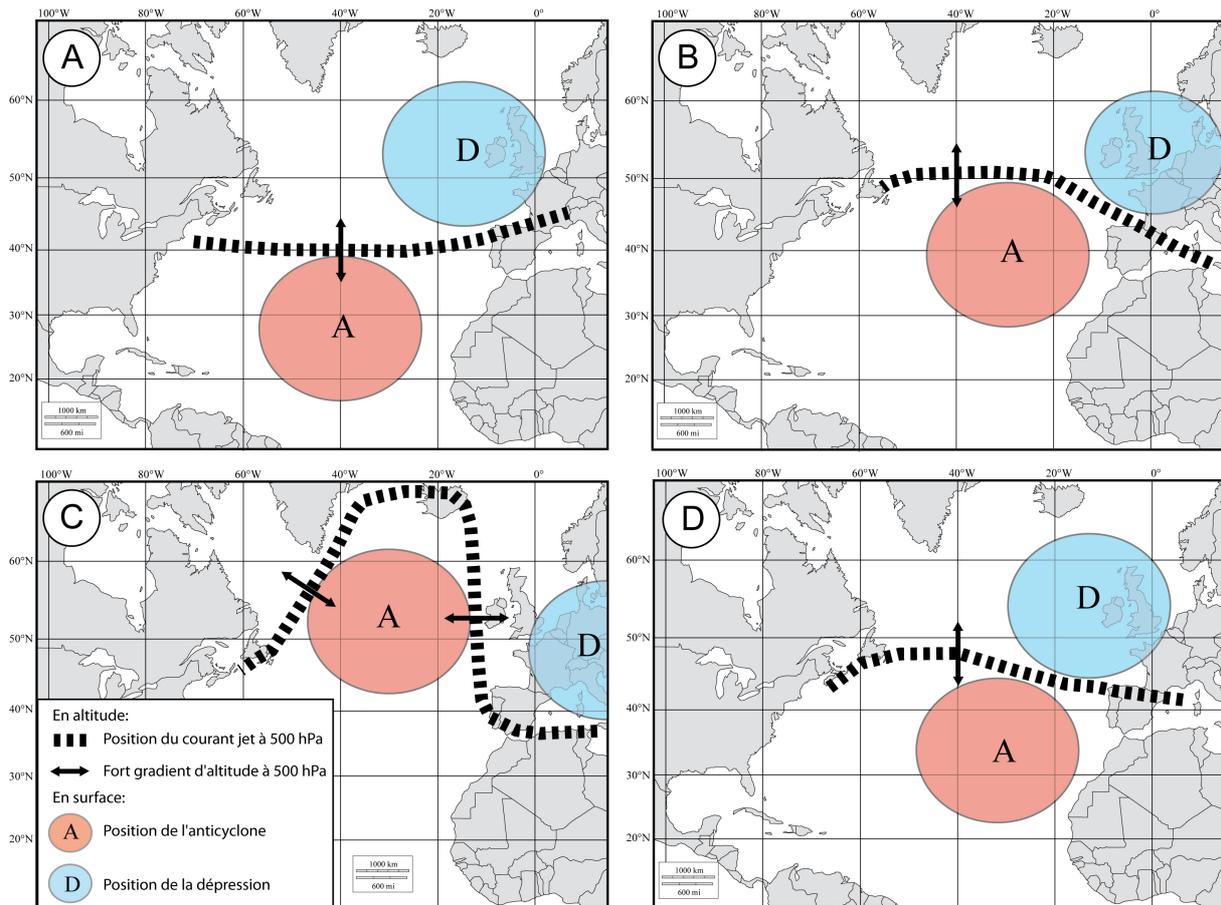


Fig. 41. Représentation des quatre types de situation atmosphérique (en altitude et en surface) génératrices des submersions marines en Bretagne. La situation en surface est synthétisée par la position des système dépressionnaires et anticycloniques. Concernant la situation en altitude, l'isohypse moyen du géopotential de 500 hPa, situé à 5520 mètres d'altitude permet de mieux comprendre la situation en surface. Au sud de cet isohypse, les pressions sont élevées, au nord elles sont basses. Les zones de fort dénivelés du géopotential à 500 hPa sont également représentées car elles déterminent la puissance du courant jet d'altitude. Théoriquement, plus les isohypses sont resserrés, plus le dénivelé est important et plus le courant jet est puissant. A : configuration n° 1, génératrice de forts vents de sud-ouest. B : configuration n° 2, génératrice de forts vent de nord-ouest. C : configuration n° 3, génératrice de forts vents de nord à nord-est. D : configuration n°4, génératrice de forts vents de sud-ouest puis de nord-ouest.

1.2.4.1. Configuration atmosphérique n°1

Ce type de situation engendre des vents synoptiques de sud-ouest sur les côtes bretonnes. En altitude, l'isohypse de 5520 m du géopotential à 500 hPa se situe alors le long du 40^{ème} parallèle Nord. Une zone de fort dénivelé du géopotential à 500 hPa est située au niveau de l'intersection du 40^{ème} parallèle Nord et du 40^{ème} méridien Ouest (fig. 41 A). Ce type de situation atmosphérique a engendré le plus grand nombre de submersions en Bretagne depuis 1960. Il concerne 86 % des évènements ayant généré des submersions passées avec un fort gradient de pression de sud-ouest. L'exemple du 13 décembre 1978 est caractéristique de ce type de situation (fig. 42).

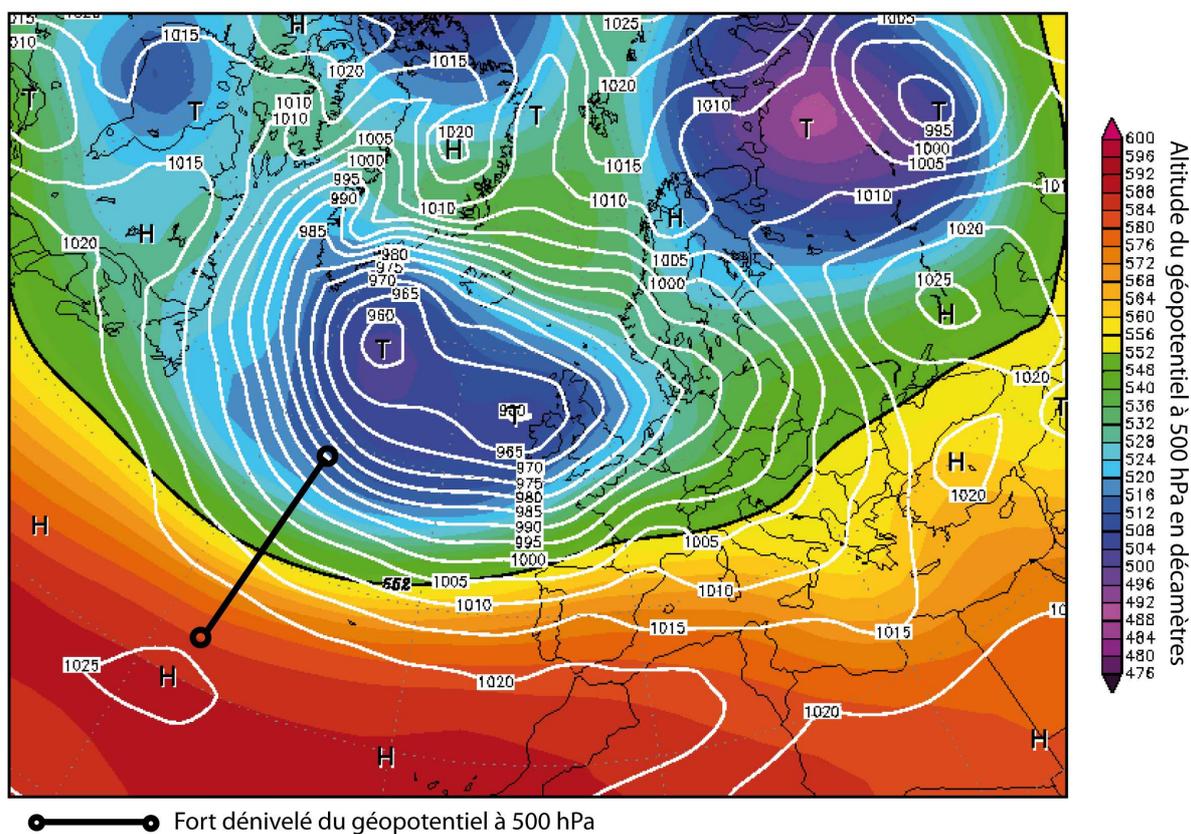


Fig. 42. Carte de l'altitude de la couche 500 hPa (couleurs) et de la pression en surface (isolignes) le 13 décembre 1978 à 00h. T : Dépression et H : Anticyclone (Source : www.wetterzentrale.de).

1.2.4.2. Configuration atmosphérique n°2

Ces conditions atmosphériques engendrent des vents synoptiques de nord-ouest au niveau du littoral breton. L'isohypse de 5520 m du géopotential à 500 hPa se situe alors le long du 50^{ème} parallèle Nord et une zone de fort dénivelé du géopotential à 500 hPa est localisée aux coordonnées suivantes : 50° Nord et 40° Ouest (fig. 41 B). Près de 60 % des évènements à fort gradient de nord-ouest ayant généré des inondations présentent cette configuration. La situation observée le 5 avril 1962 est caractéristique de ce type de configuration (fig. 43).

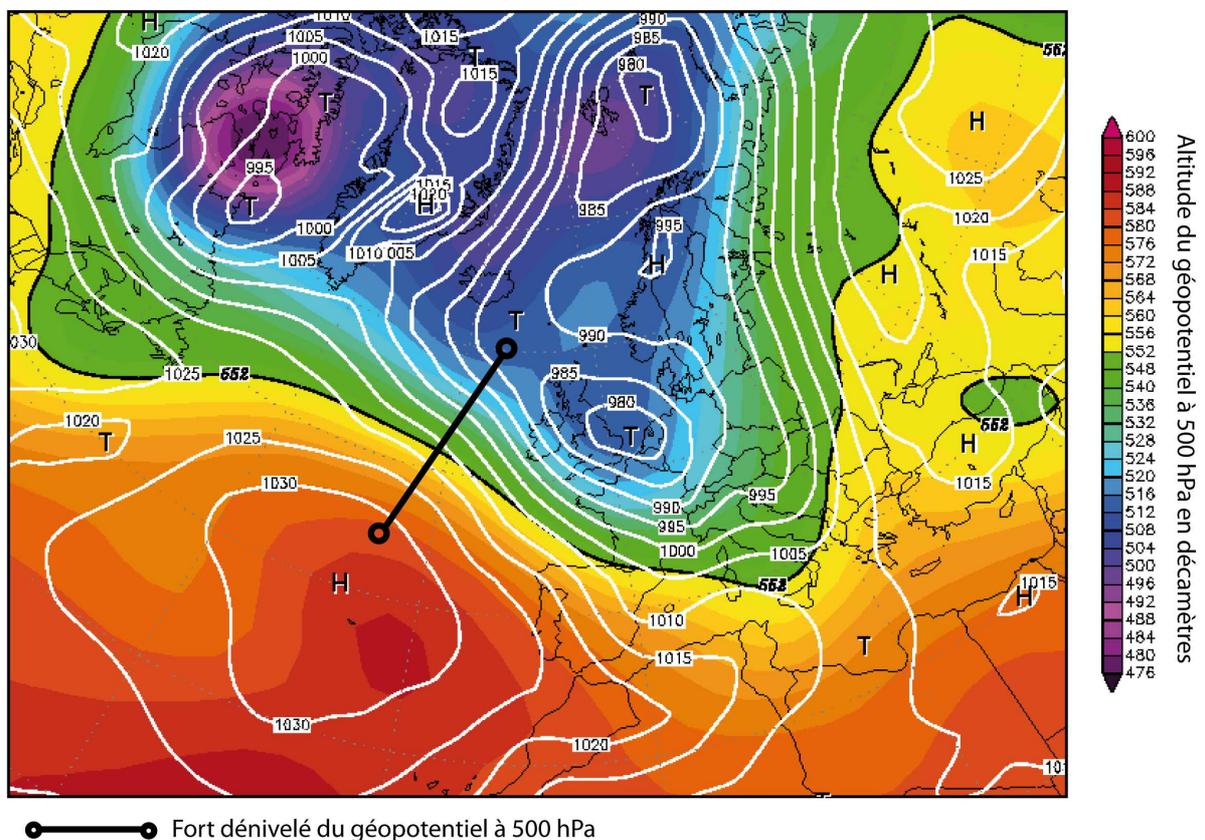


Fig. 43. Carte de l'altitude de la couche 500 hPa (couleurs) et de la pression en surface (isolignes) le 5 avril 1962 à 00h (Source : www.wetterzentrale.de).

1.2.4.3. Configuration atmosphérique n°3

Ce type de situation rare engendre des vents synoptiques de nord-est sur la côte nord bretonne. La zone de fort dénivelé du géopotential à 500 hPa est située au large de l'Irlande (52°Nord;10°Ouest) et est orienté est-ouest (fig. 41 C). Les

épisodes ayant engendré des submersions avec un fort gradient de pression nord-est, le 16 janvier 1978 et le 20 février 1996, présentent cette configuration (fig. 44).

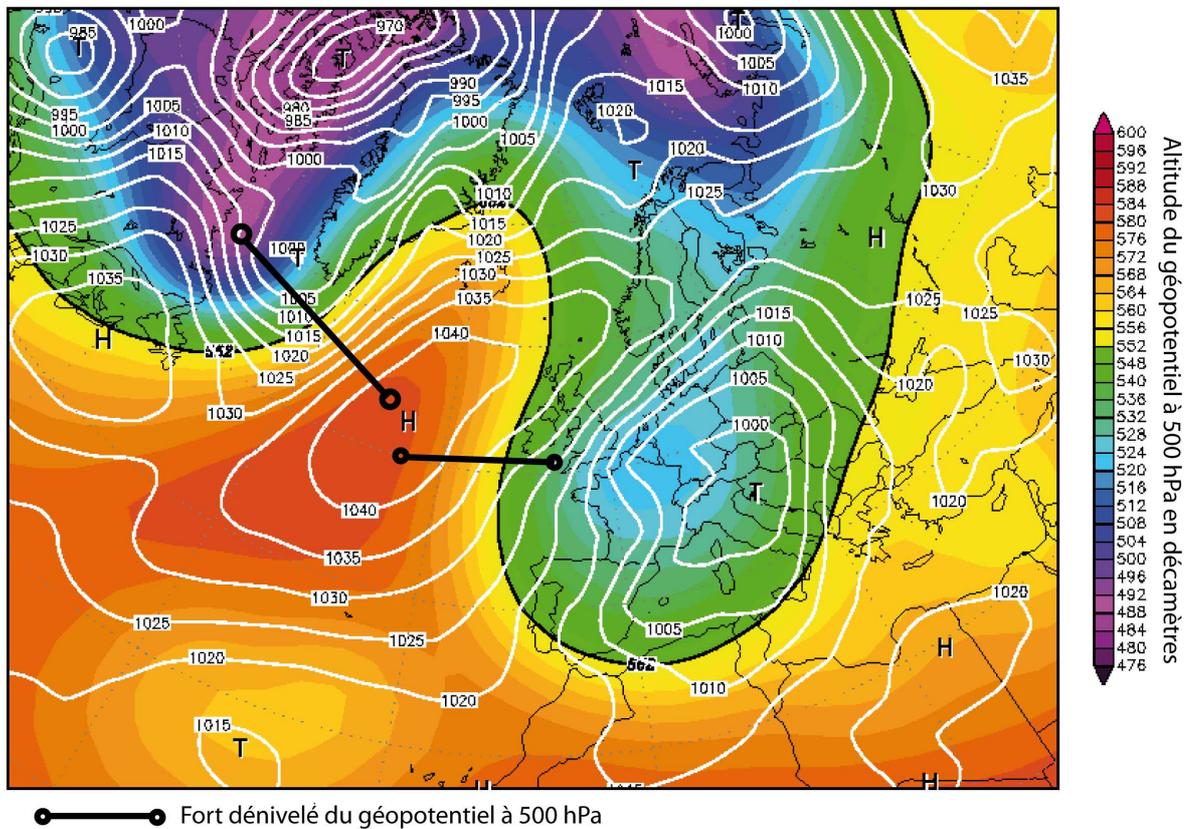


Fig. 44. Carte de l'altitude de la couche 500 hPa (couleurs) et de la pression en surface (isolignes) le 20 février 1996 à 00h (Source : www.wetterzentrale.de).

1.2.4.4. Configuration atmosphérique n°4

Ce type de situation présente une configuration hybride entre les situations n° 1 et n° 2. L'isohypse de 5520 m du géopotential à 500 hPa se situe le long du 45^{ème} parallèle Nord et une zone de fort dénivelé du géopotential à 500 hPa est située au niveau de l'intersection du parallèle 45° Nord et du méridien 50° Ouest (fig. 41 D). Ce type de situation génère souvent des vents synoptiques de sud-ouest puis, avec le déplacement du système dépressionnaire, des vents de nord-ouest quelques heures après. La tempête du 10 mars 2008, qui fera l'objet d'une étude approfondie dans le chapitre suivant, correspond à ce type de configuration atmosphérique. C'est le cas également des tempêtes du 2 novembre 1967, du 25 et 26 janvier 1990, et du 31

mars 2010, durant lesquelles des forts vents de sud-ouest ont été systématiquement succédé par des forts vents de nord-ouest.

Après avoir étudié les situations atmosphériques de surface et en altitude qui ont engendré les submersions passées en Bretagne depuis 1960, il nous semblait intéressant d'analyser l'évolution des situations atmosphériques à risque en Bretagne. Pour cela, une étude de l'évolution des situations à fort gradient de pression entre 1960 et 2009 a été réalisée.

1.2.5. Evolution des indices de forts gradients de pression depuis 50 ans

Ce travail a été réalisé en collaboration avec Stéphane Costa et Pauline Letortu du laboratoire GEOPHEN basé à Caen. Cette collaboration émane d'une volonté d'homogénéiser la méthode mise en place par S. Costa (1997) sur le littoral de la Manche. Les résultats relatifs à l'évolution de l'indice des forts gradients de pression de nord-ouest, proviennent d'une étude effectuée par S. Costa (1997) pour la période 1894 -1994 et ont été complétés pour la période 1995-2009 lors de ce travail de thèse. Comme nous l'avons vu dans la première partie, l'analyse de l'évolution des forts gradients de pression semble plus adaptée que l'étude des forts coups de vents, pour étudier l'évolution des situations atmosphériques à risque en Bretagne.

Sur la période 1960-2009, les situations de forts gradients de pression (supérieures ou égales 20 hPa) les plus représentées sont celles de sud-ouest avec 1023 situations recensées, soit 75,5 % des situations à fort gradient. Arrivent ensuite les situations à fort gradient de nord-ouest avec 297 situations à fort gradient (22 %) puis celles de nord-est avec 36 situations (2,5 %).

1.2.5.1. Evolution des situations à fort gradient de pression sud-ouest sur la côte méridionale bretonne depuis 1960

Rappelons que l'indice de gradient de pression sud-ouest a été mesuré entre Bordeaux et l'île de Dursey située au sud-ouest de l'Irlande (fig. 30). L'analyse des submersions passées en Bretagne a montré que l'indice minimum entraînant les submersions de sud-ouest en Bretagne est de 4, soit une différence de 20 hPa. En

partant de ce postulat, toutes les situations à fort gradient de pression de sud-ouest - gradient égal ou supérieur à 4 - ont été recensées de 1960 jusqu'à nos jours. Au total 1023 situations à fort gradient de pression ont été relevées sur cette période.

On remarque que le nombre de situations à fort gradient de pression sud-ouest par année a augmenté depuis 50 ans (fig. 45). L'étude des effectifs cumulés révèle une accélération de ce phénomène. Deux ruptures de pente sont visibles en 1979 et en 1997 (fig. 46). Les pentes ($\tan\beta$) des effectifs cumulés varient de 0,046 (entre 1960 et 1979) à 0,06 (1979-1997) puis 0,067 (1997-2009). Ces valeurs de pentes ont été obtenues en divisant l'augmentation de l'effectif par la durée exprimée en nombre de jours. Cette augmentation du nombre de situations à fort gradient de pression de sud-ouest explique en partie l'augmentation du nombre d'épisode de submersion générés par un fort flux de sud-ouest depuis le milieu des années 70 (fig. 32).

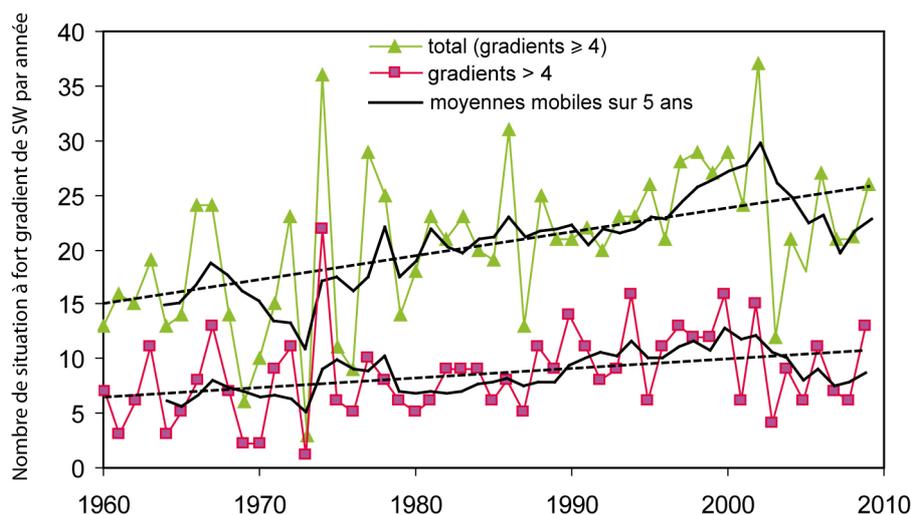


Fig. 45. Evolution des situations à fort gradient de pression de sud-ouest depuis 1960.

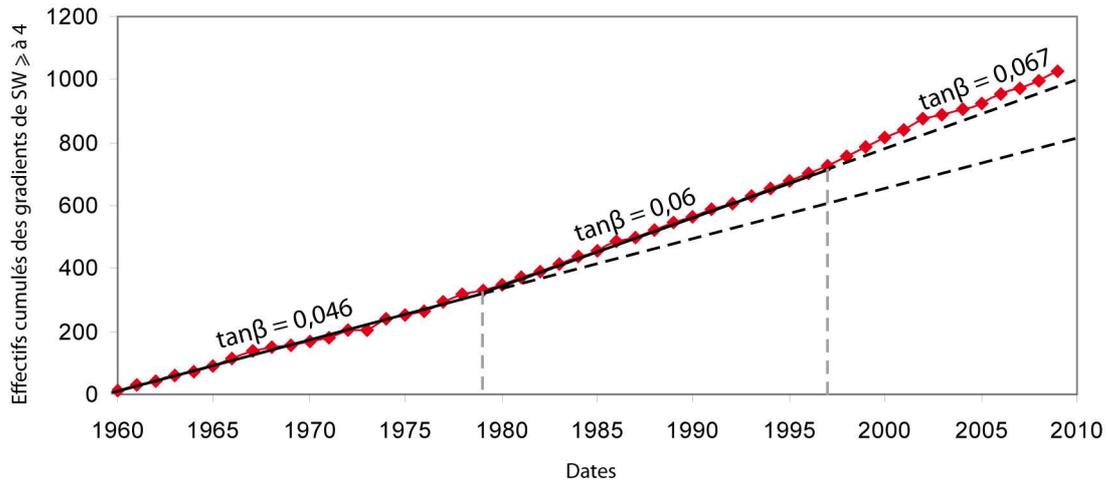


Fig. 46. Effectifs cumulés des situations à fort gradient de pression sud-ouest depuis 1960. Les valeurs de pente ($\tan\beta$) ont été calculées entre 1960 et 1979, 1979 et 1997, 1997 et 2009.

1.2.5.2. Evolution des situations à fort gradient de pression nord-ouest sur les côtes de la Manche occidentale depuis 1960

L'indice de gradient de pression nord-ouest a été mesuré entre Penmarc'h et la ville de Cromer au Royaume-Uni. 297 situations de fort gradient de pression ont été recensées entre 1960 et 2009. L'étude par régression linéaire indique une diminution sensible du nombre de situation à fort gradient de pression nord-ouest par année depuis 50 ans (fig. 47). L'analyse des effectifs cumulés permet de distinguer trois phases depuis 1960 : une phase régulière de 1960 à 1975 ($\tan\beta = 0,016$), puis une période de renforcement des gradients de pression de nord-ouest entre 1975 et 1990 ($\tan\beta = 0,022$) et enfin, de 1990 à 2009 un net ralentissement ($\tan\beta = 0,011$) (fig. 48).

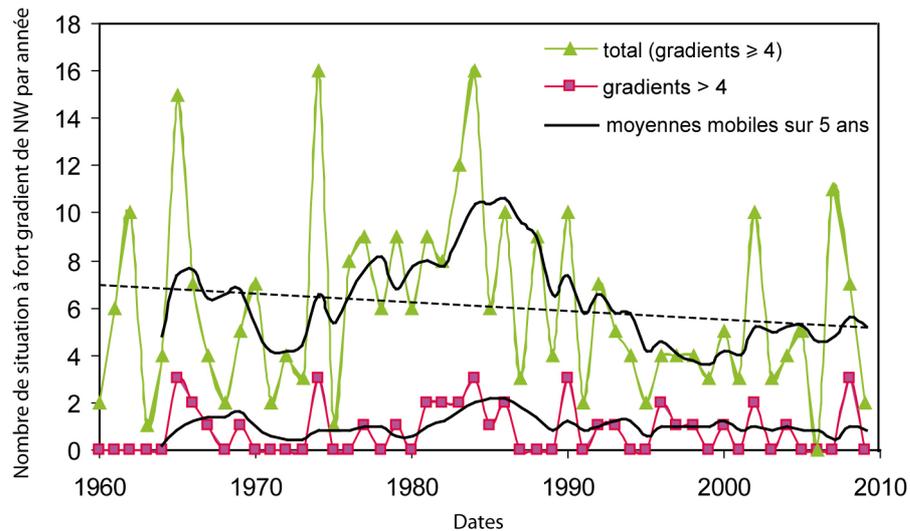


Fig. 47. Evolution des situations à fort gradient de pression de nord-ouest depuis 1960.

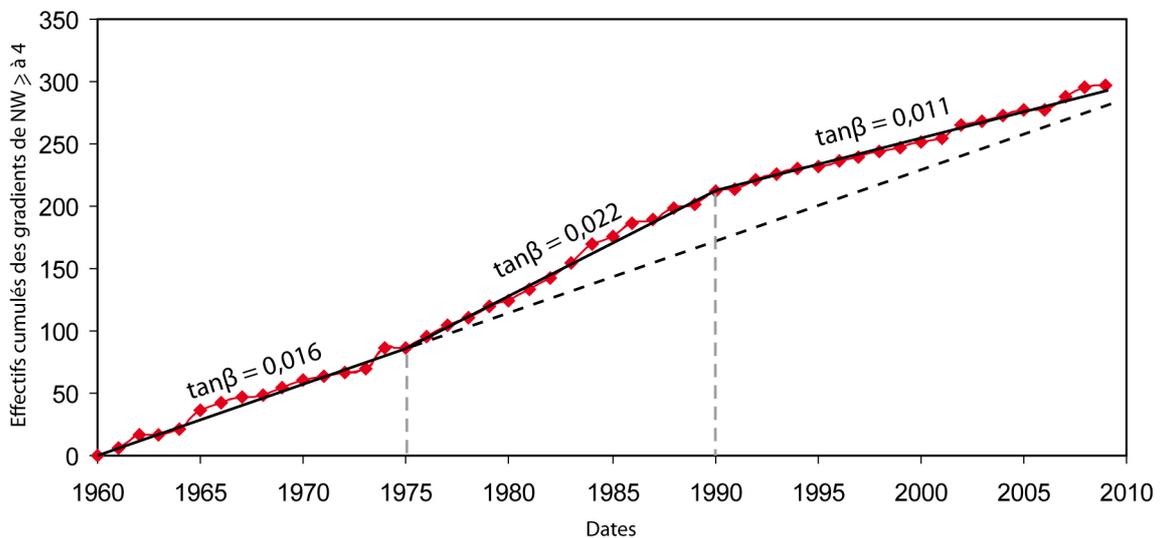


Fig. 48. Effectifs cumulés des situations à fort gradient de pression nord-ouest depuis 1960. Les valeurs de pente ($\tan\beta$) ont été calculées entre 1960 et 1975, 1975 et 1990, 1990 et 2009.

Si l'on poursuit jusqu'en 2009 la courbe cumulée des épisodes de fort gradient de pression nord-ouest élaborée par S. Costa en 1997 - qui concernait la période de 1894 à 1994 - on constate que la période de renforcement des forts gradients de nord-ouest décrite par cet auteur ne se poursuit pas mais s'arrête en 1990 (fig. 49). Depuis, l'évolution des situations à fort gradient de nord-ouest suit le même rythme que l'évolution observée de 1894 à 1975.

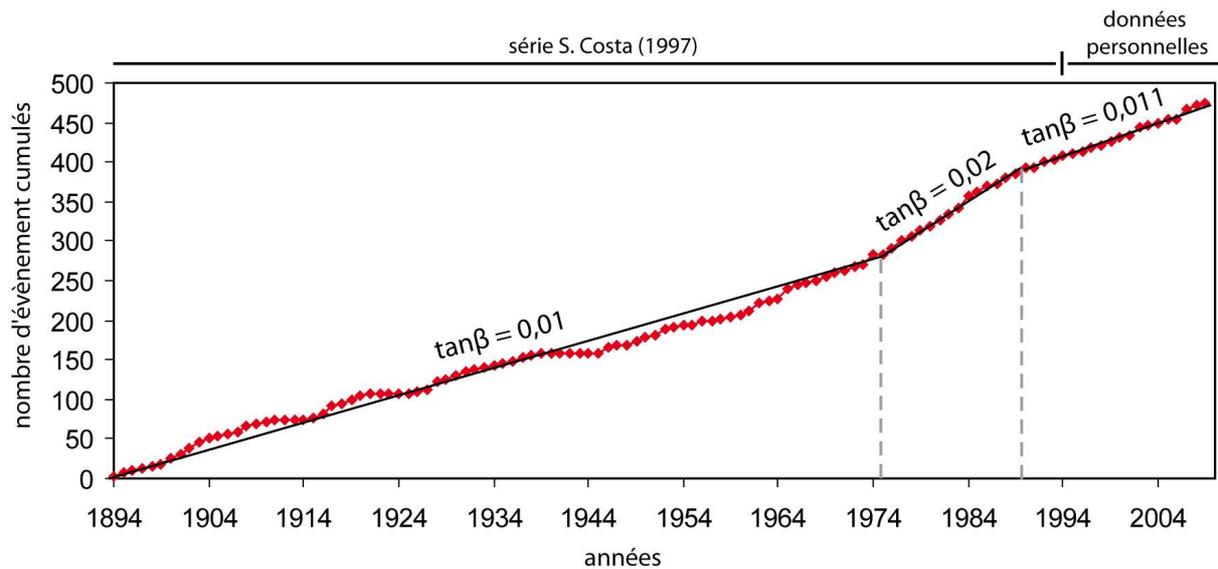


Fig. 49. Effectifs cumulés des situations à fort gradient de pression nord-ouest depuis 1894. La courbe, originellement dessinée par S. Costa (1997) (fig. 24) a été complétée par les données acquises dans le cadre de cette thèse pour la période entre 1995 et 2009.

1.2.5.3. Evolution des situations à fort gradients de pressions nord-est sur les côtes de la Manche occidentale depuis 1960

L'indice de gradient de pression nord-est a été mesuré entre Bordeaux et l'île de Dursey située au sud-ouest de l'Irlande (indice inversé de l'indice de gradient sud-ouest). L'analyse des submersions passées en Bretagne indique que l'indice minimum entraînant les submersions de nord-est en Bretagne est également de 4. Au total, 36 situations à fort gradient de pression ont été relevées entre 1960 et 2009.

On remarque que le nombre de situations à fort gradient de pression nord-est par année a diminué depuis 50 ans (fig. 50). L'étude des effectifs cumulés montre une décélération du phénomène depuis 1992 (fig. 51).

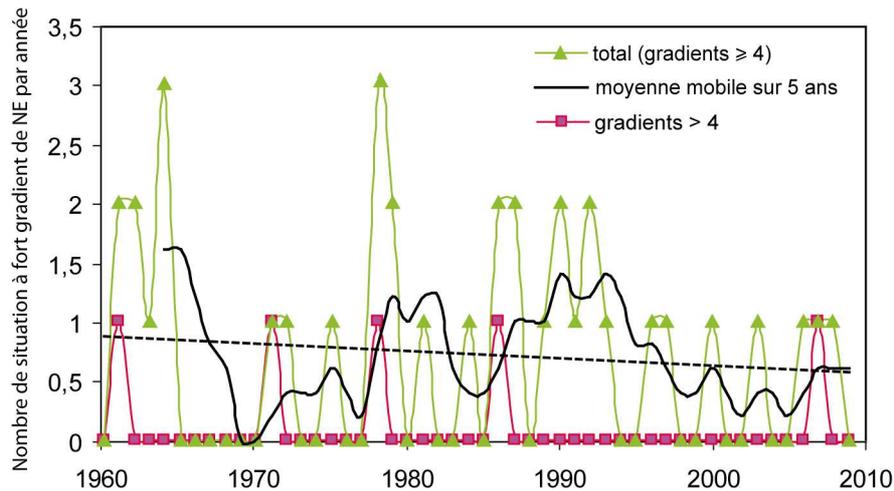


Fig. 50. Evolution des situations à fort gradient de pression de nord-est depuis 1960.

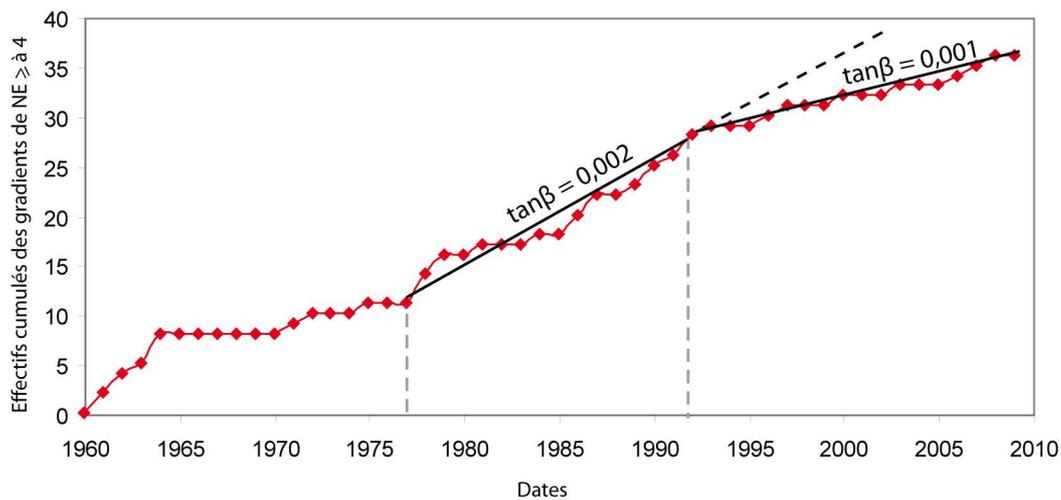


Fig. 51. Effectifs cumulés des situations à fort gradient de pression nord-est depuis 1960. Les valeurs de pente ($\tan\beta$) ont été calculées entre 1977 et 1996, 1996 et 2009.

1.3. Discussion sur l'analyse des submersions passées et sur l'évolution des situations atmosphériques à risque

Le recensement et l'analyse des submersions passées en Bretagne ont montré que, depuis 1960, 75 % des inondations par la mer ont été générées par des phénomènes de franchissement. Ce constat signifie que le *runup* est l'élément déterminant dans les trois-quarts des submersions en Bretagne. Pour autant, ce paramètre n'est pas considéré dans l'évaluation du risque de submersion en France (Garry *et al.*, 1997). Ce résultat révèle également l'importance de connaître la côte

d'arase des ouvrages de protection. Une étude est actuellement en cours en Bretagne sur ce sujet (étude Cetmef). Ce travail a également montré que les submersions ayant engendré le plus de dégâts, ont été générées par l'ouverture d'une ou de plusieurs brèches. On peut donc conclure que le pire scénario envisageable sur un site soumis à l'aléa de submersion serait une inondation par l'ouverture d'une brèche.

L'analyse des conditions synoptiques à partir des événements de submersions passés s'est avérée être nécessaire pour comprendre les processus atmosphériques à l'origine des phénomènes de submersion marine. La position du centre dépressionnaire et le gradient de pression associé au moment des pleines mers ont un rôle déterminant dans la localisation et l'intensité des submersions. Cette démarche présente néanmoins une limite liée à la précision temporelle des cartes synoptiques utilisées, qui ont - au mieux - un pas de temps de 6 h. Cette résolution temporelle permet difficilement de percevoir certains types de tempête - tempêtes « explosives » - qui se creuse très rapidement. C'est le cas notamment de la tempête du 15 octobre 1987.

L'étude de l'évolution des forts gradients de pression révèle une légère augmentation du phénomène depuis 50 ans, si l'on considère toutes les directions confondues (fig. 52). Cette augmentation concerne surtout les situations à fort gradient de sud-ouest, qui représentent 75 % des situations à fort gradient et qui ont engendré au moins 55 % des submersions marines en Bretagne depuis 1960. Ces résultats diffèrent avec les résultats obtenus par N.L. Betts *et al.* (2004) et G.J. McCabe *et al.* (2001), qui indiquaient respectivement une absence de tendance et une baisse du nombre de tempêtes en Atlantique nord, sur des périodes similaires (respectivement 1950-1992 et 1957-2002). Néanmoins, l'étude de l'évolution des forts gradients semble confirmer l'alternance de cycles morphogènes et non-morphogènes décrite sur les côtes du nord-ouest de la France par certains auteurs (Caspar et Poullain, 1996 ; Costa, 1997 ; Hallégouët et Hénaff, 2006 ; Fichaut et Suanez, 2008b ; Stéphan, 2008 ; Suanez, 2009 ; Suanez et Stéphan, à paraître ; Suanez *et al.*, à paraître). Si l'on considère la moyenne mobile sur 10 ans de l'évolution du nombre de situations à fort gradient de pression, toutes directions confondues (sud-ouest, nord-ouest et nord-est), on constate que trois phases se sont succédées durant la période 1960-2009 (fig. 52). De 1960 à 1976 le nombre de situations à fort gradient reste stable. De 1976 à 1987, on constate un renforcement

du nombre de situations à fort gradient. De 1987 à 2009, le nombre de situations se stabilise. Les variations récentes ne sont visibles que si l'on considère la courbe du nombre de situations à fort gradient (fig. 52). Entre 1997 et 2002, on remarque une période tempétueuse suivie par une période de « calme » entre 2002 et 2007, succession déjà décrite dans de nombreuses études (Hallégouët et Hénaff, 2006 ; Suanez, 2009 ; Suanez et Stéphan, à paraître). La période de renforcement depuis 2007, suggérée par S. Suanez (2009), Suanez et Stéphan (à paraître) et S. Suanez *et al.* (à paraître), est également visible. Si certaines phases semblent concorder, la comparaison entre l'évolution des forts gradients de pression et l'alternance de phases morphogènes et non morphogènes, est un exercice difficile qui peut être remis en question. En effet, S. Suanez (2009) et Suanez et Stéphan (à paraître) basent leur analyse sur des épisodes morphogènes ponctuels. Or, en milieu macrotidal, ces épisodes morphogènes sont fortement dépendants des conditions marégraphiques, que n'intègre pas notre analyse sur l'évolution des situations à fort gradient de pression. Autrement dit, une situation à fort gradient de pression n'est morphogène que si elle est combinée avec une pleine mer de vive-eau. Toutefois, nous pouvons considérer qu'une augmentation ou une baisse des situations à fort gradient de pression engendre respectivement une augmentation et une baisse de la probabilité d'occurrence d'évènements morphogènes.

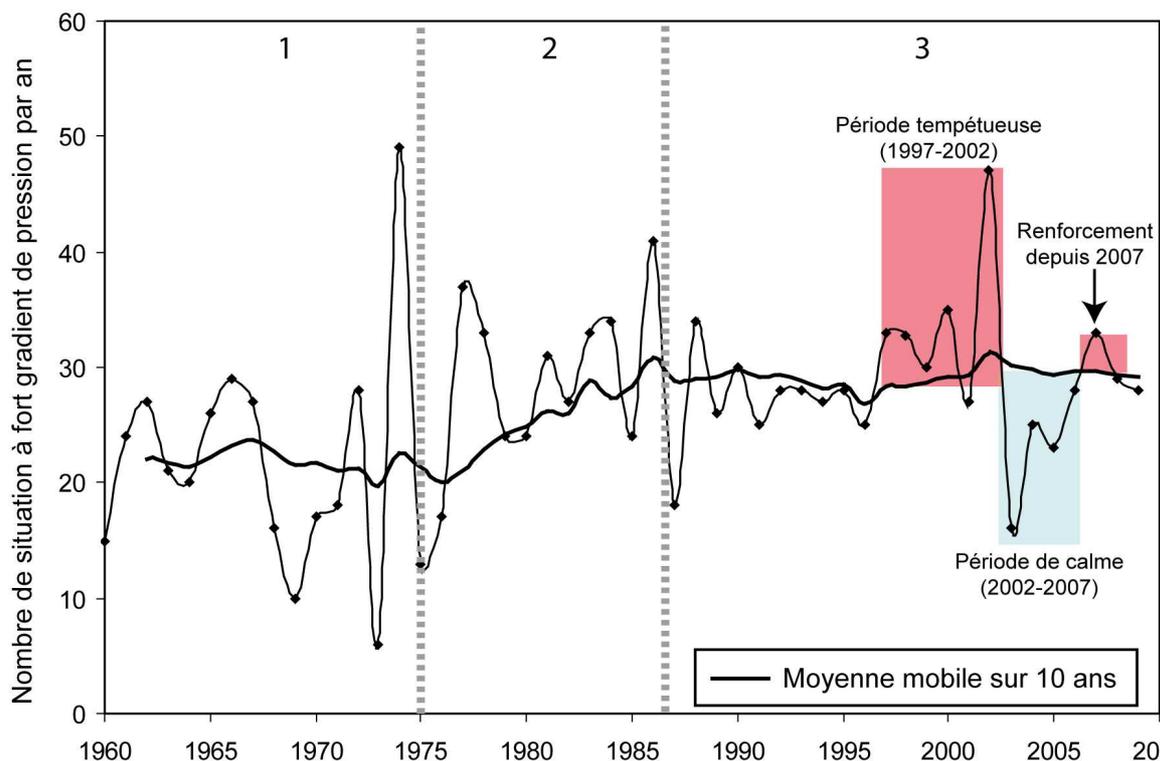


Fig. 52. Evolution du nombre de situations à fort gradient de pression – toutes directions confondues – par an depuis 1960. Les trois phases ont été indiquée en haut du graphique.

Si l'on considère les trois gradients de pression séparément, la période de 1975 à 1990 correspond à un renforcement de chaque gradient (sud-ouest, nord-ouest et nord-est). Depuis 1990, on constate un affaiblissement des gradients de nord-ouest et de nord-est et un prolongement du renforcement du gradient sud-ouest (fig. 53). Les récentes tempêtes Johanna (10 mars 2008) et Xynthia (27-28 février 2010) s'inscrivent dans ce renforcement des situations à fort gradient de sud-ouest. Notons qu'il serait improductif de comparer l'évolution des différents gradients de pressions entre eux, car ceux-ci n'ont pas été calculés sur une même distance.

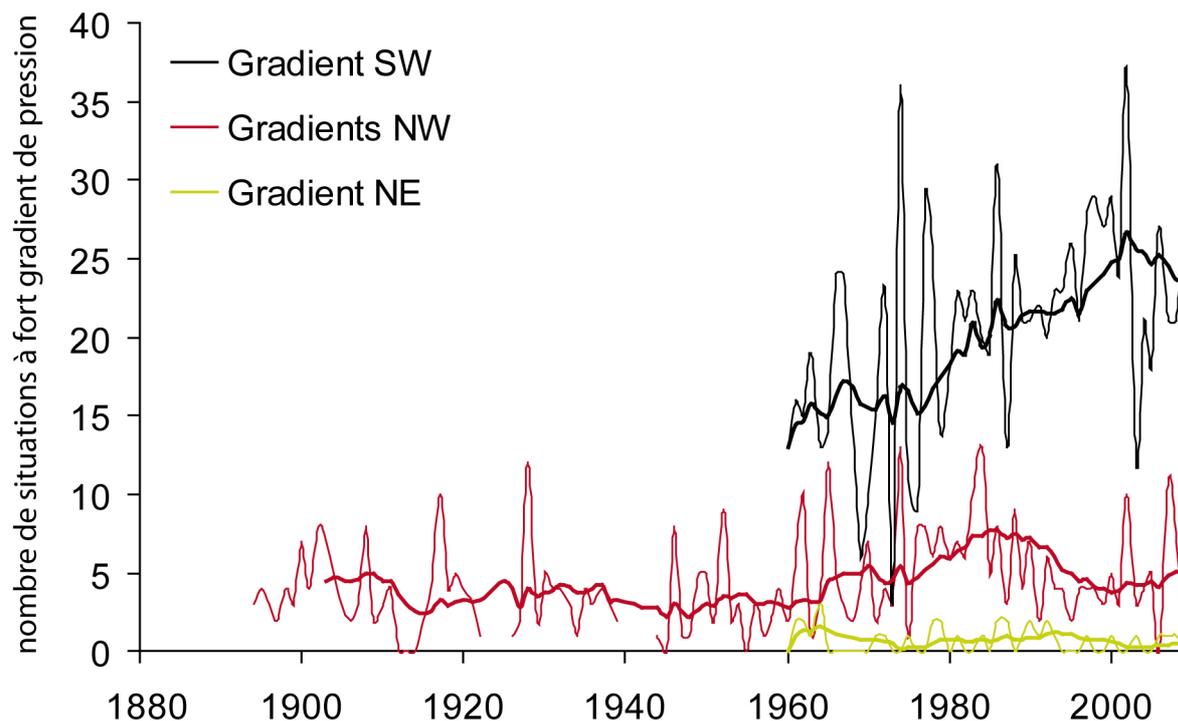


Fig. 53. Evolution des situations à fort gradient de pression sud-ouest, nord-ouest et nord-est. La moyenne mobile sur 10 ans pour chaque gradient est représentée par un trait plus épais.

Comme nous l'avons vu dans la partie précédente, P.A. Pirazzoli *et al.* indiquaient en 2004, que le caractère cyclique des phases morphogènes semblait être lié à une fluctuation de l'indice d'oscillation nord atlantique (ou NAO, pour North Atlantic Oscillation). S. Suanez (2009) a également constaté ce lien sur la période 1989-2009. Selon ces auteurs, les phases morphogènes se produiraient lorsque l'indice est positif et les phases de calme lorsque celui-ci est négatif.

Afin d'observer s'il existe un lien entre l'évolution des forts gradients de pression en Bretagne et l'oscillation nord atlantique, nous avons étudié la relation statistique entre le nombre de situations à fort gradient de sud-ouest, de nord-ouest et de nord-est et l'indice NAO par an entre 1960 et 2009 (fig. 54). Les résultats indiquent qu'il n'existe pas de relation entre les forts gradients de pressions et l'indice NAO, en atteste les coefficients de détermination inférieurs ou égaux à 0,01. Cette mise en relation est néanmoins discutable car l'indice NAO est calculé entre janvier et mars, alors que les forts gradients ont été recensés entre janvier et décembre. Ceci étant, ces résultats montrent que l'indice NAO ne peut expliquer à lui seul les phases

cycliques observées auparavant, ce qui confirmerait les observations de N.L. Betts *et al.* (2004) et de S. Costa (2005).

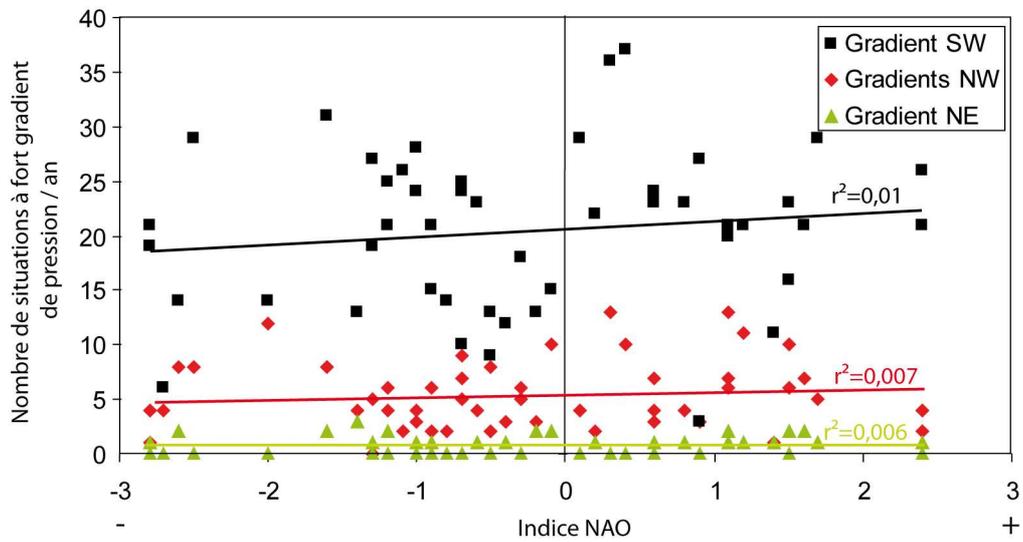


Fig. 54. Relation entre le nombre de situations à fort gradient de sud-ouest, de nord-ouest et de nord-est et l'indice NAO par an entre 1960 et 2009.

Conclusion partielle

La recherche des cas de submersions passés en Bretagne a permis de recenser 29 épisodes depuis 1960. Ce travail montre que, la position du centre dépressionnaire au moment des pleines mers et le gradient de pression associé, jouent un rôle primordial dans la localisation des sites submergés. L'étude de la distribution des coefficients de marée montre que 95 % des submersions ont eu lieu alors que le coefficient de marée était supérieur ou égal à 78. En outre, depuis 1960, 75 % des submersions ont été générées par des phénomènes de franchissement. Ceci souligne l'importance de l'effet des vagues au sein des processus de submersion marine (*runup*). Ce point sera approfondi dans la troisième partie. L'analyse de l'évolution des forts gradients de pression signale une augmentation sensible des situations à fort gradient de sud-ouest depuis cinquante ans. Rappelons que les situations de sud-ouest sont les plus fréquentes en Bretagne et ont provoqué plus de la moitié des inondations par la mer depuis 1960. Comme nous l'avons annoncé précédemment, un des événements les plus exceptionnels depuis 1950 s'est déroulé le 10 mars 2008, au cours de ce travail de thèse. Il semblait donc primordial de consacrer une partie à cet épisode. En outre, le travail de recensement des événements d'inondation passés montre qu'il n'existe pas ou peu de données cartographiques sur l'étendue des zones submergées. L'épisode du 10 mars 2008 a permis de réaliser une cartographie fine des zones qui ont été inondées ce jour-là.

Après avoir recensé et analysé les submersions marines depuis 1960 en Bretagne, nous nous sommes intéressés plus particulièrement à l'évènement qui a engendré le plus d'inondations au cours des 50 dernières années : l'épisode du 10 mars 2008.

Chapitre 2. La tempête du 10 mars 2008

L'objet de ce chapitre est de s'intéresser plus profondément à l'évènement tempétueux du 10 mars 2008 qui a engendré de nombreux cas de submersion en Bretagne. Une première partie rappellera les conditions météo-marines - et leurs interactions éventuelles - qui ont conduit aux processus de submersion durant cet épisode. Une seconde partie traitera du travail qui a été mené pour cartographier les zones inondées en Bretagne ce jour là. Ces deux aspects ont fait l'objet de deux publications durant ce travail de thèse (Cariolet *et al.*, 2010 ; Cariolet, 2010).

2.1. Aspects météo-marins de la tempête du 10 mars 2008 en Atlantique et en Manche

La tempête qui a touché la pointe ouest européenne le 10 mars 2008, nommée « Johanna », a eu un impact très important sur l'ensemble du littoral du nord-ouest de la France (breton et normand) : plus d'une trentaine d'inondations par la mer recensés de Sarzeau (Morbihan) à Cayeux sur mer (Somme), des reculs du trait de côte impressionnants dans le Finistère et de nombreux dommages sur les ouvrages de défense, les infrastructures portuaires et les habitations ont été observés²⁶. Cet épisode peut être qualifié d'exceptionnel de par l'étendue du linéaire côtier touché et du nombre important de sites inondés. Les tempêtes « historiques » de l'hiver 1989-90 avaient été plus violentes mais n'avaient affecté que le département du Finistère et le littoral de la Manche (Fichaut et Hallégouët, 1989 ; Caspar, 1990 ; Hallégouët et Bodéré, 1993 ; Regrain, 1992 ; Costa, 1995 ; Héquette et Vasseur, 1998 ; Tonnerre, 2001 ; Daniel, 2001 ; Hallégouët et Hénaff, 2006 ; Caspar *et al.*, 2007). D'un point de vue purement anémométrique, la tempête « Johanna » ne fait pas partie des tempêtes les plus violentes qu'a connues la façade atlantique française ces dernières décennies. Les plus fortes rafales enregistrées lors du passage de la tempête ont atteint 150 km/h sur la pointe finistérienne (Léry, 2008). De telles vitesses de vents se produisent en moyenne une fois tous les deux ou trois ans dans le nord-ouest de la France (Léry, 2008). Des valeurs bien supérieures de 180 à 200 km/h ont été enregistrées lors des tempêtes de décembre 1999, février 1990 et

²⁶ Source : demandes de reconnaissance de catastrophe naturelle faites par les communes après le passage de la tempête, et les quotidiens locaux Ouest-France, Télégramme, Le Trégor.

octobre 1987 (Fichaut et Hallégouët, 1989 ; Santurette, 2001). Le caractère exceptionnel de l'évènement tempétueux du 10 mars 2008 résulte essentiellement de la combinaison de plusieurs facteurs indépendants (surcote, forte agitation marine et pleines mers de vives-eaux).

Lors de cette analyse, nous verrons en quoi la position du centre dépressionnaire et le passage de fronts froids ont joué un rôle essentiel au cours de la tempête du 10 mars 2008.

Afin de mieux comprendre et d'expliquer l'ampleur du phénomène qui a touché les littoraux du nord-ouest de la France le 10 mars 2008, ce chapitre reviendra tout d'abord sur les conditions atmosphériques observées lors de cet évènement, avant d'analyser les conditions météo-marines locales (fig. 55), leurs éventuelles interactions et les processus de submersions qu'elles ont générés. Même si la tempête du 10 mars 2008 a entraîné des submersions en Basse et Haute-Normandie (Caspar *et al.*, 2010), cette partie traitera uniquement des cas de submersions et des conditions météo-marines observées en région Bretagne.

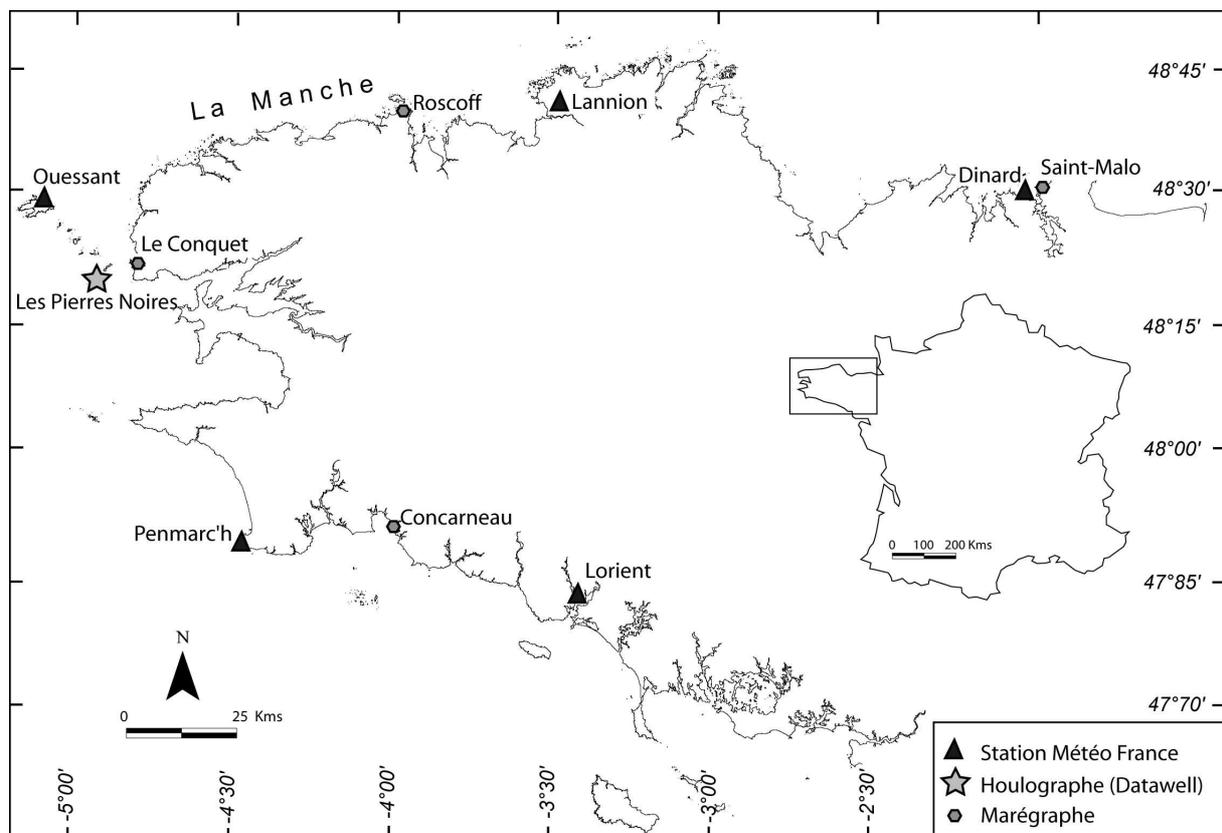


Fig. 55. Localisation des stations Météo-France, des marégraphe et du houlographe dont les données ont été utilisées lors de cette étude (d'après Cariolet *et al.*, 2010).

2.1.1. Dynamiques météo-atmosphériques

2.1.1.1. Situation en surface

Le soir du samedi 8 mars 2008, quelques jours avant que la tempête ne touche les côtes de l'ouest de la France, une dépression prend naissance au niveau de Terre-Neuve, avec une pression de 1010 hPa en son centre. Elle se déplace assez lentement le long du 55^{ème} parallèle Nord et atteint l'Irlande le 10 mars à 06 h 00 UTC (fig. 56 et 57A). La trajectoire de la dépression est conforme à la configuration la plus fréquente du rail des dépressions, dite « zonale ». La tempête s'est creusée à un rythme régulier d'environ 10 à 15 hPa toutes les 24 h, ce qui n'est pas considéré comme rapide. Par exemple, lors de la tempête du 24-25 janvier 1990, une baisse de 36 hPa en 24 h avait été observée (Tonnerre-Guérin, 2003).

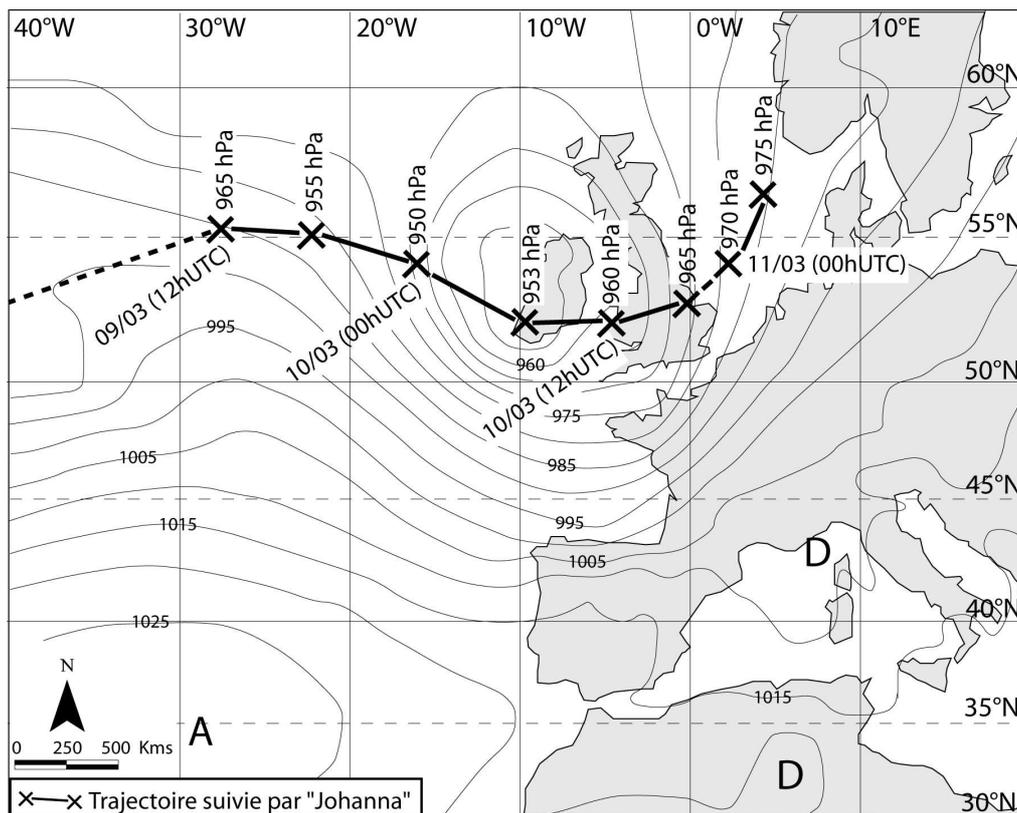
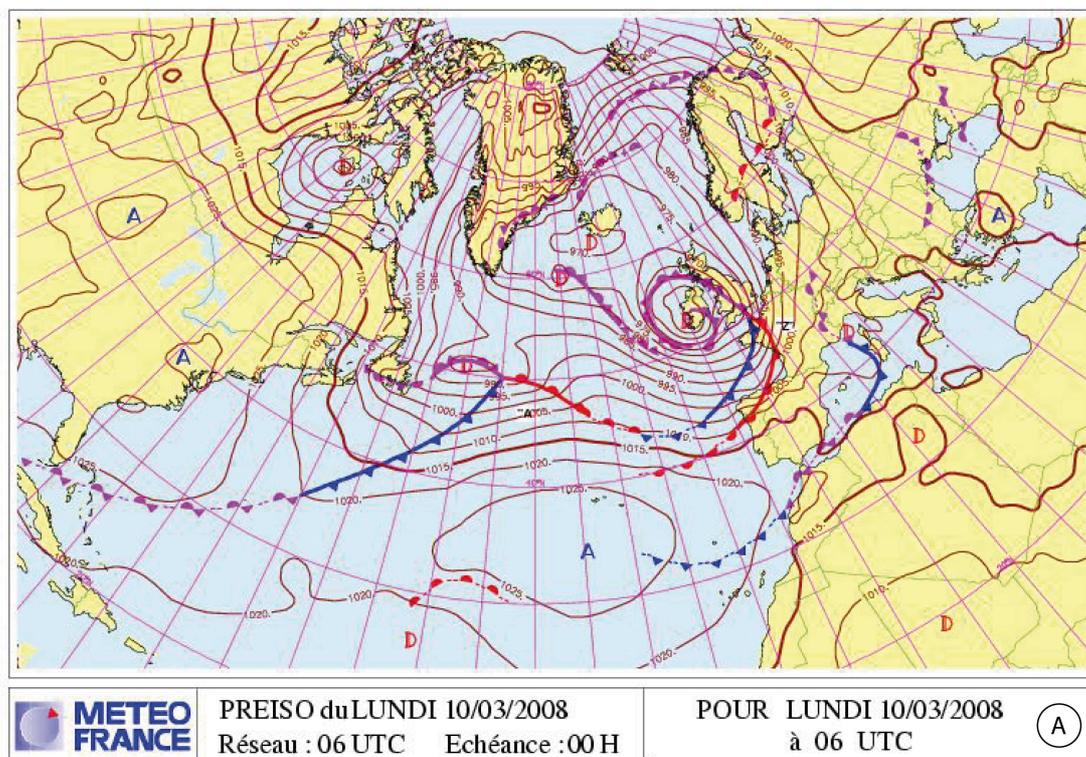
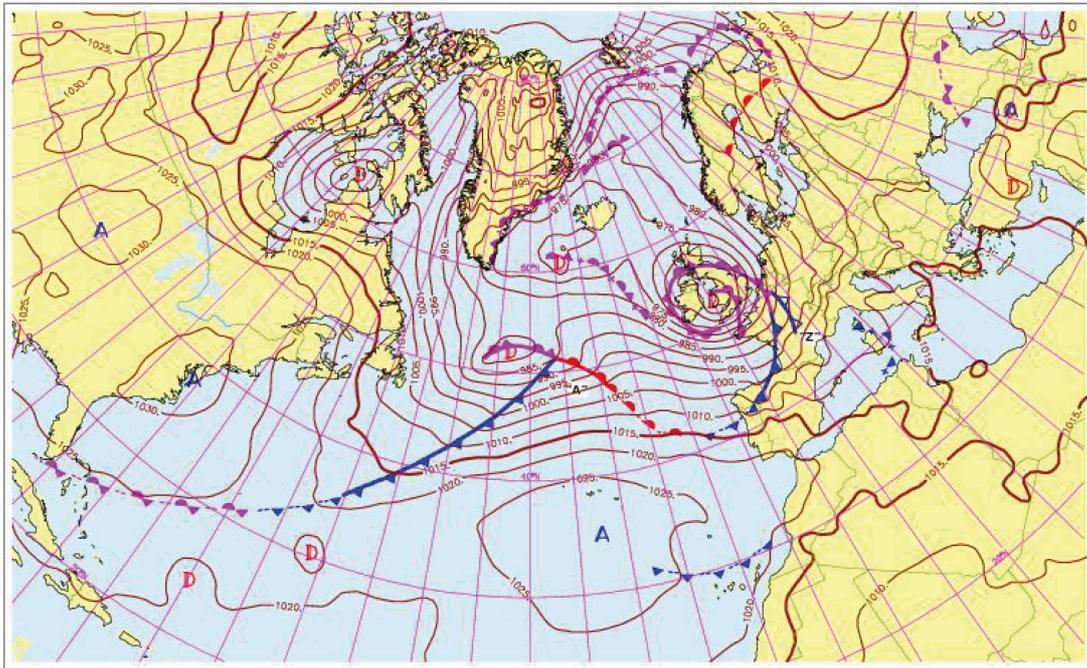


Fig. 56. Trajectoire de la dépression « Johanna » et situation synoptique du 10 mars 2008 à 06 h UTC. La dépression n'a pas été bloquée car aucun anticyclone n'était présent sur l'Europe. La configuration, avec un anticyclone situé au milieu de l'Atlantique vers le 35°N et une dépression vers le 55°N, est zonale (d'après Cariolet *et al.*, 2010, source : Météo-France).

Le matin du 10 mars à 6 h UTC, la pression au centre de la dépression alors située sur l'Irlande, est de 953 hPa. Au même moment, la pression enregistrée à Bordeaux est de 997 hPa. L'indice de gradient de pression sud-ouest, tel qu'il a été défini dans le chapitre précédent, est alors quasiment égal à 9 (fig. 57A). Cet indice de gradient de pression sud-ouest est assez exceptionnel. Depuis 1960, ce niveau n'a été atteint que lors du passage de l'ouragan du 15 et 16 octobre 1987.

En analysant les données de vent et de pression atmosphérique au niveau de l'île d'Ouessant (fig. 58), on remarque le passage d'un front froid avant 6 h UTC le 10 mars. Avant le passage de ce dernier, la pression atmosphérique diminue rapidement jusqu'à 975 hPa et le vent de secteur sud-ouest forçit. Suite au passage du front froid, la vitesse du vent chute brusquement. La pression atmosphérique remonte ensuite progressivement et le vent passe au secteur ouest puis nord-ouest en forçant à nouveau. On retrouve le même schéma pour les stations météorologiques de Penmarc'h, Lannion et Lorient où le front froid est passé respectivement à 4 h 00, 4 h 30 et 5 h 00 UTC (fig. 58). Nous verrons par la suite en quoi le front froid a joué un rôle dans les submersions qui ont eu lieu le matin.

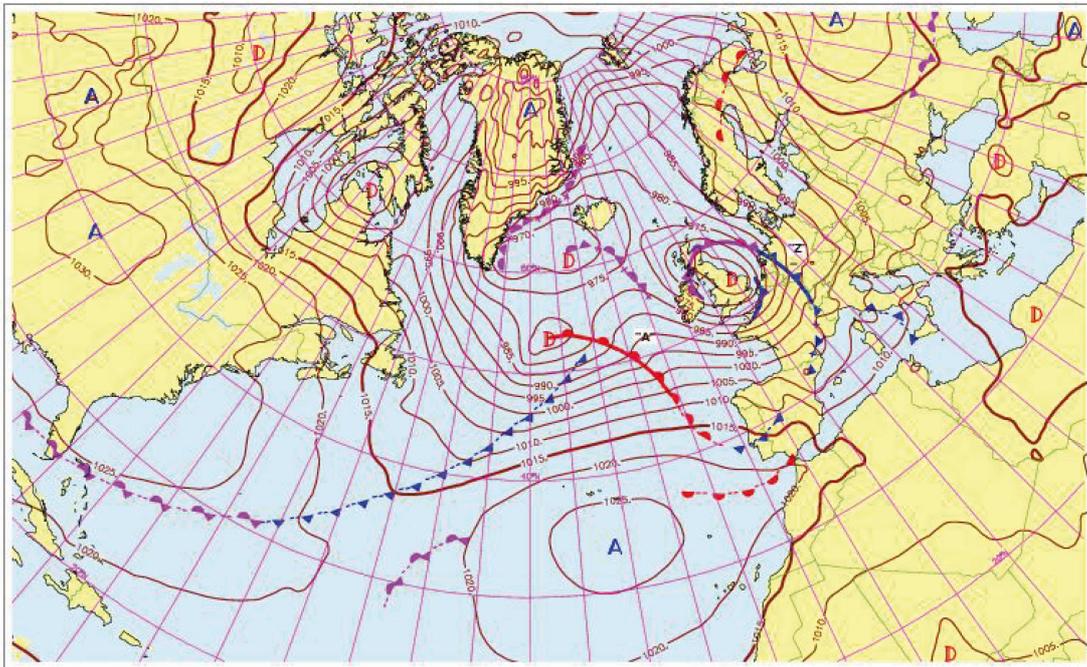




PREISO du LUNDI 10/03/2008
Réseau : 12 UTC Échéance : 00 H

POUR LUNDI 10/03/2008
à 12 UTC

(B)



PREISO du LUNDI 10/03/2008
Réseau : 18 UTC Échéance : 00 H

POUR LUNDI 10/03/2008
à 18 UTC

(C)

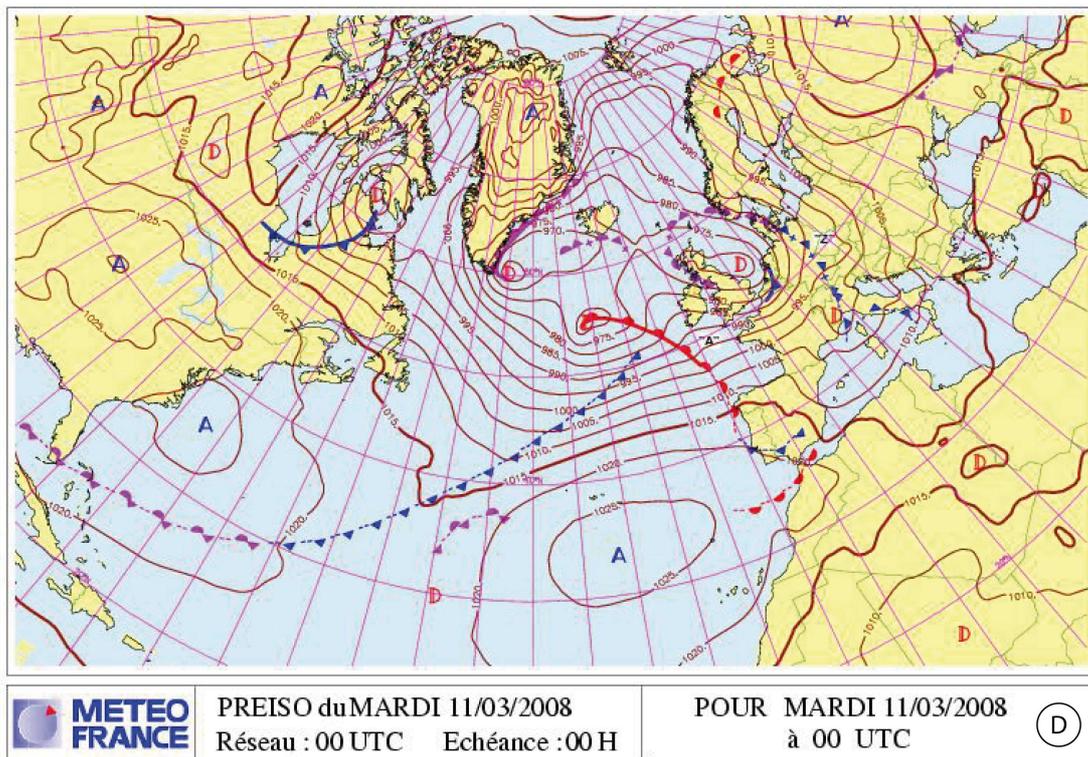


Fig. 57. Evolution synoptique entre 06 h UTC le 10 mars et 00 h UTC le 11 mars 2008 (source : Météo-France). A : 06 h UTC : une heure après la pleine mer et les submersions sur la côte sud de la Bretagne, la dépression atteint l'Irlande avec une pression en son centre de 953 hPa. Le front froid « principal » vient de traverser la Bretagne. B : 12 h UTC : la dépression progresse lentement sur la mer d'Irlande. La perturbation principale pénètre en Belgique. Un segment d'occlusion traverse la Manche occidentale. C : 18 h UTC : une heure avant la pleine mer et les submersions sur la côte nord de la Bretagne, la dépression, encore vigoureuse (965 hPa), se situe un peu au nord du bassin de Londres. Un petit front froid « secondaire » est identifié sur les côtes de la Seine-Maritime. D : 00 h UTC le 11 mars : à l'heure approximative de la pleine mer de Dieppe et donc des submersions de la côte d'Albâtre, la dépression est en mer du Nord, et le petit front froid « secondaire » traverse le Benelux. En Manche orientale, les isobares s'alignent peu à peu sur un axe nord-ouest/sud-est.

Au soir du 10 mars, le centre dépressionnaire s'est déplacé au sud-est de l'Angleterre et la dépression n'a pas diminué en intensité (fig. 57C). A 19 h UTC, la pression au centre du système dépressionnaire est de 960 hPa et celle mesurée à

Penmarc'h est de 990 hPa (fig. 57C). L'indice de gradient de pression nord-ouest est alors égal à 5. Cette situation se traduit par des vents toujours violents mais provenant maintenant du secteur ouest-nord-ouest.

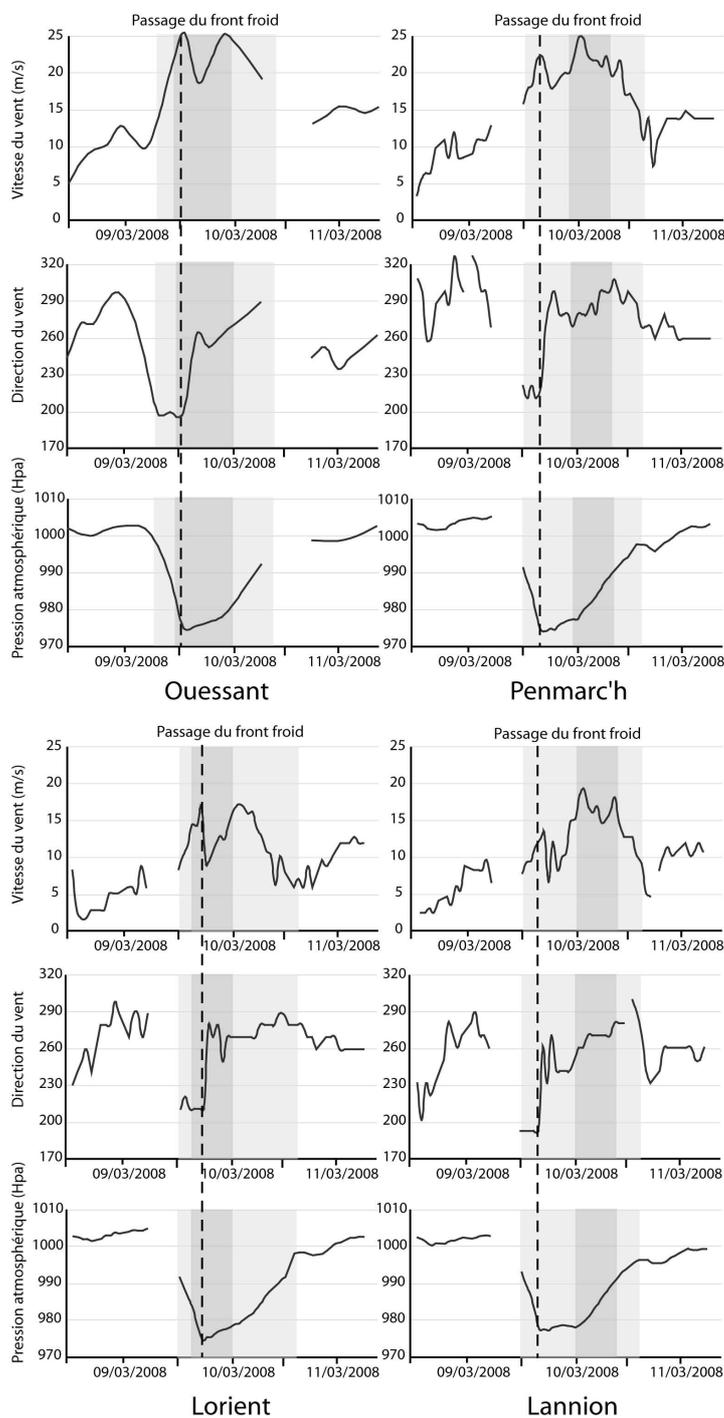


Fig. 58. Conditions de vent et de pression atmosphérique enregistrées dans les stations de Penmarc'h, Lorient, et de Lannion entre le 9 mars et le 11 mars 2008. On remarque le passage du front froid le matin du 10 mars pour les quatre stations (d'après Cariolet *et al.*, 2010, source : Météo-France).

Après le passage d'un front froid « secondaire » sur les côtes de la Manche, vers 18 heures, il n'existe alors plus de forme météorologique active (front froid actif ou dépression creuse en mouvement rapide) même si la dépression en cause reste vigoureuse sur le sud des îles Britanniques. Au cours de la journée du 11 mars, la dépression se comble progressivement en atteignant la mer du Nord, vers le 55^{ème} parallèle nord (fig. 57D). La tempête est terminée, mais les dégâts le long des côtes bretonnes sont importants. Selon Météo-France, les vitesses de vents atteintes pendant la tempête ont une occurrence de deux à trois ans. Cependant, la durée de l'épisode tempétueux est inhabituelle. Les vents violents ont en effet soufflé pendant une douzaine d'heures (Léry, 2008).

2.1.1.2. Situation en altitude

La situation atmosphérique observée au niveau du géopotential à 500 hPa le 10 mars 2008 à 00 h UTC correspond à la configuration atmosphérique n° 4, définie dans la partie 2 (Cf. page 89 et fig. 41). L'isohypse de 5520 m du géopotential à 500 hPa se situe le long du 45° parallèle Nord et une zone de fort dénivelé du géopotential à 500 hPa est située au niveau de l'intersection du parallèle 45°Nord et du méridien 50°Ouest (fig. 59). Ce type de situation hybride entre la configuration atmosphérique n° 1 et 2 (Cf. page 85) engendre souvent un fort flux de sud-ouest puis, avec le déplacement du système dépressionnaire, un fort flux de nord-ouest quelques heures après. L'évènement du 10 mars correspond parfaitement à ce type de scénario, ce qui explique en partie l'ampleur géographique des dégâts sur l'ensemble du littoral breton.

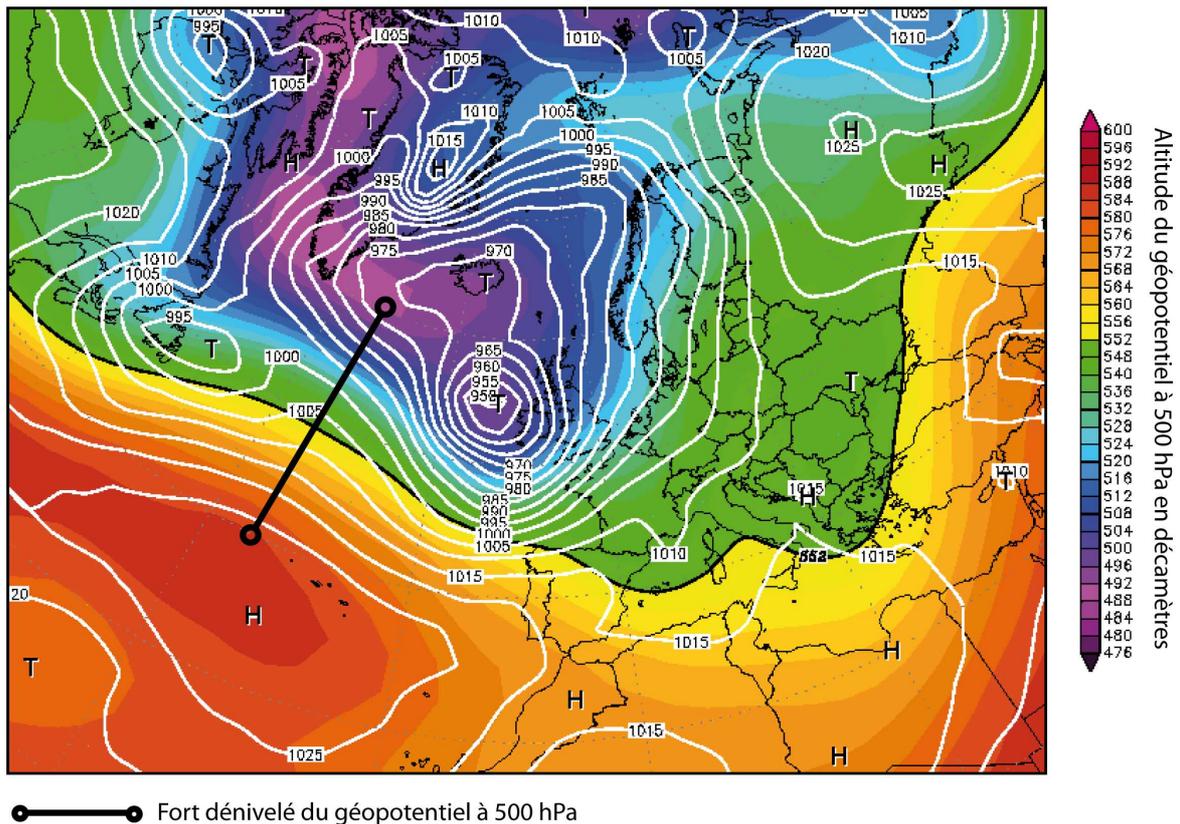


Fig. 59. Carte de l'altitude de la couche 500 hPa (couleurs) et de la pression en surface (isolignes) le 10 mars 2008 à 00h (Source : www.wetterzentrale.de). Cette situation est typique de la configuration atmosphérique n° 4 définie dans la partie 2 (Cf. page 89).

Au regard de la situation au niveau de la limite entre la troposphère et la stratosphère, on remarque un tourbillon localisé à quelques centaines de km à l'ouest de la dépression située en surface, le 9 mars 2008 à 6 h UTC (fig. 60A). Cette anomalie d'altitude a pu alimenter la dépression (anomalie de surface) lorsque cette dernière a coupé le courant-jet, zone de forts vents située à 200 hPa, soit à environ 11500 m d'altitude (fig. 60A). Autrement dit, les deux anomalies se sont vraisemblablement couplées avec le courant-jet, et se sont amplifiées mutuellement par le mécanisme d'interaction barocline. Par ce mécanisme, la dépression a pu se creuser et devenir une tempête (Ayrault et Joly, 2000). Si l'on observe maintenant la situation de la surface isobarique à 850 hPa (située à environ 1500 m d'altitude) du 9 mars 2008 (fig. 60B), on remarque que les isothermes (lignes d'égale température) sont fortement resserrées au niveau de la côte est du Canada (région de Terre Neuve). L'isotherme -30°C se situe à seulement 1100 km de l'isotherme 16°C . Une

différence de température de 46°C sur une distance aussi « faible » a vraisemblablement créé un puissant courant-jet qui a favorisé le creusement de la dépression (fig. 60B).

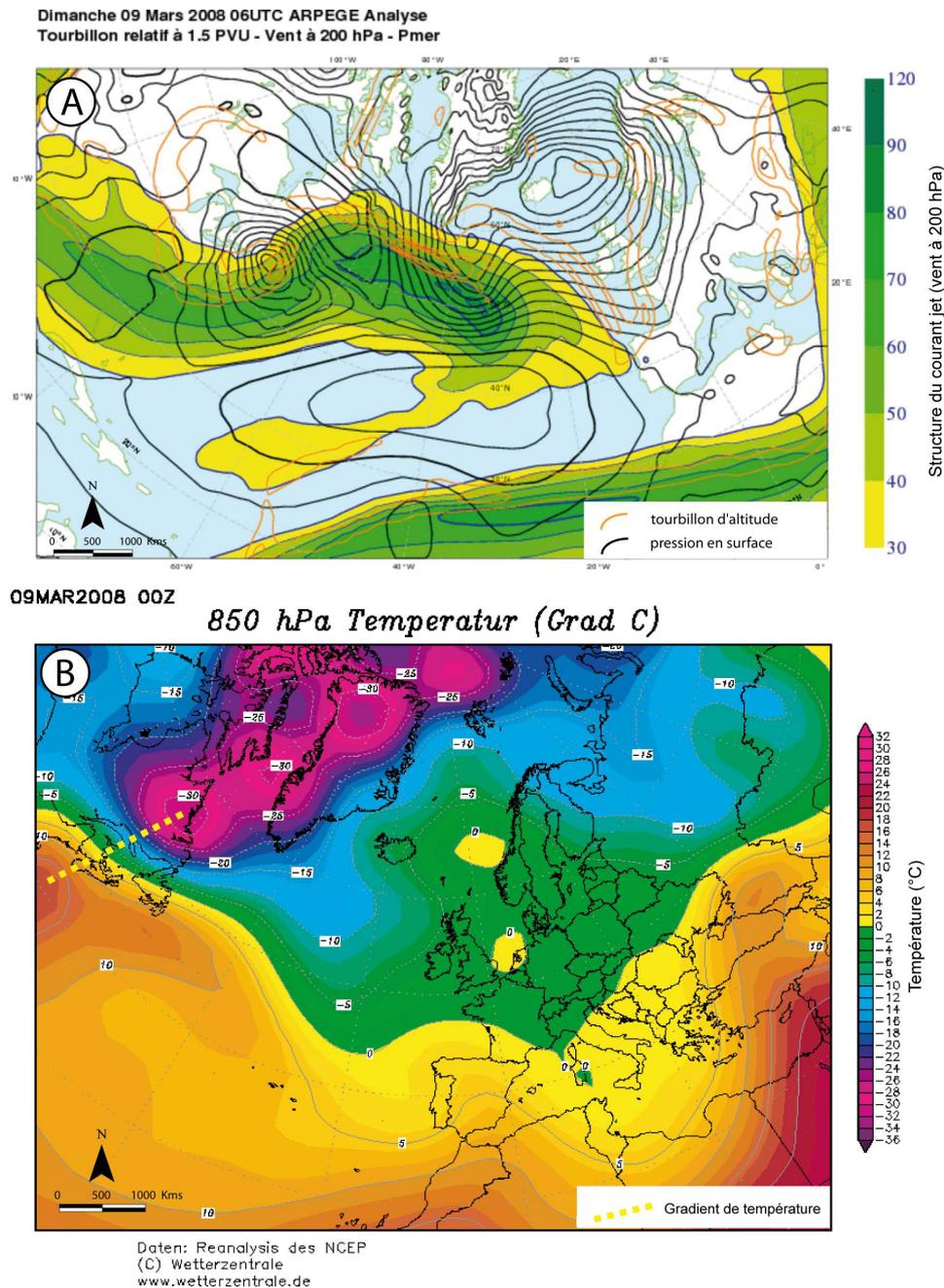


Fig. 60. A : carte issue du modèle global de Météo-France représentant les vents à 200 hPa (on remarque la structure du courant jet en vert), la pression en surface (isolignes noires) et les tourbillons d'altitude (isolignes orange) le 9 mars 2008 à 06 h UTC. B : carte de la température à 850 hPa le 9 mars 2008 à 00 h UTC. On remarque le très fort gradient de température au niveau de la côte est du Canada qui « alimente » le courant-jet (source : www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html).

2.1.2. Conditions météo-marines et processus associés

2.1.2.1. Une surcote importante

Deux cycles de marées se sont succédés le long des côtes Bretonnes pendant le passage de la tempête, avec une pleine mer le matin et une le soir. Les coefficients de marée étaient alors de 106 (le matin) et 104 (le soir) (tab. 4).

Tab. 4. Horaires (UTC) et hauteurs d'eau prédites (altitudes SHOM) aux pleines mers du 10 mars 2008 pour les marégraphes du Conquet, de Concarneau, Roscoff, Saint-Malo (source : SHOM).

Marégraphes	10 mars 2008			
	matin	hauteur (SHOM)	soir	hauteur (SHOM)
Le Conquet	5h37	7,26 m	17h52	7 m
Concarneau	5h08	5,34 m	17h21	5,1 m
Roscoff	6h47	9,35 m	19h05	9,07 m
St-Malo	7h57	12,81 m	20h14	12,47 m

Le passage de la tempête a été accompagné d'une surcote importante comme en témoignent les enregistrements des marégraphes localisés en Bretagne (fig. 61). La surcote maximale enregistrée lors du cycle de marée durant cet épisode a eu lieu à Saint-Malo à 16h00 UTC, et est égale à 1,41 m. En comparaison l'ouragan d'octobre 1987 avait généré à Brest une surcote « record » de 1,45 m (Bouligand et Tabeaud, 1998). La surcote enregistrée à Saint-Malo, le 10 mars 2008, peut donc être qualifiée de très importante. Heureusement cette valeur a été atteinte au moment de la basse mer, quelques heures plus tard la surcote aurait été en phase avec la pleine mer. Les dégâts sur la côte nord du département de l'Ille-et-Vilaine auraient alors été beaucoup plus importants. Concernant les marégraphes du Conquet, de Roscoff et de Concarneau, les valeurs maximales atteintes lors du cycle de marée ont été respectivement égales à 0,8 m (14h00 UTC), 0,71 m (04h00 UTC), 0,78 m (05h00 UTC).

C'est durant la pleine mer du matin que la surcote a joué un rôle important. L'exemple de Concarneau l'illustre bien, la surcote maximum de 0,78 m ayant été atteinte à 05h UTC, heure de la pleine mer. Les vents - que l'on peut qualifier ici de

vents d'afflux - soufflaient alors de secteur sud-ouest à ouest et la pression atmosphérique était de 976 hPa (fig. 58 - station de Penmarc'h). Les autres marégraphes bretons ont enregistré une surcote plus faible pendant la marée haute du matin, avec 0,53 m au Conquet, 0,57 m à Roscoff et 0,60 m à Saint-Malo.

Durant la pleine mer du soir, les valeurs de surcote atteintes en Bretagne ont été plus faibles, s'étalant selon un gradient sud-nord de 0,12 m à Concarneau à 0,43 m à Saint-Malo (fig. 11). Ceci s'explique par une remontée des pressions atmosphériques autour de 985 hPa et par une diminution de la force du vent qui a tourné nord-ouest (fig. 58).

Il est important de signaler que les valeurs de surcote enregistrées dans les ports de référence ne traduisent pas la situation générale. En Bretagne notamment, où la côte est très découpée, la valeur de la surcote a pu être différente à certains endroits pourtant très proches. Par exemple, sur la côte occidentale du Trégor, particulièrement touchée durant la pleine mer du 10 mars au soir, l'effet des vents d'ouest qui soufflaient perpendiculairement à la côte, a sans aucun doute été plus important qu'à Roscoff (orienté vers le nord) où est localisé le marégraphe le plus proche. Nous approfondirons cet élément dans le chapitre suivant.

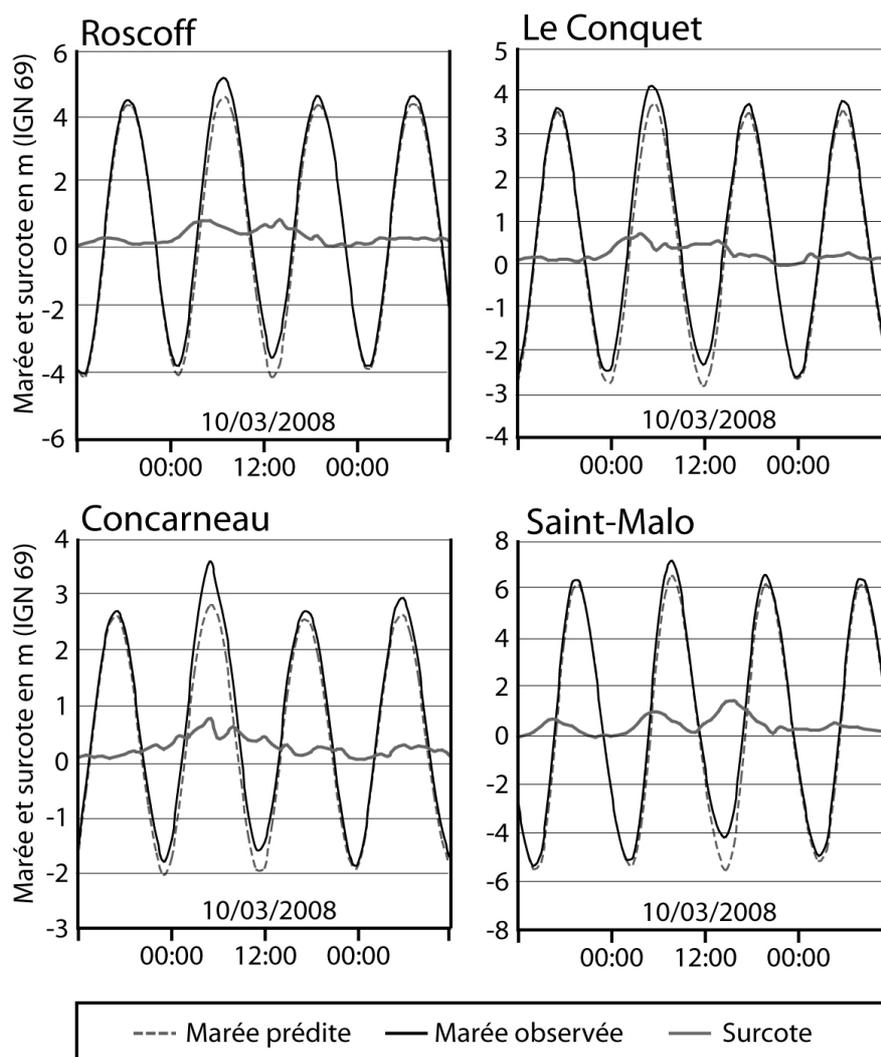


Fig. 61. Conditions marégraphiques enregistrées aux marégraphes de Roscoff, du Conquet, de Concarneau, de Saint-Malo (d'après Cariolet *et al.*, 2010, source : SHOM et Sonel).

Si l'on s'en tient aux cartes de niveaux d'eau extrêmes établies par le SHOM²⁷ selon la méthode de B. Simon (1996), les niveaux d'eau maximum atteints le 10 mars 2008 ont une occurrence centennale pour le marégraphe de Concarneau (avec un niveau maximal de 3,58 m NGF), décennale pour Roscoff (avec 5,13 m NGF) et inférieure à 10 ans pour les marégraphes du Conquet et de Saint-Malo² (annexes 3 et 4). Concernant les valeurs de surcote, bien que qualifiées d'importantes, elles ne présentent pas de caractère exceptionnel. Ainsi, L'ouragan qui a balayé le nord-ouest de la France le 15 octobre 1987 avait généré pendant plusieurs heures des

²⁷ Cartes des niveaux extrêmes (Bretagne nord, Bretagne ouest et Bretagne sud) fournies par le SHOM (2007).

surcotes bien supérieures. Celles-ci avaient atteint 1,45 m et 1,70 m respectivement à Brest et au Havre (Hontarrède et Galli, 2001). Mais les coefficients de marée étaient alors faibles.

Au final, si l'on observe les courbes marégraphiques du 10 et 11 mars 2008, on remarque que les niveaux d'eau les plus importants ont été atteints pendant la pleine mer du matin le 10 mars 2008, juste après le passage du front froid. Cependant, si de nombreux sites ont été affectés le matin, d'autres l'ont été durant la pleine mer du soir. Un autre paramètre est donc à prendre en considération, et permet d'expliquer l'ampleur des dégâts recensés le soir du 10 mars 2008 : l'arrivée d'une forte houle de l'Atlantique.

2.1.2.2. Grande agitation marine en Atlantique et période de la houle importante

Les seules mesures de l'état de la mer réellement disponibles au niveau des côtes bretonnes sont celles qui proviennent du houlographe (Datawell directionnelle) située au niveau des Pierres Noires au sud de l'archipel de Molène (fig. 55 et 62). Celui-ci mesure la « mer totale » (mer du vent générée localement et houles combinées). Il est certain que ces données ne reflètent ni la situation pour l'ensemble des côtes bretonnes où les conditions d'agitation ont pu être différentes, ni les conditions au large, mais elles permettent de mieux cerner la puissance de la houle qui a atteint les côtes lors de cette journée du 10 mars 2008. Les variations spatiales sont par ailleurs accessibles grâce aux résultats de la modélisation numérique, réalisée par le SHOM et Ifremer (fig. 63).

Le 9 mars 2008, veille de la tempête, une houle de provenance ouest-nord-ouest avec une hauteur significative (H_{mo}) de 3 à 4 m et une période (T_{pic}) d'environ 14 secondes est enregistrée au sud de l'archipel de Molène (fig. 62). Dans la nuit du 9 au 10 mars, à 23 h UTC, la « mer totale » change brusquement de direction et passe au secteur sud-ouest et la période chute brusquement à 7 secondes. Ceci est dû à une augmentation significative de la vitesse du vent. Le facteur « mer du vent » est maintenant supérieur par rapport au facteur houle. De 3 h à 12 h le 10 mars, la « mer totale » revient progressivement au secteur ouest tandis que la hauteur et la période augmentent. La houle d'ouest s'impose progressivement par rapport à la mer du vent

générée localement. Dès lors, la houle grossit pour atteindre une hauteur significative de 11,5 m à 15 h 30 UTC pour une période variant de 14 à 18 secondes et une période de pic atteignant les 19 secondes. Cette très grande période signifie un plus grand flux d'énergie vers la côte par rapport à des périodes classiques de 10 à 15 secondes, mais aussi une plus grande amplitude des ondes longues associées aux groupes de vagues, amplitude qui est généralement proportionnelle à $H_{m0}^2 \times T_{pic}$ (Cariolet *et al.*, 2010). Enfin, les vagues de grande période induisent des vitesses orbitales sur le fond de la mer, avec des effets importants sur le remaniement des corps sédimentaires sur l'ensemble du plateau continental et à la côte.

On peut noter que si le maximum de houle est donc passé juste avant la pleine mer du soir, la hauteur significative des houles est restée supérieure à 8 m jusqu'à 21h UTC. C'est essentiellement pendant la pleine mer du soir que la houle a joué un rôle très important.

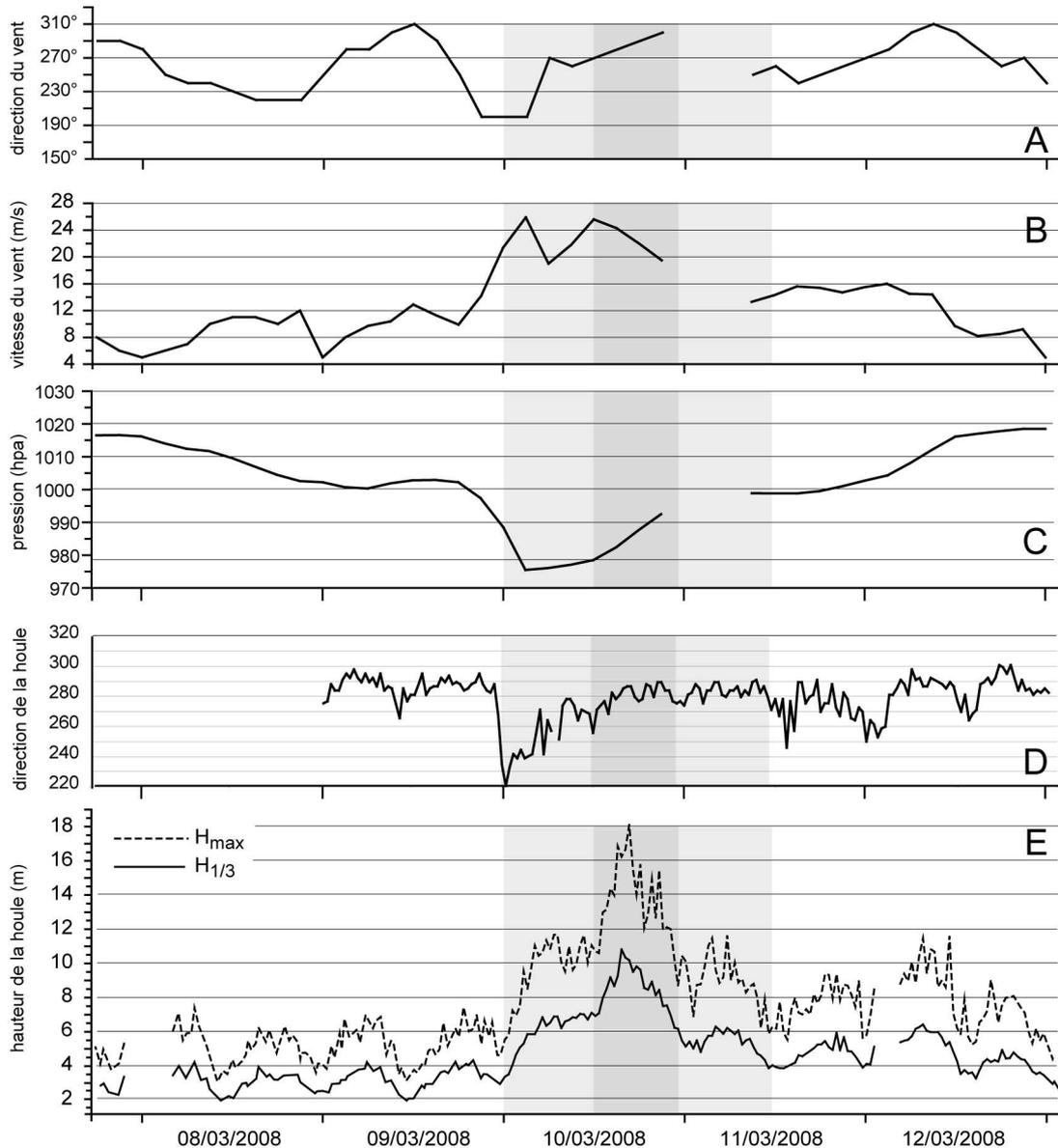


Fig. 62. Conditions météo-marines enregistrées entre le 8 et le 13 mars 2008 au niveau de l'archipel de Molène. Les données météorologiques proviennent de la station météorologique du Phare du Stiff (Ouessant) et les données de houle de la bouée datawell des Pierres Noires (d'après Cariolet *et al.*, 2010, sources : Météo-France et SHOM).

Afin d'analyser la situation pour l'ensemble du littoral breton et de la Manche, d'autres données de houles ont été obtenues par simulation avec le code de calcul WAVEWATCH III™ (Tolman, 2009) modifié pour utiliser un paramétrage adapté à la génération et la dissipation des fortes houles (Ardhuin *et al.*, 2009a, 2009b) (fig. 63). Cette simulation a été validée par des observations sur la bouée « Brittany » et les bateaux-phares « Casquets » et « Scilly » situés plus au large. La validation nous

montre que la simulation est proche des pics de tempête avec une légère surestimation en Manche.

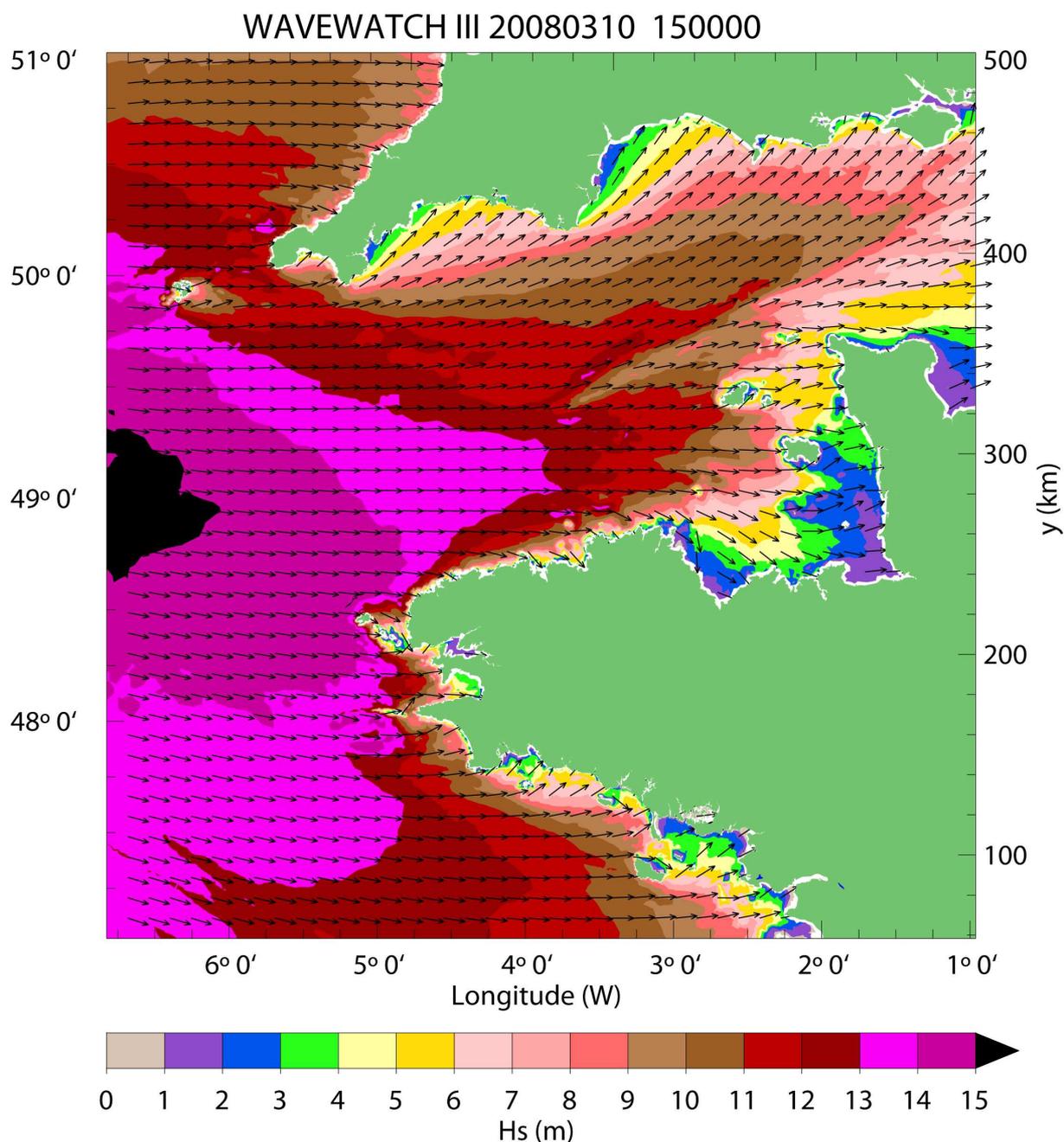


Fig. 63. Simulation des conditions d'agitation au niveau de la Bretagne et de la Manche le 10 mars 2008 à 15h00 UTC. La simulation a été obtenue grâce au modèle numérique WAVEWATCH III™ (Source : SHOM).

Bien que les valeurs d'agitation enregistrées pendant le passage de la tempête Johanna soient importantes, elles ne revêtent pas non plus un caractère exceptionnel en terme de hauteur. Selon le CETMEF la période de retour des

hauteurs maximales de houles enregistrée est de 2 ans (Goasguen, 2008). Quelques mois plus tôt, la tempête du 9 décembre 2007 était accompagnée de houles d'une hauteur significative de 11,7 m pour une période associée de 16 secondes²⁸.

Au final, les conditions anémométriques, barométriques, marégraphiques et les conditions d'agitation marine n'ont pas été exceptionnelles le 10 mars 2008, si l'on considère tous ces paramètres individuellement. Mais c'est la conjonction de ces éléments qui est à l'origine des nombreux dégâts sur les côtes bretonnes.

2.1.3. Inventaire des principales zones submergées en Bretagne

Le passage de la tempête « Johanna » le 10 mars 2008 a touché de nombreuses communes littorales dans le quart nord-ouest de l'hexagone. Elle n'a pas fait de victime humaine, mais beaucoup de dégâts ont été signalés : des ouvrages endommagés, un trait de côte qui a fortement reculé par endroit, des infrastructures portuaires détériorées et de nombreuses zones basses qui ont été inondées par la mer. Cent quinze communes de la Vendée jusqu'au département de la Seine-Maritime ont ainsi obtenu la reconnaissance de l'état de catastrophe naturelle (avec la mention « inondations et chocs mécaniques liés à l'action des vagues »)²⁹. La Bretagne (et plus particulièrement le Finistère et le Morbihan) est la région la plus touchée avec 98 communes concernées. Ce dernier point propose de dresser un inventaire des cas d'inondations par la mer générés par la tempête en Bretagne.

Tous les sites inondés durant la pleine mer le matin du 10 mars se situaient sur la côte méridionale de la Bretagne et présentent une orientation sud-sud-est. Cette distribution spatiale des sites submergés s'explique par la situation du centre dépressionnaire au large de l'Irlande au moment de la pleine mer de vive-eau. Les inondations ont eu lieu après le passage du front froid qui a engendré de fort vents « d'afflux » de sud-sud-ouest. La pression atmosphérique était alors au plus bas, ce qui explique les valeurs importantes de surcote qui ont été atteintes pendant cette pleine mer. À Gâvres (Morbihan), la mer a ainsi franchi la digue inondant une

²⁸ Source : SHOM, Houlographe des Pierres Noires.

²⁹ Source : base Gaspar (Gestion Assistée des Procédures Administratives relatives aux Risques naturels et technologiques), www.prim.net

soixantaine d'habitations. Au même moment, les vagues déferlaient littéralement dans les salons de plusieurs maisons de Larmor-Plage (Morbihan). A la pointe de l'île Tudy, la rue des écoles était sous les eaux suite à des phénomènes de franchissement au niveau de la digue du Boulevard de l'océan. A quelques kilomètres au nord-est, une brèche d'une dizaine de mètres de large était ouverte au niveau du Teven. Sur le port de Saint-Guérolé à Penmarc'h quelques maisons ont été inondées suite à des phénomènes de franchissement. A Camaret un supermarché a été envahi par les eaux et à Concarneau, une quarantaine de boutiques ont été inondées.

Durant la pleine mer du soir, la houle et le vent provenaient du secteur ouest. Les dégâts les plus importants se sont produits sur la côte ouest et nord de la Bretagne, au niveau des portions de côte orientées face aux vents d'afflux et à la houle. Une fois de plus, la position du centre dépressionnaire, alors situé à l'ouest du Royaume-Uni, permet d'expliquer la distribution spatiale des sites inondés. Une des régions la plus touchée fut la région du Trégor (Côtes d'Armor), orientée à l'ouest, qui a été fortement touchée. À Tredrez-Locquémeau, un cordon de galets a été brutalement arasé par la mer qui a inondé une dizaine d'habitations et coupé une partie du port du continent. La pointe finistérienne a été également fortement touchée par la pleine mer du soir (inondation à l'île de Sein, au port de Penmarc'h, à Audierne, île de Molène etc.). Enfin, des phénomènes de franchissement ont été observés à Saint-Malo. Au final, le nombre de zones basses qui ont été inondées par la mer (28 cas d'inondations recensés en Bretagne) et l'étendue géographique de la zone touchée est exceptionnel pour un seul épisode tempétueux.

Au cours du recensement des événements de submersions passées, nous constatons l'absence de données spatiales sur l'étendue des zones inondées. L'évènement tempétueux du 10 mars 2008 s'est donc avéré être une occasion « inespérée » pour entreprendre une cartographie fine des zones qui ont été inondées ce jour là. Le point suivant traite de ce travail.

2.2. Utilisation des marqueurs et des témoignages dans la délimitation des zones inondées par la mer

De nombreuses méthodes existent pour cartographier les zones qui ont été épisodiquement inondées par la mer. L'utilisation des images satellitaires permet de

cartographier des zones inondées sur de grandes surfaces (Wang, 2004 ; Kiage *et al.*, 2005). Avec une résolution de quelques dizaines de mètres, cette technique est applicable seulement pour des zones inondées assez importantes. Ce type de technique n'est par exemple pas adaptée au littoral breton où la plupart des zones basses sont peu étendues et sont inondées pendant très peu de temps. Une autre solution consiste à photographier les zones inondées par survol aérien au moment de la submersion qui, en milieu macrotidal, a généralement lieu lors d'une pleine mer (Benavente, 2006). Cette technique est cependant totalement dépendante des conditions météorologiques, qui sont rarement clémentes au moment d'une submersion.

Lorsqu'aucune des méthodes précédentes ne peut être utilisée, la solution consiste à recueillir des indices sur le terrain. La littérature concernant les tsunamis et les ouragans - notamment l'ouragan Katrina - est intéressante à ce sujet. De nombreux auteurs choisissent par exemple de mener des entretiens avec des témoins oculaires afin de délimiter les zones inondées (Keating *et al.*, 2004 ; Tsuji *et al.*, 2006 ; Wijetunge, 2006 ; Choowong *et al.*, 2008). D'autres auteurs utilisent les marques physiques ou marqueurs comme témoins des limites horizontales et verticales de l'inondation. Les laisses de tempête, les marques visibles sur les murs des bâtiments sont d'excellents marqueurs (Fletcher *et al.*, 1995 ; FEMA, 2006 ; Tsuji *et al.*, 2006 ; Nott et Hubbert, 2005, Wijetunge, 2006). L'étude de l'état de la végétation (détérioration de la végétation due à l'eau salée et branches cassées sur les arbres et buissons) peut également aider à délimiter les zones qui ont été sous les eaux pendant quelques heures (Dawson, 1994 ; Tsuji *et al.*, 2006).

Quand l'utilisation de ces marqueurs n'est pas (ou plus) possible, il est intéressant d'avoir recours à l'étude des dépôts sédimentaires. L'analyse des dépôts de sédiments de tsunamis/tempête se base sur l'étude du tri granulométrique. De nombreux auteurs ont démontré le lien entre la granulométrie et la délimitation de la zone inondée. Il est possible de distinguer un gradient granulométrique horizontal du grossier vers le fin en allant vers les limites de la zone submergée et une dimension verticale des dépôts avec la présence d'une couche déposée par le jet de rive puis d'une couche déposée par la nappe de retrait (Dawson, 1994 ; Dawson et Shi, 2000, Nanayama *et al.*, 2000 ; Jaffe et Gelfenbaum, 2002 ; Keating *et al.*, 2004 ; Nanayama et Shigeno, 2006 ; Paris *et al.*, 2007 ; Choowong *et al.*, 2008). Cependant, la limite supérieure des dépôts de sédiments se situe souvent en dessous

du niveau maximum atteint par le jet de rive (*runup*) car elle est gommée par les effets de la nappe de retrait et donc ne correspond que rarement aux limites de la zone inondée, minimisant cette dernière (Dawson, 1994).

L'intérêt de cartographier les zones qui ont été submergées est multiple. De nombreux auteurs insistent sur le fait que l'information concernant l'extension des inondations doit être acquise rapidement afin d'évaluer les dégâts, d'aider les gestionnaires, les assurances, et afin de produire des cartes de risques (Jaffe et Gelfenbaum, 2002 ; Kiage *et al.*, 2005 ; Wijetunge, 2006). L'utilisation de Systèmes d'Information Géographique (SIG) permet également de comparer les zones inondées avec des zonages réglementaires de type Plan de Prévention des Risques (PPR) afin d'estimer leur cohérence (Fletcher *et al.*, 1995 ; Dobosiewicz, 2001). Enfin, ce type d'information spatialisée permet d'alimenter et de valider les modèles hydrodynamiques (Nott et Hubbert, 2005). C.H. Fletcher *et al.* (1995) et Y. Tsuji *et al.* (2006) utilisent la cartographie afin de valider leurs estimations de niveau d'eau extrêmes obtenues à partir d'approches empiriques. D'autres auteurs utilisent cette information pour valider leur modèles de simulation de l'extension des zones inondées (Bates *et al.*, 2005; Benavente *et al.*, 2006 ; Peeters *et al.*, 2009).

2.2.1. Méthode adoptée pour la cartographie des zones inondées

En milieu macrotidal, une inondation par la mer ne dure habituellement que quelques heures, généralement au moment de la pleine mer. Aucun survol aérien n'ayant été réalisé le 10 et le 11 mars 2008 en Bretagne, le choix a été pris de se rendre sur le terrain afin de collecter tous les indices pouvant servir à délimiter les zones inondées ce jour-là. Ces indices peuvent être de nature physique (laisse de mer, marques sur les murs témoignant du niveau d'eau maximum atteint) ou peuvent prendre la forme de témoignages de personnes présentes sur les lieux au moment des faits (Photo 7).



Photo 7. Marqueurs physiques utilisés lors de cette étude. A. laisse de tempête, Tredrez-Locquémeau (Côtes-d'Armor). B. Marque sur un mur, Tredrez-Locquémeau (d'après Cariolet, 2010).

Dès le lendemain du 10 mars 2008, un recensement de tous les sites submergés en Bretagne a été effectué à partir de la presse locale et d'appels téléphoniques aux communes confirmant ou non une inondation par la mer. Partant du principe que plus le temps passe après une inondation plus les indices s'estompent (disparitions des marques physiques et témoignages plus « flous »), les déplacements dans les communes concernées ont été réalisés le plus rapidement possible.

2.2.1.1. Recueil des données sur le terrain

Sur le terrain, la méthode d'investigation s'est fondée sur une série d'entretiens informels avec les riverains³⁰ et sur un recensement des marques physiques témoignant des limites (verticales et horizontales) de l'inondation (Photo 7). Pour chaque entretien informel, les informations suivantes ont été notées : l'adresse (numéro et rue) qui sert à spatialiser l'entretien, l'horaire et la durée de l'inondation, la hauteur d'eau atteinte (mesuré à l'aide d'un mètre), le sens du courant et la provenance de l'eau (secteurs de franchissement et/ou de débordement). Une question relative aux limites de la zone inondée (aux abords du lieu de l'entretien) a également été posée lors de chaque entretien. La spatialisation des limites identifiées des zones inondées a été réalisée par levé GPS ou par annotation de l'adresse de l'habitation la plus proche de la limite.

³⁰ 88 entretiens ont été réalisés pour ce travail.

Un code a été attribué pour chaque entretien (entretien1; entretien2; etc.) et a été reporté à la fois sur un carnet terrain (où figurent les réponses à l'entretien) et sur une carte (ou une ortho-photographie). Un recoupement de l'information avec le voisinage a été réalisé dans le but de valider ou non l'entretien précédent. De nombreux témoins - en attente de remboursements des dégâts par leurs assurances - amplifient en effet très souvent les faits. Au final, tous ces entretiens spatialisés permettent de tisser un maillage d'informations ponctuelles qui ont pu être « interpolés » afin de délimiter la zone inondée.

Chaque indice physique (laises de mer et traces sur les murs) a été également codé (code reporté sur un support cartographique et sur le carnet terrain) et photographié (le numéro de la photographie est noté sur le carnet terrain).

Quand cela est possible, ces marques ont été relevées au GPS différentiel de précision centimétrique. Ceci a permis de déterminer l'altitude (en cote IGN) des niveaux d'eau atteints. En effet, l'altitude de certaines laisses de mer témoigne du niveau maximum atteint par le jet de rive. Ce niveau équivaut donc au *runup* maximum (R_{max}) atteint pendant la submersion. Cette donnée est très intéressante car elle permet de valider les approches théoriques mathématiques très souvent utilisées dans le calcul des niveaux d'eau extrêmes. Ces niveaux servent notamment à délimiter des zones potentiellement inondables (PPR) et à définir les côtes d'arase d'ouvrages de protection (digues etc.). Nous reviendrons sur ce point dans la quatrième partie de cette thèse.

2.2.1.2. Intégration des données dans un Système d'Information Géographique

Toutes les informations recueillies sur le terrain ont ensuite été intégrées dans un système d'information géographique (SIG), *via* le logiciel ARCGIS 9.2. Les zones inondées déduites à partir du maillage d'entretiens et/ou des marques physiques, ont été numérisées sur les orthophotographies 2005 de l'IGN (BD ORTHO®) ou sur les SCAN25 de l'IGN par des figurés surfaciques (polygones). La vectorisation de ces secteurs a permis de calculer des surfaces. Les laisses de mer – qui délimitent la zone inondée - mesurées au DGPS ont été intégrées au SIG *via* le logiciel Surfer 8. Elles sont représentées par un figuré linéaire et servent à délimiter plus précisément

les zones inondées à certains endroits (fig. 1). Chaque hauteur d'eau mesurée sur le terrain est représentée par un figuré ponctuel (de nombreuses informations comme la hauteur d'eau du point sont intégrée dans la table attributaire). Enfin, les secteurs de franchissement et/ou de débordement sont représentés par un figuré linéaire (fig. 64).

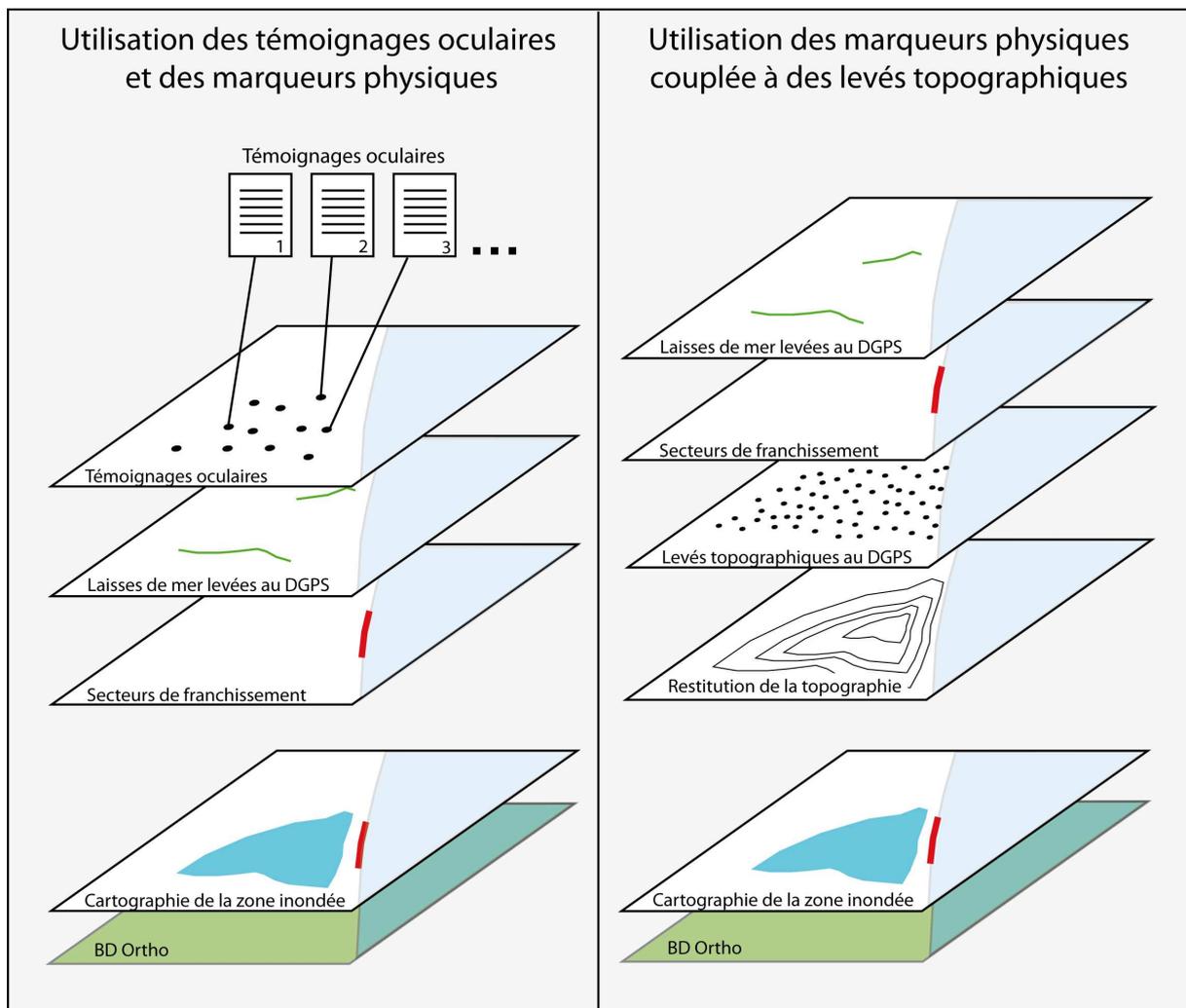


Fig. 64. Schéma synthétique des différentes couches intégrées dans le SIG pour la cartographie des zones inondées par la mer (d'après Cariolet, 2010).

2.2.2. Résultats de la cartographie des zones inondées

Les différentes cartes illustrent en quoi les entretiens et marques physiques ont permis de cartographier les zones inondées (fig. 65, 66, 67, 68 et 69). A Gâvres (Morbihan), Penmarc'h et à l'Île Tudy, sites fortement anthropisés où aucune marque en plan n'était présente, ce sont surtout les entretiens et les marques verticales qui

ont permis la délimitation de la zone inondée (fig. 65, 66 et 67). À Tredrez-Locquémeau (Côtes-d'Armor) et sur l'île de Beniguet (Finistère), où le degré d'anthropisation est respectivement faible et quasi-nul, la présence de laisses de mer, relevées aux DGPS, a permis de cartographier précisément les surfaces inondées (fig. 68 et 69).

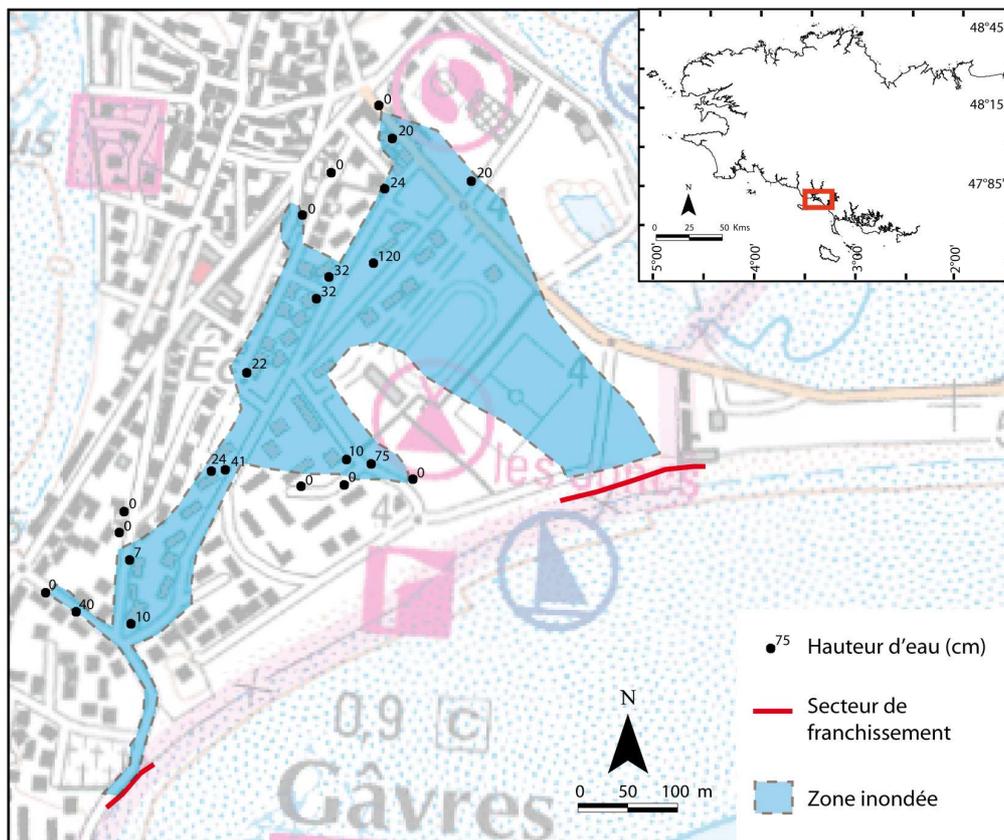


Fig. 65. Localisation de la zone inondée le 10 mars 2008 pour la zone de Gâvres (Morbihan) (d'après Cariolet, 2010).

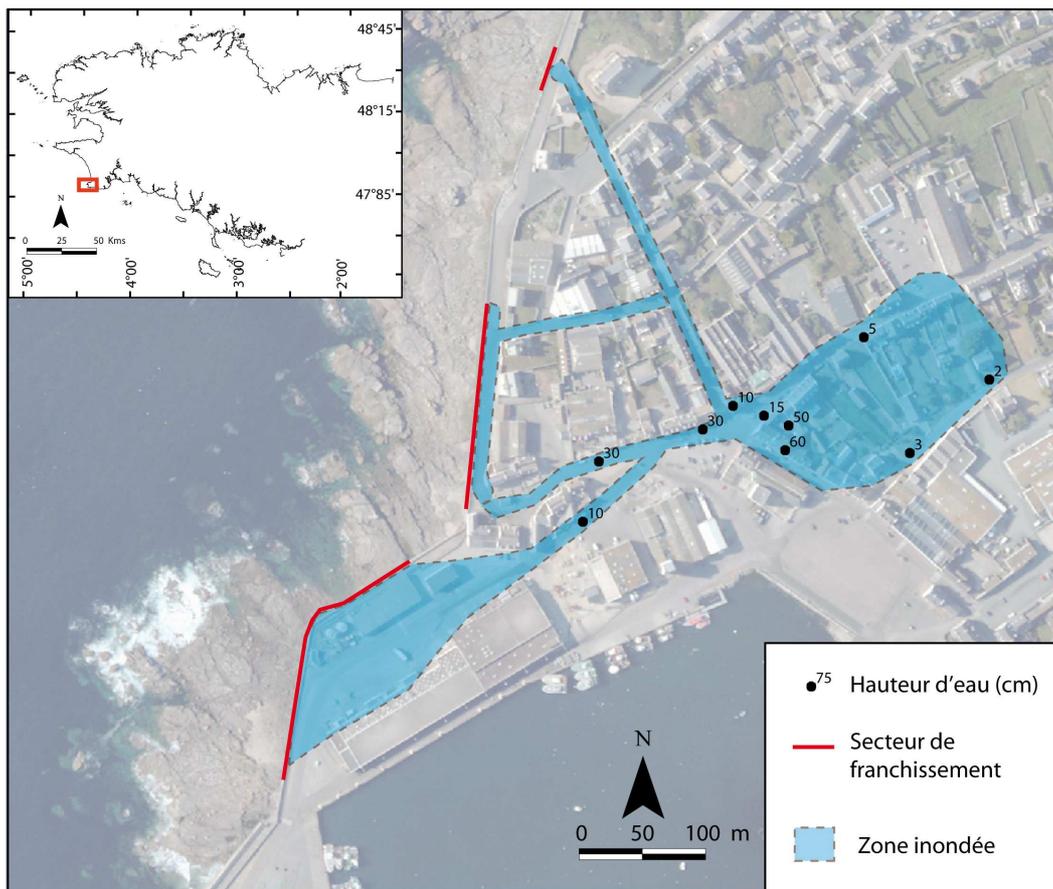


Fig. 66. Localisation de la zone inondée le 10 mars 2008 sur le port de Saint-Guénolé à Penmarc'h (Finistère) (d'après Cariolet, 2010).

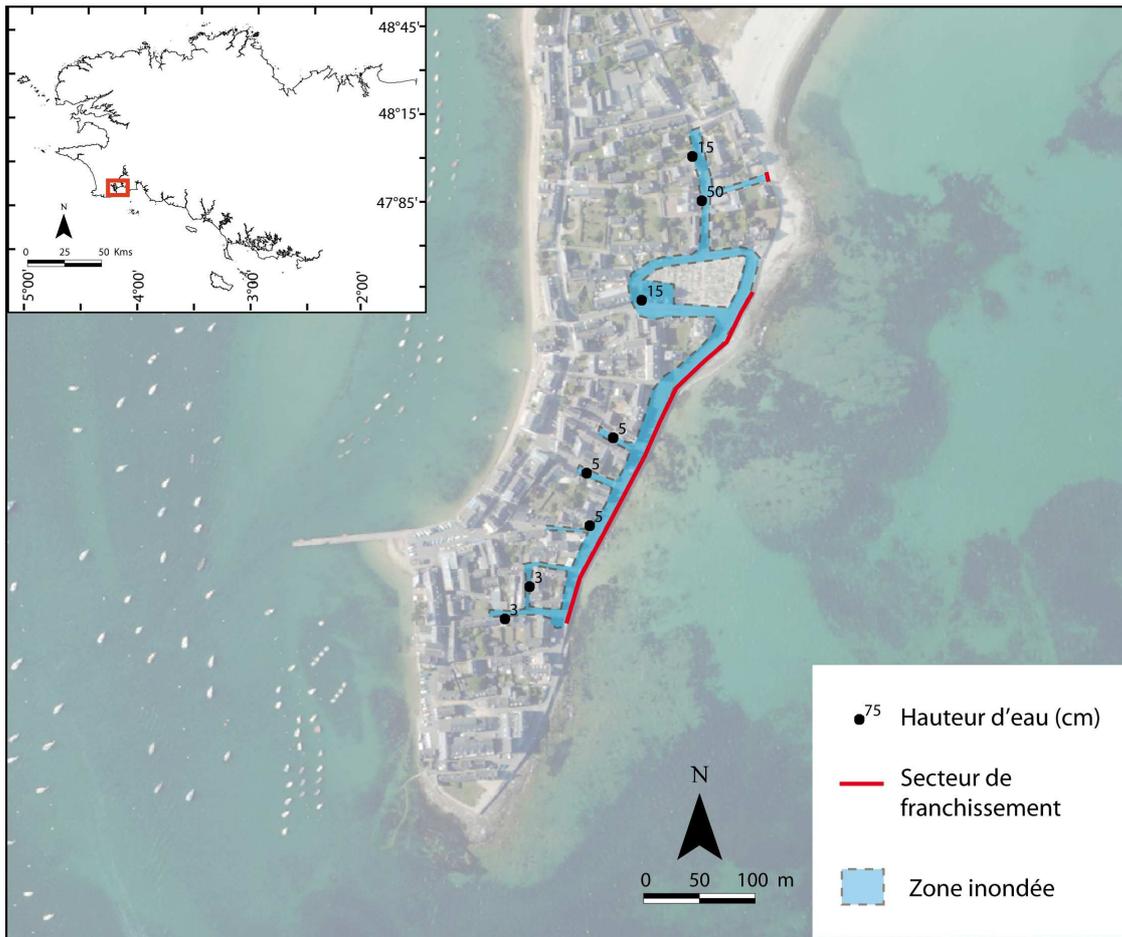


Fig. 67. Localisation de la zone inondée le 10 mars 2008 sur la commune de l'Île Tudy (Finistère) (d'après Cariolet, 2010).

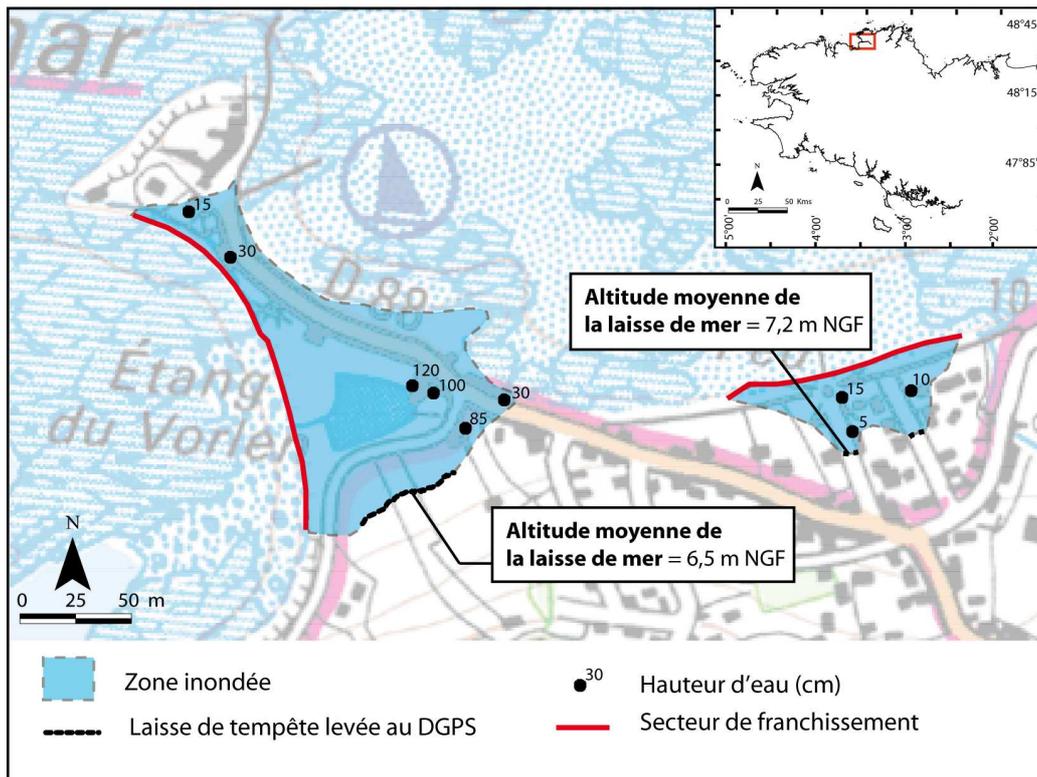


Fig. 68. Localisation des zones inondées le 10 mars 2008 à Tredrez-Locquémeau (Côte-d'Armor) (d'après Cariolet, 2010).

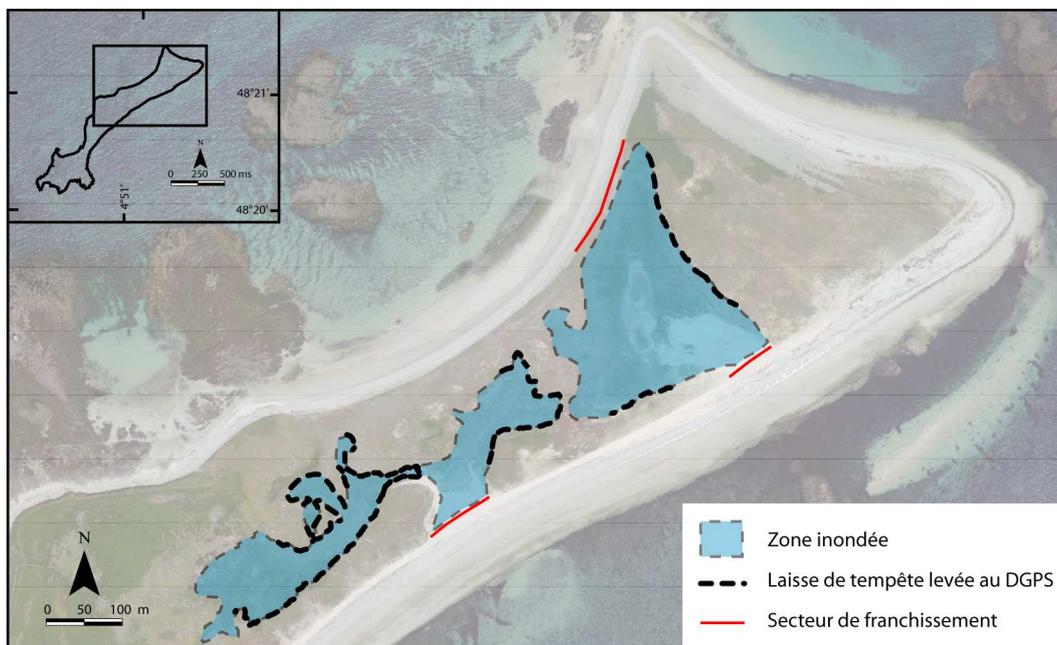


Fig. 69. Localisation des zones inondées le 10 mars 2008 sur l'île de Beniguet (Finistère) (d'après Cariolet, 2010).

Comme nous l'avons expliqué précédemment, les sites inondés durant la pleine mer du matin le 10 mars 2008 se situaient essentiellement sur la côte méridionale de la Bretagne et étaient orientés sud sud-est (fig. 70). Ces côtes basses, situées alors face aux vents d'afflux, ont subi de nombreux débordements après le passage d'un front froid actif. Durant la pleine mer du soir, suite à l'arrivée d'une mer importante en Atlantique, ce sont les côtes du Finistère et de la région du Trégor (Côtes-d'Armor) qui ont été les plus touchées (fig. 70). Au total, près de 28 cas de submersions sur des sites concentrant de nombreux enjeux ont été recensés dans la région Bretagne pour la seule journée du 10 mars 2008.

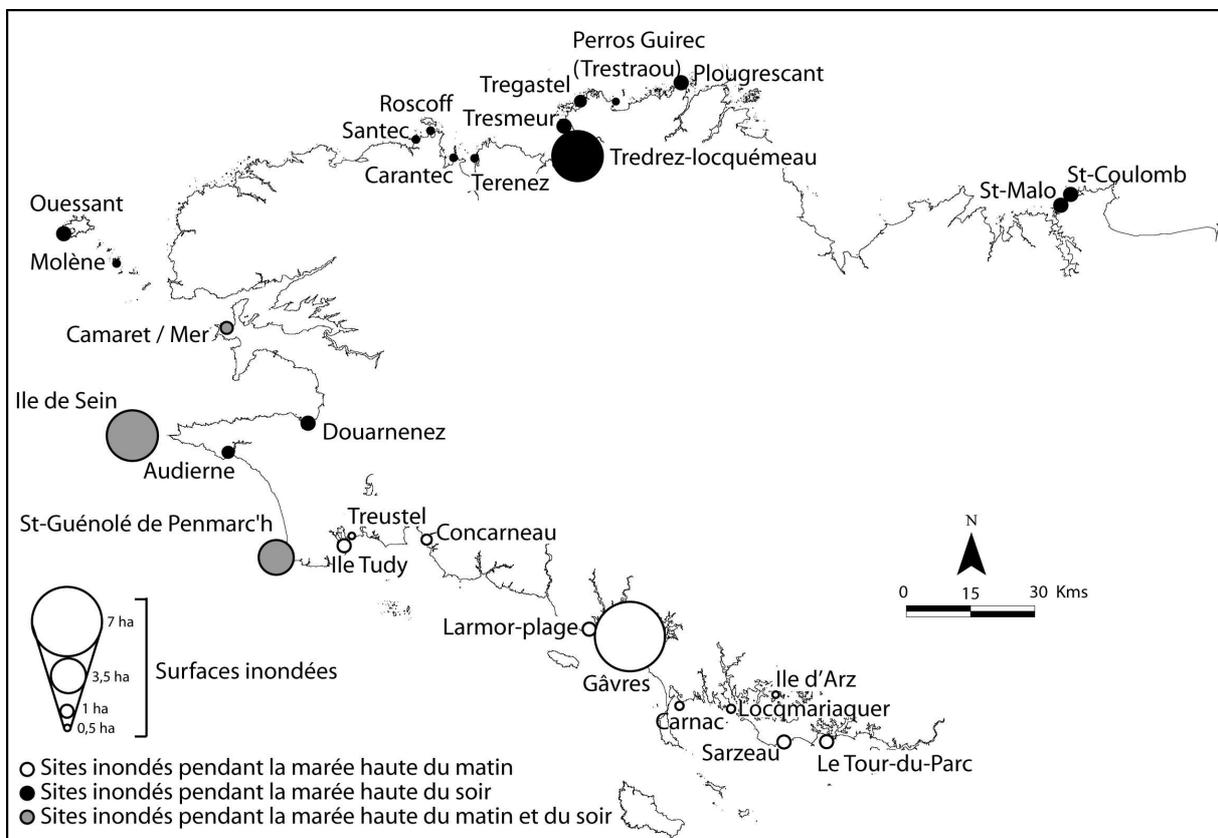


Fig. 70. Localisation des sites urbanisés inondés par la mer lors du passage de la tempête « Johanna » en Bretagne le 10 mars 2008 (d'après Cariolet, 2010).

A partir du SIG, la surface totale des zones urbanisées inondées le 10 mars 2008, a été calculée : elle est égale à 24,4 ha (fig. 70). Cette valeur sous estime sûrement la réalité car de nombreux sites plus légèrement inondés, n'ont pas pu être cartographiés. Les surfaces inondées sont en moyenne de 1,1 ha. La zone inondée

la plus étendue se situe à Gâvres (Morbihan) où près de 6,7 ha étaient sous les eaux (fig. 70).

2.3. Discussion sur l'épisode du 10 mars 2008

Le caractère exceptionnel de l'évènement tempétueux du 10 mars 2008 résulte essentiellement de la combinaison de trois facteurs indépendants : une surcote importante, une houle puissante et deux pleines mers de vive-eau. Il est cependant très difficile d'évaluer la probabilité d'occurrence d'une telle conjonction car ce type de situation est rare. Sur les côtes bretonnes, le dernier épisode comparable concerne les tempêtes de l'hiver 1989-1990 (Fichaut et Hallégouët, 1989 ; Hallégouët et Bodéré, 1993).

S'il est possible de calculer séparément les périodes de retour de la houle, du vent et des niveaux de marée observée qui ont été atteints lors de la journée du 10 mars (deux ans environ pour le vent et la houle selon G. Léry (2008), de deux à 100 ans pour la marée observée³¹), il est en revanche impossible pour le moment d'estimer la période de retour de la conjonction des trois éléments houle-marée-surcote. Il serait intéressant dans le futur de mettre en place une méthode permettant d'estimer la période de retour d'une telle combinaison de phénomènes sur les côtes du nord-ouest de la France. Par ailleurs, il est possible que les périodes de houle très longues aient joué un rôle important comme c'est le cas pour d'autres phénomènes comme les seiches. Il serait à ce titre intéressant de s'intéresser aux périodes de retour de paramètres tels que $H_{mo}^2 \times T_{pic}$ qui donnent une indication de l'amplitude des ondes longues et du flux d'énergie associée à la houle, plutôt qu'au seul paramètre H_{mo} (Cariolet *et al.*, 2010).

Les phénomènes de marée et de surcote sont encore traités en France comme des phénomènes distincts (Simon, 1996). L'interaction entre la marée et la surcote a été étudiée dans d'autres pays comme au Royaume-Uni par J.R. Rossiter (1961), D. Prandle et J. Wolf (1978), J. Wolf (2009) au Canada et au Etat-Unis par N.B. Bernier et K.R. Thompson (2007) ou encore en mer du Nord par K.J. Horsburgh et C. Wilson, (2007). Ces études ont montré qu'il pouvait exister une interaction significative entre la marée et la surcote à certains endroits du littoral. En France, une telle étude

³¹ Goasguen (2008) et cartes des niveaux d'eau extrêmes fournies par le SHOM.

statistique consisterait à comparer les probabilités de distributions des surcotes à différents stades de la marée pour différents points du littoral, puis à voir si les valeurs extrêmes de surcote ont tendance à apparaître lors d'une phase particulière de la marée.

L'analyse des conditions atmosphériques du 10 mars 2008 montrent encore une fois que la position du centre dépressionnaire et le gradient de pression associé au moment des pleines mers ont un rôle déterminant dans la localisation et l'intensité des submersions. Rappelons que le gradient de pression de sud-ouest observé le matin du 10 mars est exceptionnel. Depuis 1960, ce niveau n'a été atteint qu'une seule fois, pendant l'ouragan d'octobre 1987. Le gradient de pression de nord-ouest observé le soir peut être considéré comme fort mais d'occurrence plus commune. Enfin, la trajectoire empruntée par le système dépressionnaire et la situation d'altitude associée, conforme à la configuration n° 4 (Cf. page 89), semble avoir joué un rôle primordial dans l'étendue exceptionnelle de la zone touchée.

Concernant le rôle joué par les fronts froids lors de l'épisode du 10 et 11 mars 2008, on remarque premièrement que les niveaux d'eau les plus importants ont été atteints juste après le passage du front froid pendant la pleine mer du matin le 10 mars 2008. En outre, toutes les submersions ayant eu lieu le matin du 10 mars ont débuté quelques minutes après le passage du front froid. Deuxièmement, les submersions observées en Bretagne le soir du 10 mars ont été précédées par le passage d'un front froid secondaire. Avant de pouvoir affirmer que le front froid est un élément essentiel, il conviendrait de voir dans quelle proportion celui-ci influence les submersions sur nos côtes. Pour cela, il faudrait observer si ce facteur est récurrent lors d'autres épisodes de submersion. R. Caspar *et al.* (2007 et 2010) ont déjà mené ce genre d'étude pour le littoral situé entre l'estuaire de la Seine et la baie de Somme. Selon les auteurs il apparaît que près de 70 % des submersions se produisent peu après le passage d'un front froid actif. Ce dernier engendre de forts vents d'afflux d'ouest à nord-ouest qui creusent rapidement la mer, inondant les zones basses. Nous aborderons ce point dans la partie suivante.

Afin d'expliquer les impacts morphogéniques causés par une tempête, il faut non seulement prendre en considération les conditions météo-marines mais également l'état des stocks sédimentaires au moment de l'évènement. Ce paramètre

morphologique détermine la capacité des milieux littoraux à « encaisser » l'impact d'une tempête (Orford, 1977 ; Paskoff, 1985 ; Carter, 1988 ; Carter et Orford, 1993 ; Costa, 1997 ; Sabatier *et al.*, 2009 ; Caspar *et al.*, 2010). La tempête « Johanna » a touché le littoral de l'ouest de la France en mars, à la sortie de l'hiver. L'état des stocks sédimentaires sur certaines portions du littoral était peut-être déficitaire à cette période de l'année, ce qui pourrait expliquer les nombreux impacts morphogéniques recensés (Suanez et Cariolet, 2010). Enfin, certaines portions du littoral peuvent présenter une certaine fragilité face aux événements météo-marins exceptionnels. On remarque par exemple que tous les sites qui ont été inondés le matin du 10 mars en Bretagne présentaient une orientation sud-est (Gâvres, Ile Tudy, Larmor-Plage, Sarzeau, Le Tour-du-Parc). On peut supposer que ces secteurs d'habitude en position d'abri (les houles principales au sud de la Bretagne provenant du secteur ouest-sud-ouest) présentent une certaine fragilité face à des conditions météo-marines peu clémentes, ce qui pourrait expliquer le nombre important de submersions sur les sites orientés vers le sud-est.

L'intérêt de cartographier les zones qui ont été submergées le 10 mars 2008 est multiple. De nombreux auteurs insistent sur le fait que l'information concernant l'extension des inondations doit être acquise rapidement afin d'évaluer les dégâts, d'aider les gestionnaires, les assurances, et afin de produire des cartes de risques (Jaffe et Gelfenbaum, 2002 ; Kiage *et al.*, 2005 ; Wijetunge, 2006). En France, à la demande des services de l'Etat, les communes déclarent les dégâts sur leur territoire afin de percevoir des indemnités. Cependant, la plupart de ces déclarations de catastrophes naturelles ne comportent aucun support cartographique. La mise en place d'une base de données cartographique permettrait d'alimenter la « mémoire du risque » et de mieux localiser les secteurs soumis au risque de submersion. Ce type de travail a été réalisé aux Etats-Unis par la FEMA (Bellomo, 1999 ; Dean et Malakar, 1999, FEMA, 2006). En France, la cartographie des zones inondées par la mer pourrait par exemple compléter et alimenter la base de données CatNat/GASPAR en y apportant une approche spatiale fine. Ceci permettrait d'améliorer la qualité de cette base de données qui présentent certaines insuffisances (Douvinet, 2006). En plus de la délimitation des zones inondées, la localisation des secteurs de franchissement et d'ouverture de brèche est

indispensable pour la gestion des cordons littoraux et des ouvrages de défense côtiers.

Par la suite, nous utiliserons la cartographie établie lors de ce travail tout au long des parties suivantes.

Conclusion partielle

Les développements récents dans le domaine de la météorologie dynamique, portant notamment sur le courant-jet et l'interaction barocline, permettent de mieux comprendre la genèse et le renforcement des tempêtes en Atlantique. L'intégration de ces données permet ainsi une analyse plus poussée de la tempête du 10 et 11 mars 2008. Il apparaît que la position du centre dépressionnaire au moment des pleines mers joue un rôle primordial dans la localisation des sites submergés.

Les communes littorales concentrent de plus en plus d'enjeux sur leur territoire ce qui augmente d'autant plus les risques engendrés par les tempêtes. La gestion de ces espaces devient donc quelques fois difficile, notamment dans le contexte actuel d'élévation du niveau marin. Au final, la tempête du 10 et 11 mars 2008 peut être considérée comme un évènement de référence, qui aidera sûrement les services de l'Etat (DDE) à réévaluer les zonages réglementaires des Plans de Prévention des Risques par Submersion Marine, ou encore à redimensionner certains ouvrages de défense. Une analyse complète des aspects météo-marins de cette tempête semblait donc nécessaire, de même que la réalisation d'une cartographie des principaux sites submergés. Comme il a été évoqué précédemment, cette cartographie constituera une base de travail afin d'analyser et de mieux comprendre les processus de submersion qui ont lieu à l'échelle locale.

Après avoir recensé et étudié les situations à risque à l'échelle régionale, notamment à travers l'exemple de la tempête du 10 mars 2008, notre travail s'intéressera dans la partie suivante à l'analyse des processus de submersions à l'échelle locale, c'est-à-dire à l'échelle des sites.

Partie 3. Analyse des processus qui interviennent lors des submersions à l'échelle du site

Comme cela a été indiqué en première partie, la côte bretonne est très découpée. De ce fait, les sites soumis à l'aléa de submersion présentent une multitude d'orientations, de situations et de fonctionnements. Pour cette raison et afin de mieux comprendre les processus qui interviennent pendant les inondations marines en Bretagne, il s'est avéré nécessaire d'affiner l'échelle d'étude et donc de travailler à l'échelle du site. Lors ce travail nous avons tout d'abord analysé les conditions météo-marines locales au moment des submersions passées pour plusieurs sites à enjeux qui ont été inondés plusieurs fois depuis 1960.

Chapitre 1. Etude des submersions marines depuis 1960 à l'échelle locale

Dans ce chapitre, le but était d'analyser les conditions météo-marines qui ont généré des submersions dans le passé. Cette démarche a permis, à partir d'évènements concrets, de mieux caractériser les processus météo-marins qui engendrent des inondations par la mer sur les sites soumis à cet aléa. Ce travail a été réalisé afin de mieux prévoir et de mieux localiser les situations à risque.

Après une présentation de la méthode employée, les résultats seront exposés sites par sites. Ils seront ensuite synthétisés et discutés.

1.1. Méthode d'analyse des conditions météo-marines locales

Ce travail s'appuie sur la liste des évènements de submersion qui ont eu lieu entre 1960 et 2010. La base de données présentée dans la partie précédente (tab. 3) a été complétée par les conditions météo-marines locales au moment des submersions pour chaque site inondé. Cette démarche souligne l'intérêt de connaître l'horaire de chaque submersion recensée.

Pour ce travail, toutes les conditions météo-marines qui influent sur l'élévation du niveau d'eau à la côte ont été analysées. A l'heure de chaque submersion, les données anémométriques (vitesse et direction du vent) et de pressions atmosphériques, une donnée marégraphique (niveau d'eau prédit) et les données de

houle au large (H_{mo} , T_{pic} et direction) ont été recueillies. Les données anémométriques et de pressions atmosphériques, analysées pour leur propension à générer une surcote, ont également permis de déterminer l'heure du passage du front froid actif. Comme nous l'avons vu précédemment, la pression atmosphérique est à son minimum lors du passage d'un front froid actif. En outre, le passage d'un front froid génère un changement brusque de la direction du vent. En effet, lors du passage d'un front froid actif, le vent tourne brusquement d'environ 45° dans le sens des aiguilles d'une montre et commence à souffler en rafale. Ainsi les niveaux d'eau sur certaines portions du littoral peuvent alors être « gonflés » très rapidement par l'action de vents qui soufflent désormais de la mer vers la terre. Les passages de fronts froids dans l'heure précédant la submersion ont été retenus et considérés comme pouvant intervenir dans le processus de submersion. Ce seuil horaire a été déterminé à partir des conclusions de Costa *et al.* (2004) et de Caspar *et al.* (2007) qui ont observé que 70 % des submersions sur le littoral normando-picard avaient eu lieu quelques dizaines de minutes après le passage d'un front froid. Cette démarche a permis de mieux cerner le rôle des fronts froids actifs dans les processus d'inondations par la mer sur les côtes Bretonnes.

Pour chaque site, une cartographie des zones soumises à l'aléa de submersion et des secteurs de franchissement a été réalisée. Cette cartographie s'est basée sur des chroniques journalistiques faisant mention de zones ayant été inondées, parues dans la presse locale depuis 1960 et sur des entretiens informels menés auprès des riverains pour les dates les plus récentes. Cette cartographie est plus ou moins précise selon les sites.

Toutes les données météorologiques (vent et pression atmosphérique) proviennent des enregistrements de stations Météo-France (tab. 5 et fig. 71). Pour chaque site étudié, la station Météo-France disponible la plus proche a été choisie.

Tab. 5. Dates d'ouverture et de fermeture des stations Météo-France (en tant que stations synoptiques uniquement) dont les enregistrements ont été utilisés lors de cette étude

Nom de la station	Date d'ouverture	Date de fermeture
Ile de Bréhat	13/05/1997	En activité
Lannion	01/11/1993	En activité
Ploumanac'h	01/05/1997	En activité
Saint-Brieuc - Trémuson	01/11/1985	En activité
Brignogan	01/03/1982	En activité
Brest - Guipavas	01/01/1945	En activité
Batz	01/01/1984	30/04/1999
Lanvéoc	01/08/1945	En activité
Ouessant - Stiff	01/09/1995	En activité
Pointe de Penmarc'h	01/01/1949	En activité
Pointe du Raz	01/01/1893	En activité
Dinard	01/01/1949	En activité
Lorient – Lann Bihoué	01/10/1951	En activité
Saint-Cast-Le-Guildo	15/09/2003	En activité

Les données prédites de niveaux d'eau ont été obtenues sur le site internet du SHOM³².

Les données de houle proviennent du réseau Anemoc (Cetmef). Elles ont été acquises par modélisation. Les points de modélisation ont été choisis en fonction de la profondeur d'eau. Afin d'obtenir des données fiables, il était en effet nécessaire de choisir des points de calcul situés à une profondeur supérieure à 20 m. Pour chaque point, les données de houle disponibles couvrent la période entre 1979 et 2002³³ (tab. 6 et fig. 71). Concernant les événements ayant eu lieu entre 1960 et 1979, il n'existe aucune donnée de houle disponible. Sur la période de 2002 à 2010, quelques séries de données simulées à l'aide d'un modèle de propagation ont été obtenues auprès du SHOM, essentiellement pour la date du 10 mars 2008 et pour les points recensés dans le tableau 6.

³² <http://www.shom.fr/>

³³ Certaines séries de la base Anemoc couvrent désormais la période 1979-2007.

Tab. 6. Coordonnées et hauteurs d'eau des points de modélisation de la houle (Anemoc) utilisés lors de cette étude (source : Cetmef).

Points Anemoc	Latitude	Longitude	Profondeur (m)
COAST – 0286 (Ouessant)	48°36,720' N	5°9,420' W	105,80
COAST - 1132 (Guissény)	48°43,080' N	4°30,960' W	64,30
COAST - 2595 (Groix)	47°33,900' N	3°23,460' W	29,40
COAST - 2632 (Penmarc'h)	47°46,020' N	4°21,780' W	28,80
COAST - 2780 (Tregor)	48°53,760' N	3°32,820' W	26,80

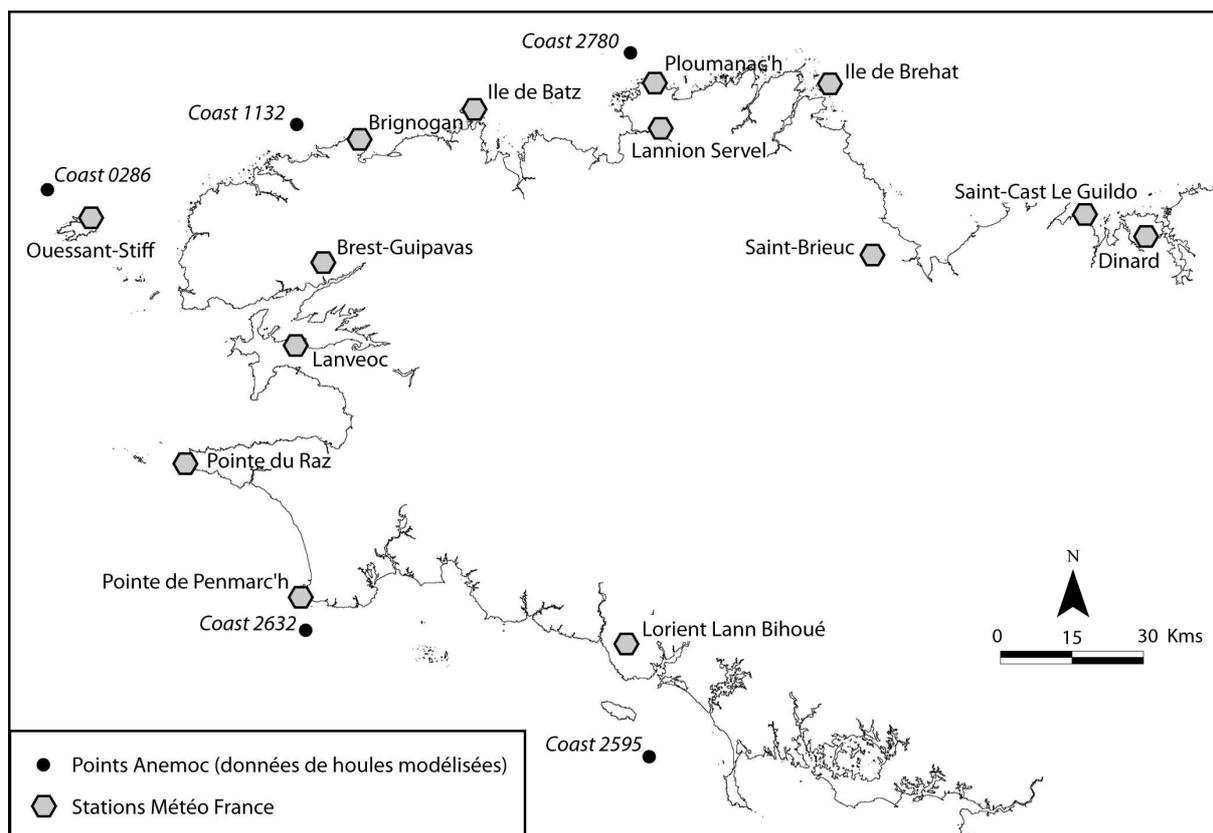


Fig. 71. Localisation des stations météorologiques et des points de modélisation de la houle utilisés pour cette étude.

1.2. Résultats : conditions météo-marines propices à la genèse des submersions marines à l'échelle locale

Les résultats portent sur quinze sites à enjeux qui ont été inondés au moins deux fois depuis 1960. Les sites, choisis à partir de la base de données présentée dans la partie précédente (tab. 3), ont été retenus pour leur spécificité et en fonction des données météo-marines disponibles. Le choix des sites étudiés ne se veut pas exhaustif. Pour chaque site, nous suivons le même plan. Après une introduction rapide du site, nous présentons tous les épisodes de submersions qui s'y sont déroulés depuis 1960, puis nous analysons les conditions météo-marines enregistrées lors de ces épisodes. Dans ce dernier point, nous cherchons à savoir si il y a combinaison des conditions qui génèrent une élévation du niveau d'eau à la côte, puis nous étudions séparément les données de vents, d'agitation marine et enfin le rôle des fronts froids. Sur certains sites, nous abordons également le rôle joué par les ouvrages côtiers et par la morphologie des plages dans les processus de submersion.

A l'échelle régionale, on remarque trois groupes de communes : les communes ayant été inondées par la mer plus de cinq fois, les communes ayant été submergées entre quatre et cinq fois, et les communes ayant été inondées moins de quatre fois depuis 1960 (fig. 72).

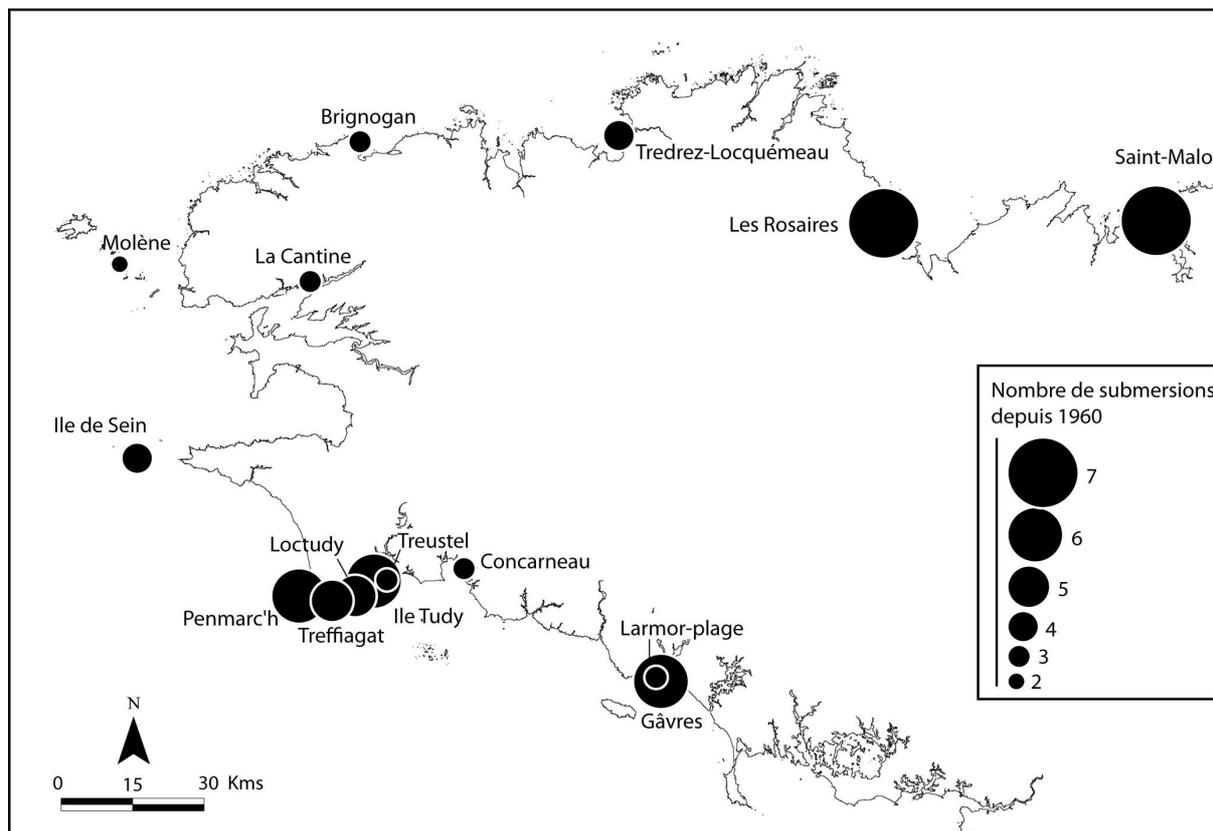


Fig. 72 Localisation des sites à enjeux dont les conditions météo-marines locales au moment des submersions ont été étudiées dans ce chapitre (source : tab. 3).

1.2.1. Les sites fortement affectés depuis 1960

Cinq communes bretonnes ont subi plus de cinq inondations par la mer depuis 1960.

1.2.1.1. Commune de Saint-Malo

Saint-Malo est la seule commune littorale du département d'Ille-et-Vilaine retenue pour ce travail. Le secteur qui a été le plus touché se situe entre le Sillon et la digue de Rochebonne, en arrière de la Grande Plage qui fait face au nord-ouest (fig. 73).

Le 5 avril 1962, plusieurs caves ont été inondées suite à l'ouverture d'une brèche dans la digue de Paramé. Des phénomènes de franchissement ont également été observés au niveau du Sillon, et l'hôtel de ville a été envahi par les eaux. Le 12 janvier 1978, les vagues ont franchi les digues du Sillon et de Rochebonne. La place Chateaubriand, située intra-muros, a été inondée. Selon la presse locale, l'eau serait

entrée par la porte Saint-Thomas. Le 27 février 1990, la chaussée du Sillon et le Boulevard Pasteur ont été envahis par la mer. Derrière la digue de Rochebonne, plusieurs habitations ont été inondées. Le 20 février 1996, suite à un fort coup de vent de nord-est, la chaussée du Sillon a été submergée. Le 28 octobre de la même année, des phénomènes de franchissement ont été observés au niveau de la digue de Rochebonne. Un enfant a été emporté par les vagues. Le 10 mars 2008, la Chaussée du Sillon a de nouveau été envahie par le franchissement de vagues (photo 8).

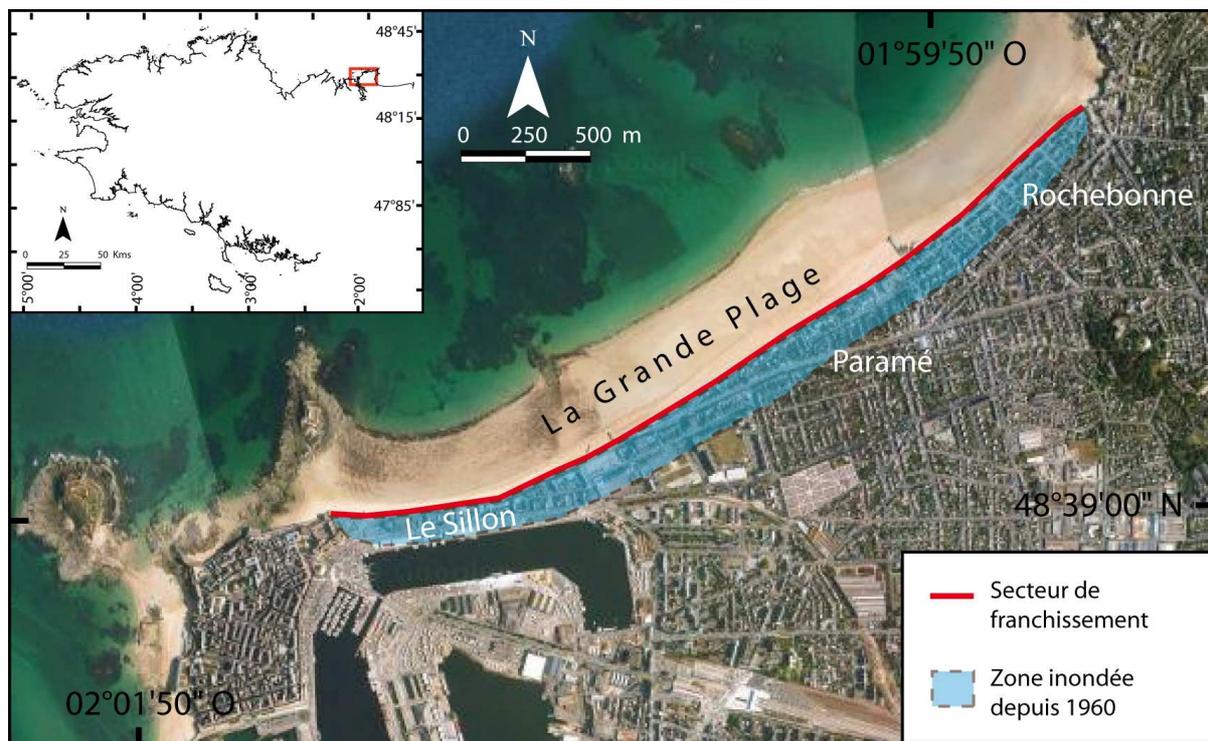


Fig. 73. Localisation de la zone inondée depuis 1960 sur la commune de Saint-Malo.



Photo 8. Phénomène de franchissement au niveau de la digue du Sillon, à Saint-Malo, le soir du 10 mars 2008.

L'analyse des conditions météo-marines nous montre que toutes les inondations ont été générées par la combinaison d'une marée de vive-eau, d'une surcote barométrique, d'une surcote anémométrique et d'une forte houle (tab. 7). L'éventail des vents d'afflux sur ce site s'étend d'ouest à nord-nord-est. Ces vents ont « gonflé » la surcote mais surtout permis au jet de rive de franchir les digues au moment des pleines mers.

L'analyse des conditions d'agitation montre que toutes les inondations depuis 1990 ont été générées alors que la hauteur de la houle au large était comprise entre 5 et 8 mètres, pour une période - assez importante - supérieure à 13 secondes. Le rôle de l'agitation marine dans les processus de franchissement et d'ouverture de brèche est donc indéniable (tab. 8).

Sur ce site le passage de fronts froids actifs ne joue pas de rôle significatif dans les processus de submersion.

Tab. 7. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Saint-Malo. Le symbole «-» signale, dans tous les tableaux présentés dans cette thèse, une absence de donnée.

Date et heure UTC	Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	Passage du front froid
05/04/1962 06:30	300	17	994,1	non
11/01/1974 08:00	260	10	-	non
12/01/1978 08:19	20	11	-	non
27/02/1990 07:30	290	16	-	non
20/02/1996 07:00	30	14	1007,8	non
28/10/1996 19:15	240	12	997,6	oui
10/03/2008 20:15	280	19	980,2	non

Tab. 8. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur la commune de Saint-Malo.

Date et heure UTC	Niveau d'eau prédit (m NGF)	H _{mo} (m)	T _{pic} (s)	Direction de la houle
05/04/1962 06:30	6,851	-	-	-
11/01/1974 08:00	6,511	-	-	-
12/01/1978 08:19	6,411	-	-	-
27/02/1990 07:30	6,521	7,57	15,5	312
20/02/1996 07:00	6,751	5,07	13	10
28/10/1996 19:15	6,141	6,18	14,1	304
10/03/2008 20:15	6,181	6,9	14	270

1.2.1.2. Littoral de Plérin : plage des Rosaires

La plage des Rosaires, située sur la commune de Plérin, est le seul site orienté vers le nord-est qui a été retenu. Sur ce site qui a été inondé sept fois par la mer depuis 1960, la zone soumise à l'aléa se situe le long du front de mer (fig. 74). En avril 1962, des dizaines de caves ont été inondées par le franchissement de vagues au niveau du perré. En novembre 1967, la projection de galets par les vagues sur le

boulevard a eu pour effet de boucher les voix d'évacuation des eaux, et donc d'amplifier le phénomène d'inondation. Plusieurs maisons ont été inondées. En janvier 1978, les caves des maisons situées sur le front de mer ont été envahies par un mètre d'eau, suite à l'ouverture d'une brèche dans le perré. Les 26 et 27 février 1990, d'importants phénomènes de franchissement ont généré l'inondation de plusieurs habitations (2 mètres d'eau dans certaines maisons). Le matin du 20 février 1996, 23 pavillons et immeubles ont été inondés en font de mer. Suite à ce fort coup de vent de nord-est, situation rare, 1,5 mètres d'eau ont été mesurés dans certaines habitations.

L'analyse des données météo-marines nous montre plusieurs choses. Tous les épisodes submersions ont eu lieu durant une marée de vive-eau (tab. 9). Les niveaux d'eau ont été à chaque fois augmentés par l'effet de vents d'afflux et de faibles pressions atmosphériques. Sur ce site, les vents considérés comme des vents d'afflux proviennent de nord à est. En outre, durant les trois épisodes pour lesquelles des données de houles sont disponibles, la hauteur de la houle au large était à chaque fois supérieure à cinq mètres (tab. 10). Il est néanmoins important de relativiser les valeurs de houles utilisées ici, qui proviennent d'une modélisation au large de la côte Trégoroise³⁴. En effet, l'agitation marine dans la baie de Saint-Brieuc y est moins importante.

Enfin, une dernière cause peut être d'ordre morphologique. En effet, l'ouvrage longitudinal (perré) situé le long du secteur de franchissement semble avoir engendré un démaigrissement du haut de plage depuis plusieurs années (Bonnot-Courtois C. *et al.*, 2008). Ce démaigrissement joue un rôle car il retarde le processus de déferlement des vagues. Le déferlement des vagues sur ou contre l'ouvrage entraîne des phénomènes de franchissement. Aucune inondation par la mer n'a cependant été observée depuis le réhaussement de la cote d'arase de l'enrochement et la construction d'une chaussée de rétention d'eau, le long du front de mer en 2001³⁵ (photo 9).

³⁴ Point Anemoc Coast 2780.

³⁵ <http://www.letelegramme.com/ar/viewarticle1024.php?aaaammjj=20010703&article=20010703-2947096&type=ar?xtmc=rosaires&xtcr=3>

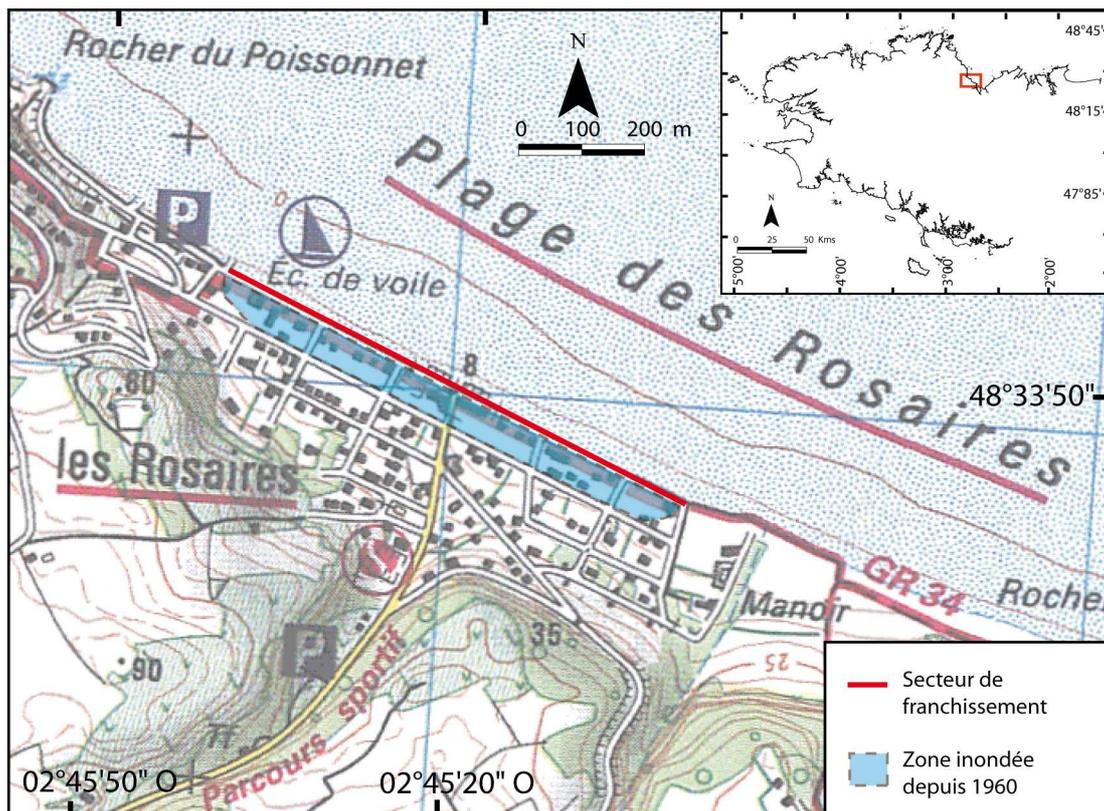


Fig. 74. Localisation du secteur inondée depuis 1960 sur la plage des Rosaires, commune de Plérin.

Tab. 9. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur le site des Rosaires (Plérin).

Date et heure UTC	Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	Passage du front froid
05/04/1962 06:30	300	17	994,1	non
02/11/1967 05:40	270	13	972,2	non
02/11/1967 18:00	270	15	983	oui
11/01/1978 20:00	340	18	-	non
26/02/1990 07:00	250	15	-	oui
27/02/1990 07:30	270	14	-	non
20/02/1996 07:00	20	14	1000,5	non

Tab. 10. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur le site des Rosaires (Plérin).

Date et heure UTC	Niveau d'eau prédit (m NGF)	H_{mo} (m)	T_{pic} (s)	Direction de la houle
05/04/1962 06:30	6,344	-	-	-
02/11/1967 05:40	5,784	-	-	-
02/11/1967 18:00	6,034	-	-	-
11/01/1978 20:00	5,834	-	-	-
26/02/1990 07:00	5,794	5,29	13,1	301
27/02/1990 07:30	6,094	7,21	15,4	311
20/02/1996 07:00	6,304	5,07	13	10



Photo 9. Enrochement et chaussée de rétention d'eau construite en 2001 le long du front de mer aux Rosaires, Plérin (cliché : G. Prigent).

1.2.1.3. Commune de Penmarc'h

La commune de Penmarc'h a été inondée par la mer 6 fois depuis 1960, à différents endroits. Le port de St-Guérolé et le quartier alentour sont les secteurs qui ont été submergés le plus souvent (fig. 75). Les 11 et 12 janvier 1974, le terre-plein du port et quelques maisons ont été envahis par 10 à 20 cm d'eau. Le 10 février 1974, le terre-plein et la criée ont été inondés. Durant ce même épisode, dans les quartiers de Kervily et du Goret, situés plus au sud, quelques caves d'habitation ont été inondées. Enfin, en décembre 1978, 1989 et mars 2008, les quais du port ont été endommagés et des dizaines de maisons situées aux alentours ont été inondées³⁶.

L'analyse des conditions météo-marines au moment des inondations montre que toutes les submersions au port de Saint-Guérolé ont été générées par la combinaison d'une marée de vive-eau, d'une surcote (due à une faible pression atmosphérique et à l'action de forts vents d'afflux) et d'une forte houle de secteur ouest à sud-ouest. Sur le secteur du port, orienté vers l'ouest, les vents de secteur sud à ouest-nord-ouest ont généré une accumulation d'eau à la côte et favorisé les phénomènes de franchissement lors des épisodes étudiés (tab. 11).

L'analyse des conditions d'agitation montre que des houles puissantes d'ouest à sud-ouest sont à l'origine des submersions de décembre 1989 et du 10 mars 2008 lors de la pleine mer du soir. Lors de ces deux épisodes, la hauteur de la houle au large était alors supérieure à 10 mètres, pour une période d'au moins 16 secondes (tab. 12).

Seul un épisode sur six a été précédé par le passage d'un front froid (tab. 11). On peut donc considérer que les fronts froids n'influencent pas particulièrement les phénomènes de submersion sur ce secteur.

³⁶ Toutes les informations relatant des faits passés et exposés dans ce chapitre, proviennent des archives des quotidiens Ouest-France et du Télégramme.

Tab. 12. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur la commune de Penmarc'h.

Date et heure UTC	Niveau d'eau prédit (m NGF)	H _{mo} (m)	T _{pic} (s)	Direction de la houle
11/01/1974 05:30	3,10	-	-	-
10/02/1974 18:00	2,63	-	-	-
13/12/1978 03:00	2,39	-	-	-
16/12/1989 18:15	2,09	10,9	17,8	227
10/03/2008 05:10	3,04	6,4	12	267
10/03/2008 17:30	2,83	10,88	16	264

1.2.1.4. Littoral de l'île Tudy

L'île Tudy est une des communes Bretonnes qui a été le plus souvent inondée par la mer depuis 1960, avec 6 cas de submersion recensés. Toutes les inondations ont été générées par franchissement au niveau du Boulevard de l'Océan situé à la pointe de la presqu'île et orienté face à l'est-sud-est. La zone basse qui a été régulièrement inondée dans ce secteur se situe au niveau de la rue des écoles (fig. 76).

Pour chacune des inondations recensées, les niveaux d'eau ont été générés par la combinaison d'une surcote - elle-même générée par une faible pression atmosphérique et des forts vents d'afflux - et d'une forte houle. Sur ce site, le coefficient de marée ne semble pas être un élément déterminant.

Le 3 janvier 1979, les paquets de mer qui franchissaient la digue au niveau du boulevard de la mer ont été poussés par le vent de sud-est, à tel point que les embruns sont passés par-dessus les toits, et l'eau s'est infiltrée dans les greniers (tab. 13). La mairie, l'église et plusieurs maisons alentours ont été inondées. Durant le passage de l'ouragan d'octobre 1987, certaines habitations ont été inondées par 50 cm d'eau. Le coefficient de marée était pourtant au plus bas (coefficient = 24) mais le fort vent de sud a poussé les paquets de mer de l'autre côté de la digue. Le 27 octobre 2004, une douzaine de résidences ont été inondées – jusqu'à 30 cm d'eau – dans la rue des écoles et la rue des perdrix (fig. 76). Le même scénario s'est

produit le matin du 10 mars 2008, lorsque les vagues ont emporté une voiture vers le large et inondé la rue des écoles et le secteur autour de l'église et de la mairie.

Sur ce site, la direction et la force du vent semblent jouer un rôle déterminant. En effet, pour chacun des épisodes recensés, le franchissement des vagues au niveau du perré a été renforcé par l'action d'un fort vent soufflant de sud-sud-ouest à sud-est, qui favorise le passage du jet de rive de l'autre côté de la digue. Ce rôle du vent est d'ailleurs bien connu des riverains.

Combinée à l'action éolienne, l'agitation marine joue un rôle capital au moment des inondations (tab. 14). On constate que durant tous les épisodes, la hauteur de la houle au large était comprise entre 6 et 7 m, pour une période associée de 12 secondes et une direction de sud-ouest à sud-est.

A la pointe de l'île Tudy, plus de la moitié des inondations a été générée quelques minutes après le passage d'un front froid. Les fronts froids semblent donc jouer un rôle.

Comme sur le site des Rosaires, la mise en place d'un ouvrage longitudinal a causé un fort démaigrissement du haut de plage depuis plusieurs années, ce qui favorise les phénomènes de franchissement. Mais, c'est surtout le système d'évacuation du réseau d'eau pluvial qui semble être la cause des inondations successives au niveau de la rue des écoles. En effet, l'eau accumulée dans la rue des écoles devait être évacuée par une vanne à clapet localisée au niveau de la zone de franchissement. Durant la pleine mer, l'eau ne pouvait donc pas s'évacuer, le clapet de la vanne se fermant dès que le niveau de la mer était trop élevé. Depuis 2009, le réseau sous-terrain d'évacuation des eaux a été dévié vers l'ouest au niveau de la rue des écoles afin de palier ce problème. Aucun cas d'inondation n'a été observé depuis.

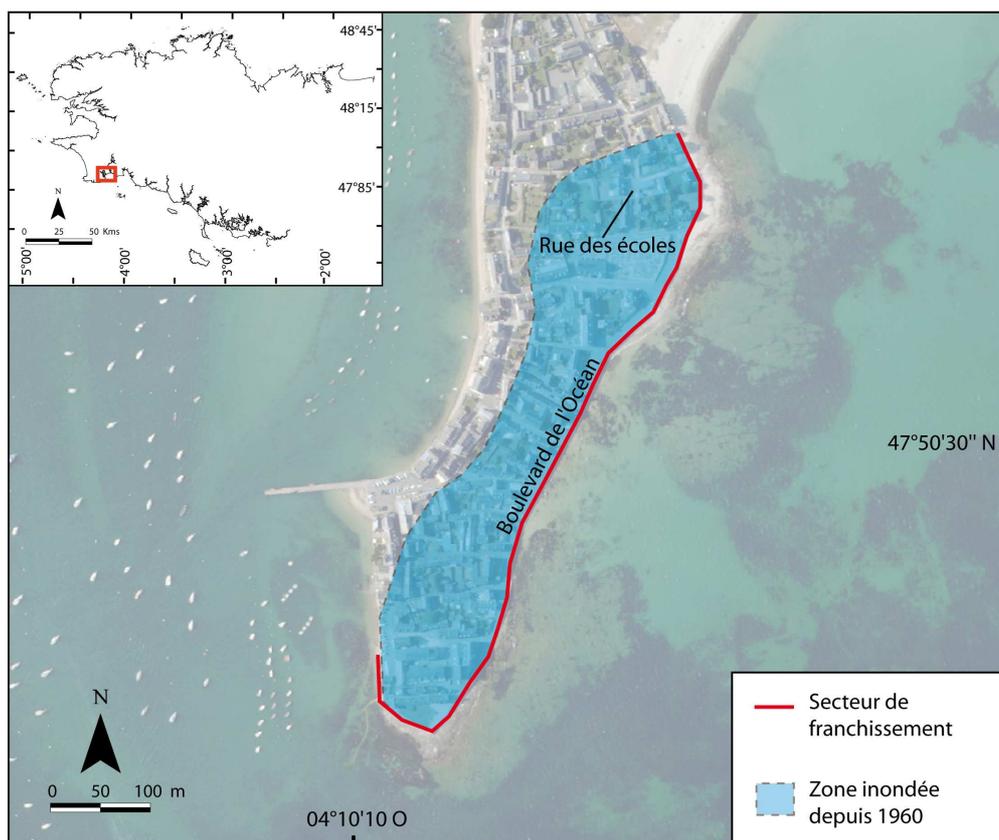


Fig. 76. Localisation de la zone inondée depuis 1960 sur la commune de l'Île Tudy.

Tab. 13. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur le site de la pointe de l'Île Tudy.

Date et heure UTC	Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	Passage du front froid
03/01/1979 19:15	120	24	988,9	non
07/04/1985 17:00	240	15	991,8	oui
15/10/1987 22:30	220	30	965,1	oui
25/01/1990 02:45	220	20	1002	non
27/10/2004 15:00	190	17	981	oui
10/03/2008 05:10	270	20,5	976,6	oui

Tab. 14. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur le site de la pointe de l'Île Tudy.

Date et heure UTC	Niveau d'eau prédit (m NGF)	H _{mo} (m)	T _{pic} (s)	Direction de la houle
03/01/1979 19:15	2,09	-	-	-
07/04/1985 17:00	2,76	6,44	12,5	231
15/10/1987 22:30	0,88	6,14	12,2	217
25/01/1990 02:45	1,91	7,02	12,5	243
27/10/2004 15:00	2,51	-	-	-
10/03/2008 05:10	2,80	6,4	12	267

1.2.1.5. Commune de Gâvres

La presqu'île de Gâvres a été inondée six fois depuis 1960, dont cinq fois au droit de la Grande Plage depuis 2001. Ce site, orienté face au sud-sud-est, est celui qui a été le plus souvent inondé par la mer dans le département du Morbihan depuis 1960 (tab. 15 et fig. 77).

Ici encore, toutes les inondations ont été générées par la combinaison d'une marée de vive-eau, d'une surcote (générée par une faible pression atmosphérique et des forts vents d'afflux) et d'une forte agitation marine.

Le 26 février 1978, la route de Lines a été submergée sur 800 m suite à l'ouverture d'une brèche de 80 m de large (fig. 77). Le 10 janvier et le 7 février 2001, plusieurs maisons ont été inondées suite à des phénomènes de franchissement et d'ouverture de brèches dans la digue de la Grande Plage. En octobre 2004, des phénomènes de franchissement ont généré l'inondation de plusieurs caves d'habitation. Le 10 mars 2008, une soixantaine d'habitations ont été inondées suite à l'ouverture d'une brèche de la digue de la Grande Plage et suite à d'importants phénomènes de franchissement. Le 10 février 2009, l'arrivée d'une forte houle en période de vive-eau a généré un franchissement peu important car le vent, orienté nord-ouest, a minimisé l'inondation (tab. 15 et 16). Notons que la zone qui a été principalement inondée depuis 1960 correspond à l'emplacement du polder (fig. 19).

Lors de chaque inondation, la hauteur de la houle au large était supérieure à 3,4 mètres, pour une période d'au moins 10 secondes. La houle provenait à chaque fois

du secteur sud-ouest. On remarque également que la houle a eu moins d'effet lorsqu'elle n'était pas combinée avec un vent d'afflux. Le 10 février 2009, alors que la hauteur de la houle au large était de 7,1 mètres, les phénomènes de franchissements ont été assez faibles en raison de l'orientation du vent qui était nord-ouest.

Sur la presqu'île de Gâvres, plus de 65 % des inondations ont été générées après le passage d'un front froid. Toutes les submersions importantes ont notamment eu lieu après le passage d'un front froid. A l'inverse, lors des inondations « mineures » (février 2001 et 2009), aucun front froid n'a été enregistré dans l'heure précédant l'inondation. L'exemple de février 2009 illustre bien cette situation. Le front froid est passé six heures avant le début de l'inondation, et le vent a donc eu le temps de tourner au nord-ouest, minimisant les phénomènes de franchissement pour deux raisons : le vent, orienté nord-ouest, n'était plus d'afflux et a donc minimisé la surcote générée par une pression atmosphérique relativement faible et repoussé le jet de rive vers le large. Sur la commune de Gâvres, le passage de fronts froids actifs semble donc avoir un rôle déterminant dans les processus de submersion. Cet aspect sera approfondi dans un point suivant.

Le site voisin de Larmor Plage a été inondé plusieurs fois depuis 1960, généralement au même moment que le site de Gâvres (fig. 77). Nous présenterons ce site plus tard dans ce chapitre.

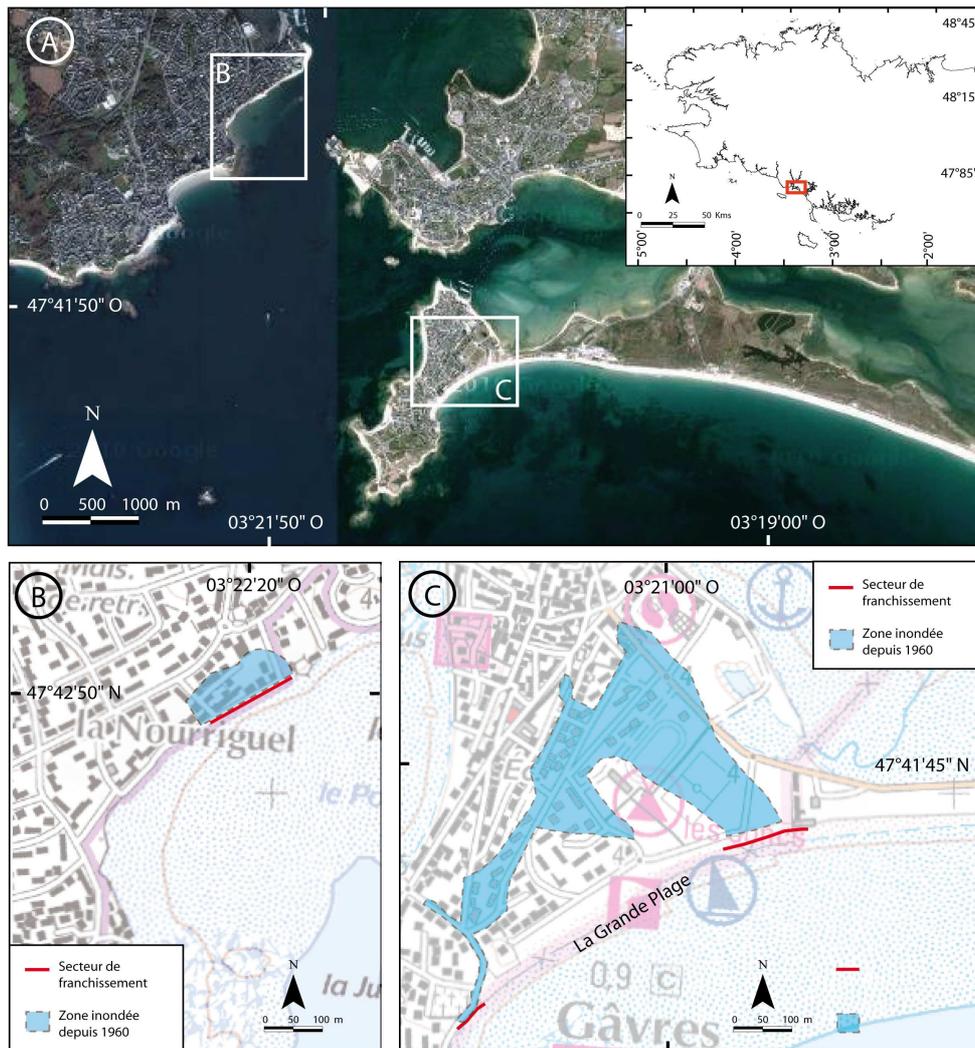


Fig. 77. Localisation des secteurs inondés depuis 1960 sur les communes de Larmor-plage (B) et de Gâvres (C).

Tab. 15. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Gâvres.

Date et heure UTC	Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	Passage du front froid
26/02/1978 05:30	200	9	977,4	oui
10/01/2001 04:45	220	13	990	oui
07/02/2001 15:30	120	5	987,1	non
27/10/2004 15:00	200	10	981,7	oui
10/03/2008 05:15	210	16,8	974,1	oui
10/02/2009 04:15	290	9	1002,4	non

Tab. 16. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur la commune de Gâvres.

Date et heure UTC	Niveau d'eau prédit (m NGF)	H _{mo} (m)	T _{pic} (s)	Direction de la houle
26/02/1978 05:30	2,52	-	-	-
10/01/2001 04:45	2,71	3,82	11,8	221
07/02/2001 15:30	2,42	3,49	16,8	239
27/10/2004 15:00	2,64	-	-	-
10/03/2008 05:15	2,86	4,42	10	236
10/02/2009 04:15	2,82	7,1	11	230

1.2.2. Les sites modérément affectés depuis 1960

1.2.2.1. Littoral de Tréffiagat

Le littoral de la commune de Tréffiagat est constitué d'un long cordon dunaire orienté est-ouest protégeant une vaste zone basse située en arrière (fig. 78). Dans les années 1970-80, de nombreux cas d'invasion par la mer y ont été observés suite à l'ouverture de brèches dans le cordon dunaire. Le 13 décembre 1978, le cordon dunaire a été coupé en deux entre le Reun et Kersaux (fig. 78 et tab. 17). Le lendemain, le cordon a cédé à trois nouveaux endroits. Le 30 décembre 1978, aucune brèche n'a été ouverte mais d'importants phénomènes de franchissements ont été observés. Le 15 décembre 1979, la mer s'est engouffrée en faible quantité dans deux brèches au Reun et à Squvidan. Dix ans plus tard, le 16 décembre 1989, deux brèches ont de nouveau été ouvertes à Kersaux et au Reun. Les brèches avaient une largeur respective de 100 m et 35 m. Durant cet épisode, 12 hectares de terres et trois habitations situées dans la zone basse ont été inondés.

L'analyse des conditions météo-marines montre à nouveau que toutes les inondations ont été générées par la combinaison d'une marée de vive-eau, de faibles pressions atmosphériques, de vents d'afflux et de houles de sud-ouest. De par sa position ouverte sur le sud, un large éventail d'orientation du vent (de sud-ouest à sud-est) favorise des phénomènes de surcote et de franchissement au niveau du cordon dunaire.

L'analyse des données d'agitation marine nous permet de voir que la hauteur de la houle au large était très importante ($H_{m0}=10,9$ m) lors de l'ouverture des brèches en décembre 1989. La période associée, de plus de 17 secondes, indique que les vagues qui ont ouvert le cordon dunaire à deux endroits ce jour là étaient très énergétiques (tab. 18).

Seul un épisode sur cinq a été précédé par le passage d'un front froid actif. Ce paramètre ne semble donc pas avoir d'influence particulière sur les phénomènes de submersion dans ce secteur.

Depuis les épisodes d'inondation à répétition dans les années 1970-80, de nombreux ouvrages longitudinaux ont été construits au niveau des brèches (photo 10). Ces travaux de consolidation et d'élévation du cordon dunaire ont semble-t-il résolu, pour le moment, les problèmes d'inondations par la mer sur cette commune.

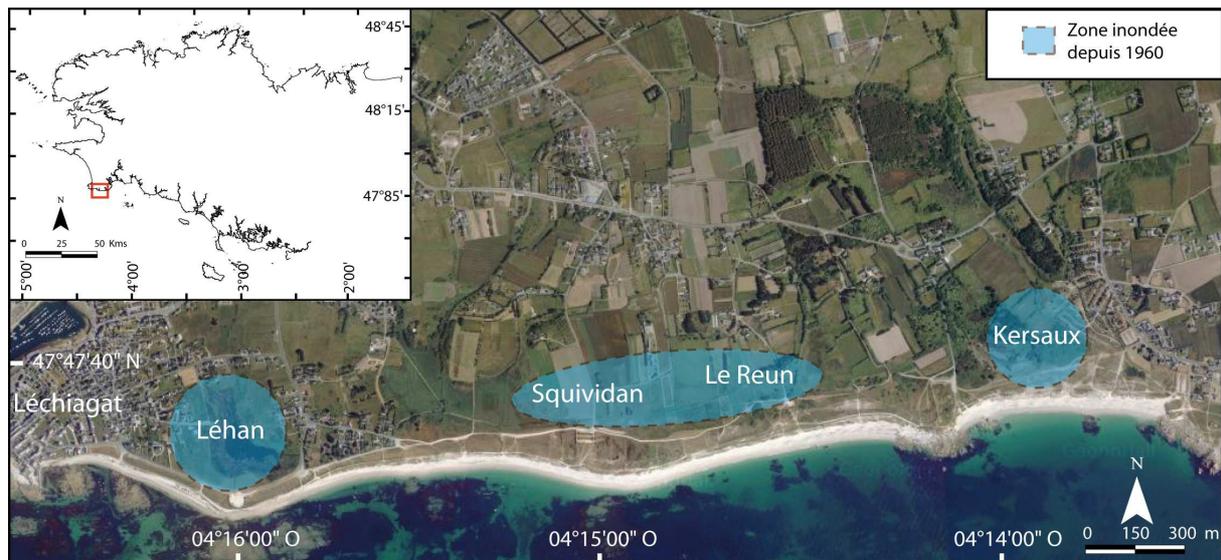


Fig. 78. Localisation des zones inondées depuis 1960 sur la commune de Tréffiogat.



Photo 10. Enrochement longitudinal sur la plage de Lehan (Treffiagat).

Tab. 17. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Treffiagat.

Date et heure UTC	Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	Passage du front froid
13/12/1978 03:00	280	18	984,7	non
14/12/1978 15:30	260	12	988,3	non
30/12/1978 18:11	240	12	984	non
15/12/1979 02:40	280	23	993,1	oui
16/12/1989 18:15	180	20	973,2	non

Tab. 18. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur la commune de Treffiagat.

Date et heure UTC	Niveau d'eau prédit (m NGF)	H _{mo} (m)	T _{pic} (s)	Direction de la houle
13/12/1978 03:00	2,373	-	-	-
14/12/1978 15:30	2,413	-	-	-
30/12/1978 18:11	2,723	-	-	-
15/12/1979 02:40	1,713	11,22	16,1	242
16/12/1989 18:15	2,163	10,9	17,8	227

1.2.2.2. Commune de Loctudy

Sur la commune de Loctudy, quelques zones basses ont été inondées depuis 1960 (fig. 79). La zone basse de Kervilzic, orientée vers l'est-sud-est a été inondée les 11 et 12 février 1974, et le 25 octobre 1976. Durant ce dernier épisode, la zone basse de la pointe Langos, orientée vers l'est a également été submergée suite à des phénomènes de franchissement. En arrière de la flèche de Beg Guen, orientée vers le sud-sud-ouest, la zone basse de la plage des Sables-Blancs a été inondée le 20 novembre 1974 et le 25 janvier 1990 suite à des phénomènes de franchissement.

Sur les secteurs de Kervilzic et de Langos, les vents d'afflux proviennent du secteur sud à est. Lors de chaque submersion observée sur le secteur de Beg Guen, les phénomènes de surcote et de franchissement ont été amplifiés par des vents de secteur sud-ouest (tab. 19 et 20).

Seul un épisode sur cinq a été précédé par le passage d'un front froid sur cette commune (tab. 19). On peut donc considérer que les fronts froids n'influent pas de façon significative sur les processus de submersion dans ce secteur.

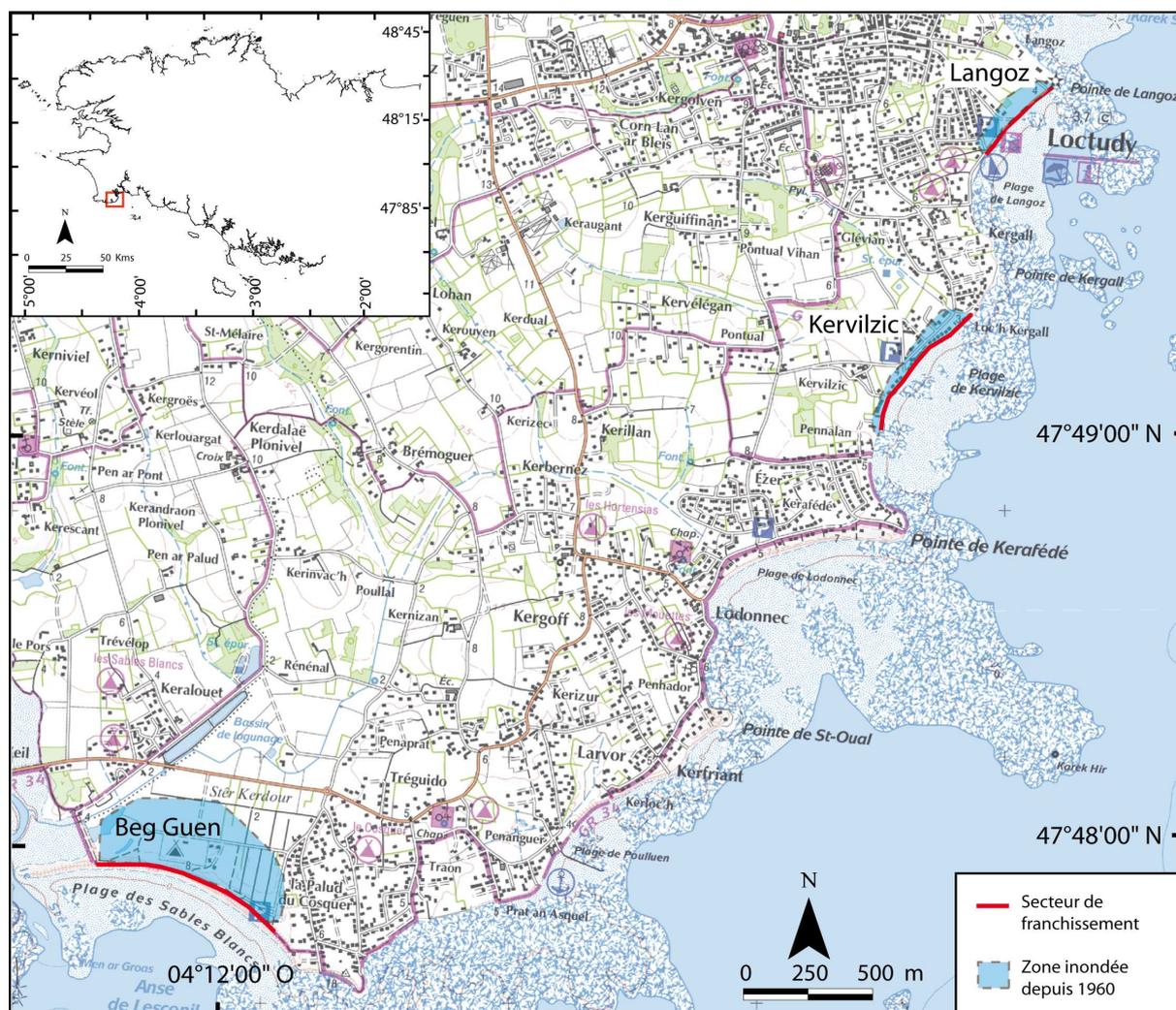


Fig. 79. Localisation des secteurs inondés depuis 1960 sur la commune de Loctudy.

Tab. 19. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Loctudy.

Date et heure UTC	Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	Passage du front froid
10/02/1974 18:00	220	18	993,2	non
11/02/1974 06:30	220	17	977,6	non
25/10/1976 04:30	100	8	987,2	oui
25/01/1990 02:45	220	20	1002	non

Tab. 20. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur la commune de Loctudy.

Date et heure UTC	Niveau d'eau prédit (m NGF)	H_{mo} (m)	T_{pic} (s)	Direction de la houle
10/02/1974 18:00	2,411	-	-	-
11/02/1974 06:30	2,441	-	-	-
25/10/1976 04:30	2,861	-	-	-
25/01/1990 02:45	1,911	7,02	12,5	243

1.2.2.3. Ile de Sein

Depuis 1960 sur l'île de Sein, de nombreuses inondations ont été observées au Lenn (lac en Breton), zone basse située à l'ouest de l'île (le 3 janvier 1979, le 16 décembre 1989 et le 10 mars 2008) (fig. 80 et tab. 21). Mais ce sont surtout les submersions de décembre 1989 et de mars 2008 qui ont provoqué les dégâts les plus importants. En 1989, vingt habitations ont été envahies par un mètre d'eau suite à la rupture d'une digue au sud de l'île.

Lors de chaque submersion, les niveaux d'eau ont été générés par la combinaison d'une marée de vive-eau, d'une surcote - elle même générée par une faible pression atmosphérique et des forts vents d'afflux - et d'une forte houle (tab. 21 et 22). De part la morphologie de l'île, un large éventail de vents – à 360° - peut être d'afflux (tab. 21).

Le rôle de la houle semble indiscutable. En effet, toutes les submersions se sont produites alors que la hauteur de la houle au large était supérieure à 4,5 m, pour une période d'au moins 10 secondes. En outre, plus la houle est puissante ($H_{mo} > 10m$ et $T_{pic} > 15 s$), plus les zones inondées sont importantes. Les hauteurs et les périodes de la houle au large modélisés pour les épisodes du 16 décembre 1989 et le soir du 10 mars 2008 illustrent l'importance de ce paramètre hydrodynamique (tab. 22).

Seul un épisode sur cinq a été généré dans l'heure après le passage d'un front froid actif. On peut donc considérer que les fronts froids ne jouent pas de rôle significatif dans les processus de submersion sur cette île.

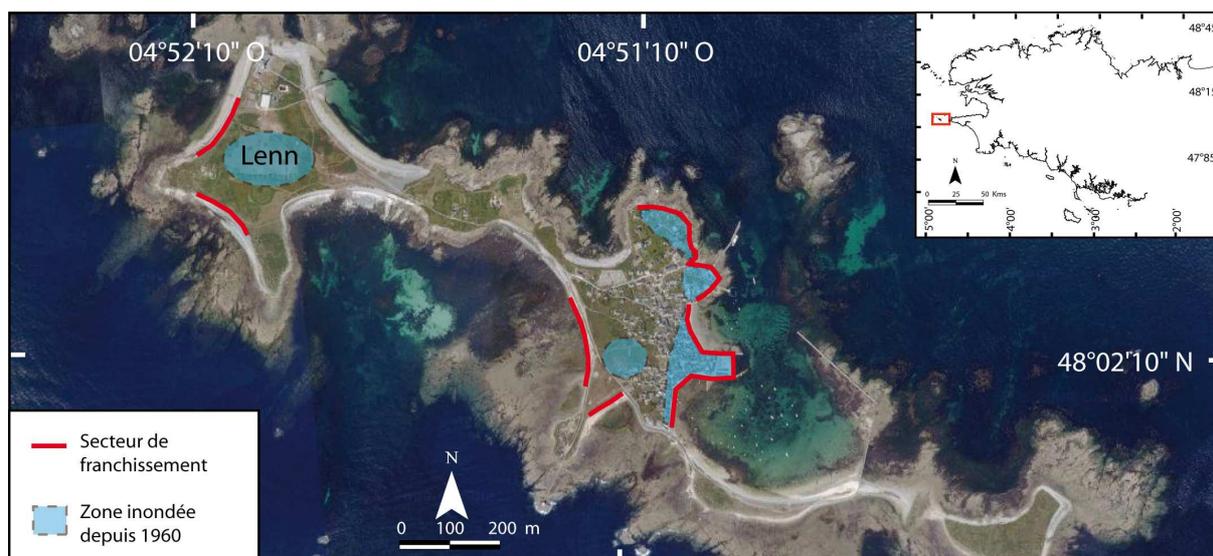


Fig. 80. Localisation des zones inondées depuis 1960 sur l'île de Sein.

Tab. 21. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur l'île de Sein.

Date et heure UTC	Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	Passage du front froid
03/01/1979 19:30	120	24	988,9	non
16/12/1989 18:30	180	20	973,2	non
10/03/2008 05:30	270	20,5	976,6	oui
10/03/2008 17:50	300	22,7	988,5	non

Tab. 22. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur l'île de Sein.

Date et heure UTC	Niveau d'eau prédit (m NGF)	H_{mo} (m)	T_{pic} (s)	Direction de la houle
03/01/1979 19:30	3,06	4,75	10,5	164
16/12/1989 18:30	3,87	10,9	17,8	227
10/03/2008 05:30	3,77	6,4	12	267
10/03/2008 17:50	3,54	10,88	16	264

1.2.2.4. Port de Tredrez-Locquémeau

Le port de Tredrez-Locquémeau est constitué d'un double tombolo qui relie une île du continent. Les deux cordons de galets qui constituent cette forme littorale remarquable enserrant une zone basse qui a été inondée à quatre reprises depuis cinquante ans (fig. 81).

En janvier 1978 et février 1990, des phénomènes de franchissement ont été observés au niveau des deux cordons, provoquant de faibles inondations. Le 10 mars 2008, le cordon de Pors an Ero Vili (cordon ouest) a été totalement arasé et le port a été coupé du « continent » durant plusieurs heures (Cariolet, 2010). Nous reviendrons plus en détail sur cet épisode au cours d'une étude de cas dans le dernier chapitre de cette partie. Le 31 mars 2010, des phénomènes de franchissement ont été observés au niveau du cordon de An Aod Vras (cordon est). Le bâtiment de l'école de voile, situé au milieu de la zone basse, a été envahi par 30 cm d'eau.

Toutes les submersions ont été générées par la combinaison suivante : marée de vives-eaux, surcote (faible pression atmosphérique et vents d'afflux) et forte houle. Les vents qui ont favorisé les niveaux d'eau extrêmes sur ce site sont de secteur ouest (tab. 23).

La moitié des submersions a été générée juste après le passage d'un front froid actif. De ce fait, Il paraît difficile d'affirmer le rôle systématique qu'ont les fronts froids dans les submersions de ce secteur.

Les trains de houle provenaient à chaque fois du secteur nord-ouest (tab. 24). Dans ces conditions, les houles affectent le tombolo sur ces deux faces. Leur rôle a donc été déterminant sur ce secteur et plus particulièrement au niveau du cordon ouest de Pors an Ero Vili. Les houles de nord-ouest sont vraisemblablement diffractées par l'extrémité du tombolo et sont également intervenues dans les phénomènes de franchissement observés au niveau du cordon situé à l'est, dont la cote d'arase est plus basse.

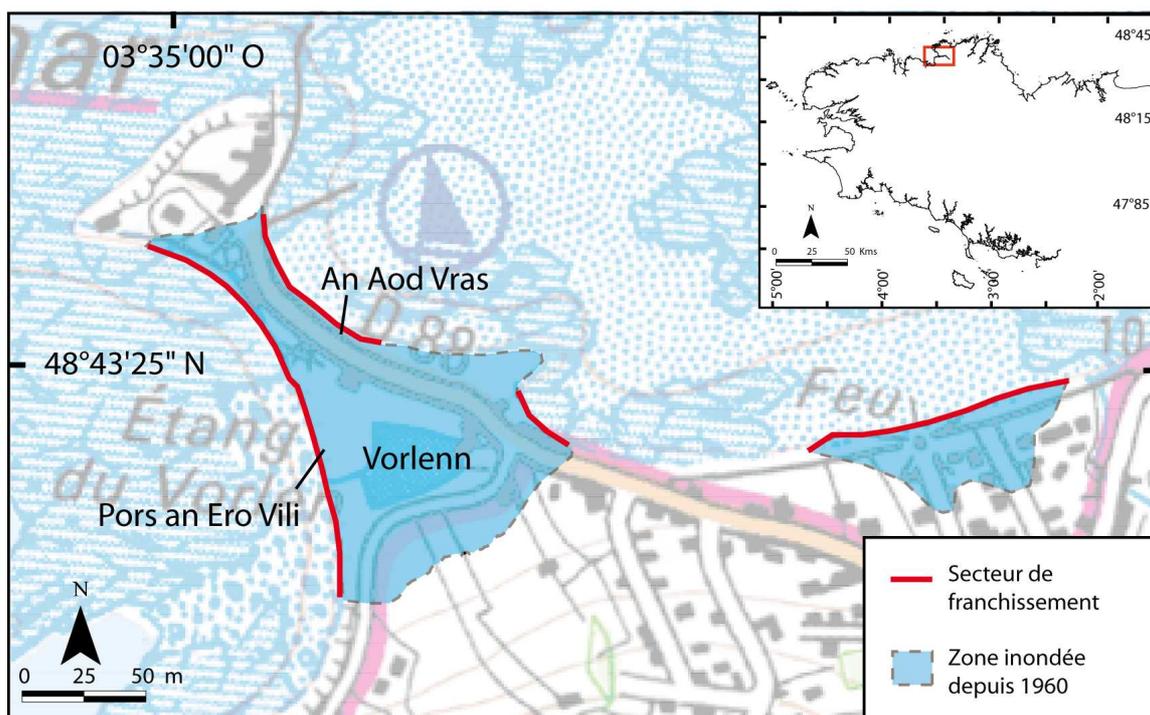


Fig. 81. Localisation des zones inondées depuis 1960 à Tredrez-Locquémeau.

Tab. 23. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Tredrez-Locquémeau.

Date et heure UTC	Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	Passage du front froid
11/01/1978 06:30	240	18	-	oui
26/02/1990 06:00	250	20	994	oui
10/03/2008 19:15	270	15,2	986,8	non
31/03/2010 05:50	270	12,3	988,8	non

Tab. 24. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur la commune de Tredrez-Locquémeau.

Date et heure UTC	Niveau d'eau prédit (m NGF)	H _{mo} (m)	T _{pic} (s)	Direction de la houle
11/01/1978 06:30	4,796	-	-	-
26/02/1990 06:00	4,536	5,29	13,1	301
10/03/2008 19:15	4,356	10,2	16	291
31/03/2010 05:50	4,776	5,25	9	300

1.2.3. Les sites plus faiblement exposés depuis 1960

1.2.3.1. Commune de Combrit : site du Treustel

Situé à deux kilomètres au nord-est de la pointe de l'Île Tudy, le cordon dunaire protégeant le lieu dit du Treustel a été submergé trois fois depuis 1960 (fig. 82 et tab. 25). Ces inondations ont été générées par l'ouverture d'une brèche, localisée à chaque fois au même endroit (fig. 82). Ce point sera traité plus en détail dans la sous-partie consacrée aux processus d'ouverture de brèches.

Comme à l'Île Tudy, les inondations ont été causées par la combinaison d'un fort coefficient de marée, d'une surcote - elle-même générée par une faible pression atmosphérique et des forts vents d'afflux - et d'une forte houle (tab. 25 et 26).

Dans la zone basse située en arrière de la brèche, de nombreuses habitations sont menacées. À l'intérieur du polder de Combrit - Île Tudy, une levée devrait être construite prochainement afin de contenir l'eau dans la zone non habitée en cas de rupture du cordon dunaire³⁷. Ces travaux ont été commandités par les deux communes de Combrit et de l'Île Tudy, le conservatoire du littoral, en lien avec les services de l'état (DDEA et Cetmef).

³⁷ source : <http://www.letelegramme.com/local/finistere-sud/ouest-cornouaille/pontlabbe/dune-de-combrit-une-digue-erigee-en-2011-19-03-2010-832048.php>

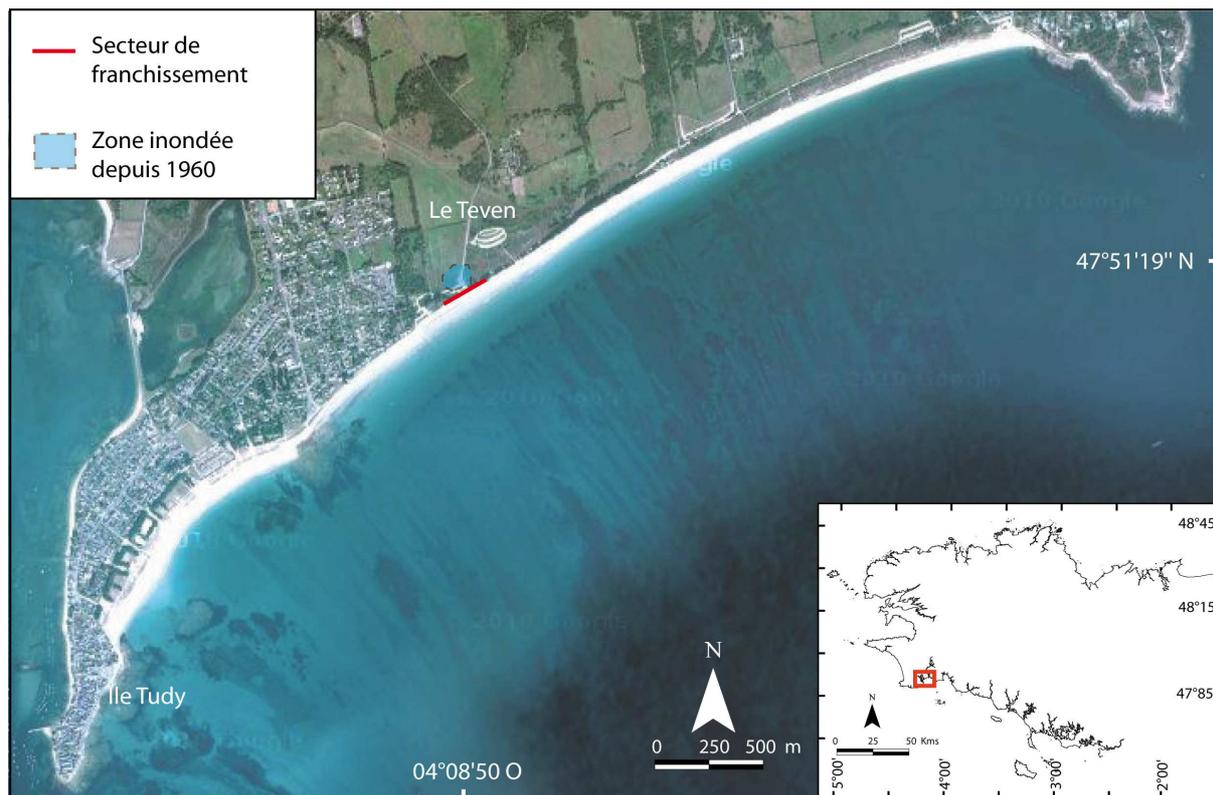


Fig. 82. Localisation de la zone inondée depuis 1960 à Combrit.

Tab. 25. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur le site du Treustel.

Date et heure UTC	Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	Passage du front froid
27/10/2004 15:00	190	17	981	oui
10/03/2008 05:10	270	20,5	976,6	oui
10/02/2009 04:00	320	20	1003,4	non

Tab. 26. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur le site du Treustel.

Date et heure UTC	Niveau d'eau prédit (m NGF)	H _{mo} (m)	T _{pic} (s)	Direction de la houle
27/10/2004 15:00	2,51	-	-	-
10/03/2008 05:10	2,80	6,4	12	267
10/02/2009 04:00	2,81	-	-	-

1.2.3.2. Littoral de Larmor Plage : plage de la Nourriguel

Le site de la Nourriguel à Larmor-Plage est situé en position d'abri et comme le site voisin de Gâvres, est orienté vers le sud-sud-est (fig. 77). Ce secteur a été inondé trois fois depuis 1960. A chaque fois, le site de Gâvres, situé à 2,5 km au sud-est, a été inondé au même moment.

De par sa position d'abri, l'éventail des vents et des houles qui favorisent les submersions sur ce site est très réduit. En effet, seuls les vents de sud-sud-ouest et les houles de sud-ouest semblent générer des niveaux d'eau extrêmes au niveau de la digue de la Nourriguel (tab. 27 et 28). L'orientation du vent et de la houle est donc un facteur déterminant sur ce secteur.

Comme sur la presqu'île de Gâvres, le passage d'un front froid quelques minutes avant la pleine mer détermine l'orientation et la force du vent et semble jouer un rôle dans les phénomènes de franchissement (tab. 27).

En outre, l'ouvrage longitudinal de défense semble avoir favorisé l'abaissement du niveau de la plage et par la même, un déplacement des phénomènes de déferlements vers l'ouvrage pendant les pleines mers de vives-eaux. De nombreux phénomènes d'affouillements et d'effondrements ont également été observés le long de l'ouvrage depuis quelques années³⁸.

Tab. 27. Conditions météorologiques observées au moment des submersions et conditions minimales supposées à Larmor-Plage.

Date et heure UTC	Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	Passage du front froid
10/01/2001 04:45	220	13	990	oui
29/10/2004 04:30	200	10	981,9	-
10/03/2008 05:15	210	16,8	974,1	oui

³⁸ source : <http://larmor-plage-blog-citoyen.com/news/petite-histoire-de-la-digue-de-la-nourriguel-a-larmor-plage>

Tab. 28. Conditions océaniques observées au moment des submersions et conditions minimal supposées à Larmor-Plage.

Date et heure UTC	Niveau d'eau prédit (m NGF)	H _{mo} (m)	T _{pic} (s)	Direction de la houle
10/01/2001 04:45	2,71	3,82	11,8	221
29/10/2004 04:30	2,5	-	-	-
10/03/2008 05:15	2,86	4,42	10	236

1.2.3.3. Littoral de Brignogan : site de Castel Regis

L'hôtel restaurant Castel Regis, situé à l'est de l'anse de Brignogan a été inondé trois fois par la mer depuis 1960 (fig. 83). Lors de ces trois épisodes, des vitres ont été brisées par les vagues, provoquant l'inondation de certains bâtiments.

Les niveaux d'eau extrêmes qui ont conduit à ces inondations ont été générés par la combinaison d'une marée de vives-eaux, d'une surcote – générée par une faible pression et des vents d'afflux - et d'une forte houle (tab. 29 et 30). Lors de chaque épisode, le vent provenait de secteur ouest et étaient donc d'afflux.

Pour la seule date dont des données d'agitation marine sont disponibles, le 3 janvier 1999, la houle au large, vraisemblablement réfractée et diffractée en arrivant dans l'anse de Brignogan, était de secteur nord-ouest pour une hauteur de 4,7 mètres (tab. 30). Sur ce secteur c'est essentiellement l'emplacement de l'hôtel sur une pointe rocheuse saillante dans la baie, qui est problématique.

Deux submersions sur trois ont eu lieu juste après le passage d'un front froid (tab. 29). On peut donc supposer que les fronts froids jouent un rôle dans les processus de submersion sur ce site.



Fig. 83. Localisation de l'établissement Castel Regis, à Brignogan.

Tab. 29. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Brignogan.

Date et heure UTC	Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	Passage du front froid
02/11/1967 16:30	270	14	980	oui
11/01/1978 06:10	240	18	-	oui
03/01/1999 05:40	240	17	997,9	non

Tab. 30. Conditions océaniques observées au moment des submersions et sur la commune de Brignogan.

Date et heure UTC	Niveau d'eau prédit (m NGF)	H _{mo} (m)	T _{pic} (s)	Direction de la houle
02/11/1967 16:30	4,485	-	-	-
11/01/1978 06:10	4,545	-	-	-
03/01/1999 05:40	4,235	4,72	16,7	305

1.2.3.4. L'île de Molène : site de la Chimère

Sur l'île de Molène, qui constitue l'île principale de l'archipel du même nom, une zone basse localisée à l'endroit où se trouve le bâtiment nommé « la Chimère », à l'est de l'île, a été inondée deux fois depuis 1960 (fig. 84). Pourquoi cette île, directement soumise au régime des tempêtes Atlantique d'ouest, a été inondée par sa façade orientale ? Cette question constitue l'intérêt d'étudier ce site et nous tenterons d'y répondre.

Le 2 novembre 1967 le rez-de-chaussée de « la Chimère » a été inondé suite à l'ouverture d'une brèche dans le cordon dunaire. Selon la presse locale, « les vagues déferlaient par-dessus le toit du bâtiment ». Durant l'épisode de mars 2008, le même bâtiment a été envahi par 30 à 50 cm d'eau suite à des phénomènes de franchissement observés au-dessus du cordon.

Sur ce secteur le vent ne semble pas jouer de rôle déterminant (tab. 31). Durant les deux épisodes, les vents étaient de secteur ouest et n'étaient donc pas considérés comme des vents d'afflux à cet endroit de l'île. En revanche, les faibles

pressions atmosphériques enregistrées au moment des submersions ont engendré une forte surcote barométrique (40 cm en novembre 1967 et 25 cm en mars 2008). Durant l'épisode du 10 mars 2008, la houle provenait du secteur ouest (tab. 32). Cependant, la modélisation de la propagation de la houle réalisée par le SHOM (dans le cadre de PREVIMER) montre que la houle au large a été fortement réfractée et diffractée en arrivant au niveau des hauts fonds de la chaussée de Molène lors de cet épisode (Suanez *et al.*, 2011) (fig. 85). Ainsi, les houles de provenance ouest-nord-ouest, diffractées autour de l'île d'Ouessant, sont arrivées de part et d'autre de l'île de Molène avec une incidence sud-est et nord-est. Ces houles se sont alors probablement « rencontrées » au niveau du site de la Chimère, orienté vers l'est (fig. 85).

Sur l'île de Molène, les fronts froids ne semblent pas jouer de rôle significatif dans les processus de submersion (tab. 31).

Dans le même archipel, l'île de Beniguet, où les enjeux humains sont inexistant, a été également inondée en 1989 et en 2008. La submersion a à chaque fois eu lieu sur la façade est de l'île alors que les conditions météo-marines étaient similaires. Une étude de cas présentera plus en détail les processus de submersion sur cette île dans le premier chapitre de la dernière partie.



Fig. 84. Localisation du bâtiment de la « Chimère », sur l'île de Molène.

Tab. 31. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Molène.

Date et heure UTC	Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	Passage du front froid
02/11/1967 03:30	260	11	973,2	non
10/03/2008 18:00	288	15	988	non

Tab. 32. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur la commune de Molène.

Date et heure UTC	Niveau d'eau prédit (m NGF)	H_{mo} (m)	T_{pic} (s)	Direction de la houle
02/11/1967 03:30	3,758	-	-	-
10/03/2008 18:00	3,498	10,03	16,7	276,8

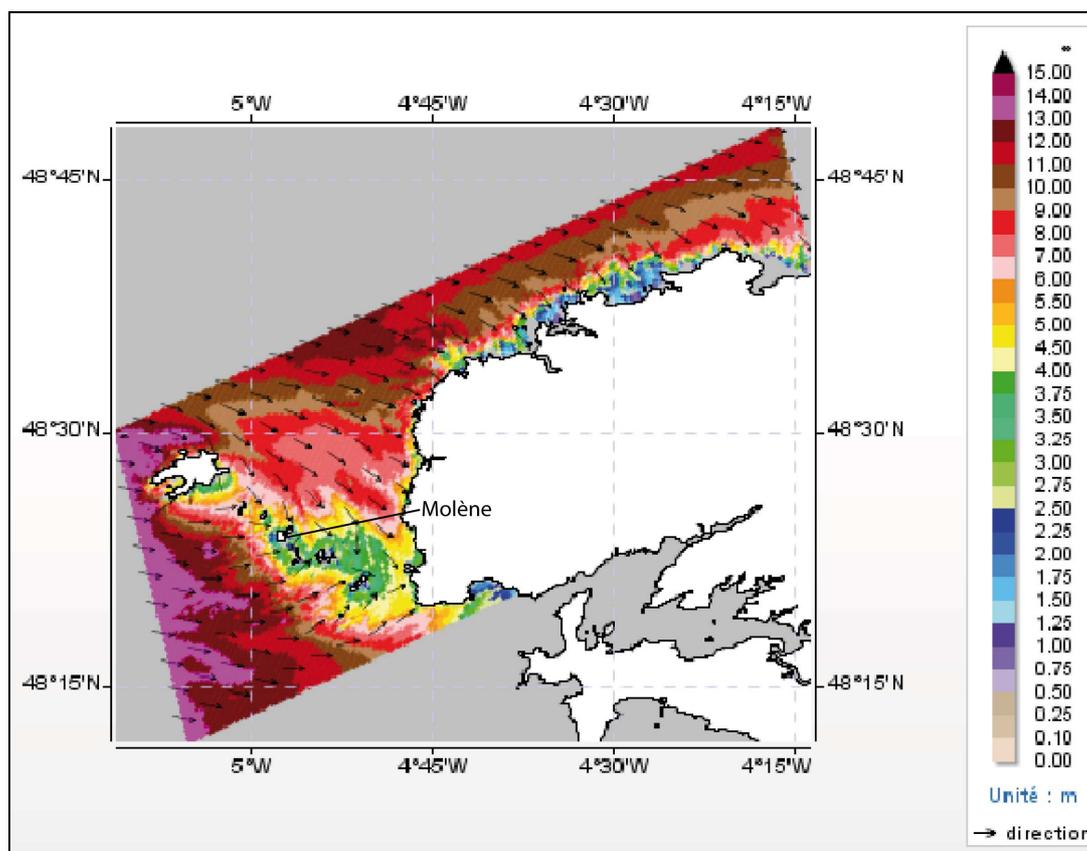


Fig. 85. Simulation des conditions d'agitation au niveau de la côte des Abers et de l'archipel de Molène, le 10 mars 2008 à 18h UTC (simulation obtenue avec le modèle SWAN Abers-Ouessant, source : Previmer).

1.2.3.5. Littoral du Relecq-Kerhuon : site de la Cantine

Le secteur de la Cantine, à Brest, est situé dans la rade de Brest et est orienté face au sud-sud-ouest. La route qui longe ce secteur littoral a été de nombreuses fois inondée suite à des phénomènes de franchissement (fig. 86). Le 9 février 1974, la route a par exemple été coupée à trois endroits entre la Cantine et les anciens abattoirs. Plus récemment, le parking a été inondé à plusieurs reprises, notamment le 10 mars 2008 (Fichaut et Suanez, 2008c). Bien qu'aucune habitation n'ait été inondée depuis 1960, nous avons choisi d'étudier ce site car sa position d'abri constitue un intérêt.

Sur ce front de mer, situé en fond de rade, la houle ne joue pas de rôle majeur. En revanche l'orientation du vent est déterminante (tab. 33). Dans ce secteur, le vent de secteur sud-ouest joue deux rôles : il augmente la surcote et génère une houle locale appelée mer du vent (Stéphan, 2006). Si le vent de sud-ouest souffle assez fort et assez longtemps, cette agitation générée sur une distance de plus de 13 km peut provoquer des phénomènes de franchissement au niveau du littoral de la Cantine, inondant la zone basse située en arrière du perré (fig. 86 et 87).

Depuis la création du polder d'Océanopolis en 1975-1976, le « champ de vent d'afflux » sur la plage de la Cantine s'est rétréci, comme en témoigne les directions de vents au moment des submersions de 1967, 1974 et 1984, passant d'ouest-sud-ouest à sud-sud-ouest (fig. 86 et tab. 33).

Sur ce site, le passage de fronts froids actifs dans l'heure précédant la submersion ne joue pas de rôle significatif.

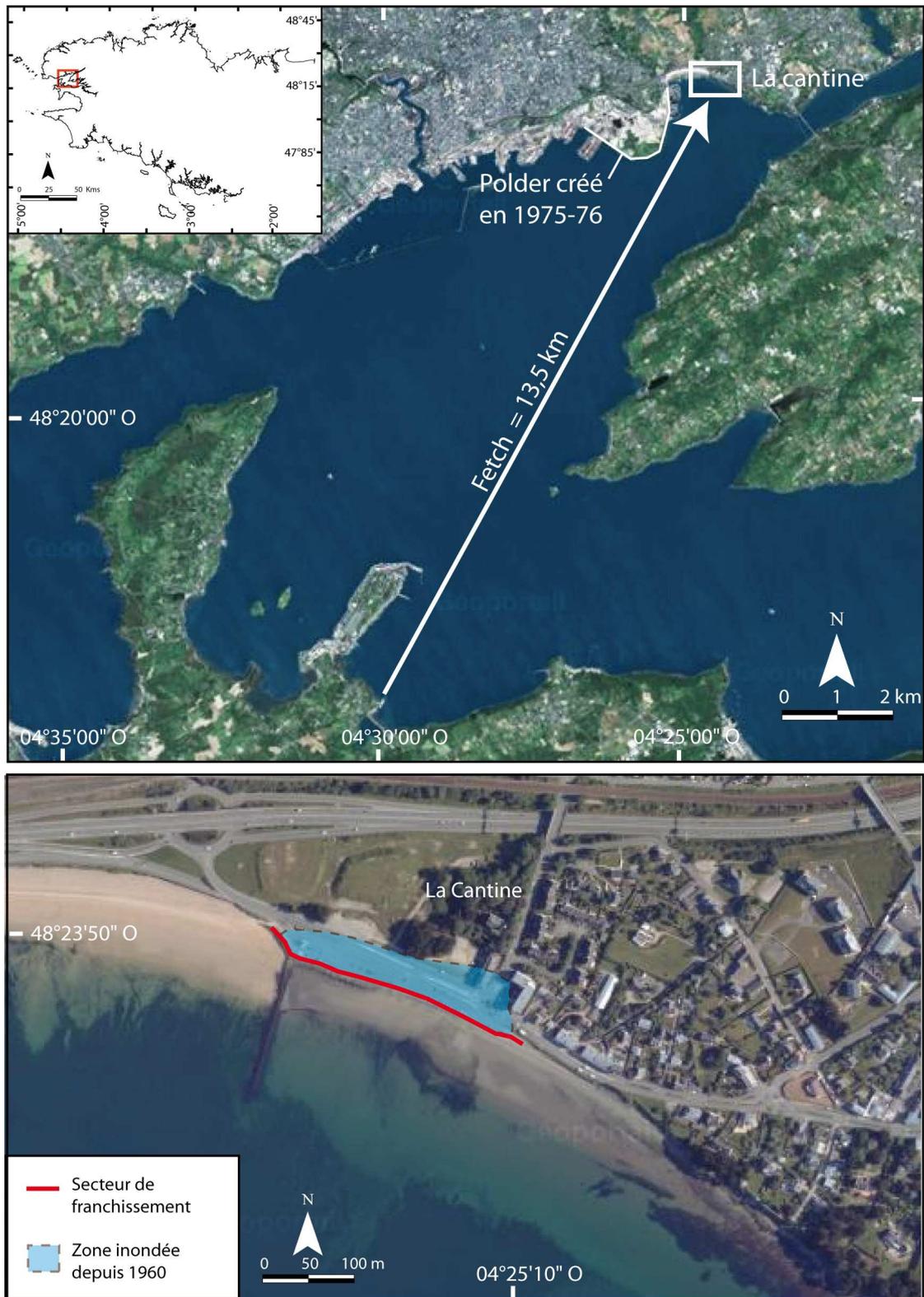


Fig. 86. Localisation du secteur inondé depuis 1960 au niveau du quartier de La Cantine, sur la commune du Relecq-Kerhuon.

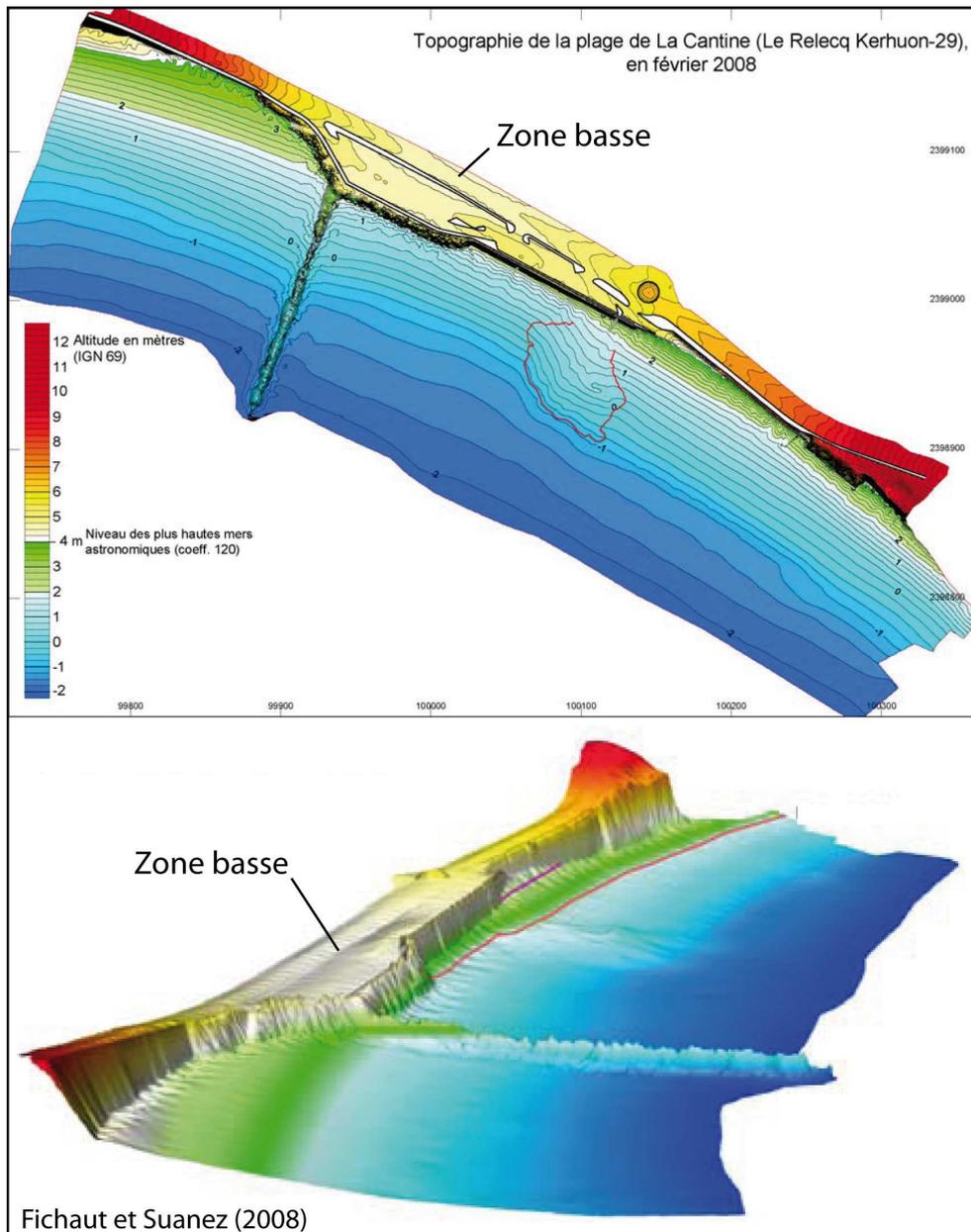


Fig. 87. Topographie de la plage de la Cantine et de la zone basse située en arrière, en 2008 (source : Fichaut et Suanez, 2008c).

Tab. 33. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune du Relecq-Kerhuon.

Date et heure UTC	Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	Passage du front froid
02/11/1967 03:30	260	11	973,2	non
09/02/1974 17:55	220	13	994 ,4	non
23/11/1984 16:15	200	17	977,1	oui

1.2.3.6. Commune de Concarneau

La commune de Concarneau a été inondée trois fois au cours de ces cinquante dernières années. En avril 1985 et mars 2008, ce sont des commerces de la ville close qui ont été envahies (30 cm d'eau en 1985, et près de 40 boutiques inondées en 2008). Le 27 octobre 2004, des phénomènes de franchissement ont généré une inondation au niveau du Boulevard Bougainville (fig. 88).

Sur le secteur de la ville close, en position d'abri vis-à-vis des houles dominantes, la surcote joue un rôle déterminant. Les vents qui favorisent l'accumulation de la masse d'eau au niveau de la ville close sont de secteur ouest-sud-ouest (tab. 34 et 35). Comme nous l'avons abordé dans le chapitre précédent, la surcote a eu un rôle très important à Concarneau le 10 mars 2008 car elle était en phase avec la pleine mer (fig. 61).

Deux cas d'inondation sur trois ont été générés dans l'heure précédant le passage d'un front froid actif (tab. 34). Cependant, nous ne disposons pas assez de données pour pouvoir affirmer le rôle des fronts froids sur ce secteur.

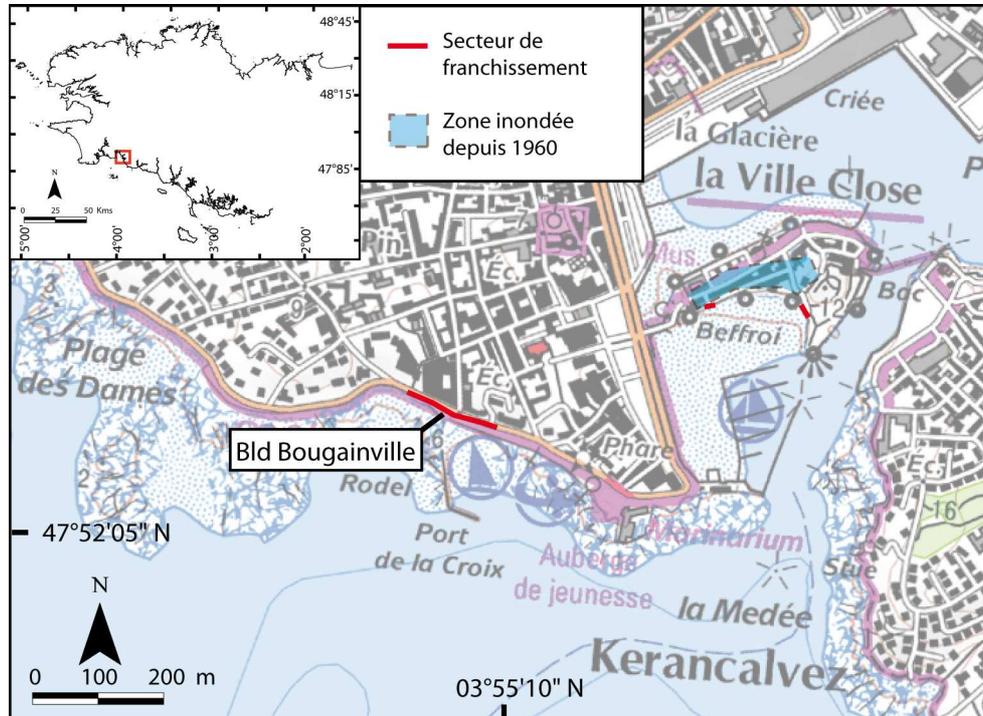


Fig. 88. Localisation des zones inondées depuis 1960 sur la commune de Concarneau.

Tab. 34. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Concarneau.

Date et heure UTC	Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	Passage du front froid
07/04/1985 17:00	240	15	991,8	non
27/10/2004 15:00	190	17	981	oui
10/03/2008 05:10	270	20,5	976,6	oui

Tab. 35. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur la commune de Concarneau.

Date et heure UTC	Niveau d'eau prédit (m NGF)	H _{mo} (m)	T _{pic} (s)	Direction de la houle
07/04/1985 17:00	2,776	6,44	12,5	231
27/10/2004 15:00	2,526	-	-	-
10/03/2008 05:10	2,806	6,4	12	267

1.3. Synthèse des résultats à l'échelle régionale

Afin de compléter cette analyse réalisée à l'échelle locale, il nous semblait nécessaire de synthétiser les résultats obtenus sur chaque site, afin de discerner d'éventuels points ou traits communs à l'échelle régionale. Après une analyse globale des conditions météo-marines enregistrées lors des submersions passées et une étude de l'évolution du nombre de submersions sur les sites étudiés depuis 1960, nous consacrerons un point aux submersions par rupture de cordon ou d'ouvrage. Enfin, les résultats concernant le rôle des fronts froids lors des inondations par la mer seront présentés.

1.3.1. Analyse des conditions météo-marines et évolution du nombre de submersions pour les quinze sites retenus depuis 1960

Depuis 1960 en Bretagne, Plus de 95,5 % des inondations par la mer ont été générées par la combinaison d'une marée de vive-eau, d'une surcote barométrique et anémométrique et d'une forte agitation marine. Ce constat montre qu'il est nécessaire de considérer tous ces paramètres à la fois, afin de mieux comprendre et de prévoir les processus de submersion sur le littoral breton.

L'analyse des conditions météorologiques montre que les pressions atmosphériques enregistrées au moment des submersions étaient en moyenne de 985,7 hPa et étaient à chaque fois inférieures à 1010 hPa. Autrement dit, lors de chaque submersion depuis 1960, une surcote barométrique a été enregistrée. Durant les inondations, les vents ont soufflé en moyenne à 16,3 m/s. Les valeurs minimales et maximales enregistrées sont respectivement de 5 et 30 m/s. L'analyse de l'orientation du vent au moment des submersions a également permis de mettre en évidence le rôle quasi-systématique (97 %) des vents d'afflux dans les processus de franchissement.

Durant les épisodes pour lesquels des données de houle au large sont disponibles, la hauteur de la houle au large (H_{mo}) a été à chaque fois supérieure à 3,4 mètres. En moyenne, la hauteur de la houle au large au moment des inondations a été de 6,84 mètres pour un maximum de 11,22 mètres. La période de la houle au large (T_{pic}), qui conditionne la puissance de la houle, a été à chaque fois supérieure à 9 secondes lors des submersions, pour une moyenne de 13,5 secondes et un maximum de 17,8 secondes. Ce constat souligne l'importance du rôle joué par l'agitation dans les processus d'inondation par la mer et plus précisément dans les processus de franchissement et de formation de brèche, à travers les phénomènes de *wave setup* et de *runup*. Lors des submersions sur la côte méridionale de la Bretagne, la houle au large provenait à chaque fois du secteur sud-ouest. Au moment des inondations le long de la côte septentrionale, les houles étaient le plus souvent de secteur nord-ouest, très rarement de secteur nord-nord-est. Certains sites comme l'île de Sein, l'île de Molène et la commune de Penmarc'h, ont été inondés par l'action de houles de secteur nord-ouest à sud-ouest. Ceci s'explique par leur situation avancée vers l'océan Atlantique, par rapport au reste du continent.

Au regard de l'évolution du nombre de submersions depuis 1960 sur les 15 sites étudiés dans ce chapitre, aucun schéma global d'évolution n'est identifiable en Bretagne (fig. 89). Chaque site semble « fonctionner » indépendamment des autres et l'évolution du nombre de submersions à l'échelle locale ne correspond pas à l'alternance de cycles morphogènes et non morphogènes observés par certains auteurs dans la région (Hallégouët et Hénaff, 2006 ; Fichaut et Suanez, 2008 ; Stéphan, 2008 ; Suanez, 2009 ; Suanez et Stéphan, à paraître). L'évolution des submersions sur ces sites semble davantage être influencée par les aménagements (fig. 89). La construction d'ouvrages de protection longitudinaux a par exemple favorisé l'augmentation de phénomènes de franchissement sur certains sites comme l'île Tudy, Saint-Malo, Les Rosaires (entre 1960 et 2001) Larmor Plage, Gâvres et Brignogan. Comme nous l'avons vu précédemment, la construction des ouvrages longitudinaux sur ces sites a entraîné un démaigrissement du haut de plage et a donc généré un déplacement du point de déferlement des houles durant les pleines mers, favorisant les phénomènes de franchissement. Sur d'autres sites, certains aménagements ont entraîné une baisse ou ont stoppé les phénomènes de submersion : à Treffiagat, aucune submersion n'a été recensée depuis le renforcement des cordons littoraux dans les années 1990. Sur la plage des Rosaires, la construction d'une chaussée de rétention d'eau et l'augmentation de la cote d'arase du perré ont semble-t-il empêché l'apparition de phénomènes de franchissement depuis 2001. A l'île Tudy, aucun cas d'inondation n'a été observé depuis la déviation du réseau sous-terrain d'évacuation des eaux en 2009.

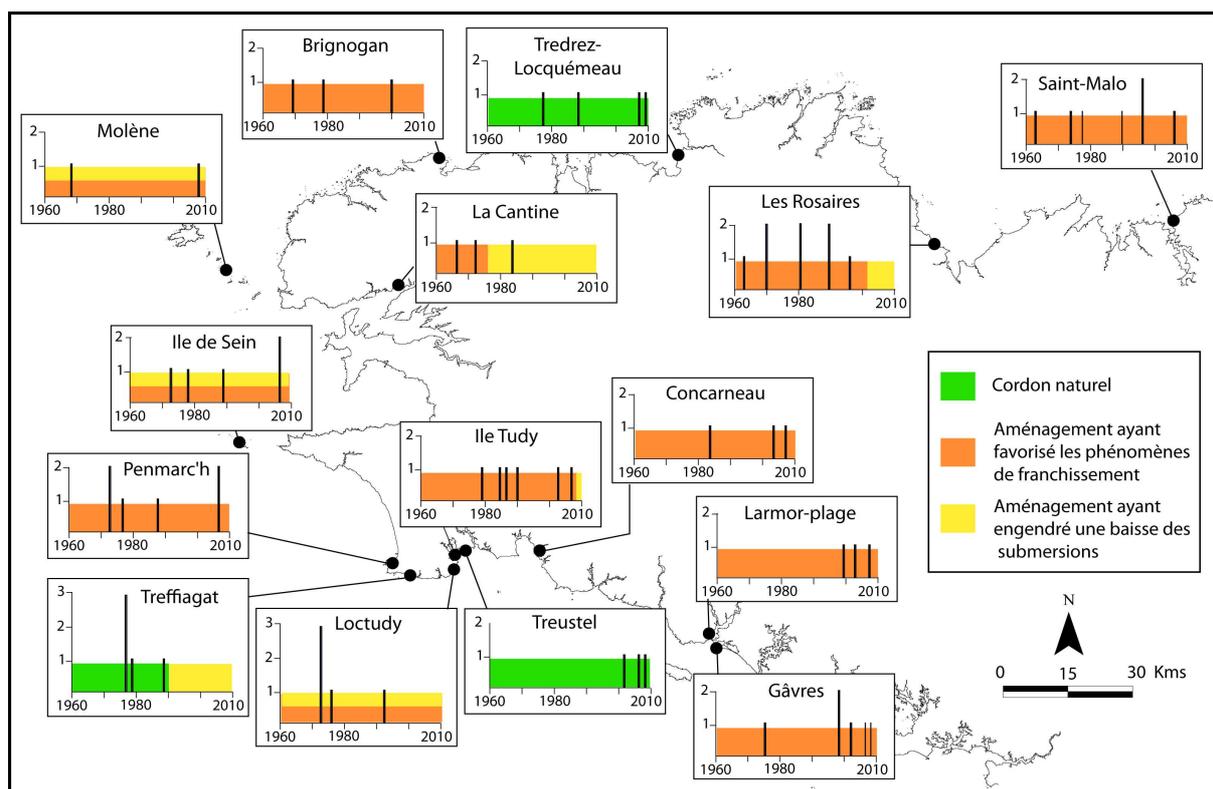


Fig. 89. Nombre de submersions par année sur les 15 sites étudiés à l'échelle locale et influence des aménagements.

Depuis 1960, les inondations par la mer ont été principalement produites par des phénomènes de franchissement. Néanmoins, il apparaît que les submersions ayant engendré le plus de dégâts ont été générées par l'ouverture de brèches dans un cordon ou un ouvrage. Nous avons donc choisi de consacrer un point à ce processus afin notamment d'analyser les conditions météo-marines enregistrées lors des épisodes d'ouverture de brèches.

1.3.2. De la submersion à la rupture : localisation et analyse des conditions d'agitation marine

1.3.2.1. Constats d'ouverture de brèche

Depuis 1960, 18 cas d'inondation par rupture de cordons littoraux ou d'ouvrages de protection ont été recensés en Bretagne (tab. 3). Il apparaît que plusieurs brèches ont été ouvertes plusieurs fois aux mêmes endroits. Partant de ce constat, nous avons choisi de définir comme « points faibles » tous les secteurs littoraux qui ont été

rompus au moins deux fois depuis 1960. Au total, cinq points faibles ont été identifiés en Bretagne :

- La brèche du Treustel sur la commune de Combrit

A Treustel, le cordon a été ouvert trois fois au même endroit depuis 1960 (tab. 25, photo 11, 12 et 13), inondant - sans gravité - la zone basse située en arrière. Les trois inondations recensées ont été générées uniquement depuis 2004.



Photo 11. Vues aériennes prises avant (mars 2005) et après (2009) les ouvertures successives de la brèche de Treustel en mars 2008 et en février 2009.



Photo 12. La brèche du Teven ouverte le 10 mars 2008.



Photo 13. La brèche du Teven ré-ouverte le 13 février 2009 (cliché Alain Hénaff).

- Gâvres

Sur la presqu'île de Gâvres, la partie sommitale de la digue de la Grande Plage a rompu deux fois depuis 1960 : le 7 février 2001 et le 10 mars 2008 (photo 14). La brèche s'est à chaque fois ouverte au niveau du Boulevard de l'océan, devant le terrain de football. Comme sur le secteur du Teven, les inondations par rupture de l'ouvrage ont eu lieu principalement depuis 2001.



Photo 14. Submersion et ouverture de la brèche au niveau de la digue de la Grande Plage à Gâvres le 10 mars 2008 (source : Ouest France).

- Treffiagat (Kersaux, Reun, Squvidan)

Entre 1978 et 1989, le cordon dunaire a été de nombreuses fois ouvert au niveau des lieux dits du Reun, de Kersaux et de Squvidan (fig. 78). A l'inverse des sites du Teven et de Gâvres, ces « points faibles » n'ont pas rompu depuis trente ans.

- Tredrez-Locquémeau

Le cordon de galet de Pors an Ero Vili a été totalement arasé le 10 mars 2008. Ce type de réponse morphologique correspond au stade de « *barrier dislocation* » défini par Orford *et al.* (1991) (photo 15). Ce cordon n'a rompu qu'une seule fois sur

la période étudiée. Néanmoins, nous avons choisi de retenir ce site au regard de l'ampleur du phénomène.

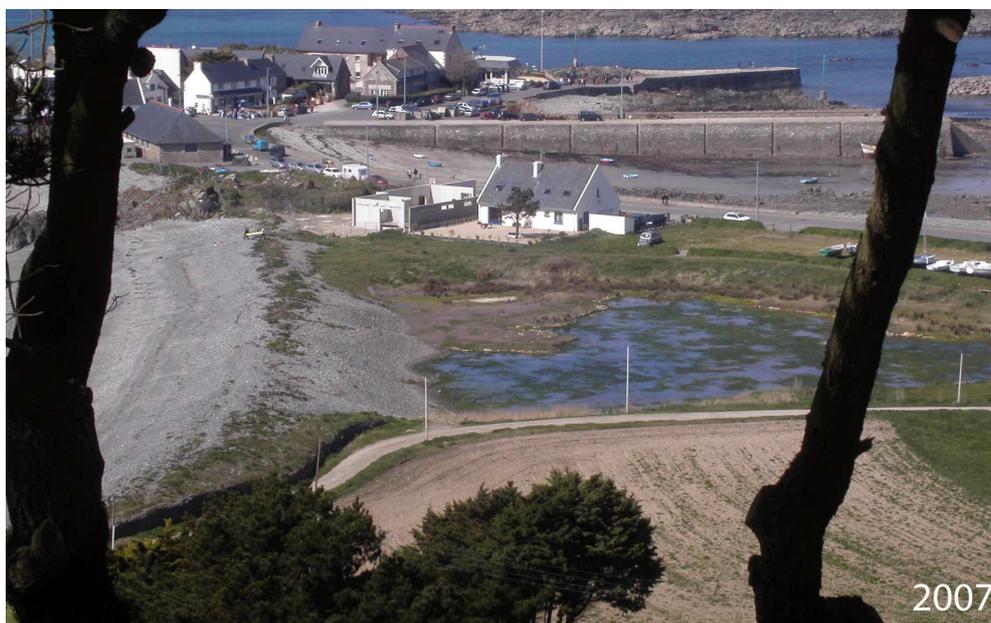


Photo 15. Clichés pris avant et après la rupture du cordon de Pors an Ero Vili le 10 mars 2008 à Tredrez-Locquémeau (Clichés : Joël Le Jeune).

1.3.2.2. Analyse des conditions météo-marines au moment des ruptures de cordon littoraux ou des ouvrages de protection

Lors de chaque rupture de cordon littoral ou d'ouvrage de protection, les niveaux marins (sans agitation) ont été importants, au regard des conditions marégraphiques,

anémométriques et barométriques enregistrées. Néanmoins la houle s'est avéré être le paramètre déterminant. L'analyse des conditions d'agitation marine au moment des submersions montre que toutes les ruptures de cordon ont eu lieu alors que la mer était très agitée (tab. 36). En outre, l'analyse des moyennes de la hauteur de la houle au large (H_{mo}) pendant les 24 h, 48 h et 72 h précédant la rupture montre que toutes les ruptures de cordons ont eu lieu suite à une période de forte agitation marine. Autrement dit, une forte agitation marine pendant plusieurs jours favorise l'ouverture de brèches dans ces cordons littoraux. De fortes conditions d'agitation marine pendant plusieurs jours peuvent contribuer à un amaigrissement et un abaissement du haut de plage, augmentant la vulnérabilité des cordons littoraux. En effet, comme l'ont indiqué Hesp (1988, 2002) et Psuty (1988), le jet de rive atteint et attaque plus facilement le pied de dune quand ce dernier se situe plus bas en altitude.

Tab. 36. Conditions d'agitation marine calculées au moment des ruptures d'ouvrage et moyenne de H_{mo} les 24 h, 48h et 72h précédant la rupture.

Sites	Dates	Conditions d'agitations marines au moment de la rupture de l'ouvrage			Moyenne de H_{mo} avant la rupture de l'ouvrage		
		H_{mo}	T_{pic}	Direction	24h avant	48h avant	72h avant
Beniguet	16/12/1989	16,42	19,59	225	11,48	8,50	8,44
Treguennec	16/12/1989	10,9	17,8	227	8,27	6,77	6,73
Treffiatgat	16/12/1989	10,9	17,8	227	8,27	6,77	6,73
Sein	16/12/1989	10,9	17,8	227	8,27	6,77	6,73
Gâvres	07/02/2001	3,49	16,8	239	4,21	4,42	4,49
Teven	27/10/2004	5	9	200	2,39	2,40	2,80
Teven	10/03/2008	6,4	12	267	4,26	3,88	3,58
Gavres	10/03/2008	4,42	10	236	2,53	2,2	1,91
Vorlenn	10/03/2008	10,2	16	291	5,94	4,57	4,01

Comme l'ont montré de nombreux auteurs, la bathymétrie de l'avant côte semble jouer un rôle dans la localisation des brèches (Demarest and Leatherman, 1985 ; Kraft *et al.*, 1987 ; Pilkey *et al.*, 1993 ; Riggs *et al.*, 1995 ; Schwab *et al.*, 2000 ;

McNinch, 2004 ; Browder and McNinch, 2006 ; Schupp *et al.*, 2006 ; Stockdon *et al.*, 2007). Ce point n'a toutefois pas été étudié dans le cadre de cette étude.

1.3.3. Rôle des fronts froids actifs lors des processus de submersion

Depuis 1960 en Bretagne, 35,7 % des submersions ont été précédées dans l'heure par le passage d'un front froid actif. C'est deux fois moins que sur le littoral normando-picard, où de récentes études ont montré que 70 % des inondations par la mer s'effectuaient juste après le passage d'un front froid météorologique actif au moment de la pleine mer (Costa *et al.*, 2004 ; Pirazzoli *et al.*, 2006 ; Caspar *et al.*, 2007). En Bretagne, le passage d'un front froid actif ne semble pas jouer de rôle ni à l'échelle de la région, ni à l'échelle des façades maritimes. Ceci s'explique par la morphologie découpée de la région. Néanmoins à l'échelle locale, et notamment sur certains sites comme Gâvres, Larmor-Plage, l'Île Tudy, et dans une moindre mesure Tredrez-Locquémeau et Concarneau, le passage d'un front froid actif semble jouer un rôle dans les processus de submersion.

Sur la commune de Gâvres et de Tredrez-Locquémeau, deux situations illustrent bien ce phénomène. Le 10 janvier 2001 à Gâvres, le passage d'un front froid actif était en phase avec la pleine mer de 3:47 UTC. La pression atmosphérique était alors au plus bas : 990 hPa, soit une surcote barométrique de 23 cm (fig. 90A). En l'espace d'une heure, les vents ont tourné brusquement du secteur est au secteur sud (fig. 90A). Les vents qui soufflaient de la terre vers la mer avant le passage du front froid, ont rapidement soufflé de la mer vers la terre et généré une accumulation d'eau à la côte au niveau de la Grande Plage à Gâvres, provoquant l'inondation (fig. 90A). Notons que le changement de la direction du vent de l'est vers le sud, est dépendant de la trajectoire du système dépressionnaire. A Gâvres, cette situation a généralement lieu lorsque le système dépressionnaire approche la côte sud de la Bretagne en suivant une trajectoire nord-sud.

Le 26 février 1990 à Tredrez-Locquémeau, un front froid est passé juste avant la pleine mer de 6:00 UTC. Avant le passage du front froid, les vents étaient de secteur sud-ouest et la distance n'était alors pas assez importante pour que le vent puisse agir sur la surcote. Lors du passage front froid, le vent a progressivement tourné au secteur ouest (fig. 90B). La distance est alors devenue plus importante et les vents ont pu générer une accumulation d'eau à la côte. Notons que la pression

atmosphérique était au plus bas lors du passage du front froid (fig. 90B). La surcote barométrique a donc été maximale au moment de la pleine mer (994 hPa soit 19 cm).

En Bretagne, le rôle des fronts froids dans les processus de submersions s'avère donc assez faible pour deux raisons. Premièrement le rôle des fronts froids actifs est dépendant de la morphologie découpée de la côte. Deuxièmement, il est également dépendant du positionnement et de la trajectoire suivie par les systèmes dépressionnaires.

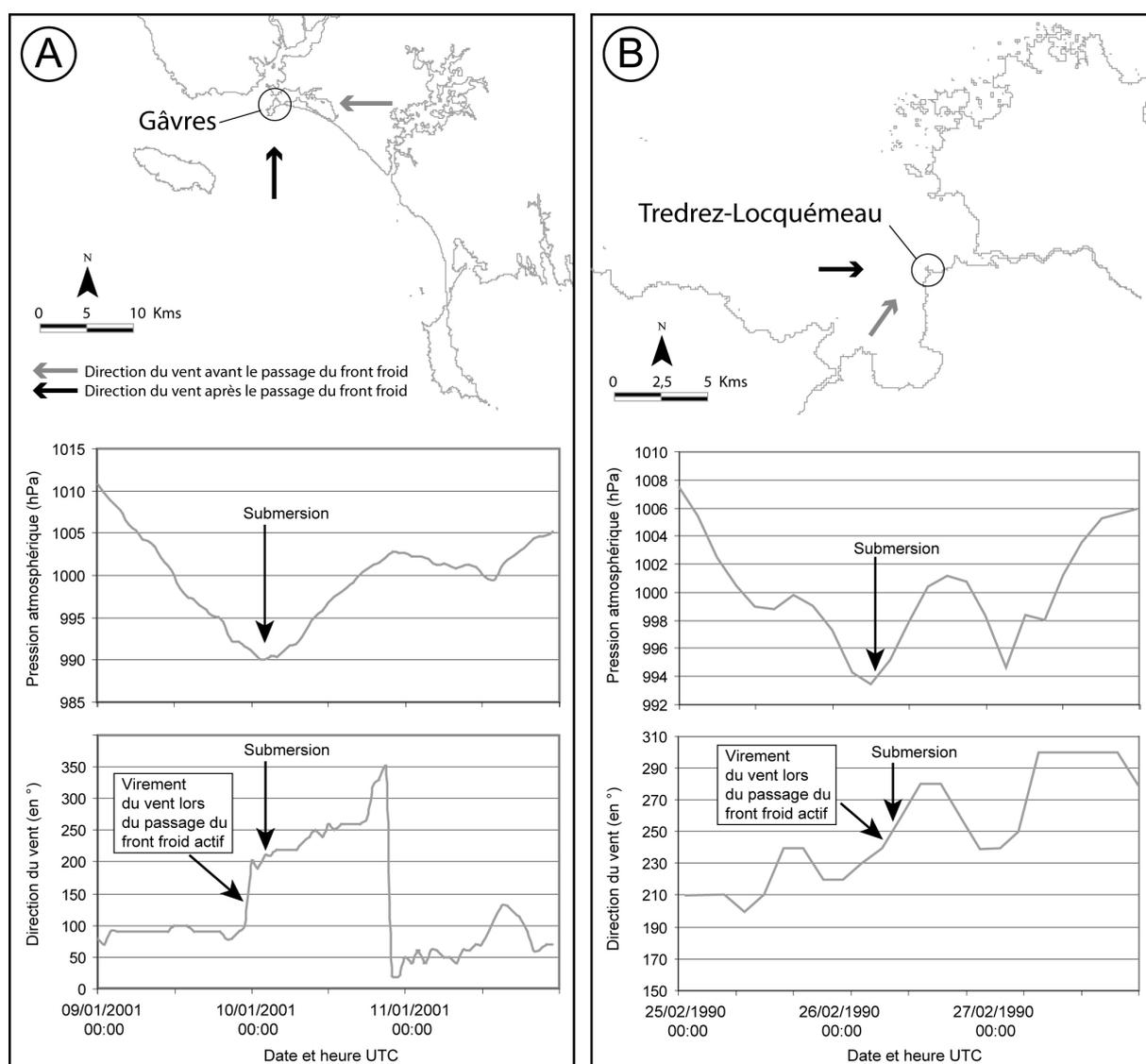


Fig. 90. Evolution de la pression atmosphérique et de la direction du vent lors du passage d'un front froid actif. A : L'exemple du 10 janvier 2001 à Gâvres. B : L'exemple du 26 février 1990 à Tredrez-Locquémeau.

Conclusion partielle

Dans ce chapitre, les conditions météo-marines locales enregistrées au moment de submersions passées ont été analysées sur quinze sites. Ce travail a permis de définir les conditions « propices » aux submersions sur quinze sites aux caractéristiques différentes. Les résultats montrent que la quasi-totalité des submersions ont été générées par la combinaison d'une marée de vive-eau, d'une surcote générée par une faible pression atmosphérique et l'action de vents d'afflux, et d'une forte houle. En analysant ces conditions météo-marines, il est alors intéressant de mettre en évidence des constantes ou des conditions proches et ainsi d'obtenir des éléments utiles à la prévision du risque pour un site. Néanmoins, définir des conditions minimales reste une tâche difficile car les processus interagissent entre eux. En Bretagne où les orientations des sites sont très diverses, le passage de fronts froids actifs ne semble pas avoir joué de rôle net à une échelle régionale, mais est intervenu dans les processus de submersion sur certains sites comme la presqu'île de Gâvres ou Tredrez-Locquémeau. Enfin, l'agitation marine joue un rôle systématique et déterminant dans les processus de franchissement et d'ouverture de brèches, surtout lorsque ce paramètre est renforcé par l'action de vents d'afflux qui « poussent » le jet de rive vers la terre.

Une des limites de cette étude concerne la disponibilité des données météorologiques et hydrodynamiques. Lors de l'analyse des événements antérieurs à 1980, seules les données de quelques stations météorologiques (Lanveoc, Brest et Penmarc'h etc.) étaient disponibles. Les conditions météorologiques observées pour les secteurs inondés et celles enregistrées dans la station météorologique la plus proche ont pu être différentes. Ce biais est donc à prendre en considération lors de l'analyse des résultats. Ce problème est également valable concernant les données d'agitation marine. Enfin, les mesures de marées observées sont manquantes et n'ont pas pu être exploitées dans cette étude, afin d'étudier en détail les phénomènes de surcotes. Ces processus seront analysés dans les deux chapitres suivants.

Concernant les cartes présentées dans ce chapitre, les zones qui ont été inondées ont été difficiles à délimiter car il n'existe pas de cartographie précise de ces zones, excepté celle du 10 mars 2008, réalisée lors de ce travail de thèse. En outre, aucun référentiel topographique précis (de type LIDAR) n'est disponible sur

ces zones. Une topographie fine de ces zones aurait permis de localiser précisément les zones basses des sites étudiés, comme sur le site de la Cantine (Relecq-Kerhuon).

Au delà des conditions atmosphériques et hydrodynamiques, le budget sédimentaire des plages, et à travers lui la morphologie du haut des plages et des cordons littoraux, contrôle également la capacité de l'eau à atteindre et franchir les cordons (Orford, 1977 ; Paskoff, 1985 ; Carter, 1988 ; Carter et Orford, 1993 ; Costa, 1997 ; Sabatier *et al.*, 2009). Généralement durant la période hivernale, des conditions d'agitation fréquentes peuvent générer une morphologie de « pré-tempête » marquée par un abaissement du profil de haut de plage, ce qui renforce alors l'impact morphogénique d'une tempête et donc le risque de submersion. Cet aspect n'a pas été abordé dans ce travail de thèse mais à fait l'objet d'une étude sur la plage du Vougot à Guissény (Suanez et Cariolet, 2010).

Après avoir analysé les conditions météo-marines qui sont intervenues lors des épisodes de submersion passés, la genèse des niveaux d'eau extrêmes a été étudiée. Le prochain chapitre porte plus particulièrement sur le rôle de l'agitation marine dans l'élévation du niveau d'eau à la côte, à travers le *runup*. Nous avons choisi d'étudier ce phénomène car il a été assez peu étudié en milieu macrotidal et mégatidal.

Chapitre 2. Etude des niveaux d'eau à la côte : analyse des processus de *runup* sur deux plages macrotidales

Parmi les processus qui génèrent des niveaux d'eau extrêmes à la côte (marée, surcote), le *runup* est celui qui reste le plus complexe. Ce phénomène a été particulièrement peu étudié sur les littoraux macrotidaux et mégatidaux et joue pourtant un rôle très important dans les processus de submersion par franchissement. Rappelons que plus de 75 % des submersions en Bretagne depuis 1960 ont été générées par des phénomènes de franchissement.

Comme nous l'avons indiqué en première partie, depuis quelques années, de nombreuses études portant sur l'estimation des niveaux d'eau extrêmes en milieu macrotidal, intègrent les effets du *runup* (Suanez et Stéphan, 2006 ; Fichaut et Suanez, 2008 ; Stephan, 2008 ; Sabatier *et al.*, 2009 ; Suanez *et al.*, 2009 ; Suanez et Cariolet, 2010 ; Stéphan *et al.*, 2010). Mais, faute de mesures *in situ*, ce paramètre est estimé à partir de formules adaptées aux littoraux micotidaux et mesotidaux.

Comme nous l'avons vu dans la partie I, la pente de la plage est l'élément morphologique qui rentre en compte dans le calcul du *runup* (Komar, 1998). Sur une plage naturelle, la signification du terme « pente de plage » présente néanmoins une première difficulté (Holman et Sallenger, 1985 ; Nielsen et Hanslow, 1991 ; Stockdon *et al.*, 2006). Sur les plages de type concave et sur les plages à barres sableuses, il est en effet difficile de définir une seule pente pour toute la plage (Stockdon *et al.*, 2006). Certains auteurs ont suggéré que la pente de la zone de surf, mesurée entre le point où la profondeur d'eau est égale à la hauteur des vagues et la limite du jet de rive, était la variable morphologique la plus appropriée pour estimer le *runup* (Holman et Sallenger, 1985 ; Nielsen et Hanslow, 1991) (fig. 91). Cependant l'utilisation d'un tel paramètre reste difficile à mettre en œuvre car la dynamique des vagues déferlantes n'est pas encore totalement connue, plus particulièrement sur les sites où la morphologie des fonds marins est complexe (Nielsen et Hanslow, 1991) et d'autant plus en milieu macrotidal et mégatidal. La plupart des auteurs préconisent alors d'utiliser la pente de la zone intertidale (*foreshore*) (Nielsen et Hanslow, 1991 ; Stockdon *et al.*, 2006 ; Nielsen, 2009).

En revanche il est difficile de suivre cette approche en milieu macrotidal et mégatidal où la pente de la zone intertidale est souvent très étendue et rarement

homogène. La plupart des plages macrotidales et mégatidales sont caractérisées par un profil concave composé de trois segments : un haut de plage relativement pentu, une zone de mi-marée constituée d'une pente plus faible et un bas d'estran relativement plat. La présence de barres et de sillons multiples sur certaines plages macrotidales peut également être source d'une variabilité très marquée de la pente (Anthony *et al.*, 2004 ; Sedrati et Anthony, 2007).

En milieu macrotidal, considérer la pente comme étant une moyenne rapportée à l'ensemble du profil de la zone intertidale équivaut donc souvent à minorer la pente du haut de plage et parfois la pente de mi-plage (fig. 91). Du fait du caractère concave des profils de plage en milieu macrotidal et mégatidal, les niveaux maximum estimés peuvent donc être grandement modifiés. L'objectif principal de ce travail consiste alors à définir la valeur de pente qu'il est préférable de retenir dans l'utilisation des équations en milieu macrotidal (Cariolet, 2011). Un autre objectif est d'étudier la relation entre le *runup* et les différentes variables morphodynamiques afin de mieux caractériser ce phénomène en milieu macrotidal et donc de proposer des équations adaptées aux sites étudiés.

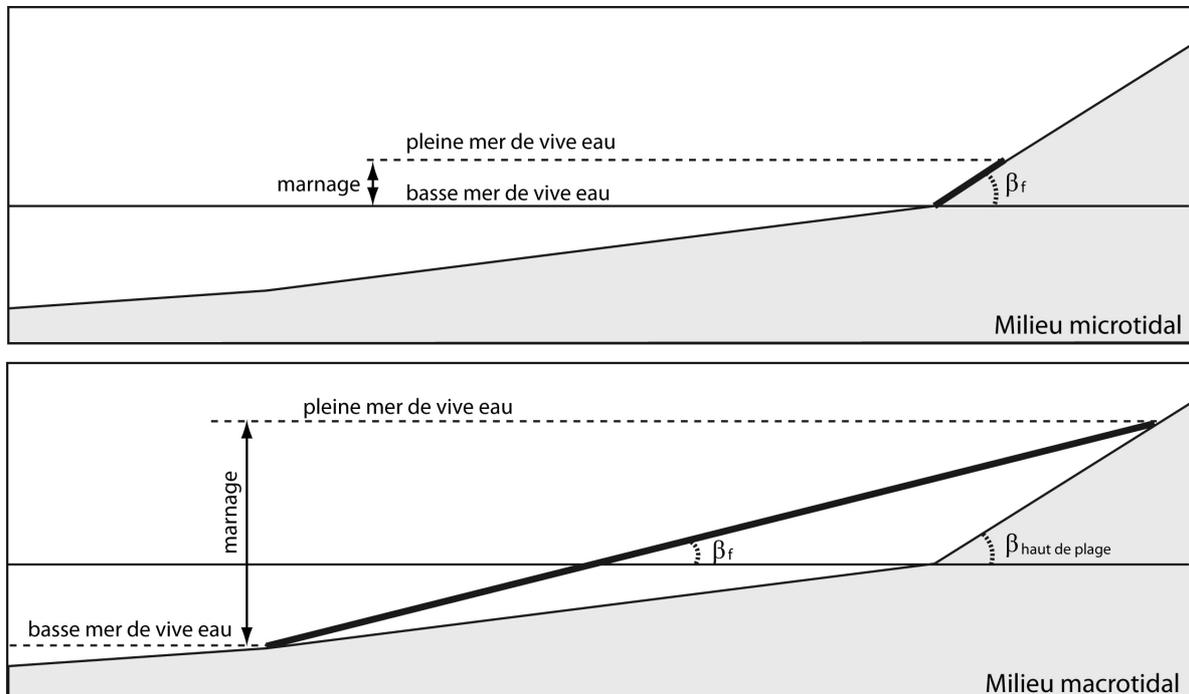


Fig. 91. Représentation schématique des différentes pentes présentes sur une plage selon le régime marégraphique. En milieu microtidal, la pente de la zone intertidale (β_f) se calcule sur une petite distance contrairement au domaine macrotidal (inspiré de Nielsen et Hanslow, 1991).

Afin de répondre à ces objectifs, il semblait nécessaire de valider ces approches théoriques en milieu macrotidal à partir de mesures *in situ* de pentes de plage et de valeurs de *runup*. Les mesures de pente de plage sont classiquement effectuées le long de profils de plage grâce à un tachéomètre laser ou à un GPS différentiel. Les mesures de *runup*, quant à elles, sont généralement effectuées à partir d'une méthode fondée sur l'utilisation de l'imagerie vidéo. En 1985, R.A. Holman et A.H. Sallenger ont utilisé une caméra super 8 afin d'observer les fluctuations du *runup* le long d'un profil sur la plage de Duck en Caroline du Nord (Etats-Unis). P. Ruggiero *et al.*, en 2001, ont employé les techniques vidéo mises en oeuvre par R.A. Holman et R.T. Guza (1984) et K.T. Holland *et al.* (1997). La marge d'erreur inhérente à l'utilisation de cette technique est comprise entre 2 et 15 cm pour l'altitude (Stockdon *et al.*, 2006 ; Salmon *et al.*, 2007).

Pour cette étude, nous avons réalisé les mesures de pente à l'aide de la méthode classique de levés de profils de plage au DGPS. Pour la mesure du *runup*, nous avons élaboré une méthode qui repose sur le constat suivant. De nombreux auteurs s'accordent pour souligner que l'altitude des lisses de mer correspond au niveau maximal atteint par le jet de rive, théoriquement lors d'une pleine mer et représente donc un très bon indicateur du *runup* (Fletcher *et al.*, 1995 ; Bush *et al.*, 2001 ; FEMA, 2006 ; Moore *et al.*, 2006). On peut exprimer ce phénomène à travers la relation suivante :

$$\text{Altitude}_{\text{laisse de mer}} = \text{Altitude}_{\text{marée haute observée}} + R_{\text{max}} \quad (19)$$

où :

R_{max} correspond au *Runup* maximal atteint à un endroit de la plage.

En partant de ce postulat, il est possible de calculer l'amplitude du *runup* en levant au DGPS l'altitude des lisses de mer déposées au moment de la pleine mer précédente. La différence entre l'altitude de la lisse de mer et l'altitude de la marée observée permet d'obtenir la valeur de *runup* maximale observée. Dans le cadre de ce travail, une méthode basée sur le levé altitudinal des lisses de mer a été élaborée puis testée sur deux plages du Finistère.

Une première étude a été menée sur la plage de Porsmilin (Finistère) et a fait l'objet d'une publication (Cariolet, 2011). Suite à ce travail, une seconde étude a été réalisée sur la plage du Vougot à Guissény (Finistère nord). Sur ce dernier site, la méthode a été affinée par rapport à celle mise en oeuvre sur la plage de Porsmillin.

Avant de répondre aux objectifs fixés, il semblait nécessaire de présenter les caractéristiques morphodynamiques des deux sites étudiés. Après cette présentation, la méthode mise en place pour cette étude a été exposée en trois points : levés des pentes de plage, levés des laisses de mer et acquisition des données hydrodynamiques pour la déduction et le calcul du *runup*. Les résultats ont ensuite été présentés selon trois aspects : variation des pentes de plages observées au cours de l'étude, comparaison entre les valeurs de *runup* déduites du terrain et les valeurs calculées à partir des équations, et caractéristiques du *runup* sur les deux plages étudiées. Enfin, les résultats de ce travail ont été discutés.

2.1. Caractéristiques morphodynamiques des sites d'études

2.1.1. Plage de Porsmillin

Située dans l'anse de Bertheaume (Finistère), la plage de Porsmilin est une plage de fond d'anse orientée vers le sud (fig. 92). L'estran est constitué de sables moyens (médiane = 320 μm) et découvre sur plus de 200 m lors des marées de vives-eaux (Dehouck, 2006). Théoriquement, le marnage peut atteindre 7,2 m sur cette plage. La représentation en trois dimensions de la plage de Porsmilin (fig. 93) nous montre que la plage est relativement homogène. On considère donc que les variations topographiques observées le long d'un profil de plage (fig. 93) sont extrapolables à l'ensemble de la plage.

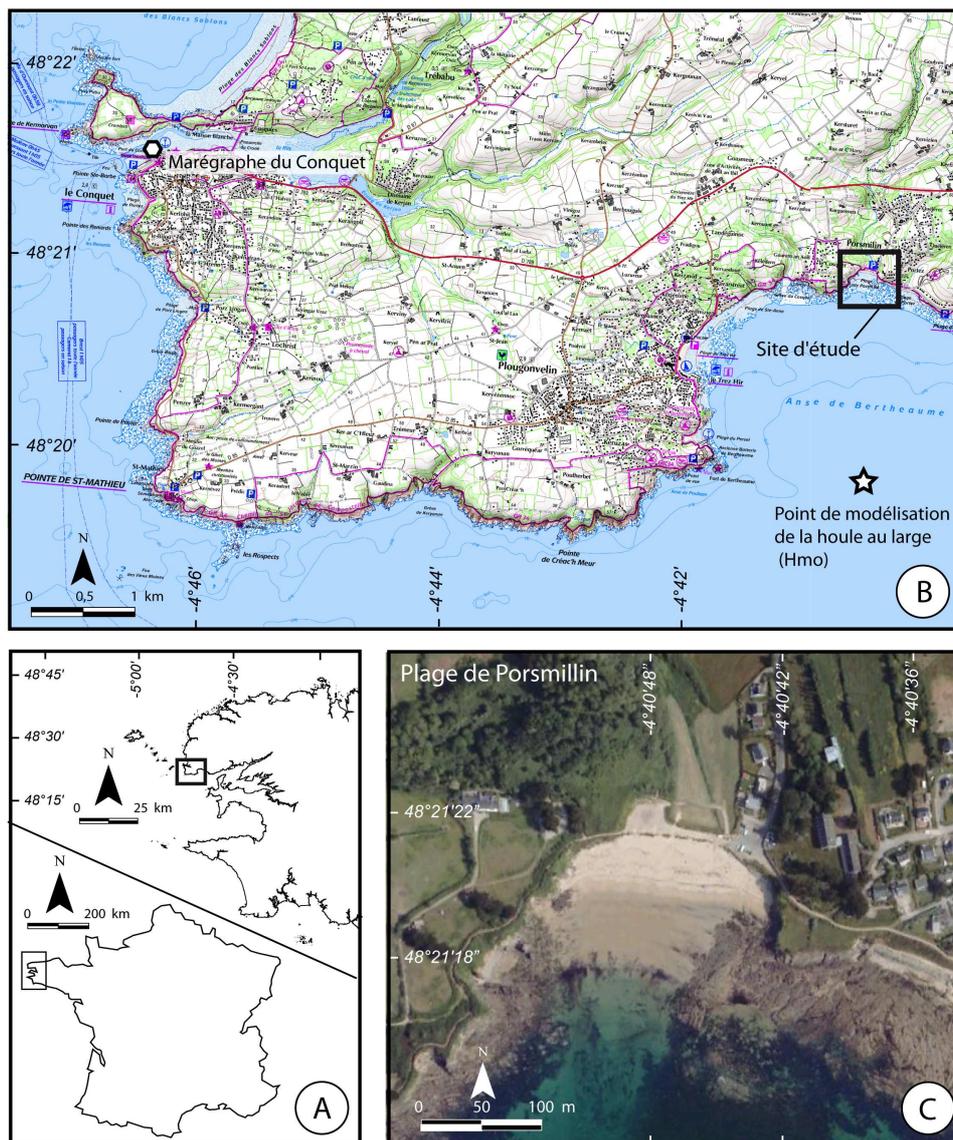


Fig. 92. Localisation du site d'étude (A), du marégraphe du Conquet et du point où les données de houle au large (H_{mo} et T_{pic}) ont été simulées (B) et vue aérienne de la plage de Porsmillin (C) (IGN, 2000).

La dynamique morphologique de la plage de Porsmillin a été analysée par A. Dehouck (2006). Son étude repose sur des levés de profils de plage effectués entre 2003 et 2006 avec une fréquence bi-mensuelle (fig. 93). Calculée à partir du profil moyen (Dehouck *et al.*, 2005), la pente de la zone intertidale est faible ($\tan\beta = 0,037$) (fig. 94A). Le profil de la plage de Porsmillin varie sur toute sa longueur, avec une diminution des changements morphologiques depuis le haut jusqu'au bas d'estran (fig. 94A et 94B). Ceci est visible lorsque l'on étudie l'écart-type, qui quantifie les différences d'altitude moyennes le long du profil moyen. Du bas vers le haut de

plage, on constate une augmentation brutale de l'écart-type à 92 m de la tête de profil (fig. 94B). La zone subissant le plus de changements morphologiques, nommée portion mobile³⁹ dans cette étude, se situe donc en haut de plage, entre cette limite située à 92 m de la tête de profil et le pied de dune situé à 5 m de la tête de profil (fig. 94B). Le long de cette portion, les variations altitudinales peuvent atteindre plus de 45 cm par rapport au profil moyen. Cette variabilité est liée à l'apparition et à la disparition régulières d'une berme et/ou de barres intertidales. La limite entre la portion mobile et le bas de plage, située à 92 m de la tête de profil, est caractérisée morphologiquement par une rupture de pente séparant une portion mobile (de 5 à 92 m) à forte pente ($0,05 < \tan\beta < 0,08$) et un bas d'estran (de 90 à 200 m) à faible pente ($0,02 < \tan\beta < 0,035$) (Dehouck, 2006).

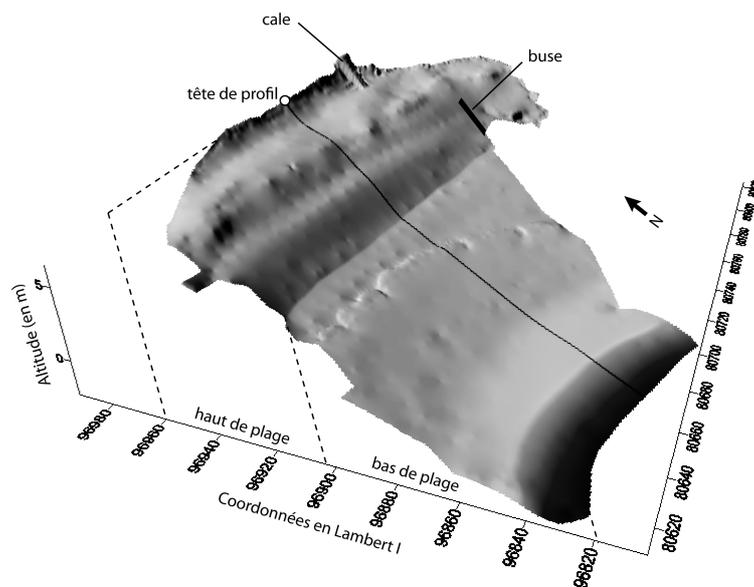


Fig. 93. Représentation 3D du Modèle Numérique de Terrain reconstituant la topographie de la plage de Porsmilin (Date du levé : 25 juin 2009).

³⁹ Le terme « portion mobile » désigne en réalité la portion la plus mobile de la plage. Autrement dit, nous ne considérons pas le reste de la plage comme immobile.

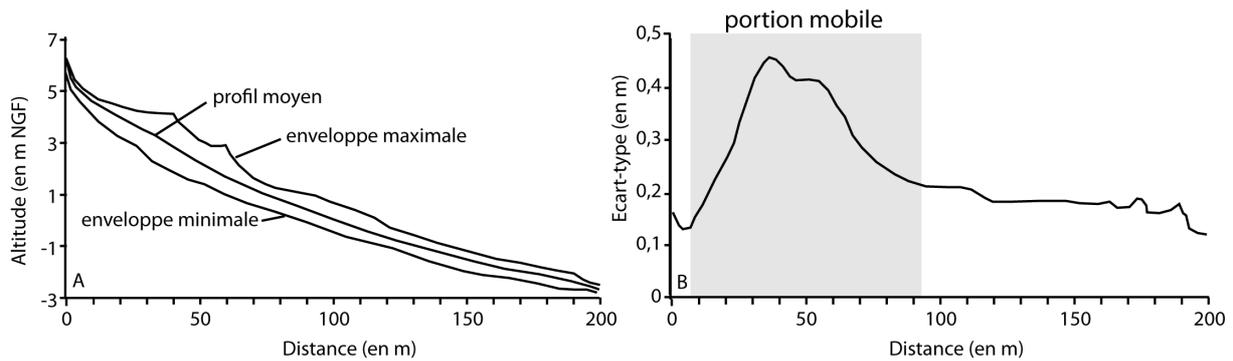


Fig. 94. A. Profil moyen, enveloppes minimale et maximale du profil de la plage de Porsmilin calculé entre 2003 et 2006. B. Ecart-type de l'élévation du profil (source : Dehouck, 2006).

La plage de Porsmilin est également caractérisée par la présence ponctuelle de barres intertidales mobiles au niveau des pleines mers de mortes eaux et au niveau des basses mers de vives-eaux (Dehouck *et al.*, 2009). Sous l'action des petites houles de beau temps, ces barres migrent progressivement vers le haut de plage. Afin d'analyser les caractéristiques morphodynamiques de la plage de Porsmilin, le nombre d'Iribarren ξ (équation 3), et le paramètre d'échelonnement de la barre ε (Guza et Inman, 1975) ont été calculés (Dehouck, 2006). Basés sur la pente de la plage et les paramètres liés à l'agitation marine, ces deux indices morphodynamiques indiquent que la portion mobile de la plage présente un caractère intermédiaire à réfléchissant ($2,33 < \varepsilon < 5,96$ et $1,03 < \xi < 1,65$) alors que le bas de plage est classé dans le domaine intermédiaire à dissipant ($9,08 < \varepsilon < 37,25$ et $0,41 < \xi < 0,72$).

2.1.2. Plage du Vougot

La plage du Vougot se situe sur la commune de Guissény (Finistère nord) et s'étire sur deux kilomètres en suivant une direction sud-ouest/nord-est (fig. 95). L'estran composé de sables moyens (250 à 315 μm) est bordé par un large cordon dunaire qui culmine à 13 m d'altitude (Suanez *et al.*, 2007). La plage découvre sur plus de 300 m lors des marées de vives-eaux et le marnage maximum est de 9 m.

La dynamique morphologique de la plage du Vougot a été étudiée entre juillet 2004 et 2010, à partir d'un suivi morphosédimentaire à fréquence mensuelle le long de trois profils. Cette étude a été effectuée dans le cadre d'une recherche

contractuelle financée par la région Bretagne et par la commune de Guissény (via Natura 2000).

Calculée à partir des levés topographiques, la pente moyenne de la zone intertidale de la plage du Vougot est faible ($\tan\beta = 0,016$) (Suanez *et al.*, 2007). Le long du profil étudié, une diminution des changements morphologiques est observée depuis le haut jusqu'au bas d'estran (fig. 96A et 96B). L'étude de l'écart-type permet de localiser la portion mobile entre le front de dune et la rupture de pente séparant le haut du bas de plage. Cette rupture de pente est généralement située entre 40 et 50 m de la tête de profil (fig. 96B). Le long de la portion mobile, les variations altitudinales sont comprises entre 25 et 87 cm par rapport au profil moyen. La pente de la portion mobile correspond à la pente de la zone de *swash*, définie ici comme étant la portion où agit le jet de rive lors de chaque pleine mer. Cette portion située en haut de plage présente un caractère intermédiaire à réfléchissant (moyenne $\xi = 0,89$), alors que le bas de plage est classé dans le domaine dissipant (moyenne $\xi = 0,2$).

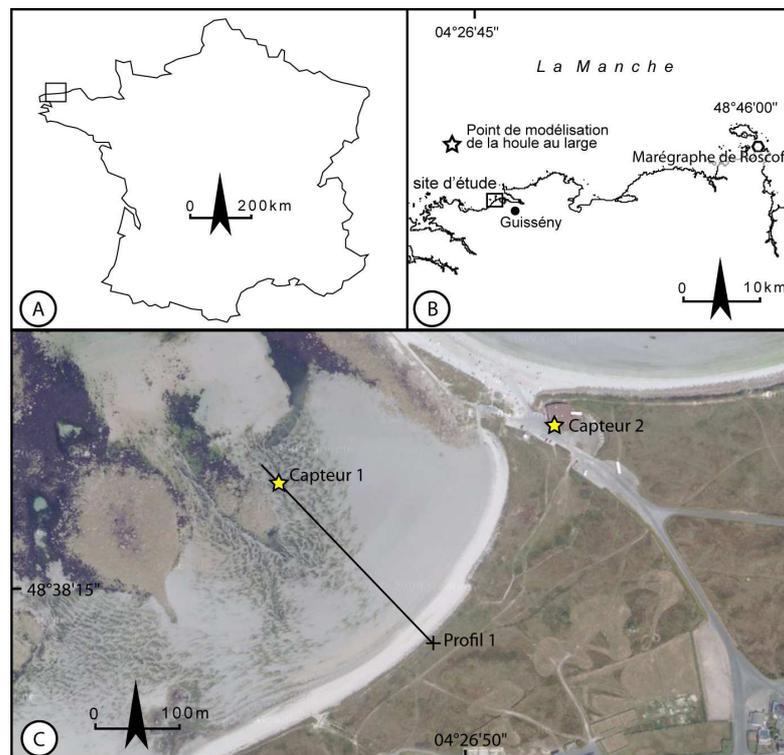


Fig. 95. Localisation du site d'étude (A), du marégraphe de Roscoff et du point où les données de houle au large (H_{mo} et T_{pic}) ont été simulées (B), vue aérienne de la plage du Vougot, localisation du profil de plage et des deux capteurs de pression (C) (IGN, 2000).

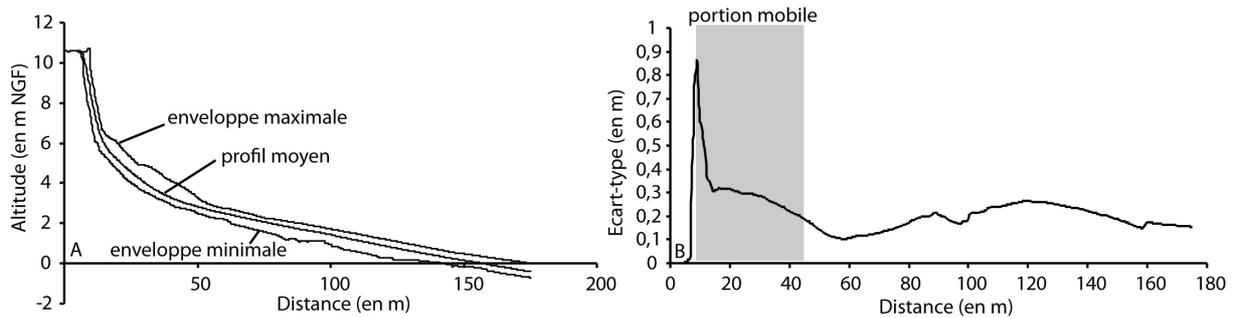


Fig. 96. A. Profil moyen, enveloppes minimale et maximale du profil de la plage du Vougot. B. Ecart-type de l'élévation du profil.

2.2. Mesure *in situ* des pentes de plage et du *runup*

Pour les deux sites, la méthode s'est articulée autour de trois points qui concernent les aspects morphologiques, les levés de laisses de mer et les aspects hydrodynamiques. Les aspects morphologiques s'intéressent à l'évolution des pentes de plage durant la période d'étude. Les mesures de laisses de mer servent à déduire les valeurs de *runup*. Enfin, les aspects hydrodynamiques concernent l'acquisition des données de marée observée, qui ont également été utilisés pour déduire les valeurs de *runup*, et la modélisation de données de houle au large. Les données de houle au large ont été utilisées pour calculer le *runup* à partir des équations issues de la littérature (équations 10 à 16). Comme nous l'avons indiqué précédemment, les méthodes ont été légèrement différentes selon les deux sites.

2.2.1. Aspects morphologiques : mesure des pentes de plage

Sur la plage de Porsmilin, les changements morphologiques ont été étudiés à partir de profils de plage levés régulièrement au tachéomètre laser. Ces levés s'inscrivent dans le cadre de l'Observatoire du Domaine Côtier. Six levés ont été réalisés entre le 29 septembre 2008 et le 25 mars 2009. Comme évoqué précédemment, on considère que les changements observés le long de ce profil sont valables pour l'ensemble de la plage. L'étude des changements morphologiques de la plage a permis de calculer plusieurs valeurs de pente. En cas de présence d'une berme, les pentes ont été mesurées à partir de la crête de la berme jusqu'à 92 m pour la portion mobile, jusqu'à 130 m pour la plage. En cas d'absence de la berme, les valeurs de pente ont été calculées à partir du pied de dune jusqu'à 92 et 130 m,

respectivement pour la pente de la portion mobile et celle de la plage⁴⁰. La pente de la zone de *swash* a été calculée le long de la face externe de la berme. En cas d'absence de berme, la pente de la zone de *swash* a été calculée entre le pied de dune et la rupture de pente généralement située à 50 m de la tête de profil. La pente de la zone intertidale a été mesurée à partir du profil moyen calculé par A. Dehouck *et al.* (2005).

Sur la plage du Vougot, vingt-deux levés topographiques ont été réalisés sur l'ensemble de la période d'étude. Comme à Porsmillin, ces levés ont permis de calculer plusieurs valeurs de pentes. La pente de la portion mobile a été calculée entre le niveau atteint par la laisse de mer et la rupture de pente, située entre le haut et le bas d'estran. La pente de plage a été calculée à partir de la laisse de mer jusqu'à une distance de 200 m. Enfin, la pente de la zone intertidale a été calculée à partir de la laisse de mer jusqu'à 300 m.

2.2.2. Mesures *in situ* des laises de mer

La méthode a consisté à mesurer au DGPS, avec une précision centimétrique pour l'altitude, la limite entre les sables secs (surface irrégulière composée de sables éolisés) et les sables humides (surface lisse). Cette limite précise et facilement identifiable se situe au niveau de la laisse de mer (photo 16).

⁴⁰ Pente de plage : pente de la zone qui découvre pour un coefficient de marée de 90. Cette pente est généralement utilisé en milieu macrotidal et mégatidal, au dépend de la pente de l'estran.



Photo 16. Laisse de mer témoignant du niveau maximal atteint par le jet de rive lors de la pleine mer précédente. On remarque la limite nette et facilement identifiable entre la portion de sable sec à gauche et la portion de sable humide à droite.

A Porsmillin, chaque levé a été réalisé le long de la plage, considérée comme homogène. Au total, 34 levés ont été effectués sur la plage de Porsmilin entre le 5 septembre 2008 et le 9 mars 2009. Les levés ont été géoréférencés à partir d'une borne IGN situé à 4 km au nord du site (borne n°29 13001) et ont été raccordés au système de nivellement général français (NGF) à partir d'un repère de nivellement IGN (matricule : NO – 83) localisé à 500 m de la plage. Deux points de calage ont été mesurés à chaque levé et ont permis d'estimer la marge d'erreur inhérente à la mesure au DGPS à 1 cm pour l'altitude. Rappelons que les auteurs ayant utilisé la mesure par l'imagerie vidéo travaillaient avec une marge d'erreur comprise entre 2 et 15 cm (Stockdon *et al.*, 2006 ; Salmon *et al.*, 2007).

Sur la plage du Vougot, le niveau atteint par le jet de rive a été mesuré uniquement le long du profil (photo 17). Trente valeurs de lasses de mer ont été mesurées entre le 8 avril 2008 et le 10 juin 2010. Les levés ont été géoréférencés et raccordés au système de nivellement général français (NGF) à partir d'une borne IGN située à 2 km au nord-ouest du site (borne n°2 909101). Comme à Porsmillin, la mesure de trois points de calage a permis d'estimer la marge d'erreur liée à la mesure au DGPS à environ 1 cm pour l'altitude.



Photo 17. Mesure au DGPS de la limite atteinte par le jet de rive au niveau du profil levé sur la plage du Vougot (Guissény).

2.2.3. Aspects hydrodynamiques

2.2.3.1. Données de marée observée

Afin de déduire les valeurs de *runup* à partir de l'altitude des lisses de mer, il était nécessaire d'obtenir des valeurs de marée observée. Les valeurs de *runup* observées pour chaque levé ont, en effet, été obtenues en soustrayant le niveau maximal atteint par la marée observée à l'altitude de la laisse de mer (fig. 97).

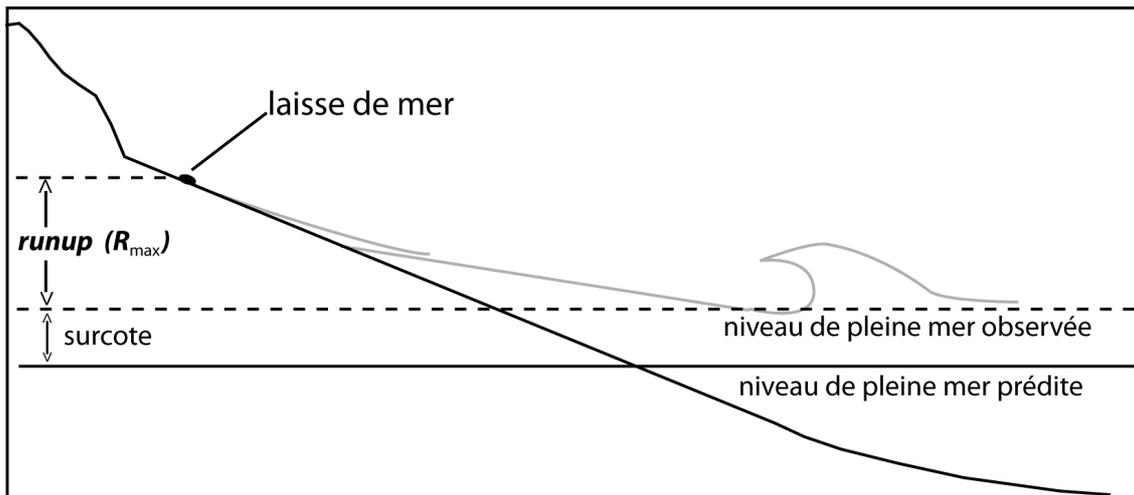


Fig. 97. Schéma synthétisant les principes de la méthode employée lors de cette étude. Chaque valeur de *runup* observée est obtenue en soustrayant le niveau de pleine mer observé à l'altitude de la laisse de mer. Le niveau de pleine mer observé est mesuré par le marégraphe puis corrigé au site d'étude.

Pour la plage de Porsmillin, les données de marée observée ont été obtenues à partir du marégraphe du Conquet, situé à environ 7 km au nord-ouest du site d'étude (fig. 92). Ces niveaux ont été transposés au site de Porsmillin. Les documents de références altimétriques maritimes du SHOM ont permis d'estimer la différence d'altitude de la marée entre Le Conquet et Porsmillin à 14 cm.

Pour la plage du Vougot, la méthode d'acquisition des données de marée observée a été différente. Le marégraphe le plus proche (Roscoff) se situant à plus de trente kilomètres du site d'étude, les données de marée observée ont été principalement obtenues à l'aide d'un capteur de pression mis en place en bas du profil de plage (fig. 95 et photo 18). Le capteur, de type HOBO U20 Water Level Logger - Onset[®], mesure la pression exercée par la colonne d'eau et la colonne d'air au-dessus de lui, avec une mesure toutes les deux minutes. En connaissant la pression atmosphérique au moment de la mesure (poids de la colonne d'air) il a donc été possible de déterminer la pression exercée par la colonne d'eau et d'en déterminer la hauteur.



Photo 18. Capteur de pression Hobo, mis en place en bas du profil 1 sur la plage du Vougot à Guissény (cliché : S. Suanez).

Afin d'obtenir les valeurs de pression atmosphérique propres au site d'étude, un second capteur de pression a été placé à l'air libre (fig. 95). La comparaison entre les valeurs mesurées par ce capteur et les valeurs mesurées par la station Météo-France de Brignogan - située à 10 km du site d'étude - a permis de vérifier la pertinence de ces mesures (fig. 98). Les résultats montrent que la pression atmosphérique au Vougot est similaire à celle enregistrée par Météo-France à Brignogan, et ce quelles que soient les conditions météorologiques.

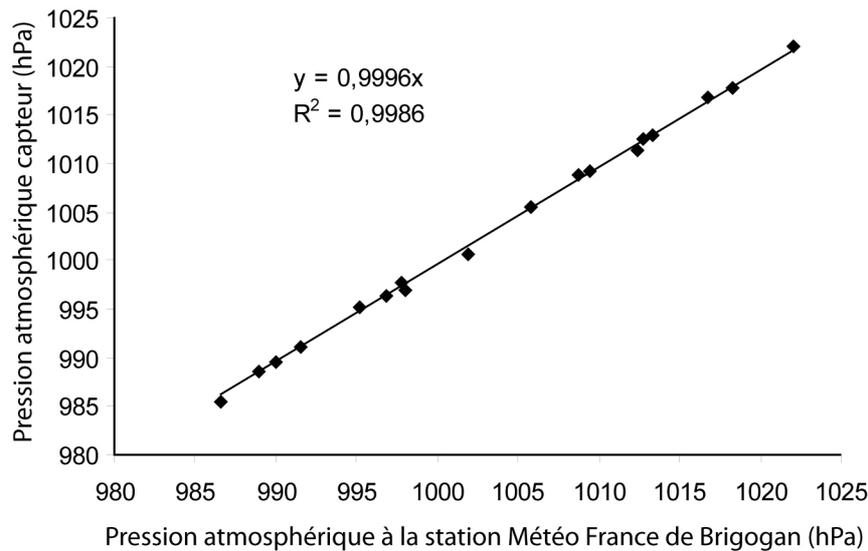


Fig. 98. Relation entre les valeurs de pressions atmosphériques enregistrées par le second capteur à Guissény et les valeurs de pression atmosphérique mesurées par la station Météo-France de Brignogan.

La hauteur de la colonne d'eau au-dessus du capteur a ensuite été déterminée à partir de l'équation suivante :

$$H = \frac{P_{\text{capteur}} - P_{\text{atmosphère}}}{\rho \cdot g} \quad (20)$$

où :

H = hauteur de la colonne d'eau au-dessus du capteur en m

P_{capteur} = pression mesurée par le capteur en Pa

$P_{\text{atmosphère}}$ = pression atmosphérique en Pa

ρ = masse volumique de l'eau = 1025 kg/m³

g = accélération de la pesanteur = 9,80665 m.s⁻²

Pour chaque mesure effectuée par le capteur de pression, l'élévation du niveau d'eau en m (NGF) a été obtenue en ajoutant l'altitude du capteur (- 1,11 m NGF) à la hauteur de la colonne d'eau calculée. Comme l'illustre la figure 99, le niveau d'eau mesuré avec une fréquence de deux minutes par le capteur de pression peut correspondre à la crête ou au creux d'une vague. L'agitation marine génère donc un bruit dans le signal marégraphique. Ce bruit a été supprimé en calculant une

moyenne mobile sur dix mesures (soit une période de 20 minutes) afin d'obtenir la courbe du niveau d'eau sans agitation (marée observée). Pour chaque mesure de laisse de mer, le maximum atteint par la moyenne mobile a été considéré comme la valeur de marée observée (marée + surcote) au moment du dépôt de la laisse de mer (fig. 99).

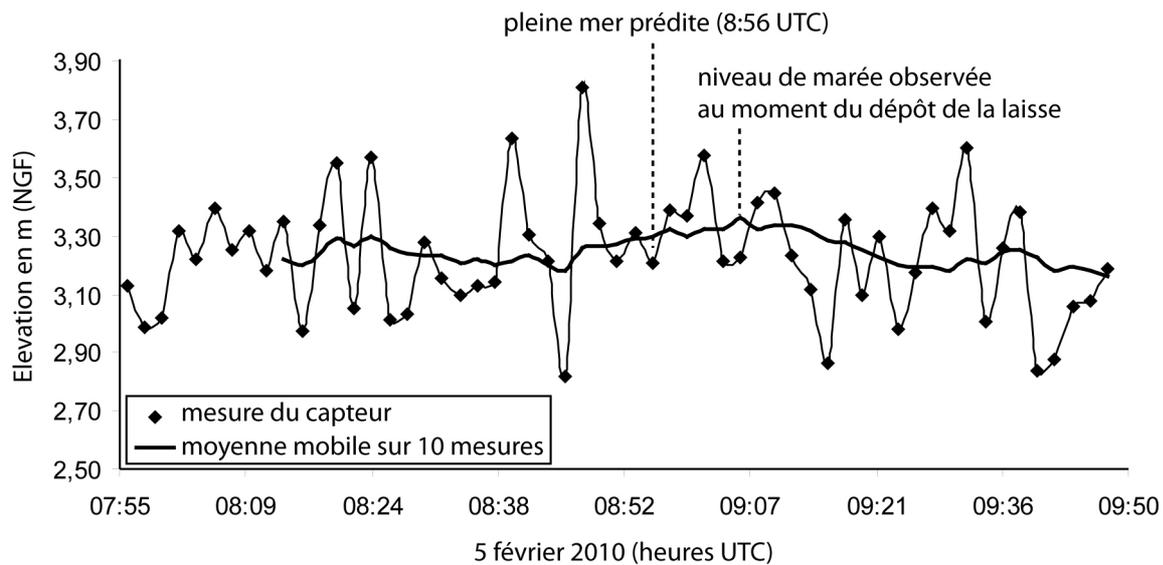


Fig. 99. Exemple d'extraction de la marée observée à partir des mesures réalisées par le capteur de pression pour la pleine mer du 5 février 2010 à 8:56 UTC. Le signal vertical est dû à l'agitation marine. La moyenne mobile permet d'obtenir la courbe de la marée observée (marée prédite + surcote). Le maximum de cette courbe correspond au niveau de marée observée au moment du dépôt de la laisse de mer.

Afin de valider cette approche, les hauteurs d'eau déduites à partir de l'analyse de la moyenne mobile ont été comparées aux hauteurs d'eau mesurées par le marégraphe de Roscoff pour toute la période de mesure. Les hauteurs d'eau maximales journalières ont été extraites pour chacune des deux séries, de manière à travailler uniquement sur les niveaux de pleine mer. Les résultats montrent que les deux séries sont très fortement corrélées ($r^2=0,99$), avec un écart moyen de 13 cm (fig. 100) (Suanez *et al.*, soumis). Cette dernière valeur a été retenue afin de corriger les données marégraphiques enregistrées à Roscoff, pour les levés réalisés en dehors de la période de mesures par le capteur de pression.

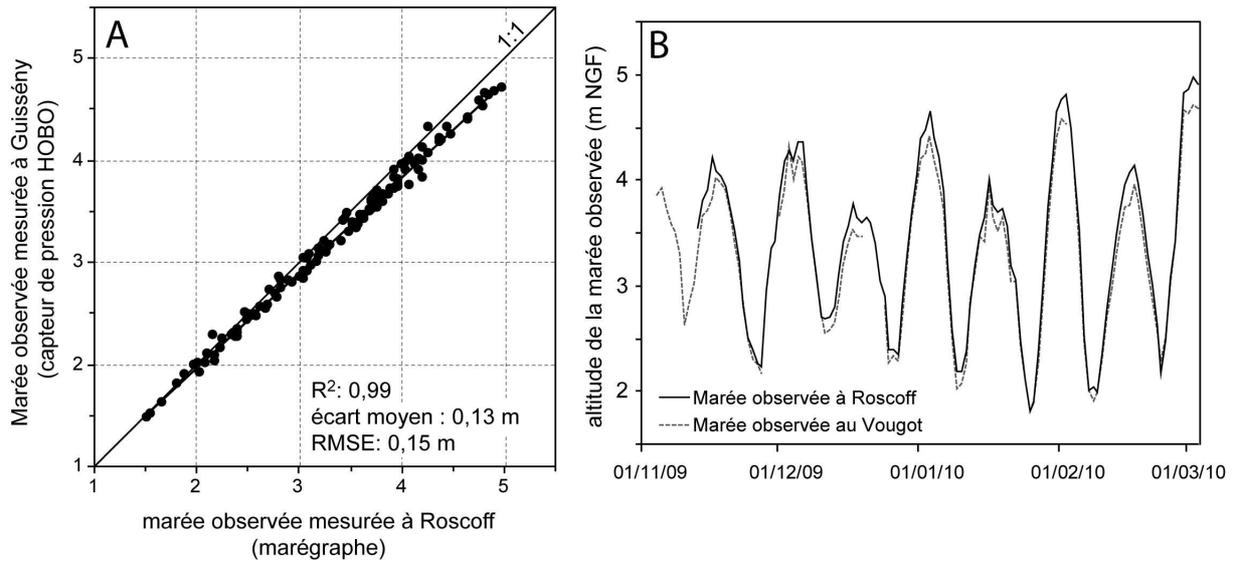


Fig. 100. Relation entre les niveaux maximums journaliers de marée observée enregistrés au Vougot avec un capteur de pression HOBBO et ceux enregistrés par le marégraphe de Roscoff (d'après Suanez *et al.*, soumis).

Comme nous l'avons vu précédemment, les données de marée observée ont ensuite été soustraites aux altitudes des hautes mers, afin de déduire les valeurs de *runup* sur les deux sites (fig. 101 et 102).

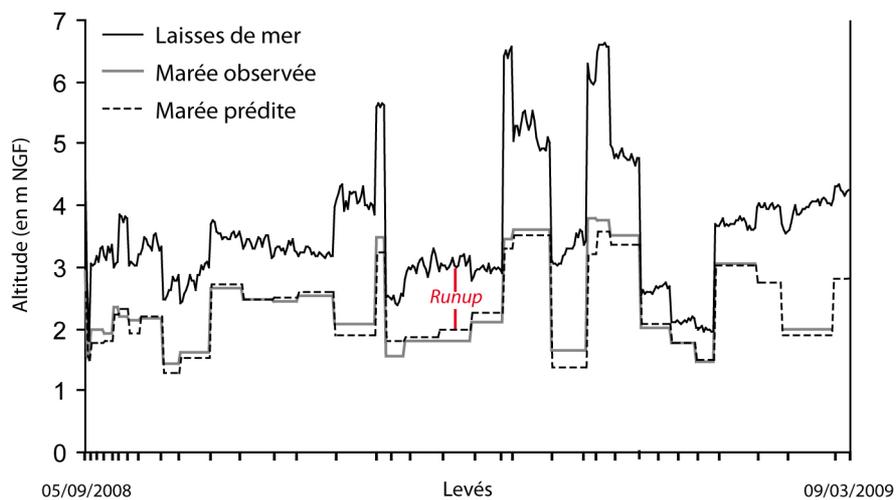


Fig. 101. Altitude des hautes mers, des niveaux de marée observées et prédites (en m NGF) utilisés pour cette étude sur la plage de Porsmillin.

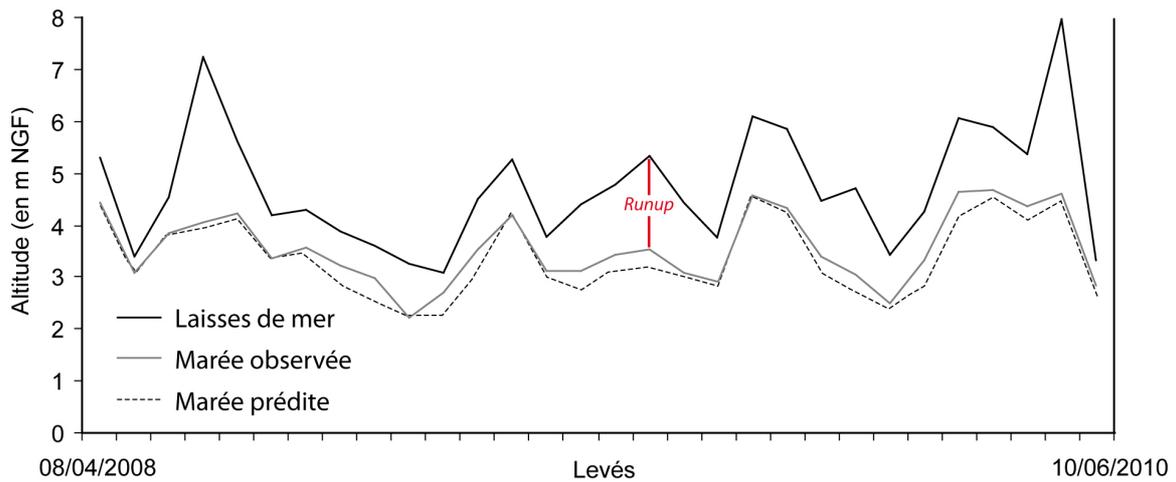


Fig. 102. Altitude des laises de mer, des niveaux de marée observés et prédits (en m NGF) utilisés pour cette étude sur la plage du Vougot.

2.2.3.2. Données de houle au large

Afin de calculer les valeurs de *runup* à partir des formules issues de la littérature et de les comparer avec les valeurs déduites des mesures de terrain, des données de houle au large (hauteur significative H_{m0} et période au pic T_{pic}) ont été acquises par simulation numérique. Ces données ont également permis de calculer plusieurs variables hydro-dynamiques, qui ont été comparées aux valeurs de *runup* déduites des mesures de terrain, afin de déterminer leurs relations statistiques.

A Porsmillin, les données de houle au large ont été calculées pour un point situé dans l'anse de Bertheaume (fig. 92B). Ce travail a été réalisé par le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) grâce au modèle local de propagation Wave Watch III. Le type de simulation utilisé pour ce site ne tient pas compte de la génération locale des vagues due au vent, ni de certains forçages locaux tels que les courants de marée. R. Magne et F. Ardhuin (2008) ont estimé l'erreur quadratique moyenne des valeurs de H_{m0} issues de leur modèle à 18 cm pour le point situé dans l'anse de Bertheaume. Les trente-quatre levés de laises de mer ont été réalisés sous un large éventail de conditions de houles (fig. 103). Au moment du dépôt des laises de mer levées au DGPS, les hauteurs de la houle au large ont varié de 0,2 m à 3,1 m (moyenne : 1,21 m), pour des périodes allant de 6 s à 16 s (moyenne : 12,5 s).

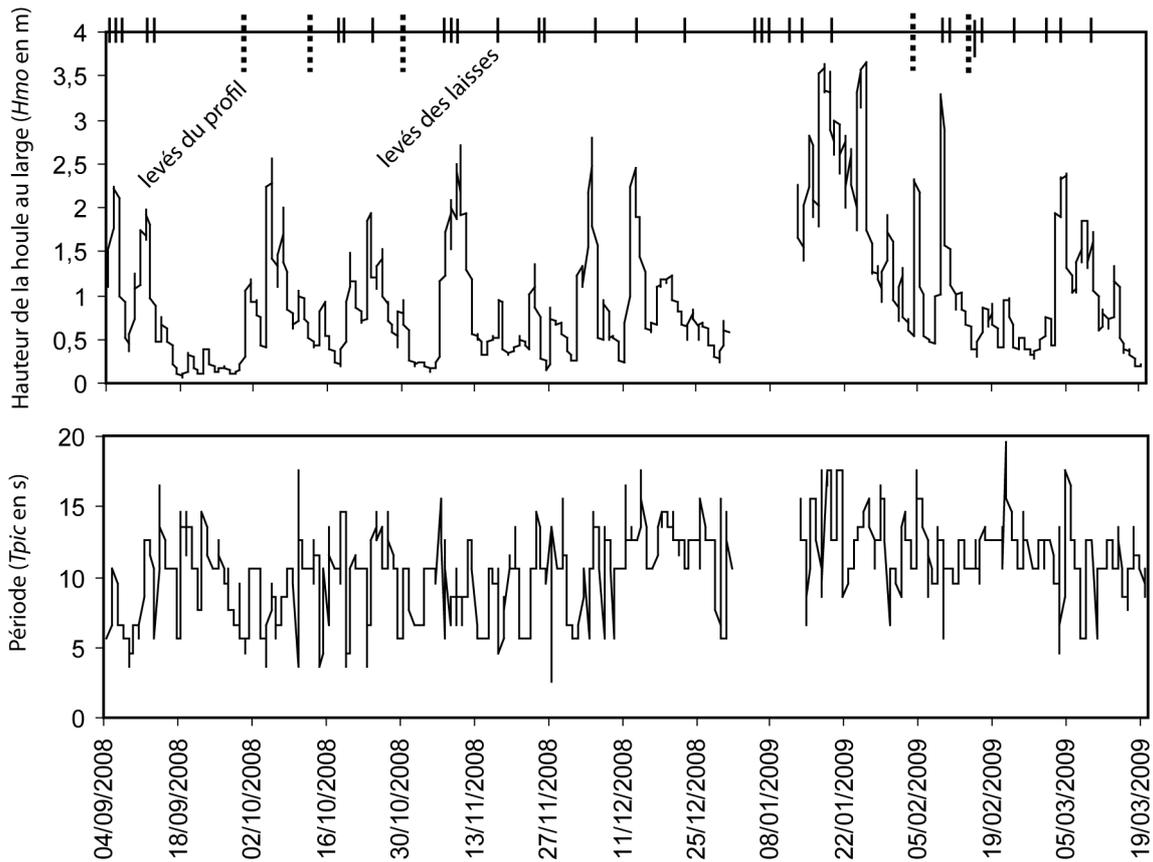


Fig. 103. Conditions de houle au large modélisées au large de Porsmillin pour la période de levés s'étalant du 4 septembre 2008 au 19 mars 2009. En haut du graphique, les levés du profil de plage ont été indiqués par un trait pointillé et les levés de lasses de mer par un trait noir.

Pour le site du Vougot, les données de houle au large ont été calculées par Ifremer pour un point situé au large de la plage du Vougot. Le modèle utilisé sur ce site (modèle Wave Watch III utilisé pour les prévisions Previmer) est différent du modèle utilisé à Porsmillin car il prend en compte la mer du vent et les phénomènes induits par les courants de marée. Au moment du dépôt des lasses de mer levées au DGPS, les hauteurs de la houle au large ont varié de 0,7 m à 5,31 m (moyenne : 2,01 m), pour des périodes allant de 6 s à 16 s (moyenne : 11 s) (fig. 104).

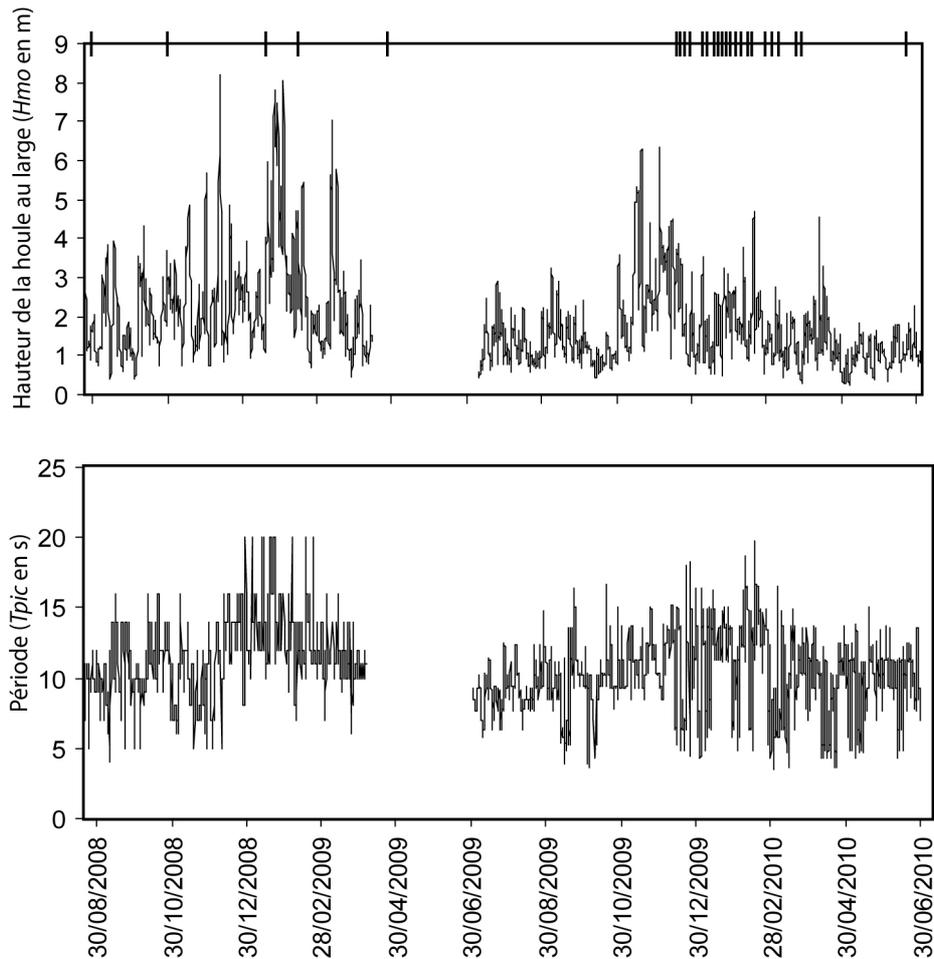


Fig. 104. Conditions de houle au large modélisées au large du Vougot pour la période de levés s'étalant du 30 août 2008 au 30 juin 2010. En haut du graphique, les levés de laisses de mer ont été indiqués par un trait noir.

2.3. Analyse du *runup* sur les deux plages étudiées

2.3.1. Evolution des valeurs de pentes de plage au cours de la période étudiée

2.3.1.1. Plage de Porsmillin

Durant la période d'échantillonnage, on a observé la présence puis la disparition d'une berme en haut de plage. La disparition de la berme est visible sur les levés des 4 et 13 février 2009 (fig. 105). Le sédiment perdu en haut de plage s'est vraisemblablement déplacé vers le bas d'estran où l'on remarque une accrétion sur les levés de février 2009. Cette déperdition observée en haut d'estran résulte de l'action d'une forte agitation marine autour des 18-19 et 25-26 janvier 2009 (fig. 103).

En mars 2009, on constate un démaigrissement du bas d'estran au profit du haut de plage, qui a retrouvé sa morphologie d'origine. Si l'on considère l'ensemble de la plage, les valeurs de pente ($\tan\beta$) ont oscillé entre 0,045 et 0,056. Concernant la pente de la portion mobile, on remarque que les valeurs de pente sont plus fortes en cas de présence de la berme ($0,054 < \tan\beta < 0,068$) et plus faibles lorsque le haut de plage est démaigri ($0,051 < \tan\beta < 0,052$) (tab. 37).

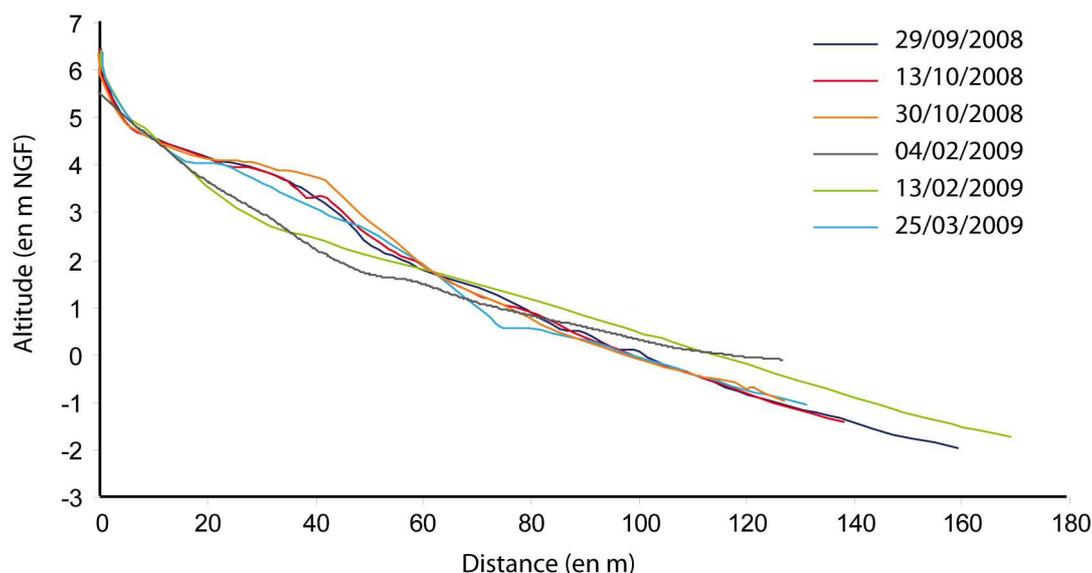


Fig. 105. Evolution morphologique du profil de la plage de Porsmilin pendant la période de mesures *in situ* de hautes mers (d'après Cariolet, 2011).

Tab. 37. Valeurs de pente ($\tan\beta$) du profil de plage de Porsmilin mesurées pour chaque levé topo-morphologique. La valeur de pente de la zone intertidale a été calculée à partir du profil moyen estimé par A. Dehouck en 2005 (fig. 5. A.). Le symbole x est dépendant de la présence ou non d'une berme en haut de plage : x correspond soit à la crête de la berme soit au pied de dune (d'après Cariolet, 2011).

Date du levé	Pente de la zone de swash (x-50 m)	Pente de la portion mobile (x -92 m)	Pente de la plage (0-130 m)	Pente de la zone intertidale (0-200 m)
29/09/2008	0,069 (berme)	0,058 (berme)	0,045	0,037
13/10/2008	0,068 (berme)	0,055 (berme)	0,049	
30/10/2008	0,087 (berme)	0,068 (berme)	0,056	
04/02/2009	0,075	0,052	0,045	
13/02/2009	0,077	0,051	0,050	
25/03/2009	0,054 (berme)	0,054 (berme)	0,047	

2.3.1.2. Plage du Vougot

Au cours de la période étudiée, la pente de la zone intertidale a varié entre 0,021 et 0,035 et la pente de la plage entre 0,027 et 0,051. Les changements morphologiques les plus importants ont été observés au niveau de la portion mobile, avec une pente qui a varié entre 0,039 et 0,184 (tab. 38). Sur cette même période, nous observons un démaigrissement progressif du bas de plage au profit d'une accrétion du haut de plage, le sable ayant migré progressivement vers le haut de plage (fig. 106). Ce processus a engendré une augmentation progressive des valeurs de pentes sur la période.

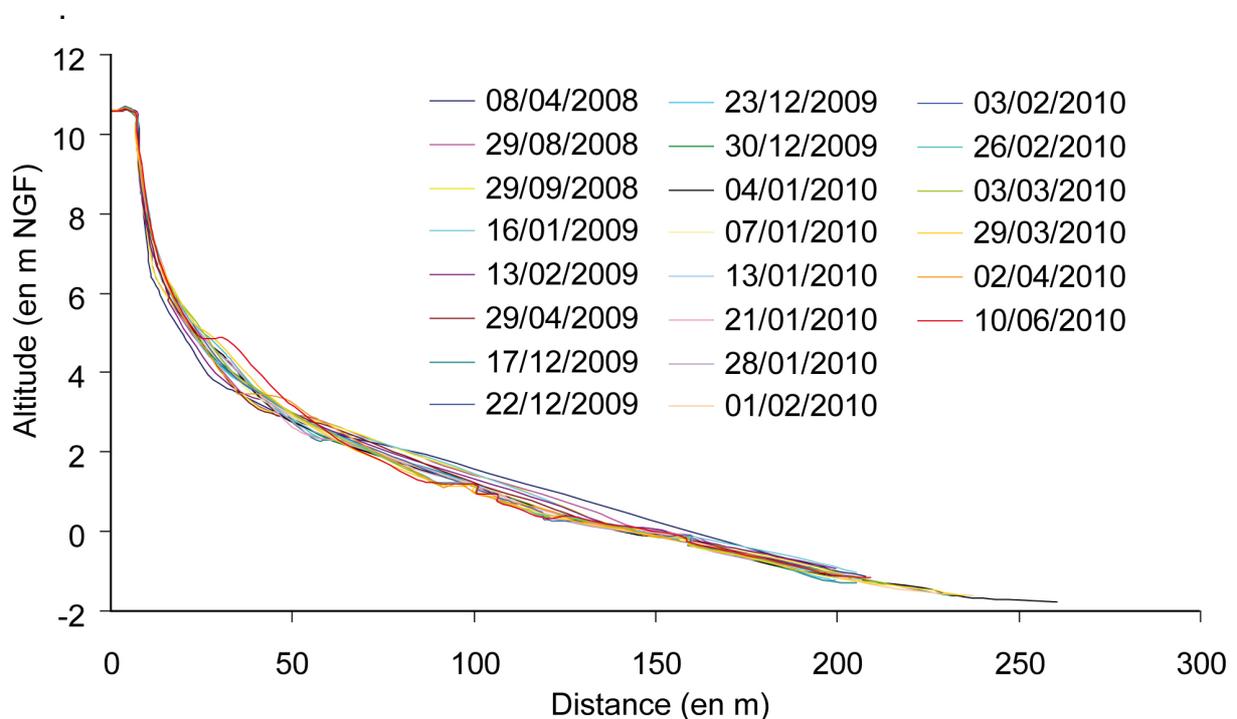


Fig. 106. Evolution morphologique du profil de la plage du Vougot pendant la période de mesures *in situ* de hautes mers.

Tab. 38. Valeurs de pente ($\tan\beta$) du profil de plage du Vougot mesurées pour chaque levé topo-morphologique. Le symbole L correspond au niveau atteint par la laisse de mer. Le symbole RP correspond à la rupture de pente située entre le haut et le bas de plage.

Date du levé	Pente de la zone de portion mobile (L-RP)	Pente de la plage (L-200 m)	Pente de la zone intertidale (L-300 m)
08/04/2008	0,127	0,034	0,027
29/08/2008	0,048	0,027	0,022
29/09/2008	0,094	0,032	0,025
12/01/2009	0,110	0,044	0,034
13/02/2009	0,090	0,037	0,028
29/04/2009	0,091	0,032	0,024
17/12/2009	0,071	0,032	0,024
22/12/2009	0,065	0,031	0,023
23/12/2009	0,066	0,031	0,023
27/12/2009	0,066	0,031	0,023
28/12/2009	0,056	0,036	0,025
30/12/2009	0,066	0,036	0,025
04/01/2010	0,092	0,029	0,027
07/01/2010	0,081	0,029	0,023
13/01/2010	0,069	0,032	0,025
14/01/2010	0,082	0,032	0,025
16/01/2010	0,088	0,035	0,027
21/01/2010	0,084	0,032	0,025
28/01/2010	0,079	0,029	0,023
01/02/2010	0,141	0,039	0,030
03/02/2010	0,128	0,038	0,029
05/02/2010	0,054	0,031	0,021
05/02/2010	0,054	0,031	0,021
06/02/2010	0,039	0,029	0,023
26/02/2010	0,078	0,031	0,025
28/02/2010	0,122	0,038	0,030
03/03/2010	0,118	0,04	0,029
29/03/2010	0,088	0,036	0,028
31/03/2010	0,184	0,051	0,035
10/06/2010	0,069	0,029	0,022

2.3.2. Comparaison du *runup* observé et du *runup* théorique

Pour chaque mesure de laisse de mer, le *runup* a été calculé à partir des données de houles au large et de pente en utilisant les différentes formules présentées dans le chapitre 2 de la première partie (Cf. page 19). Les calculs ont été effectués en utilisant deux types de pente : la pente de la zone intertidale et la pente de la portion mobile de la plage (tab. 37 et 38). Les valeurs obtenues avec les différentes formules et les différentes pentes ont été comparées aux valeurs de *runup* observées⁴¹.

2.3.2.1. Plage de Porsmillin

Les valeurs de *runup* estimées à partir des formules issues de la littérature sont relativement bien corrélées aux valeurs de *runup* observées (tab. 39). Cependant, l'écart moyen entre les valeurs de *runup* estimées et mesurées est compris entre -0,62 m et -0,31 m (tab. 39). Ceci montre que les valeurs de *runup* calculées à partir de la pente de la zone intertidale sous-estiment la réalité (fig. 107A). Les valeurs obtenues à l'aide des formules minimisent plus particulièrement les valeurs extrêmes. En effet, l'écart maximal entre les valeurs observées et calculées atteint deux mètres. Selon l'équation utilisée, l'erreur quadratique moyenne (RMSE) est plus ou moins élevée. La formule de P. Ruggiero (2001), avec une erreur quadratique moyenne de 45 cm est la plus précise alors que l'équation du $R_{2\%}$ de P.D. Komar (1998) l'est beaucoup moins, avec un RMSE atteignant 71 cm (tab. 39).

Les calculs qui intègrent la pente de la portion mobile permettent d'obtenir de meilleurs résultats : l'écart moyen entre les valeurs estimées et mesurées est comprise entre -0,08 m et +0,17 m et l'erreur quadratique moyenne, plus faible, s'étend de 34 à 41 cm (tab. 39 et fig. 107B).

⁴¹ Les valeurs de *runup* observés ont en réalité été déduites du travail de terrain. Nous conserverons néanmoins le terme « observé » tout au long de ce chapitre.

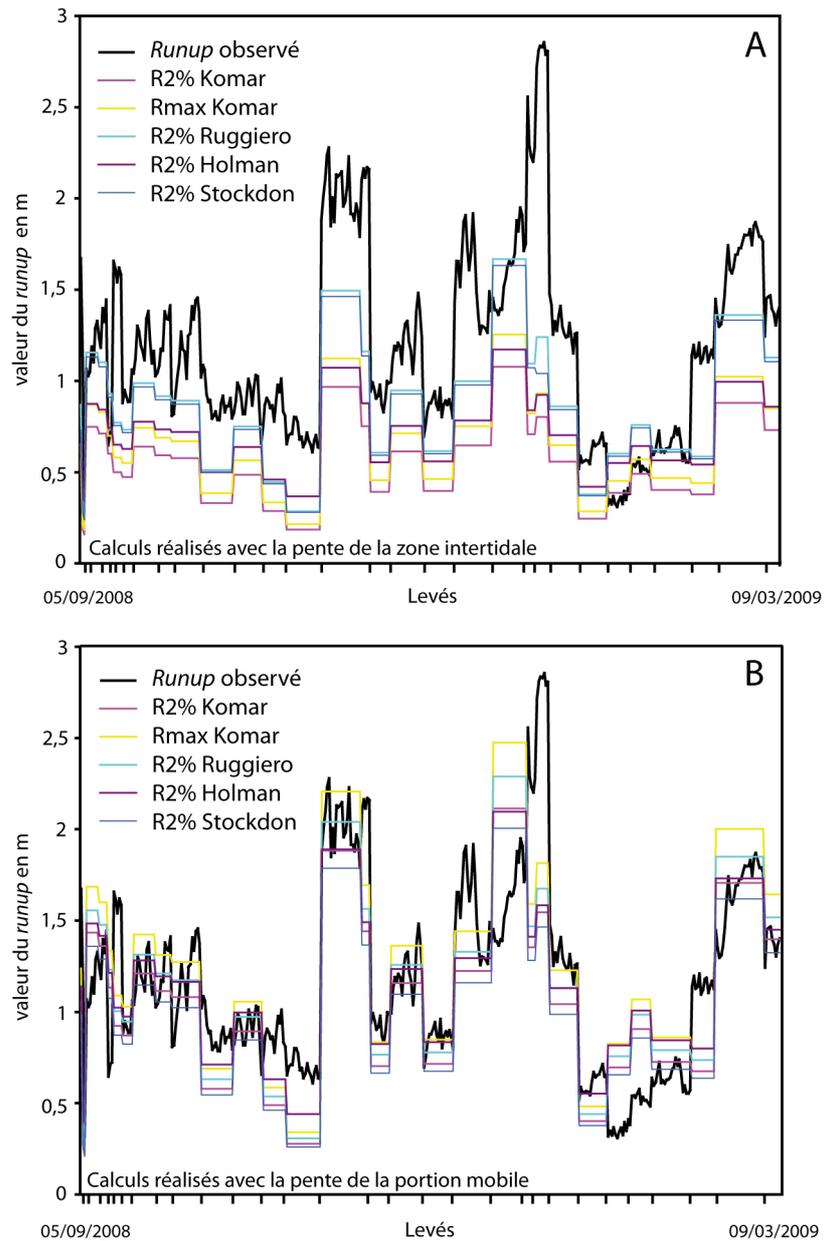


Fig. 107. Comparaison entre les valeurs de *runup* observées sur la plage de Porsmilin et les valeurs obtenues avec les différentes formules issues de la littérature. En haut, les calculs ont pris en compte la pente de la zone intertidale (A) et en bas la pente de la portion mobile de plage (B) (d'après Cariolet, 2011).

Tab. 39. Coefficient de détermination (r^2), écart moyen et erreur quadratique moyenne (RMSE) observés entre les valeurs de *runup* mesurée et les valeurs calculées à partir des équations issues de la littérature et selon les deux types de pente retenue pour la plage de Porsmillin (d'après Cariolet, 2011).

Pente		Komar R2%	Komar Rmax	Ruggiero R2%	Holman R2%	Stockdon R2%
Pente zone intertidale	r^2	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59
	Ecart moyen	-0,62	-0,53	-0,31	-0,48	-0,33
	rmse	0,72	0,63	0,45	0,61	0,48
Pente de la portion mobile	r^2	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59
	Ecart moyen	-0,02	0,17	0,07	0,06	-0,08
	rmse	0,34	0,41	0,36	0,34	0,35

2.3.2.2. Plage du Vougot

Comme sur la plage de Porsmillin, les valeurs de *runup* calculées à partir de la pente de la zone intertidale sous-estiment la réalité, avec un écart moyen variant de -0,73 m à -0,20 m (fig. 108A et tab. 40). La formule de H.F. Stockdon *et al.* (2006), qui présente un écart moyen faible (-0,20) est peu corrélée avec la réalité ($r^2 = 0,20$), comparée aux autres formules ($r^2 = 0,59$). Avec une erreur quadratique moyenne (RMSE) de 60 cm, la formule de P. Ruggiero (2001) est la plus précise.

Les calculs qui intègrent la pente de la portion mobile permettent là encore d'obtenir de meilleurs résultats, mais ils sur-estiment la réalité (tab. 40). Les valeurs calculées avec la formule de P. Ruggiero (2001) sont les plus proches de la réalité, avec un écart moyen de + 0,29 m et une erreur quadratique moyenne de 57 cm (fig. 108B et tab. 40). Comme sur la plage de Porsmillin, le *runup* calculé à l'aide des formules issues de la littérature est plus proche de la réalité lorsque l'on utilise la pente de la portion mobile.

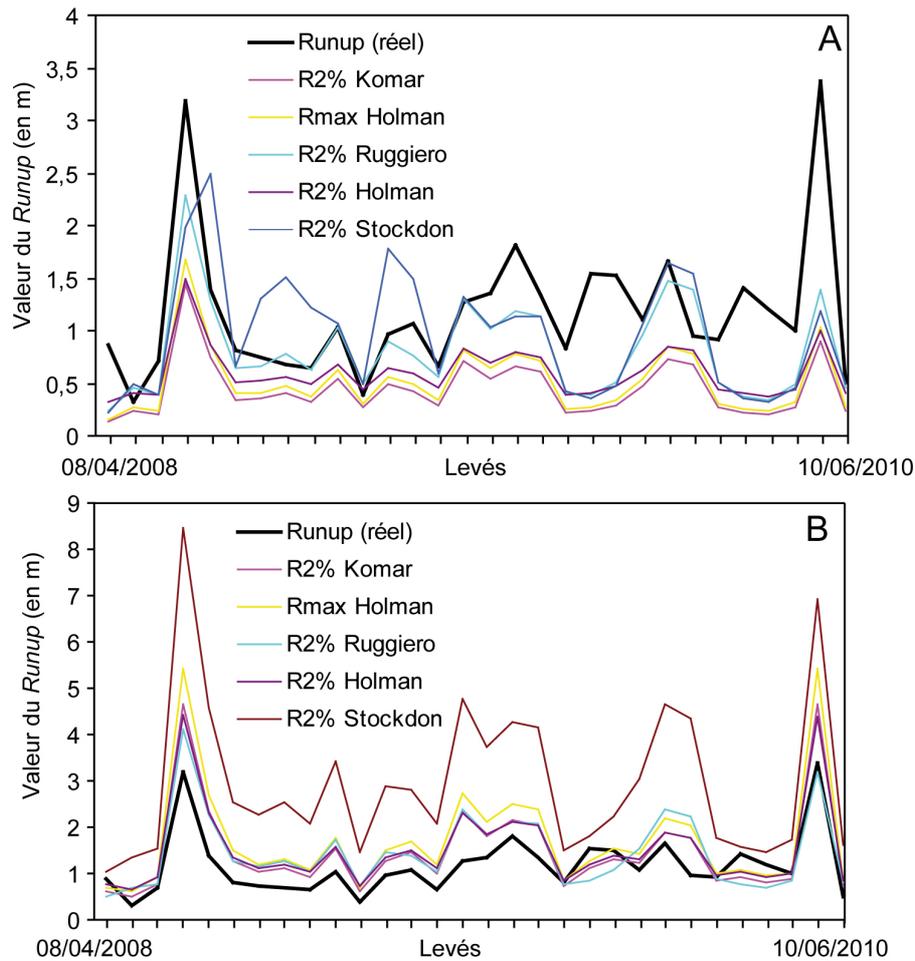


Fig. 108. Comparaison entre les valeurs de *runup* observées sur la plage du Vougot et les valeurs obtenues avec les différentes formules issues de la littérature. En haut, les calculs ont pris en compte la pente de la zone intertidale (A) et en bas la pente de la portion mobile de plage.

Tab. 40. Coefficient de détermination (r^2), écart moyen et erreur quadratique moyenne (RMSE) observés entre les valeurs de *runup* mesurées et les valeurs calculées à partir des équations issues de la littérature et selon les deux types de pente retenue pour la plage de Porsmillin.

Pente		Komar R2%	Komar Rmax	Ruggiero R2%	Holman R2%	Stockdon R2%
Pente zone intertidale	r^2	0,59	0,59	0,59	0,59	0,13
	Ecart moyen	-0,73	-0,65	-0,36	-0,57	-0,20
	rmse	0,88	0,80	0,60	0,76	0,73
Pente de la portion mobile	r^2	0,59	0,59	0,59	0,59	0,13
	Ecart moyen	0,30	0,54	0,29	0,36	1,78
	rmse	0,56	0,81	0,57	0,53	2,15

2.3.4. Caractéristiques du *runup* sur les plages de Porsmilin et du Vougot

L'objectif ici était d'analyser la relation statistique entre le *runup* et différentes variables morphodynamiques, afin de mieux caractériser le *runup* sur les deux plages étudiées puis de proposer des modèles de calcul adaptés aux sites.

2.3.4.1. Plage de Porsmilin

Sur la plage de Porsmilin, si l'on considère la pente de la portion la plus mobile, $H_{mo}\xi_o$ est la variable avec laquelle les valeurs de *runup* observées sont le mieux corrélées, (tab. 41).

Tab. 41. Relation entre les valeurs de *runup* observées et les différentes variables en fonction de la pente (d'après Cariolet, 2011).

Runup observé / Variable	Coefficient de détermination (r²)	Equation de la droite de régression
R / H_{mo}	0,71	$y = 0,83 x$
$R / (H_{mo}L_o)^{1/2}$	0,59	$y = 0,06 x$
Pente de la zone intertidale (0-200 m)		
$R / (\tan\beta H_oL_o)^{1/2}$	0,65	$y = 0,34 x$
R / ξ_o	0,53	$y = -1,93 x + 2,3$
$R / H_{mo} \xi_o$	0,65	$y = 1,75 x$
Pente de la plage (0-130m)		
$R / (\tan\beta H_oL_o)^{1/2}$	0,70	$y = 0,29 x$
R / ξ_o	0,46	$y = -1,16 x + 2,1$
$R / H_{mo} \xi_o$	0,72	$y = 1,28 x$
Pente de la portion la plus mobile (x -92 m)		
$R / (\tan\beta H_oL_o)^{1/2}$	0,70	$y = 0,27 x$
R / ξ_o	0,34	$y = -0,84 x + 1,97$
$R / H_{mo} \xi_o$	0,72	$y = 1,09 x$
Pente de la zone de swash (x-50 m)		
$R / (\tan\beta H_oL_o)^{1/2}$	0,66	$y = 0,23 x$
R / ξ_o	0,46	$y = -8,84 x + 2,04$
$R / H_{mo} \xi_o$	0,62	$y = 0,84 x$

Cette relation de dépendance entre le nombre d'Iribarren, la hauteur de la houle au large et le *runup* a permis de formuler l'expression suivante :

$$R_{\max} = 1,09 H_{m0} \xi_0 \quad (21)$$

Adapté à la plage de Porsmilin, ce modèle numérique permet d'obtenir des résultats plus pertinents ($r^2=0,72$) que ceux obtenus avec les équations issues de la littérature (fig. 109A et 109B). L'écart moyen entre les valeurs de *runup* estimées par cette relation et celles mesurées est ici de $-0,04$ m et l'erreur quadratique moyenne (RMSE) est de $0,26$ m, soit 15 cm de moins que l'équation du R_{\max} de P.D. Komar (1998) et 8 cm de moins que les équations du $R_{2\%}$ de R.A. Holman (1986) et de P.D. Komar (1998) (fig. 109A et 109B). L'ajustement au site d'étude est donc pleinement justifié.

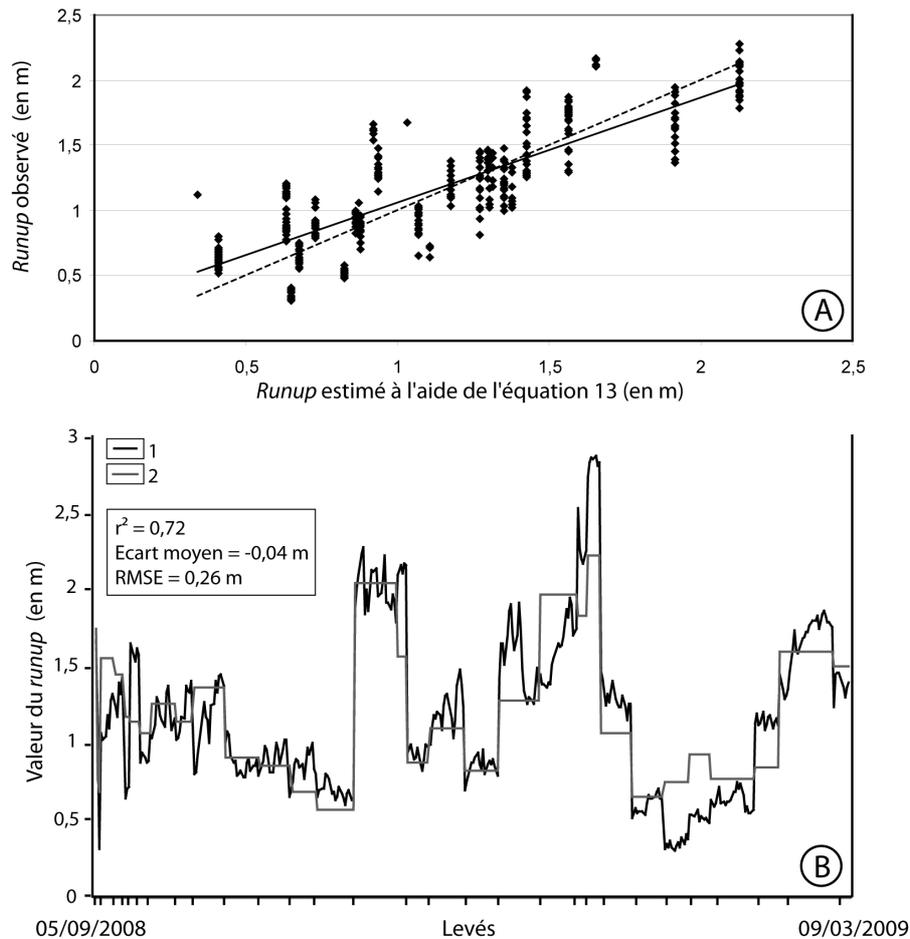


Fig. 109. Relation entre les valeurs de *runup* observées et les valeurs estimées à l'aide de l'équation 21 (A). Comparaison entre les valeurs de *runup* observées sur le terrain et les valeurs obtenues avec l'équation 21, calculées avec la pente de la portion mobile (B). 1 : *Runup* observé ; 2 : $R_{\max} = 1,09 H_{mo} \xi_o$ (d'après Cariolet, 2011).

2.3.4.2. Plage du Vougot

Comme sur la plage de Porsmillin, $H_{mo}\xi_o$ est la variable avec laquelle les valeurs de *runup* observées sont le mieux corrélées. En outre, cette variable est également mieux corrélée si l'on considère la pente de la portion mobile (tab. 42). Rappelons que, sur la plage du Vougot, la portion la plus mobile se situe en haut de plage et correspond à la zone de *swash*.

Tab. 42. Relation entre les valeurs de *runup* observées et les différentes variables en fonction de la pente sur la plage du Vougot. Le symbole L correspond au niveau atteint par la laisse de mer et le symbole RP correspond à la rupture de pente entre le haut et le bas de plage.

Runup observé / Variable	Coefficient de détermination (r²)	Equation de la droite de régression
R / H_{mo}	0,55	$y = 1,62 x$
$R / (H_{mo}L_o)^{1/2}$	0,17	$y = 13,63 x$
Pente de la zone intertidale (0 -300 m)		
$R / (\tan\beta H_oL_o)^{1/2}$	0,42	$y = 0,43 x$
R / ξ_o	0,01	$y = -0,01 x + 0,28$
$R / H_{mo} \xi_o$	0,60	$y = 0,4 x$
Pente de la plage (0-200m)		
$R / (\tan\beta H_oL_o)^{1/2}$	0,44	$y = 2,8 x$
R / ξ_o	0,01	$y = -0,01 x + 0,37$
$R / H_{mo} \xi_o$	0,63	$y = 0,54 x$
Pente de la portion la plus mobile (L - RP)		
$R / (\tan\beta H_oL_o)^{1/2}$	0,66	$y = 4,5 x$
R / ξ_o	0,02	$y = 0,07 x + 0,81$
$R / H_{mo} \xi_o$	0,88	$y = 1,43 x$

En considérant la pente de la portion mobile, cette relation entre les valeurs de *runup* observées et la variable $H_{mo}\xi_o$ a permis de formuler l'expression suivante :

$$R_{\max} = 1,43 H_{mo}\xi_o \quad (22)$$

La comparaison entre les valeurs observées et les valeurs calculées montre que cette formule surestime la réalité ($y = 2,05 x$), avec un écart moyen de +1,21 m (fig.110A). Afin d'obtenir une relation de type ($y = 1 x$) entre les valeurs observées et les valeurs calculées, le coefficient a été ajusté ($1,43 / 2,05 = 0,7$) afin de mieux représenter la réalité :

$$R_{\max} = 0,7 H_{mo}\xi_o \quad (23)$$

Cette nouvelle expression permet de mieux représenter la réalité, avec un écart moyen de -0,01, une erreur quadratique moyenne de 25 cm et un coefficient de

détermination égal à 0,88 (fig. 110B). Néanmoins, si l'on ne considère pas les deux points esseulés (*runup* supérieur à 3 m) qui « tirent » la droite de régression, le coefficient de détermination tombe à 0,60. La relation est donc discutable mais pourrait être affinée par la mesure *in situ* de plusieurs valeurs de *runup* comprises entre 2 et 3,5 m (fig. 110B).

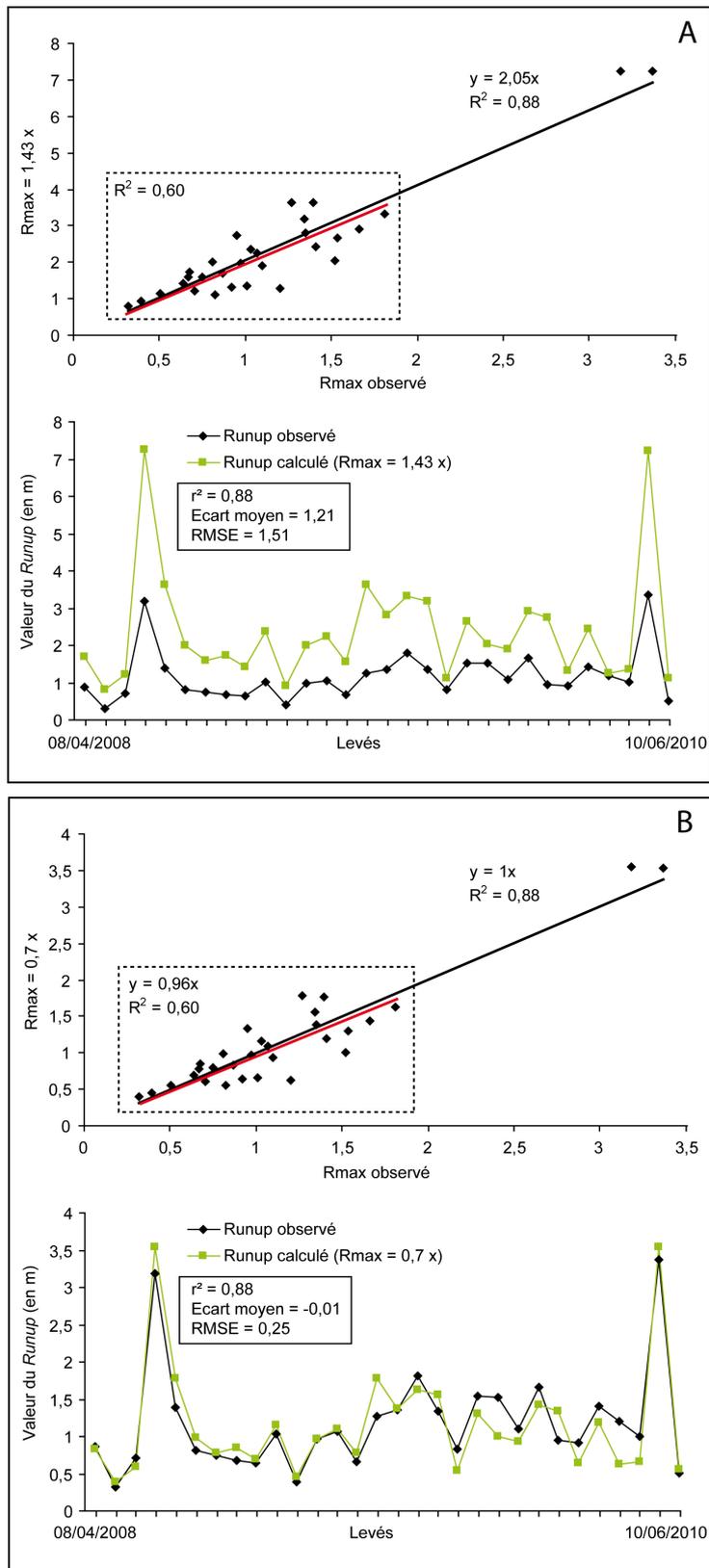


Fig. 110. Comparaison entre les valeurs de *runup* observées et les valeurs obtenues avec l'équation 22 qui surestime la réalité (A) et avec l'équation 23 ajustée par rapport aux valeurs observées (B). Les valeurs ont été calculées en utilisant la pente de la portion mobile.

2.4. Discussion sur le phénomène de *runup* en milieu macrotidal

Ces deux études ont montré que la pente de la portion la plus mobile de la plage a plus d'influence sur le *runup* que la pente de la zone intertidale. Concernant l'utilisation des équations issues de la littérature sur les deux sites, l'écart moyen et l'erreur quadratique moyenne sont, à chaque fois, plus faibles lorsque l'on utilise la pente de la portion mobile de la plage par rapport à la pente de la zone intertidale (tab. 39 et 40). Ceci peut s'expliquer en analysant la part relative des deux composantes du *runup*, à savoir le *setup* et le *swash runup*. Les observations de B. Raubenheimer *et al.* (1996) indiquent que le *setup* augmente fortement très près du rivage. La pente du *setup* étant liée aux caractéristiques locales de la houle et à la pente de la plage, le phénomène de *setup* est probablement fortement dépendant de la partie haute de l'estran. Enfin, le phénomène de *swash* ne dépend que de la pente de la zone de *swash* (Komar, 1998). Logiquement, le *runup*, qui est la somme de ces deux composantes, est vraisemblablement influencé par la pente de la portion la plus mobile de la plage, qui se situe, en l'absence de barre sableuse, au voisinage de la ligne de rivage. Par ailleurs, on pourrait penser que ce n'est pas la portion mobile de l'estran qui est importante, mais peut-être la pente de la zone de *swash*. Sur la plage de Porsmilin, les résultats relatifs à la pente de la zone de *swash* ont montré qu'il n'en était rien. En effet, les coefficients de détermination relatifs aux différentes variables étudiées sont inférieurs à ceux observés lors de l'utilisation de la pente de la portion mobile (tab. 41). En revanche, sur la plage du Vougot, la pente de la portion mobile, située très proche du rivage, correspond à la pente de la zone de *swash*. Sur cette plage, on peut donc considérer que la pente de *swash* influence grandement le *runup*.

L'analyse de la relation entre les valeurs de *runup* observées et les différentes variables compilées dans les tableaux 41 et 42, confirme le rôle de la pente de la portion mobile sur les deux plages. Cette démarche a également permis d'ajuster la constante environnementale C de la formule de J.A. Battjes (1971) pour les sites de Porsmilin (avec $C = 1,09$) et du Vougot (avec $C = 0,7$), afin d'obtenir des modèles numériques correspondant mieux à la réalité des deux plages. Cette démarche présente donc un intérêt réel et pourrait être reproductible sur des sites littoraux exposés à l'aléa submersion ou érosion, comme cela est le cas sur la plage du Vougot (Suanez *et al.*, 2007 ; Cariolet et Suanez, 2009 ; Cariolet *et al.*, soumis).

Les résultats issus de cette étude ne concernent que les plages de Porsmilin et du Vougot et ne présentent pas de caractère universel. Il s'avère nécessaire de reproduire cette démarche sur d'autres plages macrotidales aux caractéristiques morphodynamiques différentes, afin de pouvoir analyser le rôle des différentes sections de plage sur le *runup* en milieu macrotidal. Cependant, s'ils sont confirmés par d'autres mesures *in situ*, ces résultats remettraient en cause plusieurs travaux menés en milieu macrotidal, notamment sur la plage du Vougot. Ainsi plusieurs auteurs ont peut-être sous-estimé les niveaux d'eau extrêmes sur certaines portions du littoral, en utilisant la pente de l'ensemble de la zone intertidale dans le calcul du *runup*. Ceci est particulièrement vrai sur la plage du Vougot (Sabatier *et al.*, 2009 ; Suanez *et al.*, 2009 ; Suanez et Cariolet, 2010). Néanmoins, cette étude ne permet pas de conclure sur ce point et il convient de souligner quelques limites inhérentes à la méthode employée.

Une partie des écarts observés dans cette étude entre les mesures et les calculs peut être expliquée par un certain nombre de facteurs qui interviennent tout au long du processus de création et de traitement des données. Tout d'abord, la modélisation de la houle au large pour le site de Porsmilin ne considérait pas l'effet des courants de marée et la génération locale de vagues dues au vent. Grâce à des mesures *in situ* effectuées à partir d'une *datawell*, R. Magne et F. Ardhuin (2008) ont pu estimer l'erreur quadratique moyenne des valeurs de H_{m0} issues du modèle dans l'anse de Bertheaume à 18 cm. En outre, l'utilisation de T_{pic} , paramètre difficile à modéliser, peut poser ici quelques problèmes. Il serait intéressant, pour l'estimation du *runup*, d'utiliser la période moyenne (T_{m02} ou T_{m0-1}) dont la modélisation est plus fiable que T_{pic} (Munthe-Kaas et Krogstad, 1985 ; Krogstad *et al.*, 1999).

Concernant les données marégraphiques utilisées, le marégraphe du Port du Conquet et la plage de Porsmilin n'étant pas soumis au même régime anémométrique, la part de la surcote due aux vents d'afflux mesurée par le marégraphe du Conquet a pu être différente sur la plage de Porsmilin. Dès lors, la valeur déduite du *runup* (altitude de la laisse moins l'altitude de la marée observée puis corrigée) ne reflète pas totalement la réalité. Sur le site du Vougot, les mesures marégraphiques *in situ* à l'aide d'un capteur de pression ont permis de déduire la marée observée sur ce site et de contourner ce problème. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, le vent peut agir directement sur le jet de rive, en le « poussant » ou en le freinant localement sur la plage. Ce paramètre n'a pas été pris

en compte lors de cette étude.

Sur la plage de Porsmillin, la présence de la berme a rendu difficile la définition de la pente de la plage, comme l'ont déjà souligné plusieurs auteurs (Holman et Sallenger, 1985 ; Nielsen et Hanslow, 1991 ; Stockdon *et al.*, 2006).

Enfin la méthode utilisée, qui s'appuie sur des levés ponctuels, mesure uniquement le *runup* maximal (R_{max}) mais ne permet pas de déduire des valeurs de $R_{2\%}$. La comparaison entre les valeurs observées R_{max} et les valeurs $R_{2\%}$ estimées à partir des équations issues de la littérature est donc discutable. L'accumulation de ces multiples sources potentielles d'erreur doit donc être prise en compte dans l'interprétation des résultats obtenus.

Au final, il semblerait intéressant d'intégrer cette méthode au sein des observatoires de suivi morphologique des plages déjà existants, qui utilisent pour la plupart une technique basée sur le levé de profils (Larson et Kraus, 1994 ; Lacey et Peck, 1998 ; Ruggiero *et al.*, 2000 ; Rieb et Walker, 2001 ; Dehouck *et al.*, 2005). La méthode consisterait à mesurer le niveau de la laisse de mer lors du levé topomorphologique effectué le long du profil, comme cela a été effectué sur le site du Vougot. Ceci permettrait d'alimenter une base de données sur les « niveaux d'eau » et faciliterait l'estimation du *runup* sur les plages suivies. Une meilleure connaissance des niveaux d'eau extrêmes aiderait ainsi à la prise de décision concernant le dimensionnement d'ouvrages de défense côtiers ou l'occupation et la planification des territoires littoraux à risques.

Conclusion partielle

La méthode développée au cours de cette étude s'est avérée être fonctionnelle et relativement aisée à mettre en œuvre pour mesurer *in situ* le phénomène du *runup*. Les résultats ont permis de souligner l'importance du choix de la pente dans l'utilisation des formules pour estimer le *runup* en milieu macrotidal. Sur les deux plages étudiées, l'utilisation de la pente de la portion mobile dans le calcul du *runup* prévaut sur celle de la pente de l'ensemble de la zone intertidale. L'utilisation de la pente de la zone de balancement des marées tend à sous-estimer la réalité et plus particulièrement les valeurs extrêmes. S'ils sont confirmés par d'autres mesures de terrain, ces résultats permettront, entre autres, de revoir les niveaux d'eau extrêmes de référence établis dans les milieux macrotidaux, en réévaluant la part due à l'effet des vagues au déferlement. Ces cotes de référence servent notamment à délimiter les zones inondables par la mer dans les Plans de Prévention des Risques Littoraux (Garry *et al.*, 1997).

Après avoir analysé les processus météo-marins qui génèrent les submersions à l'échelle régionale (partie II), l'étude des processus météo-marins à l'échelle locale a permis de localiser les sites exposés à l'aléa et de caractériser les conditions météo-marines génératrices de submersions passées. Le travail mené sur les phénomènes de *runup* a permis de mieux calculer ce phénomène sur deux plages macrotidales bretonnes.

Toutes ces nouvelles connaissances peuvent servir une démarche appliquée et donc apporter des éléments à une demande sociétale. Les événements de février 2010 en Vendée ont souligné l'importance de prévoir et de prévenir le risque de submersion afin de protéger les populations et les biens. A partir des concepts et des notions abordés dans l'état de l'art et des connaissances apportées dans la seconde et la troisième partie, la dernière partie présente un essai de méthode prévisionnelle de l'aléa de submersion en Bretagne, puis une méthode affinée de cartographie du risque de submersion.

Partie 4. Vers une meilleure prévision et prévention du risque de submersion en Bretagne

Chapitre 1. Prévision du risque de submersion marine en Bretagne : vers une modélisation multi-scalaire

L'étude des conditions atmosphériques pour le nord-ouest de l'Europe (gradients de pression) et des conditions météo-marines locales lors des inondations passées nous a amené à mieux comprendre le fonctionnement des submersions en Bretagne, à l'échelle régionale et à l'échelle locale. Le travail sur les plages de Porsmillin et de Guissény a permis de mieux estimer la part des différents processus qui rentrent en compte dans la génération des niveaux d'eau extrêmes sur les plages macrotidales et notamment la part liée au déferlement des vagues.

Tous ces travaux nous ont amené à proposer une méthode prévisionnelle des submersions marines en Bretagne. Cette méthode s'apparente à un modèle conceptuel multi-scalaire. Ce dernier n'a pas été pensé dans le but de remplacer les différents modèles prévisionnistes créés par Météo-France. Au contraire, le modèle conceptuel proposé ici utilise les prévisions issues des modèles de Météo-France⁴². Après une présentation du modèle, trois tests de simulation sont présentés, puis discutés.

1.1. Conceptualisation du modèle

Le modèle présenté ici est un modèle multi-scalaire état-transition (Muller, 1997). Les prévisions de submersions sont effectuées selon deux échelles emboîtées : une échelle régionale et une échelle locale. Tous les paramètres utilisés dans ce modèle proviennent des prévisions de Météo-France, de Metoffice et de Previmer (Ifremer, Cetmef, Météo-France et SHOM).

⁴² Les prévisions anémométriques sont issues du modèle **ALADIN** de résolution 10km pour les deux premiers jours et du modèle **ARPEGE** de résolution 50 km au-delà.

1.1.1. Prévision à l'échelle régionale

La première étape consiste à détecter, à partir des prévisions de Météo-France (ou de Mettoffice⁴³), la présence d'un fort gradient de pression (gradient nord-ouest, sud-ouest ou nord-est, défini dans la partie II, Cf. page 74) (fig. 30). Une détection instantanée est d'abord réalisée pour le pas de temps J+0 h. Si aucun fort gradient de pression n'est repéré, le modèle recommence pour le pas de temps J+12 h, etc.. Le passage à un pas de temps suivant est effectué dès qu'une condition n'est pas respectée. Lorsqu'un des trois gradients définis préalablement (partie II chapitre 1) est supérieur à 20 hPa, l'étape suivante consiste à savoir si le coefficient de marée est supérieur à un seuil.

Comme nous l'avons vu dans la seconde partie, l'étude de la distribution des coefficients de marée au cours des 115 submersions qui ont eu lieu entre 1960 et 2010 en Bretagne montre que 95 % des submersions ont eu lieu alors que le coefficient de marée était supérieur ou égal à 78 (fig. 33). Ce coefficient de marée a donc été choisi comme seuil. Lorsque ce seuil marégraphique est dépassé, chaque site à enjeux qui a déjà été inondé durant ces conditions atmosphériques et marégraphiques est traité à l'échelle locale.

1.1.2. Prévision à l'échelle locale

Pour chaque site, une série de conditions météo-océaniques à l'échelle locale est analysée pour une période de 12 heures, soit 6 heures avant et 6 heures après l'instant retenu (J+12 h par exemple). Des seuils ont été définis à partir de l'étude des conditions locales observées lors des submersions passées (partie III chapitre 1). Les conditions minimums, observées lors des submersions pour chacun des sites depuis 1960, ont été retenues pour définir ces seuils.

⁴³ http://www.metoffice.gov.uk/weather/uk/surface_pressure.html (prévisions jusqu'à 84 heures).

Pour chaque site les conditions à risque concernent les paramètres suivants :

vitesse du vent $> n$ ms
n < direction du vent < n
pression atmosphérique $< n$ hPa
hauteur de la houle au large $> n$ m
période de la houle au large $> n$ s
n < direction de la houle au large < n

Si toutes les conditions météo-marines présentées ci-dessus sont validées pendant un laps de temps t , le modèle extrait la (les) période(s) de pleine(s) mer(s). Si la période t coïncide avec au moins une pleine mer, il est alors possible d'envoyer une alerte aux communes concernées.

Pour chaque pleine mer retenue, le niveau d'eau est calculé au niveau des secteurs de franchissement connus. Chaque niveau d'eau calculé correspond à la somme de la marée prédite, de la surcote et du *runup*. Ce calcul nécessite de connaître la pente de la plage au niveau des secteurs de franchissement.

Les données de marées prédites proviennent du SHOM⁴⁴. Le niveau, originellement exprimé en cote marine, est transposé en cote IGN (NGF). La surcote est calculée en ajoutant la part de la surcote due à une baisse de la pression atmosphérique avec celle due à l'action des vents d'afflux. La part de la surcote générée par une baisse de la pression atmosphérique est calculée à partir de la règle du « baromètre inversé ». L'effet des vents d'afflux est estimé à partir de l'expression de Bowden (équation 2). Notons qu'un modèle de Météo-France (Telemac-2D) existe déjà pour le calcul des valeurs de surcote (Daniel *et al.*, 2001 ; Hoffman *et al.*, 2008). Les données issues de ce modèle de simulation des surcotes pourraient donc très bien être intégrées à ce modèle au cours de cette étape. Enfin, le *runup* est estimé à partir de l'équation appropriée à la morphologie du site (partie I chapitre 1).

Lorsque le niveau d'eau prévu dépasse le sommet du cordon littoral ou la cote d'arase de l'ouvrage de protection du site, on considère qu'il existe un risque de franchissement et une alerte est alors envoyée à la commune. Si le risque est

⁴⁴ <http://www.shom.fr/>

déecté au pas de temps J+12 h par exemple, l'alerte est alors envoyée 12 h avant l'épisode de submersion prévu.

S'il existe un référentiel topographique précis du site, il est possible de prévoir l'étendue de la zone inondée. Pour cela, l'équation de van der Meer et Jansen (1995) est utilisée afin de calculer les volumes d'eau entrés par franchissement :

$$\frac{q_w}{\sqrt{gH_s^3}} = 0.06 \cdot \frac{\xi_{op}}{\sqrt{\tan\beta}} \cdot \exp\left(-5.2 \cdot \frac{R_c}{H_s} \cdot \frac{1}{\xi_{op}} \cdot \frac{1}{\gamma_r \gamma_b \gamma_h \gamma_\beta}\right) \text{ for } \xi_{op} < 2 \quad (24)$$

où :

q_w = débit de franchissement moyen en m³/s/m

ξ_{op} = nombre d'Iribarren ou *surf similarity parameter* (Battjes, 1974)

$\tan \alpha$ = pente de la plage

R_c = côte d'arase du secteur de franchissement – marée observée en m NGF

H_s = hauteur significative de la houle en m

$\gamma_r \gamma_b \gamma_h \gamma_\beta$ = coefficients/ facteurs réducteurs relatifs à la rugosité et à la porosité de surface, à la présence ou non d'une berme, *shallow water* (eau peu profonde) et à l'angle d'approche des vagues

g = accélération gravitationnelle = 9,81 m/s²

Le volume estimé est ensuite reporté sur le référentiel topographique afin d'obtenir l'extension prévue de la zone inondée.

Le modèle conceptuel état-transition, qui synthétise cette méthode prévisionnelle, a été réalisé avec le logiciel ArgoUML en respectant la norme UML⁴⁵ (fig. 111). Cette norme est un langage permettant de modéliser un problème de façon standard, grâce à l'utilisation de pictogrammes (Muller, 1997). Ce travail a été effectué avec l'aide de Mathias Rouan, ingénieur au laboratoire Geomer.

Cette méthode de prévision se base sur une analyse des conditions météo-marines observées lors de submersions passées, à une échelle régionale et locale. Comme nous l'avons déjà vu, ce travail n'est pas destiné à remplacer les modèles prévisionnels de Météo-France, mais est amené au contraire à se « nourrir » des prévisions issues de ces derniers. A l'échelle locale, nous avons testé ce modèle multi-scalaire sur deux sites (Tredrez-Locquémeau et Ile de Beniguet) à partir de

⁴⁵ *Unified Modeling Language* ou langage de modélisation unifié

données terrain collectées après les inondations du 10 mars 2008. Le modèle a également été testé en temps « réel » (à l'échelle régionale et locale) et a permis de prévoir la submersion du 31 mars 2010 à Tredrez-Locquémeau.

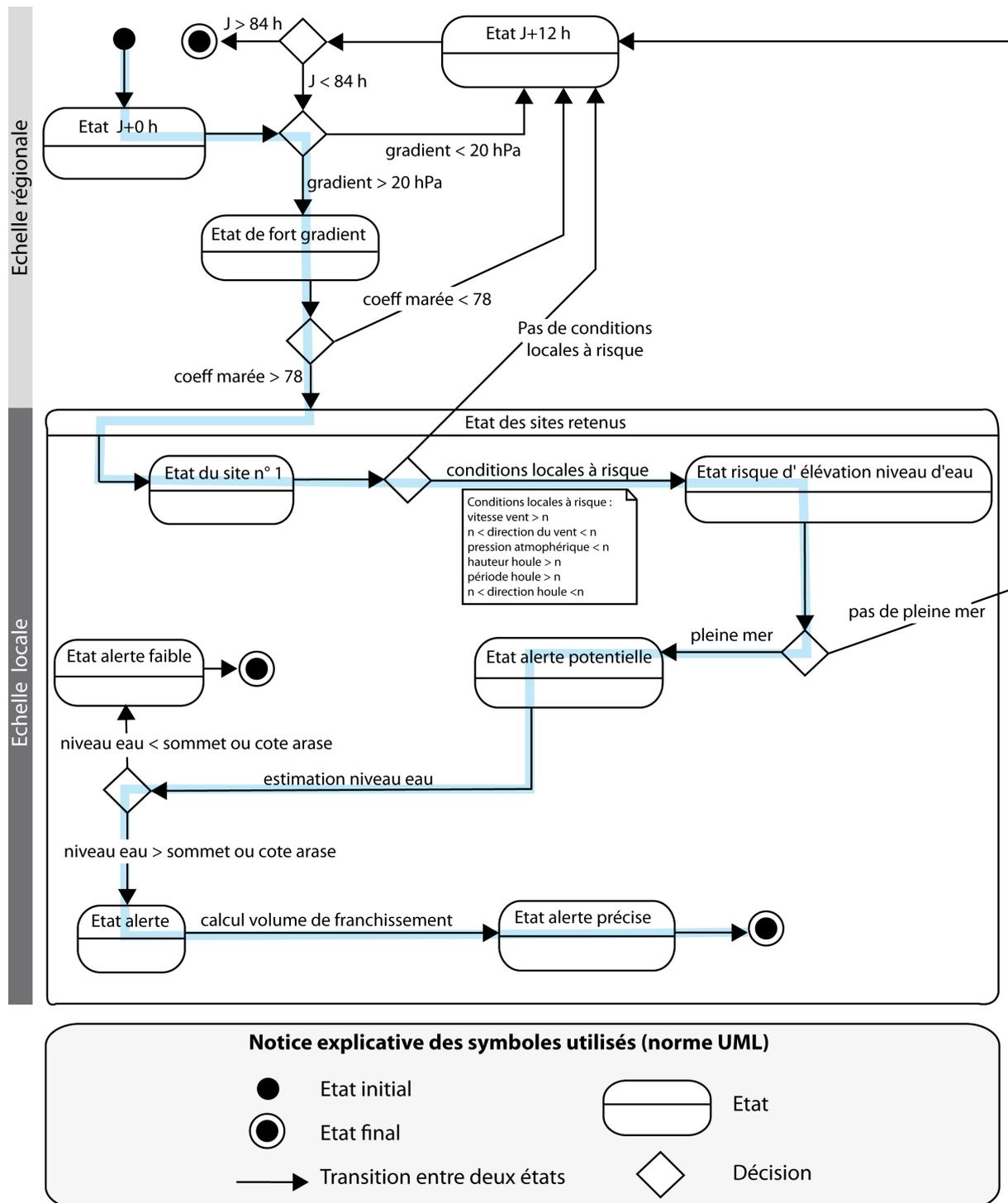


Fig. 111. Schéma conceptuel du modèle multi-scalaire « prévision du risque de submersion marine ». La ligne bleue représente le cheminement suivi par le modèle en cas d'alerte précise.

1.2. Test et validation du modèle conceptuel

Le modèle conceptuel a été testé à l'échelle locale sur deux sites :

A Tredrez-Locquémeau, la présence de laisses de tempête qui témoignaient du niveau atteint par le jet de rive lors de la submersion du 10 mars 2008 (Cariolet, 2010), a permis de tester le modèle conceptuel en partant du résultat, jusqu'à l'étape d'estimation du niveau d'eau à la côte. Le modèle conceptuel a ensuite été testé en temps réel à partir de données prévisionnelles et a permis de simuler la submersion du 31 mars 2010 sur ce site, avec une avance de 24 heures.

Sur l'île de Beniguet, le modèle conceptuel a été testé jusqu'à l'étape de calcul des volumes d'eau entrés par franchissement. Ce test a été effectué pour la journée du 10 mars 2008. Les volumes d'eau calculés par le modèle ont été comparés aux volumes d'eau estimés à partir de levés topographiques et de laisses de mer réalisés sur l'île après son inondation lors du passage de la tempête Johanna. Nous présenterons ici uniquement les résultats obtenus sur les sites de Tredrez-Locquémeau (pour le 10 mars 2008 et le 31 mars 2010) et de Beniguet (10 mars 2008).

1.2.1. Test 1 : Port de Tredrez-Locquémeau, submersion du 10 mars 2008

1.2.1.1. les faits passés

Comme nous l'avons vu dans la partie précédente, le port de Tredrez-Locquémeau est constitué d'un double tombolo qui relie la pointe de Sehar au continent. Les deux cordons de galets (le cordon du Pors an Ero Vili orienté vers l'ouest et le cordon de An Aod Vras orienté vers le nord-est) représentent les deux secteurs de franchissement du site et enserrant une zone basse bâtie (fig. 81).

Le 10 mars 2008 vers 19h UTC, cette zone basse a été brutalement inondée (photo 19) par des vagues qui ont submergé le cordon de galet de Pors an Ero Vili qui protégeait la zone basse située en arrière. Une laisse de tempête a marqué le niveau maximum atteint par le jet de rive (photos 19 et 20). Cette marque physique,

levé au DGPS, culminait à 7 m NGF d'altitude pour une altitude moyenne de 6,5 m NGF⁴⁶.



Photo 19. Le port de Tredrez-Loquémeau au lendemain du 10 mars 2008 (photo : Joël Le Jeune). Le cordon de galet de Pors an Ero Vili a été arasé par un phénomène de *rollover*.

⁴⁶ Les levés ont été raccordés au système géodésique français à partir du repère de nivellement **N.R.K3 – 415** de l'IGN, et raccordés au système de projection Lambert II étendu par cheminement à partir de la borne IGN **2223501**.



Photo 20. Laisse de tempête déposée sur le site de Tredrez-Locquémeau à plus de 6,5 m NGF. Cette marque physique témoigne du niveau maximal atteint par le jet de rive (*runup*) le soir du 10 mars 2008.

1.2.1.2. Les faits prévus par le modèle conceptuel

La méthode de prévision a permis de détecter à l'échelle extra-régionale un fort gradient de pression nord-ouest (25 hPa) le 10 mars 2008 à 18h UTC. Pour cette période, le coefficient de marée était de 104, donc supérieur au seuil défini préalablement. A l'échelle du site, les conditions locales ont été considérées comme à risque au moment de la pleine mer de 19H00 UTC.

Le niveau d'eau maximal atteint le 10 mars 2008 sur le site de Tredrez-Locquémeau a été ensuite calculé empiriquement à partir de l'équation suivante :

$$\text{Niveau d'eau maximal} = \text{Altitude}_{\text{marée prédite}} + \text{Surcote} + R_{\text{max}}^T \quad (25)$$

Afin d'obtenir la valeur de surcote au moment de la marée haute à 19H00 UTC, l'utilisation des valeurs enregistrées par le marégraphe de Roscoff, situé à 31 km à l'ouest, était pertinente. Cependant, l'orientation du site de Tredrez-Locquémeau face au vent d'afflux d'ouest, laisse à penser que la surcote a été plus importante sur ce site qu'au niveau du port de Roscoff, orienté vers le nord. Dans ce cas, la surcote a donc été estimée à partir de l'expression suivante :

$$S = dA + d\xi \quad (26)$$

Avec dA représentant la hausse du niveau d'eau due à une baisse de la pression atmosphérique et $d\xi$ représentant la hausse du niveau d'eau engendrée par les vents d'afflux (*wind setup*). Ce paramètre a été estimé à l'aide de l'expression de K.F. Bowden (1983) (équation 2).

Les données météorologiques nécessaires à l'utilisation de ces formules proviennent des enregistrements de la station Météo-France de Lannion-Servel, située à 8 km au nord-ouest du site.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, l'estimation du *runup* à partir des formules issues de la littérature pose problème en milieu macrotidal et mégatidal. Néanmoins, aucune mesure *in situ* du *runup* n'a été réalisée sur le site de Tredrez-Locquémeau et plus largement sur les cordons de galets. Afin de calculer le *runup* maximal (R_{max}), l'équation de R.A. Holman (1986) a donc été utilisée (équation 11).

Le 10 mars 2008 à 19H00 UTC, heure de la pleine mer, la station météorologique de Lannion-Servel a enregistré une pression de 986,8 hPa et un vent d'ouest (direction = 270°) de 15 m/s. Au même moment, le centre dépressionnaire se situait à 450 km du site de Tredrez-Locquémeau (tab. 43).

Tab. 43. Conditions météo-marine observées au moment de la submersion du 10 mars 2008 sur la commune de Tredrez-Locquémeau.

Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	
270	15,2	986,8	
Niveau d'eau prédit (m NGF)	H_{mo} (m)	T_{pic} (s)	Direction de la houle
4,356	10,2	16	291

La valeur de surcote atteinte pendant la marée haute du soir, calculée à partir des modèles mathématiques pour le cordon de Pors an Ero Vili, est donc égale à 0,74 m soit 0,26 m (élévation due à la baisse de la pression atmosphérique) ajouté à 0,48 m (élévation générée par les vents d'afflux). Notons que la surcote enregistrée par le marégraphe de Roscoff au même moment était de 0,29 m, soit 45 cm en dessous. Le calcul du *runup* maximal atteint à 19h UTC au niveau du cordon de Pors an Ero Vili a été réalisé à partir de données de houles simulées⁴⁷ et d'une donnée morphologique (pente de l'estran = 0,026). Le *runup* maximal atteint à 19 UTC a été estimé à 1,91 m (tab. 44).

Si l'on additionne la hauteur de la marée haute prédite à 19h UTC (4,356 m NGF), la valeur de surcote calculée (0,74 m) et la valeur du *runup* maximal (1,91 m), on obtient une hauteur d'eau estimée à 7 m NGF (tab. 44). Ce niveau d'eau est supérieur à la côte d'arase du cordon de Pors an Ero Vili, mesuré après la submersion (6,5 m) . Le niveau d'eau calculé par le modèle correspond relativement bien à l'altitude de la laisse de tempête qui était en moyenne de 6,5 m NGF de moyenne avec un maximum de 7 m NGF. Notons que le niveau d'eau extrême d'occurrence centennale calculé par le SHOM (2007) selon la méthode de B. Simon (1996) pour cette portion du littoral est de 5,5 m NGF, soit plus d'un mètre en dessous. Toutefois, comme nous l'avons rappelé ultérieurement, la méthode de calcul des niveaux d'eau extrêmes du SHOM repose uniquement sur la surcote mais ne tiens pas compte de l'effet de l'agitation marine dans l'élévation du plan d'eau à la côte, définit par le *wave setup* et le *wave runup*. Le résultat obtenu ici semble donc valider la méthode de prévision concernant cet évènement.

Tab. 44. Caractéristique morphologique du cordon de Pors an Ero Vili et niveau d'eau maximal calculé au moment de la pleine mer le 10 mars 2008 à 19 h UTC.

Cordon	Caractéristiques morphologiques		Estimation du niveau d'eau		
	Pente (tan β)	Cote d'arase (m NGF)	Marée prédite + surcote (m NGF)	<i>Runup max</i> (m)	Niveau maximal (m NGF)
Pors an Ero Vili	0,028	6,5	5,10	1,91	7,01

⁴⁷ Données de houles obtenues par simulation avec le code de calcul WAVEWATCH III™ (SHOM).

1.2.2. Test 2 : Port de Tredrez-Locquémeau, submersion du 31 mars 2010

Ce test a été réalisé en temps réel à l'aide de données prévisionnelles (données Météo-France, metoffice et previmer). Le matin du 30 mars 2010, Météo-France et metoffice prévoient pour le lendemain matin à 06h UTC un gradient de pression nord-ouest de 20 hPa. Le coefficient de marée prévu était de 112 avec une pleine mer à 5h53 UTC. Parmi tous les sites qui risquaient d'être inondés (sur la côte nord de la Bretagne principalement), seul le site de Tredrez-locquémeau était soumis à des prévisions de conditions météo-marines locales considérées comme à risque (tab. 45).

Tab. 45. Prévisions (J+24h) des conditions météo-marines pour la pleine mer du 31 mars 2010 à 5h53 UTC sur la commune de Tredrez-Locquémeau.

Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	
270	12,3	988,8	
Niveau d'eau prédit (m NGF)	H_{mo} (m)	T_{pic} (s)	Direction de la houle
4,776	5,25	9	300

Quelques mois plus tôt, la morphologie des deux cordons avait été levée au DGPS, permettant d'obtenir les données - nécessaires pour le calcul des niveaux d'eau - de pente de plage et les cotes d'arases au niveau des deux cordons. Le cordon de Pors an Ero Vili avait été reprofilé et exhausé à 7,8 m NGF après son arasement en mars 2008 (photo 21). La cote d'arase du cordon de An Aod Vras était quant à elle de 5,5 m NGF.



Photo 21. Le cordon de Pors an Ero Vili, reprofilé et exhaussé après sa submersion en mars 2008 (cliché : J. Le Jeune).

Les niveaux d'eau ont été estimés pour les deux cordons (Pors an Ero Vili et An Aod Vras) suivant la même méthode que dans le test précédent. Pour le cordon de Pors an Ero Vili, le niveau d'eau maximal a été estimé à 6,26 m NGF (tab. 46), soit plus d'un mètre en dessous de la cote d'arase du cordon. Aucun phénomène de franchissement n'était donc prévu par la simulation durant la pleine mer le matin du 31 mars 2010. Au niveau du cordon d'An Aod Vras, le niveau d'eau maximal a été estimé à 6,042 m NGF, soit 50 cm au-dessus du cordon. Le modèle prévoyait des phénomènes de franchissement au niveau de ce cordon.

Tab. 46. Caractéristiques morphologiques des deux cordons et niveaux d'eau prévus au moment de la pleine mer le 31 mars 2010 à 06 h UTC.

Cordon	Caractéristiques morphologiques		Estimation des niveaux d'eau		
	Pente (tan β)	Cote d'arase (m NGF)	Marée prédite + surcote (m NGF)	<i>Runup max</i> (m)	Niveau maximal (m NGF)
Pors an Ero Vili	0,03	7,8	5,062	1,2	6,26
An Aod Vras	0,02	5,5	5,062	0,98	6,042

Le 30 mars 2010, une alerte a été envoyée à la commune de Tredrez-Locquémeau. Le lendemain matin, au moment de la pleine mer de 06 h UTC, des phénomènes de franchissement au niveau du cordon d'An Aod Vras ont engendré l'inondation de la zone basse, comme le modèle l'avait prévu (photo 22). Cette simulation montre l'intérêt de prévoir les submersions à l'échelle du site. Le modèle de prévision multi-scalaire semble plus précis que les modèles de Météo-France qui envoient des alertes départementales. Ci-dessous un message des services techniques de la commune de Tredrez-Locquémeau, envoyé juste après la submersion :

« Pour commencer merci pour votre message d'alerte qui nous a permis de prendre quelques dispositions conservatoires ... en effet, avec la marée d'hier matin, nous avons subi quelques dégâts ». A. Fournier, responsable des services techniques de la commune de Tredrez-Locquémeau, le 1^{er} avril 2010.



Photo 22. Localisation de la zone inondée le matin du 31 mars 2010 à Tredrez-
Locquémeau (cliché du haut: A. Fournier).

1.2.3. Test 3 : Ile de Beniguet, submersion du 10 mars 2008

1.2.3.1. Faits passés

L'île de Beniguet, située dans l'archipel de Molène (Finistère) et sur laquelle aucun enjeu humain n'est présent, constitue un terrain d'étude privilégié pour étudier le phénomène de submersion. Le soir du 10 mars 2008, cette île a été partiellement envahie par la mer. L'eau est entrée par deux brèches situées sur la façade méridionale de l'île et ouvertes depuis l'hiver 1989-1990 (photo 23). Les nombreux galets déversés sur le revers du cordon de « Tahiti » au nord-est de l'île, prouvent que la mer a également franchi ce cordon, alimentant la zone basse du Loc'h. L'île étant réglementée par un statut de réserve intégrale, les laisses de mer sont restées intactes après le passage de la tempête du 10 mars 2008.

Sur cette île, les submersions ont eu lieu alors que le gradient de pression de nord-ouest ou de sud-ouest était supérieur à 20 hPa, qu'une forte houle ($H_{mo} > 10$ m) provenait du secteur sud-ouest à ouest-nord-ouest, accompagnée d'un fort vent du même secteur et d'une pression atmosphérique inférieure à 990 hPa.

Afin de tester le modèle jusqu'à l'étape de calcul des volumes d'eau entrés par franchissement, la masse volumique d'eau entrée sur l'île le 10 mars 2008 a d'abord été estimée à partir de mesures *in situ* (Cariolet *et al.*, 2010).

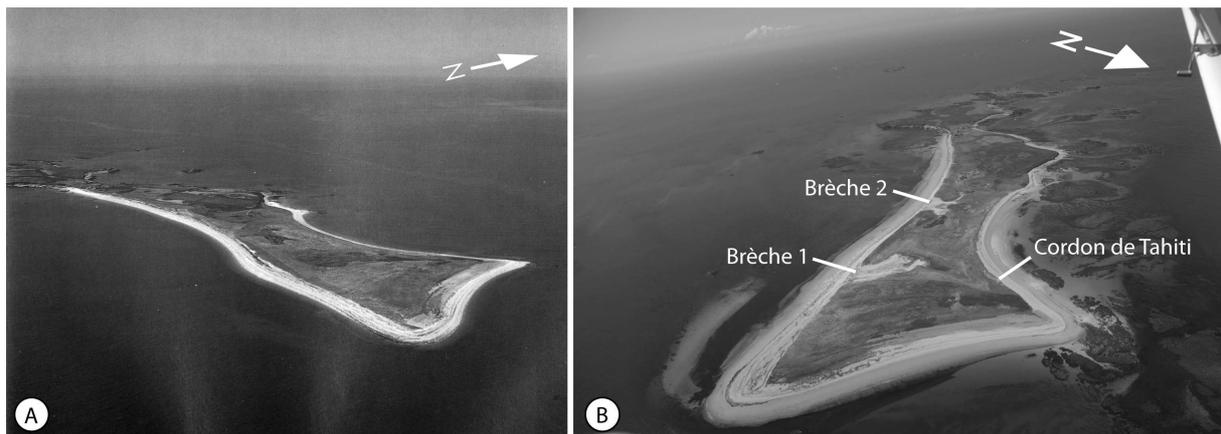


Photo 23. A : vue aérienne de l'île de Beniguet prise avant la tempête de décembre 1989 (source : Priser, 1991). B : vue aérienne de l'île de Beniguet prise le 25 juillet 2009 (source : Tiphaine Franz).

1.2.3.2. Estimation des volumes d'eau entrés dans les zones basses à partir des mesures de lasses de mer et des levés topographiques

Les lasses de mer ont tout d'abord été levées au DGPS. Les levés ont été raccordés au système géodésique français et au système de projection Lambert II étendu à partir d'une borne IGN située sur l'île⁴⁸. Ceci a permis de géoréférencer les lasses de mer, de connaître leur altitude et ainsi de restituer les limites des deux zones qui ont été inondées le 10 mars 2008. Les zones basses, les cordons de galets, les deux brèches et l'estran ont également été levés. Plus de 5300 points GPS ont été mesurés au cours de deux missions sur l'île (du 20 au 21 mai 2008 et le 24 juin 2008). Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) a été calculé à partir de ces levés, suivant une maille de 50 cm de côté (fig. 112). Afin d'estimer le volume d'eau entré dans les deux zones basses, un second MNT a été calculé en considérant les zones basses comme remplies. L'altitude des niveaux d'eau reportée au sein des deux zones basses correspond à l'altitude des lasses de mer respectives. La soustraction du volume du MNT « rempli » par le volume du MNT « vide » a permis d'estimer le volume d'eau entré pendant le passage de la tempête, en considérant le substrat comme imperméable (fig. 113). Le référentiel altitudinal a également permis d'obtenir des données relatives aux caractéristiques morphologiques de la zone telles que la cote d'arase des deux brèches et du cordon de galet au-dessus desquels ont eu lieu les phénomènes de franchissement.

⁴⁸ Site n° 2904003 (source : <http://geodesie.ign.fr/>) .

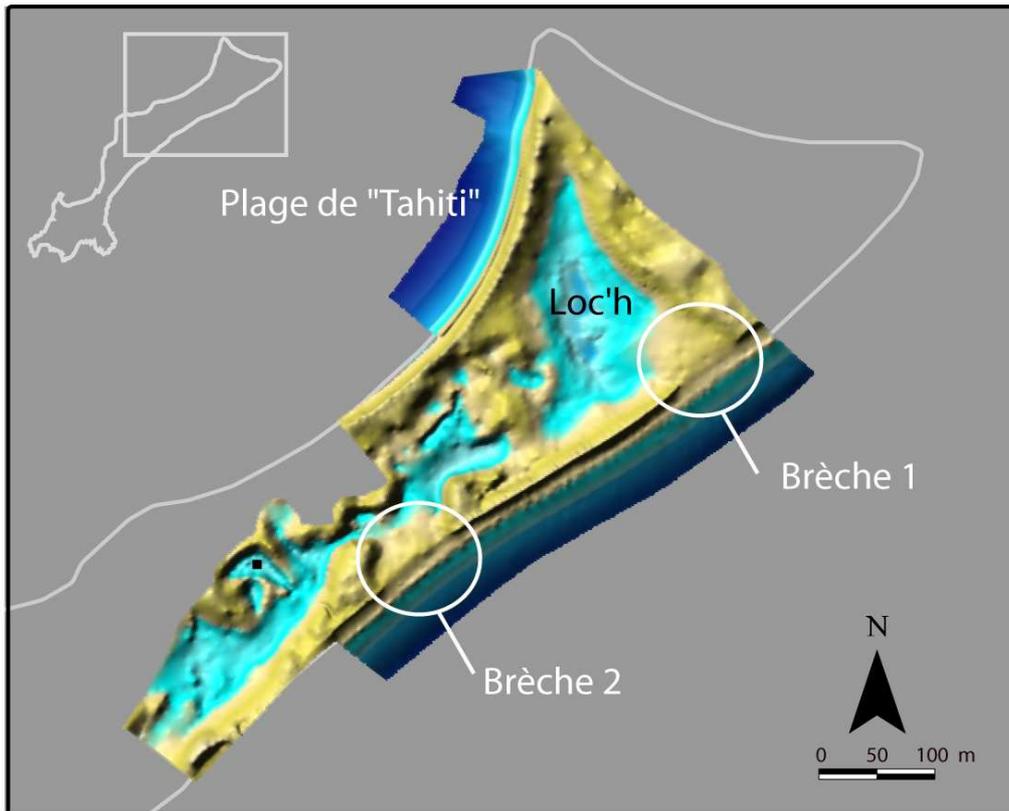


Fig. 112. Représentation en trois dimensions des deux zones inondées le 10 mars 2008 sur l'île de Beniguet (Finistère).

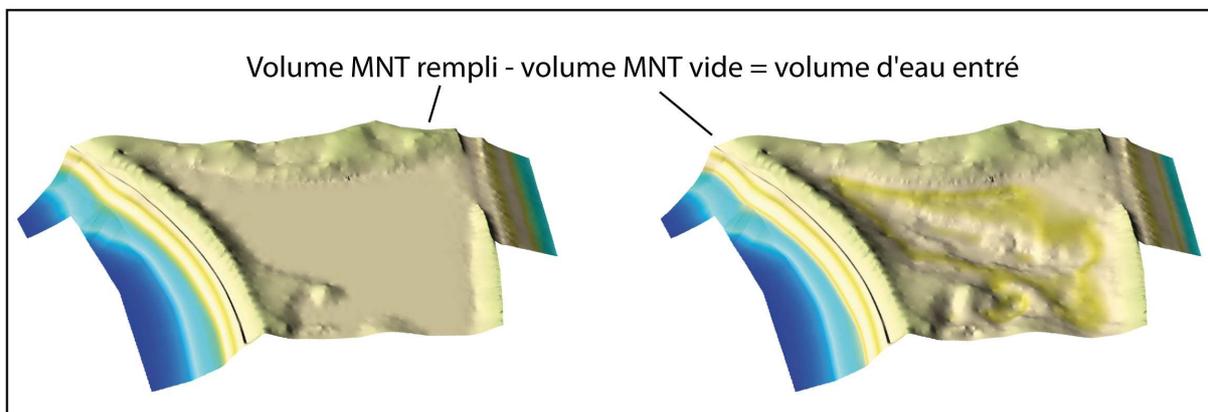


Fig. 113. Calcul du volume d'eau entré dans la zone basse du Loc'h, à Beniguet le 10 mars 2008, réalisé en soustrayant le MNT vide au MNT rempli.

Les deux brèches présentent une morphologie identique et ont une cote d'arase de 4,7 m NGF (soit 8,2 m côte marine). L'altitude moyenne de la laisse de mer déposée par la marée de tempête dans la dépression du Loc'h est de 4,7 m NGF. On peut donc considérer que cette dépression a été « remplie » au maximum. On

suppose que la majeure partie de l'eau est entrée par la brèche, même si la projection de galet sur le revers du cordon de « Tahiti » prouve qu'il y a bien eu des phénomènes de franchissement de l'autre côté du Loc'h (fig. 112). Le volume d'eau calculé, en considérant le sol comme imperméable, est de 54 791 m³ (tab. 47). Le substrat (sableux) étant perméable, on peut penser que le volume d'eau entré a été plus important.

Au niveau de la seconde zone basse, l'altitude moyenne de la laisse de mer atteint 3,7 m NGF. Le volume d'eau entré est de 19 073 m³ (tab. 47). Ici, l'eau est entrée uniquement par la brèche numéro 2, ce qui peut expliquer le volume d'eau moins important, comparé à celui calculé au niveau de la dépression du Loc'h.

Tab. 47. Caractéristiques morphologiques des secteurs de franchissement et données relatives à la submersion du 10 mars 2008 sur l'île de Beniguet

Secteurs de franchissement	Longueur du secteur de franchissement	Altitude à l'entrée de la brèche	Pente de la plage ($\tan\beta$)	Zone basse alimentée
Brèche 1	92 m	4,7 m (NGF)	0,1	1
Brèche 2	104 m	4,7 m (NGF)	0,081	2
Cordon de « Tahiti »	90 m	6,73 m (NGF)	0,15	1
Zone basse	Altitude de la laisse de mer		Volume d'eau entré le 10.03.08	
Zone basse 1 (Loc'h)	4,7 m (NGF)		54 791 m ³	
Zone basse 2	3,7 m (NGF)		19 073 m ³	

1.2.3.3. Résultats obtenus par le modèle conceptuel

Comme nous l'avons vu précédemment, un fort gradient de pression nord-ouest de 25 hPa a été observé le 10 mars 2008 à 18h UTC alors que le coefficient de marée était de 104. Sur l'île de Beniguet, les conditions météo-marines locales étaient considérées comme à risque pour la pleine mer du soir du 10 mars 2008 (tab. 48). Les volumes d'eau entrés ont ensuite été estimés à partir du calcul des débits de franchissement.

Tab. 48. Conditions météo-marine observées au moment de la submersion du 10 mars 2008 sur l'île de Béniguet.

Direction du vent	Vitesse du vent (m/s)	Pression atmosphérique (hPa)	
288	15	988	
Niveau d'eau prédit (m NGF)	H_{mo} (m)	T_{pic} (s)	Direction de la houle
3,49	10,3	16,7	276,8

Les débits de franchissement ont été calculés pour les brèches 1 et 2 et le cordon de « Tahiti » à partir de la relation élaborée par van der Meer et Jansen (1995) largement utilisée en ingénierie civile (Hughes et Nadal, 2009 ; Peeters *et al.*, 2009) (équation 24).

Les données de houles ont été obtenues à partir de mesures réalisées par le houlographe (Datawell directionnelle) située au niveau des Pierres Noires, à 5 km au sud-ouest de Béniguet. Les données marégraphiques proviennent du marégraphe du Conquet située à 5 km à l'est de l'île.

Afin d'obtenir le volume total d'eau entré par les brèches et le cordon de « Tahiti », les débits moyens (q_w) exprimés en $m^3/s/m$ ont été multipliés par la largeur du secteur de franchissement et par le nombre de vagues dénombrées au cours d'une période de calcul (période en seconde divisée par la période de la Houle (T_{pic}) ; ex : 30 min avec $T_{pic} = 15$ s, soit 1600 s / 15 s = 120 vagues).

Les débits moyens de franchissement ont été calculés pour les trois secteurs de franchissement dont les caractéristiques morphologiques sont compilées dans le tableau 47. Les résultats montrent que la zone basse 1 (Loc'h) a été inondée par des franchissements au niveau de la brèche 1 le matin et le soir. Le cordon de « Tahiti » a été franchi durant la pleine mer du soir uniquement. La zone basse 2 a été inondée par des franchissements au niveau de la brèche 2 le matin et le soir (fig. 114). Les volumes cumulés obtenus à l'aide des calculs correspondent relativement bien aux volumes d'eau mesurés sur le terrain (tab. 49). Le report des volumes d'eau calculés pour les deux zones basses sur le MNT montre l'intérêt d'une telle démarche (fig. 115).

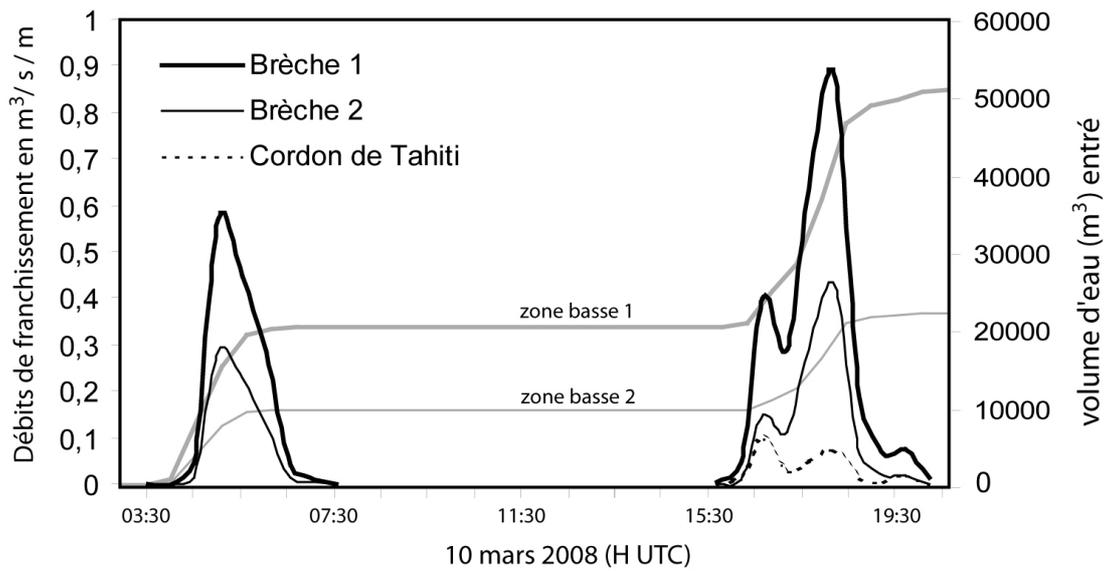


Fig. 114. Débits moyens de franchissement (en $m^3/s/m$) calculés au niveau des deux brèches et du cordon de « Tahiti » et volumes d'eau entrés pour la journée du 10 mars 2008 (Cariolet, 2010).

Tab. 49. Comparaison des volumes d'eau entrés par franchissement avec les volumes calculés à partir de l'expression de van der Meer et Jansen (1995).

Zone basse	Volume observé	Volume calculé
Zone basse 1 (nord)	54 791 m^3	50 774 m^3
Zone basse 2 (sud)	19 073 m^3	22 155 m^3

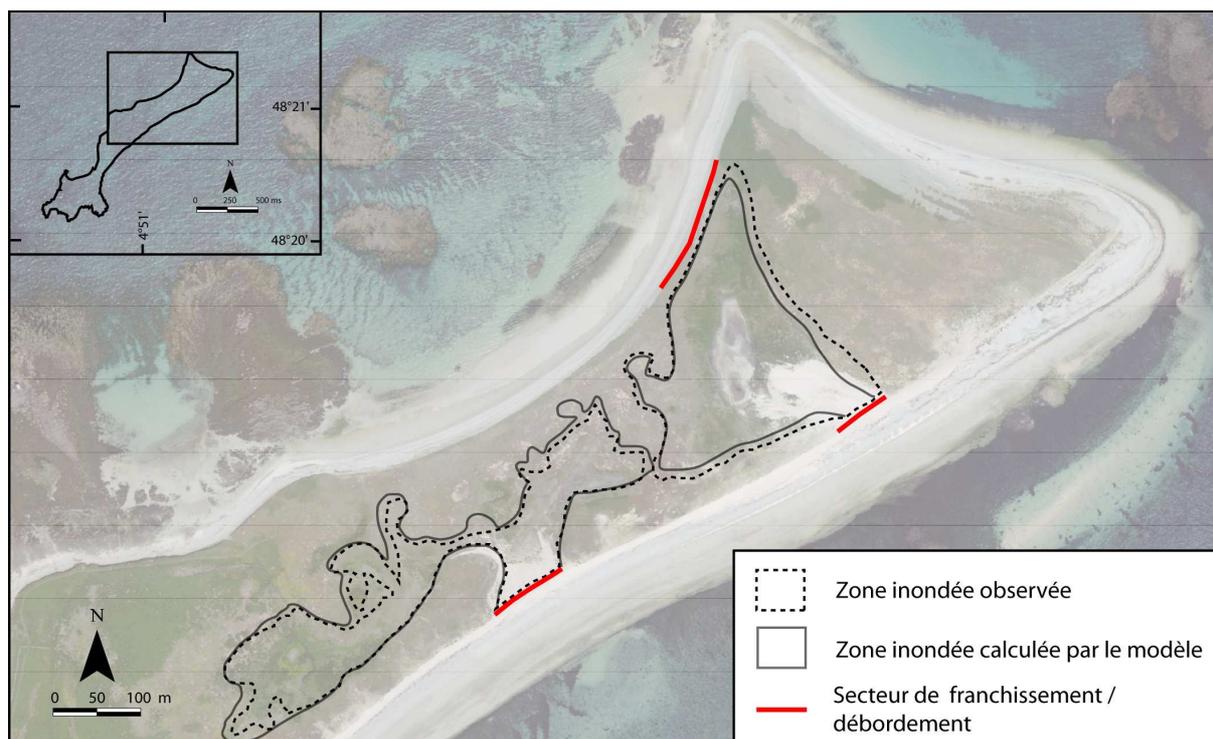


Fig. 115. Comparaison entre la zone inondée observée et la zone calculée par le modèle, concernant la submersion du 10 mars 2008 sur l'île de Beniguet.

1.3. Discussion sur la méthode prévisionnelle proposée

L'originalité de la méthode de prévision des submersions marines proposée ici, tient à son caractère multi-scalaire. Les prévisions sont effectuées à l'échelle régionale puis à l'échelle locale, ce qui permet de prendre en compte tous les paramètres qui agissent au sein des processus de submersions marines et de cibler les sites potentiellement inondables lorsque ces conditions sont réunies. Basée sur une analyse des événements passés, la connaissance des secteurs à risque et des conditions météo-marines locales à risque permet de mieux prévoir les inondations par la mer, site par site et non pas à l'échelle départementale. A une échelle locale, la connaissance de la morphologie des secteurs de franchissement - qui nécessite un travail de terrain - permet d'affiner le calcul des niveaux d'eau à la côte en intégrant l'élévation due à l'agitation marine et de prévoir les phénomènes de franchissement. Sur les sites pour lesquels un référentiel altitudinal est disponible, il est possible d'estimer les volumes d'eau entrés par franchissement et donc de délimiter une zone potentiellement inondable. Ce type de cartographie prévisionnelle peut aider par exemple à délimiter des zones à évacuer, en cas d'alerte. En

comparaison, le modèle prévisionnel de Météo-France envoie des alertes à l'échelle départementale. Entre le 7 et le 9 novembre 2010, Météo-France a par exemple émis une alerte à la submersion entre Perros-Guirec et l'anse de l'Aiguillon. Selon la méthode prévisionnelle présentée dans ce chapitre, aucun site en Bretagne n'était soumis au risque de submersion durant cette période. Aucune submersion n'a été recensée en Bretagne entre ces deux dates.

La méthode prévisionnelle présentée ici peut être utilisée par les gestionnaires qui peuvent prévoir le risque de submersion assez rapidement à partir de l'étude des gradients de pression et des horaires de marée. Cette méthode, basée uniquement sur l'étude des conditions régionales a, par exemple, permis de prévoir avec une avance de 24 heures, une submersion sur la commune de Gâvres le 10 février 2009. Les services techniques de la commune ont ainsi eu le temps de s'organiser afin de « contenir » les « paquets de mer » qui ont franchi la digue de la grande plage ce jour là.

Les trois tests menés à Tredrez-Locquémeau et sur l'île de Beniguet ont montré que ce modèle fonctionne et souligne l'utilité de calculer les niveaux d'eau extrêmes à l'échelle locale, au niveau des secteurs de franchissement connus. Ces tests révèlent encore une fois la nécessité de prendre en considération l'effet des vagues dans l'élévation du plan d'eau à la côte. Le modèle opérationnel de prévision des submersions marines en France, géré par Météo-France, ne considère pas le rôle des vagues dans le calcul des niveaux d'eau (Daniel *et al.*, 2001 ; Hoffman *et al.*, 2008). L'estimation des phénomènes de *setup* et de *runup* n'est possible qu'à l'échelle du site, d'où l'intérêt d'utiliser un modèle conceptuel multi-scalaire. La méthode prévisionnelle proposée ici pourrait donc être un complément aux modèles de Météo-France.

Le test mené sur l'île de Beniguet indique que le modèle de franchissement basé sur l'expression de van der Meer et Jansen (1995), à l'origine employée sur des ouvrages de défense côtier tel que des digues ou des jetés (Peeters *et al.*, 2009), semble être fonctionnel sur des cordons naturels.

Cependant, certaines limites tendent à minimiser la portée des résultats obtenus. Premièrement, seuls trois tests ont pu être réalisés – dont un seul en mode prévisionnel – ce qui ne permet en aucun cas de valider entièrement cette approche. Deuxièmement, il est important de noter que le modèle conceptuel présenté ici est

totalemment dépendant des données prévisionnelles de Météo-France et du SHOM, elles mêmes issues de modèles. Troisièmement, le modèle ne considère pas les processus hydro-sédimentaires d'ouverture de brèche. Néanmoins, sur les sites présentant une configuration propice à la formation de brèches (points faibles définis en partie III chapitre 1), il serait possible de rajouter un « module » au modèle afin prévoir le risque de rupture d'ouvrage. La condition serait la suivante :

Si $H_{mo} > n$ mètres pendant une période $t > n$ heures,
alors risque d'ouverture de brèche

On considère que plus hauteur de la houle au large est grande pendant longtemps, plus la probabilité de rupture augmente. Actuellement, le manque de données *in situ* concernant ce type de processus en Bretagne ne permet pas d'intégrer un tel module. De même le passage des fronts froids pourrait être pris en considération sur les sites sur lesquels ceux-ci semblent jouer un rôle. Néanmoins, le manque de données ne nous permet pas d'intégrer cette notion pour le moment.

Ce travail trouve toute son utilité dans les objectifs ministériels pour l'élaboration d'un programme visant à améliorer les systèmes de prévision, d'avertissement, de vigilance et d'alerte (Direction générale de la prévention des risques, 2010). Ce programme, commandé après les évènements de Xynthia en février 2010, devrait être présenté en 2011, et sera géré par la Direction Générale de la Prévention des Risques (DGPR) en lien avec Météo-France, le SHOM et le Ministère de l'Intérieur, de l'Outre-Mer et des Collectivités Territoriales (MIOMCT). Le programme prévoit la mise en place d'un volet « fortes vagues et submersions marines » à la fin 2011. Ce volet, élaboré par Météo-France et le SHOM, définira un niveau de vigilance par département en fonction des prévisions de niveau d'eau et d'agitation marine. Néanmoins, au vu des résultats obtenus à l'aide du modèle et présenté dans ce chapitre, la définition de niveaux de vigilance à l'échelle départementale s'avère être insuffisante et peu adaptée. Ce constat est particulièrement vrai en Bretagne où chaque site possède des caractéristiques morphodynamiques propres. La prévision à l'échelle du site - à condition de réaliser des mesures topo-morphologique *in situ* - se révèle nettement plus efficace et précise, d'où l'intérêt d'utiliser un modèle multi-

scalaire. Le développement de modèles océaniques tel que Previmer⁴⁹ (élaboré par Ifremer, le Cetmef, Météo-France et le SHOM) va actuellement dans ce sens, en tentant d'affiner les prévisions de niveau d'eau à la côte, en considérant la topographie du littoral et de l'avant côte.

Conclusion partielle

La proposition d'un modèle conceptuel de prévision des submersions en Bretagne et les trois tests effectués permettent de valider de nombreux points quant à la compréhension du phénomène de submersion en Bretagne.

Premièrement, il apparaît indispensable de prendre en compte l'effet des vagues (*setup*, *runup*) dans le calcul des niveaux d'eau à la côte, et plus particulièrement le *runup* pour la prévision des phénomènes de franchissement.

Deuxièmement, ce travail souligne l'importance d'acquérir des référentiels topographiques précis des estrans, des cordons ou des ouvrages littoraux et des zones basses sur les sites considérés comme à risque. Ceci, afin de pouvoir calculer les niveaux d'eau, de les comparer aux côtes d'arase des secteurs de franchissement, et de simuler l'étendue des zones submergées.

Troisièmement, cet essai de modélisation souligne la nécessité de travailler à partir d'observations et de mesures de terrain et d'analyser - à différentes échelles - les conditions météo-marines observées durant les événements de submersions passés. La cartographie des zones inondées antérieurement (partie II chapitre 2) s'avère utile pour tester et valider le modèle de prévision à l'échelle locale. L'utilité de cette donnée spatiale a déjà été démontrée par de nombreux auteurs (Fletcher *et al.*, 1995 ; Bates *et al.*, 2005 ; Benavente *et al.*, 2006 ; Tsuji *et al.*, 2006 ; Peeters *et al.*, 2009). La principale limite concerne les processus d'ouverture de brèche, qui n'ont pas été pris en considération dans ce modèle. Cependant il est nécessaire - voir indispensable - de tenir compte de ce mode d'inondation pour la prévention du risque, comme nous le verrons dans la partie suivante.

⁴⁹ www.previmer.org

Après la proposition d'une méthode de prévision du risque de submersion en Bretagne, nous nous sommes intéressés à l'amélioration de la méthode de cartographie du risque de submersion marine, dont l'objectif est la prévention.

Chapitre 2. Prévention du risque : proposition d'une méthode de cartographie du risque de submersion plus affinée

Comme cela a été exposé en première partie, l'objectif des politiques de prévention est de limiter l'impact socio-économique des aléas sur les sociétés, notamment à partir d'une cartographie du risque (Schneider et Chen, 1980 ; Gares, 1990; Titus *et al.*, 1991 ; Yohe *et al.*, 1996 ; Bellomo *et al.*, 1999; Dean et Malakar, 1999; West *et al.*, 2001 ; Benavente *et al.*, 2006 ; Kumar *et al.*, 2008). En France, la méthode de cartographie du risque pour l'élaboration des PPR-SM présente quelques limites : la donnée topographique utilisée est peu précise, la quantification des niveaux d'eau extrêmes ne tient pas compte de l'effet de l'agitation marine dans l'élévation du plan d'eau à la côte et enfin, la méthode peut être qualifiée de statique car elle n'intègre pas la cinématique du trait de côte et l'élévation future du niveau marin.

La superposition du zonage réglementaire des PPR-SM (Source : DDEA 29⁵⁰) avec la cartographie – présentée en partie II - des zones inondées en mars 2008 dans le Finistère, a permis de souligner ces limites (Baillet, 2009).

Les résultats montrent que, pour le département du Finistère, seulement 2,7 % des zones inondées le 10 mars 2008 étaient situées en zone PPR-SM. Premier constat : de nombreuses communes inondées en mars 2008 ne sont pas pourvues de PPR-SM. C'est le cas des îles de Sein, d'Ouessant, de Molène, mais également des communes d'Audierne, de Camaret-sur-mer ou encore de Douarnenez.

Deuxièmement, sur les communes à la fois pourvues d'un PPR et qui ont subi une submersion le 10 mars 2008, les zones inondées ne correspondent pas au zonage réglementaire du PPR. L'exemple des communes de Penmarc'h et de l'île Tudy (Finistère sud) sont éloquent. À Penmarc'h, le port de Saint-Guénolé et la zone basse située en arrière ont été inondés le soir du 10 mars 2008 (fig. 116). Cette même zone avait déjà été envahie par la mer le 13 décembre 1978 (source : Télégramme du 14 décembre 1978). Pour autant, aucune des zones réglementaires (zones rouges, bleues et vertes) du PPR-SM approuvé en décembre 1999, ne comprend la zone du port (fig. 116).

⁵⁰ www.finistere.developpement-durable.gouv.fr

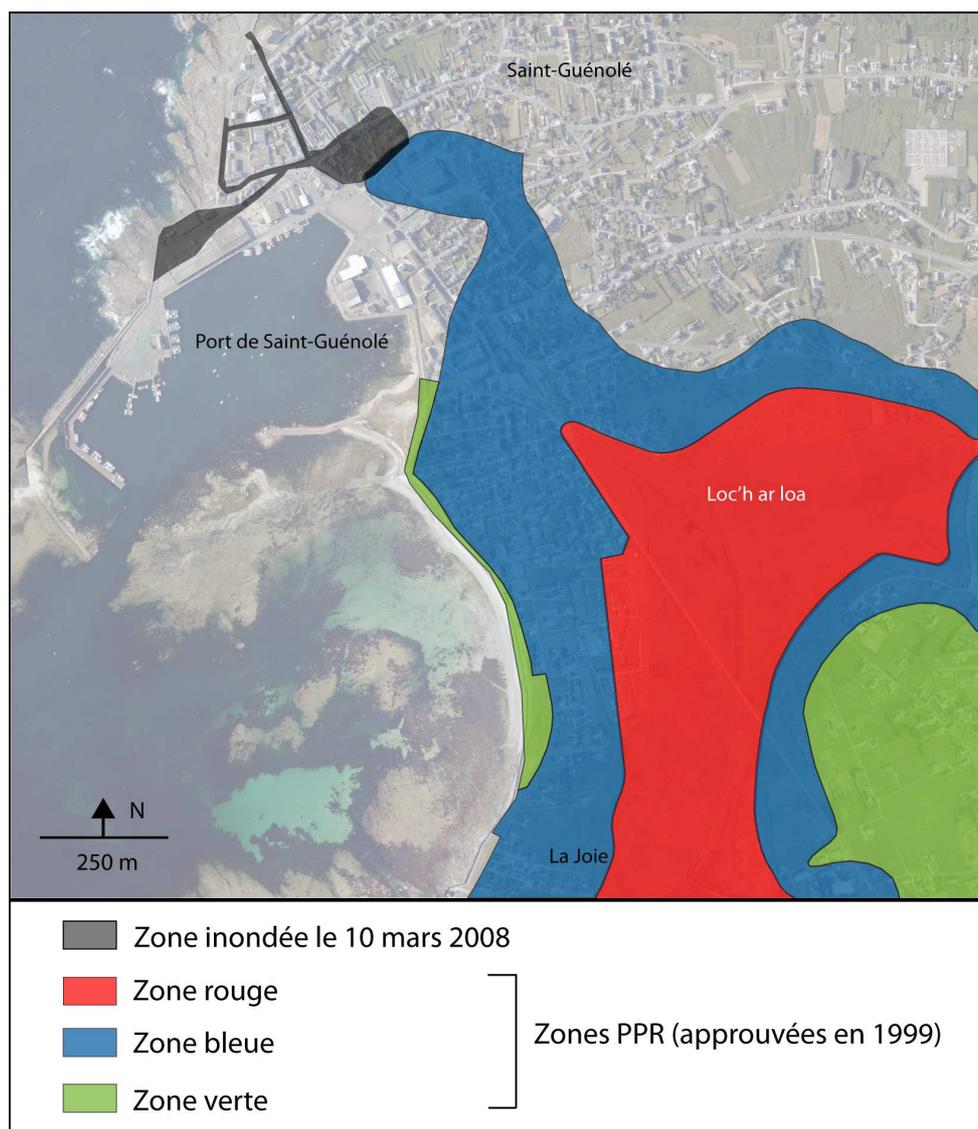


Fig. 116. Délimitation de la zone inondée le 10 mars 2008 et du zonage réglementaire du PPR-SM, commune de Penmarc'h (Finistère) (source : Baillet, 2009).

Sur la commune de l'île Tudy, la zone inondée le 10 mars 2008 se situe au niveau de la pointe de la presqu'île (fig. 117). Cette zone a déjà été inondée à plusieurs reprises, notamment le 27 octobre 2004 (source : Télégramme du 28 octobre 2004). Néanmoins, le zonage du PPR-SM approuvé en juin 1997 ne comprend pas la pointe de la presqu'île (fig. 117).

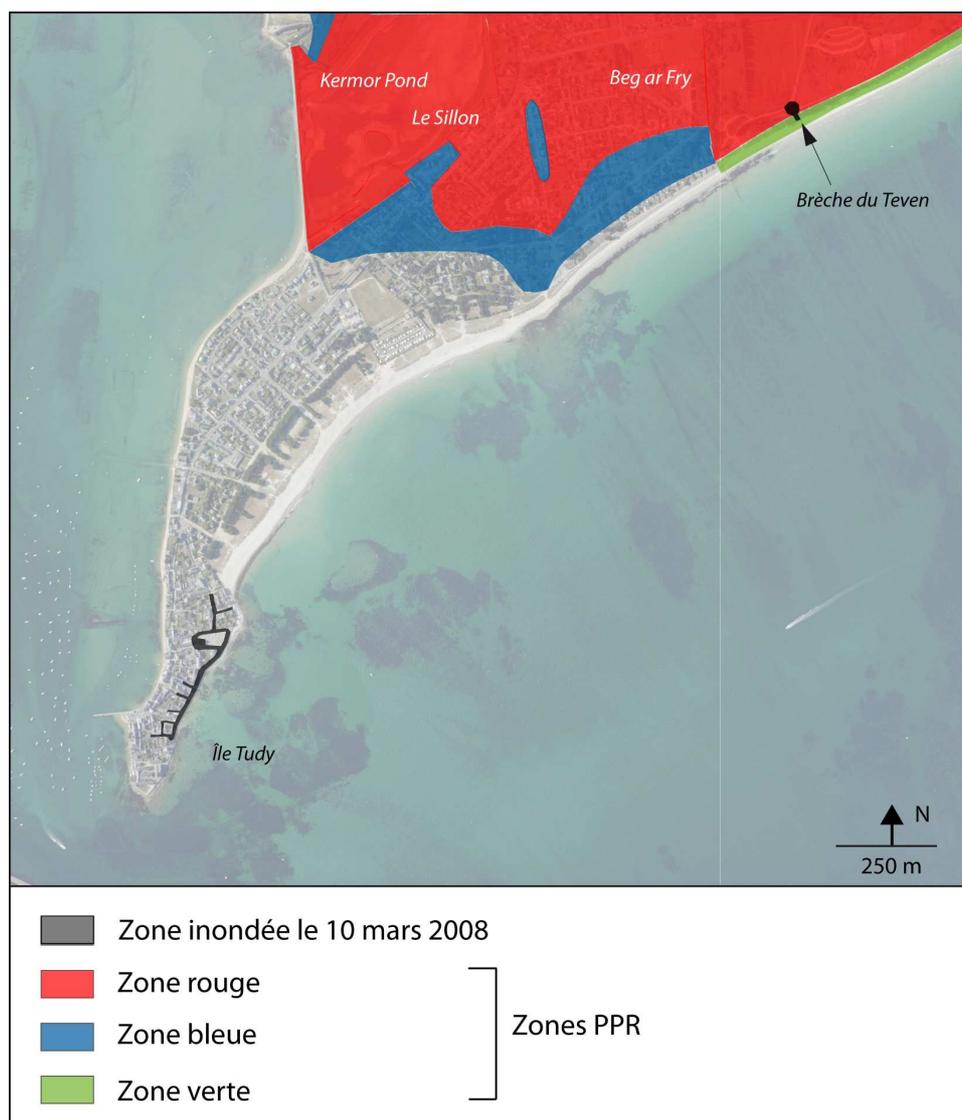


Fig. 117. Délimitation de la zone inondée le 10 mars 2008 et du zonage réglementaire du PPR-SM, commune de l'Île Tudy (Finistère) (source : Baillet, 2009).

Suite à un travail initié par S. Suanez *et al.* (2007) et à partir des nouvelles connaissances apportées durant ce travail de thèse, nous proposons donc une méthode affinée pour la cartographie du risque de submersion des côtes basses. Cette méthodologie a été appliquée sur deux sites finistériens, à Guissény et à Plouguerneau. Bien qu'ils n'aient jamais été inondés par la mer entre 1960 et 2010, ces deux sites ont été choisis car ils sont néanmoins soumis au risque de submersion marine. En outre nous disposons de nombreuses données sur ces secteurs. Le travail mené à Guissény, débuté il y a quelques années par S. Suanez *et al.* (2007), à fait l'objet de deux publications durant ce travail de thèse (Cariolet et Suanez, 2009 ; Cariolet *et al.*, soumis). L'étude menée à Plouguerneau a été réalisée

en collaboration avec Louise Baillet durant son stage de Master 2 recherche « Expertise et Gestion de L'environnement Littoral » (Baillet, 2009).

2.1. Présentation des deux sites d'étude

2.1.1. Le Curnic à Guissény

2.1.1.1. Une configuration géomorphologique propice à l'aléa submersion

Le secteur du Curnic se situe en arrière de la plage du Vougot, sur la commune de Guissény (fig. 118). Ce secteur littoral est constitué de plusieurs unités paysagères bien distinctes. La première unité correspond à la large plateforme à écueils qui s'étend en mer en contrebas du plateau du Léon. Le contact entre cette plateforme littorale et la partie continentale du plateau du Léon se fait par un escarpement de 30 à 50 m de commandement, bordé par la mer à l'ouest dans le secteur de Plouguerneau. Au niveau de la plage du Vougot cet abrupt prend l'allure d'une falaise morte - falaise du Zorn - déconnectée des eaux marines par un cordon littoral édifié durant la transgression flandrienne (Guilcher et Hallégouët, 1991) (fig. 119).

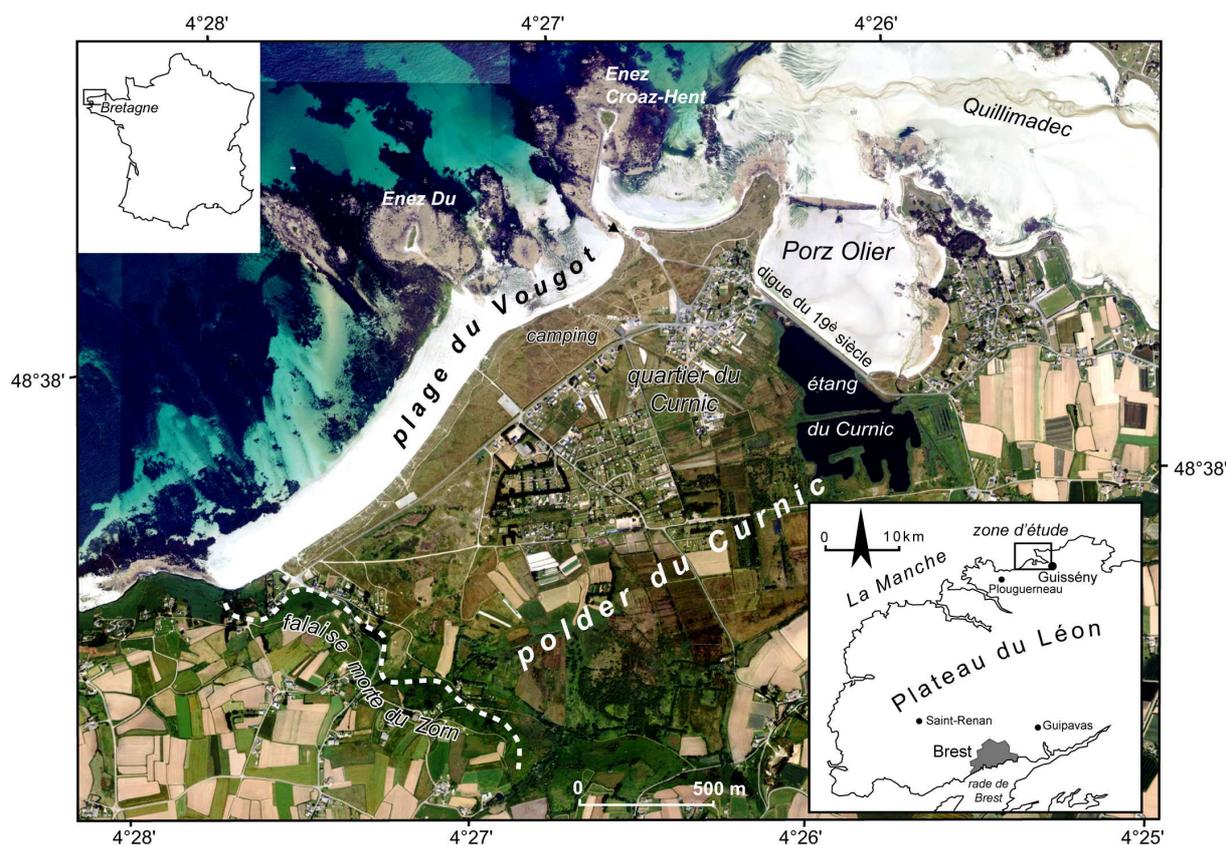


Fig. 118. Localisation du site d'étude de Guissény.

Le cordon littoral de la plage du Vougot correspond à une autre unité paysagère. Il est formé d'une dune qui s'étire sur environ 2 km depuis la falaise du Zorn, suivant une orientation sud-ouest nord-est. Ce cordon dunaire culmine à près de 13 m d'altitude NGF, pour une largeur comprise entre 250 m et 400 m (fig. 119). Comme nous l'avons indiqué en première partie, jusqu'au XIX^{ème} siècle, ce cordon dunaire barrait une zone humide connectée à la mer au niveau de Porz Olier. En 1834, une digue à clapets fut construite pour isoler ce secteur de la mer et les terres marécageuses furent drainées afin de les rendre cultivables (fig. 19) (Bodéré *et al.*, 1983). Le polder, en partie occupé par l'étang du Curnic, forme la troisième unité paysagère. Cette zone basse se situe proche et/ou en dessous du niveau de pleine mer de vives-eaux et a été bâtie progressivement (camping municipal, quartier du Curnic, fermes agricoles, etc.). Le cordon dunaire joue donc un rôle de rempart naturel contre la submersion marine. Depuis la poldérisation du secteur, aucun épisode d'inondation par la mer n'a été observé. Cependant, depuis ces dernières décennies, les phénomènes d'érosion de la partie orientale du cordon dunaire se sont amplifiés et ont lancé le débat sur la prise en compte du risque potentiel de

submersion et sur les moyens mis en œuvre en matière de prévention sur ce site (Suanez *et al.*, 2007 ; Cariolet et Suanez, 2009).

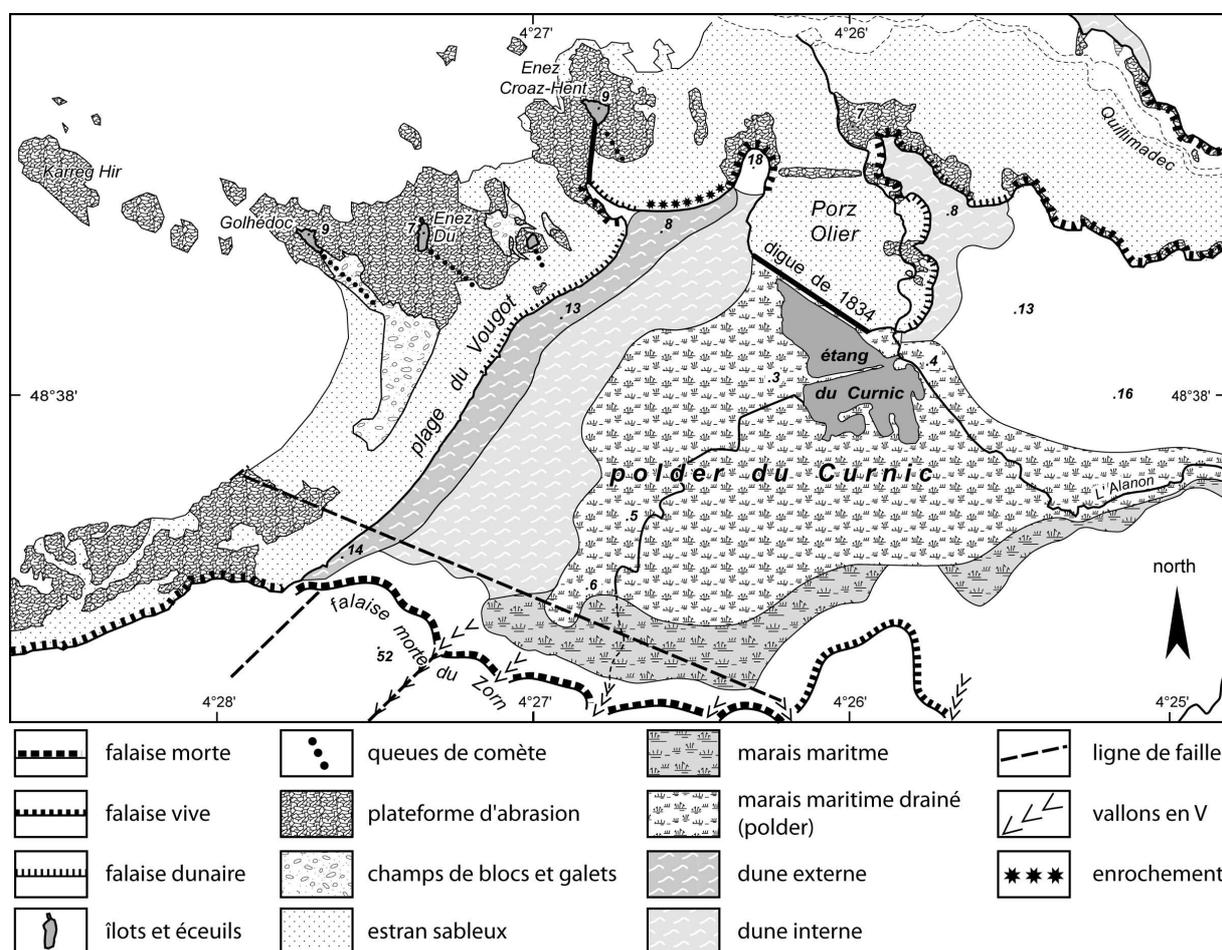


Fig. 119 . Carton géomorphologique de l'ensemble de la zone d'étude à Guissény.

2.1.1.2. De plus en plus d'enjeux en zone de fort aléa

Comme nous l'avons abordé dans la première partie, les constructions se sont progressivement multipliées dans la seconde moitié du XX^{ème} siècle sur cette zone basse en partie poldérisée. L'analyse diachronique des photographies aériennes de l'IGN permet de retracer la progression du bâti dans ce secteur depuis 1952 (fig. 120). Au début des années 1950 seules quelques constructions éparses se situaient sur la plaine littorale au bas de la falaise du Zorn et en arrière du cordon dunaire du Vougot (la Sécherie), mais il n'existait pas de véritable quartier d'habitation. Entre 1952 et 1982, plusieurs parcelles ont été construites, presque toujours en continuité avec les bâtiments anciens formant de petits hameaux. Il s'agissait essentiellement

d'habitations individuelles créant un mitage diffus. Entre 1982 et 1993, la progression des constructions s'est poursuivie à un rythme régulier et ce, malgré la promulgation de la loi littorale de 1986. Les résidences se sont concentrées géographiquement sur deux secteurs : le quartier du Curnic et la Sécherie en arrière du cordon dunaire, où ont été construites une vingtaine de maisons. De 1993 à 2009, le bâti a continué à se densifier dans ces deux quartiers tout en s'étendant dans la zone la plus basse du polder alors que la loi Barnier de 1995 est censée réglementer l'urbanisation dans les secteurs potentiellement inondables. Durant ces dernières années, le rythme de construction s'est accru légèrement, parallèlement à une légère reprise démographique. En effet, entre les recensements de 1999 et de 2006, la commune est passée de 1783 à 1796 habitants soit une augmentation de 0,2 % et un léger rajeunissement alors qu'elle ne cessait de décroître depuis 1968. Entre 2007 et 2009, un nouveau lotissement (le hameau des dunes) a été bâti dans un secteur très bas du polder alors que le PPR submersion marine venait d'être validé (fig. 120). En 2010 quelques parcelles constructibles (et inondables) sont encore disponibles. Cette analyse montre qu'en quelques décennies, la croissance des enjeux sur des secteurs d'aléa de submersion a considérablement accru la vulnérabilité de ce secteur côtier.

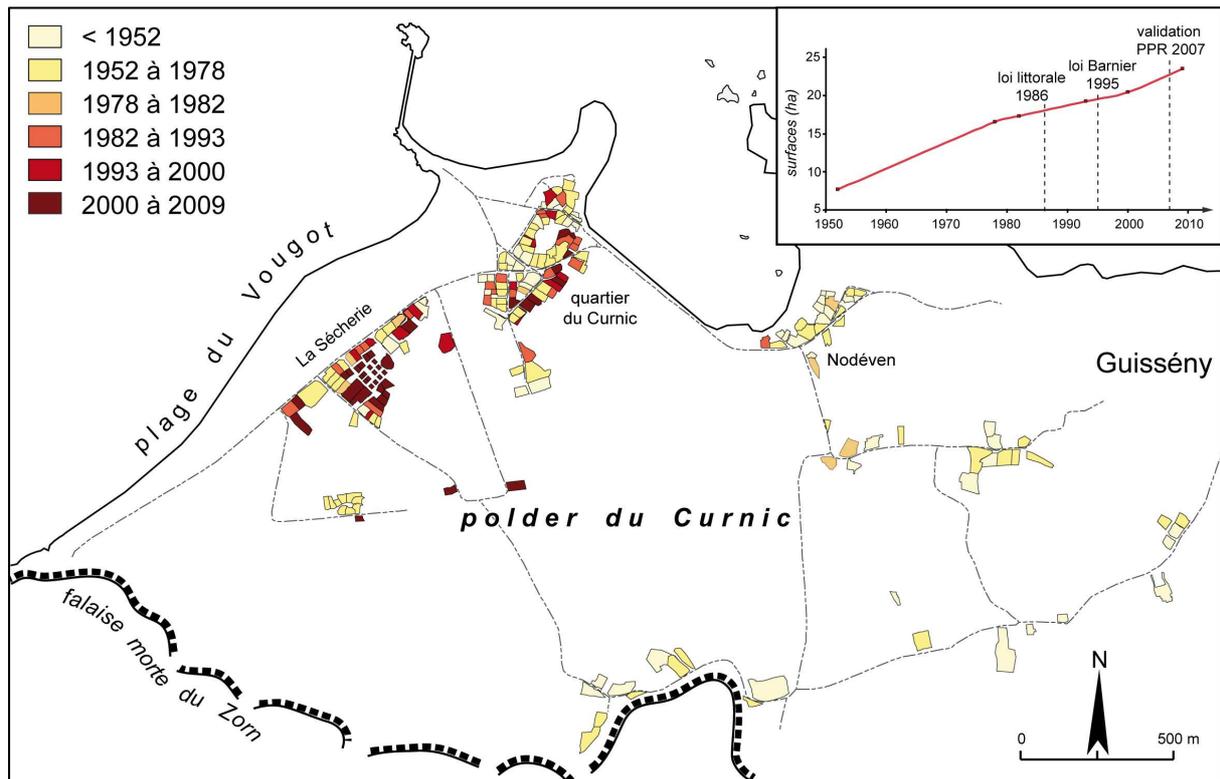


Fig. 120. Evolution des parcelles urbanisées depuis 1952 sur le secteur du Curnic (d'après L. Baillet, 2009).

2.1.2. Kervenni Vraz à Plouguerneau

Le secteur de Kervenni Vraz se situe au niveau du lieu-dit de Lilia sur la commune de Plouguerneau (côte nord du Finistère), au nord ouest de l'embouchure de l'Aber Wrac'h (fig. 121). La zone étudiée est située en arrière de la plage de Kervenni. Cette plage qui présente une forme d'anse orientée face à l'ouest sud-ouest, prend appui sur la pointe de Kastell Ac'h au nord. Au large une large plateforme à écueils est parsemée de nombreux îles et îlots (fig. 122). Avant 1964, un cordon dunaire édifié lors de la transgression holocène protégeait la zone basse située en arrière (photo 24). En 1964, le trait de côte a été figé par l'édification d'un perré à l'emplacement du cordon dunaire (photo 25). Aucune submersion d'enjeux humains n'a été recensée sur ce secteur. Cependant, le 10 mars 2008, des phénomènes de franchissement ont été observés⁵¹ au niveau du perré et laissent penser que le secteur est exposé à l'aléa de submersion.

⁵¹ Sources : témoignages de riverains et extrait de la demande de reconnaissance en catastrophe naturelle par le maire de Plouguerneau le 21 mars 2008.

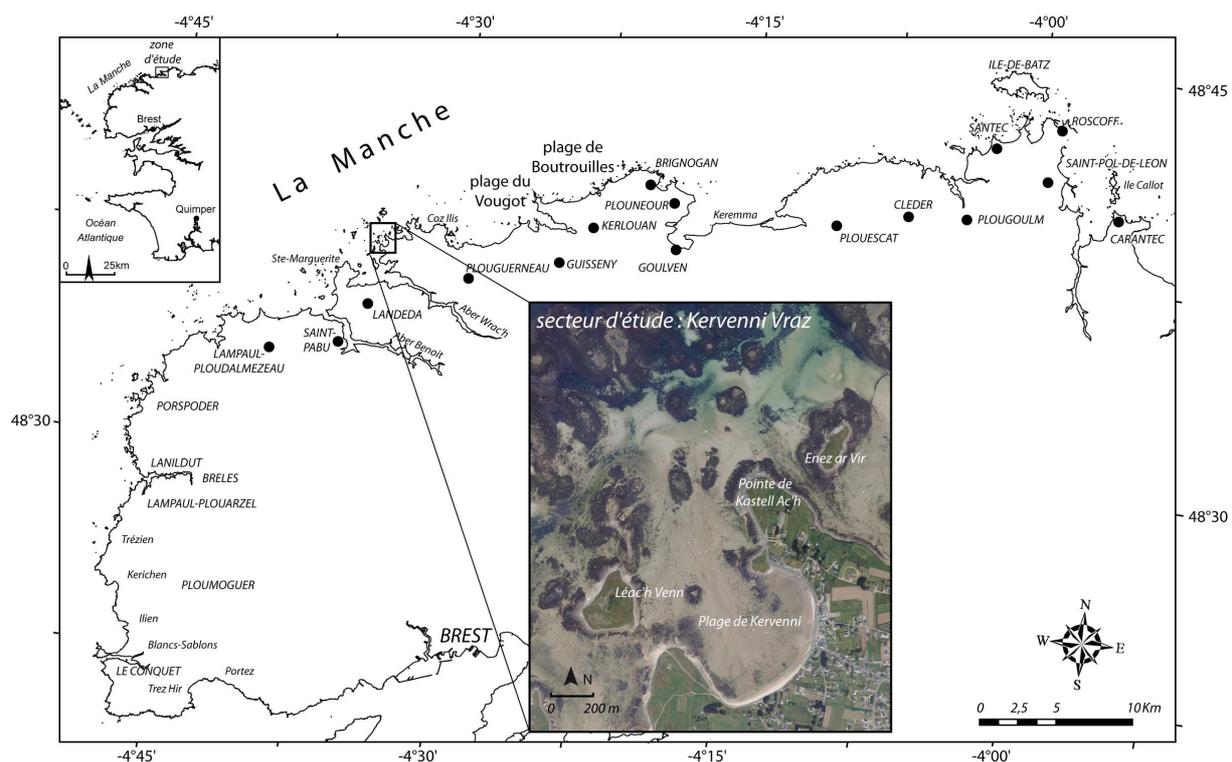


Fig. 121. Localisation du secteur d'étude, Kervenni Vraz à Plouguerneau (nord Finistère).

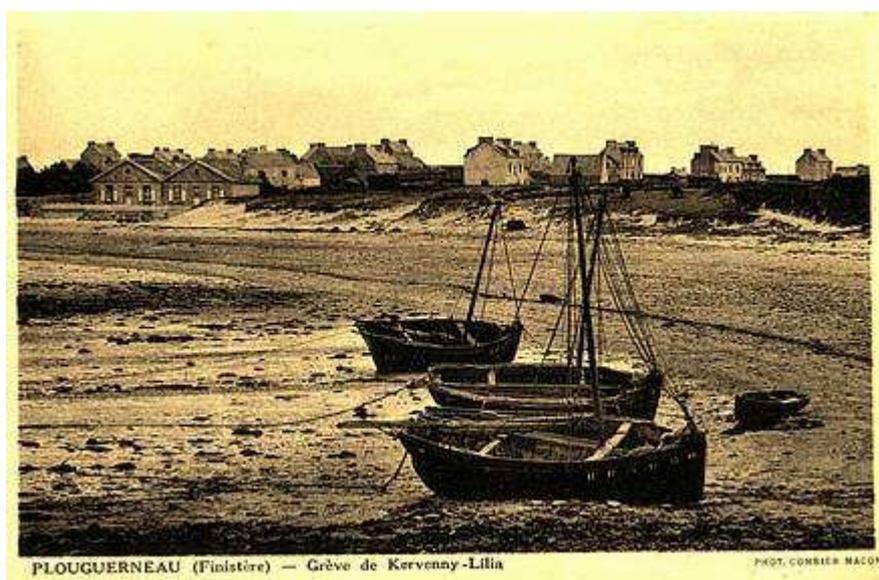


Photo 24. Cordon dunaire de la plage de Kervenni avant la construction du perré en 1964.

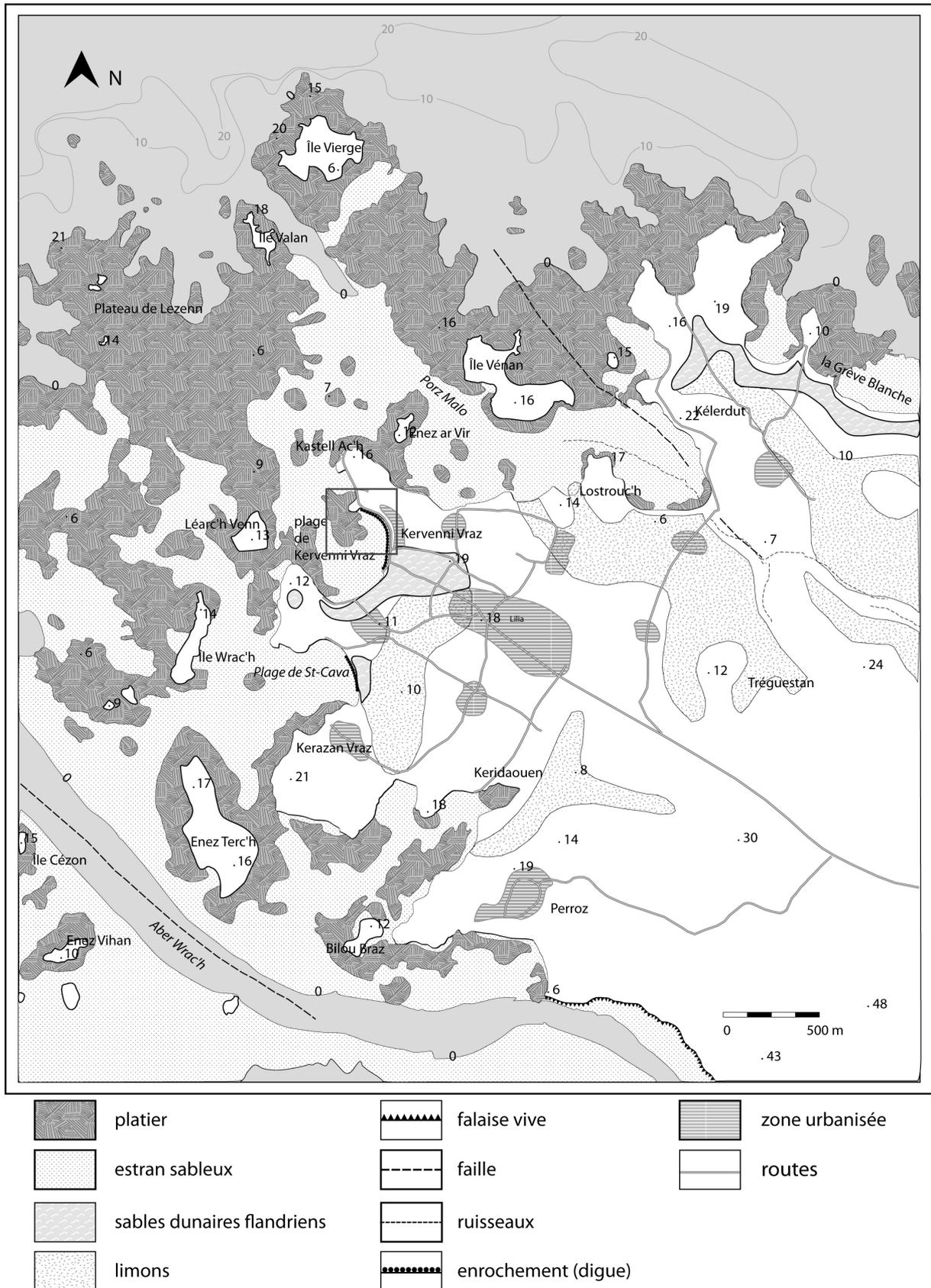


Fig. 122. Carton géomorphologique du secteur de Kervenni Vraz (source : Top 25 IGN, fig. géologique au 1 : 50 000 de Plouguerneau n° 200 BRGM, 2004 et croquis morphologique de la presqu'île de Plouguerneau, Hallégouët, 1971).

Aujourd'hui, la zone basse située derrière la digue regroupe une vingtaine habitations (fig. 123). Ces habitations ont été majoritairement construites entre 1961 et 1978. Durant cette période, l'accroissement de l'urbanisation s'est accompagné d'une construction croissante d'ouvrages de protection contre la mer. Cette phase de protection contre la mer est particulièrement observée sur la commune de Plouguerneau dont le linéaire côtier est un des plus artificialisé du Finistère (Le Berre *et al.*, 2009). Depuis 1987, aucune nouvelle habitation n'a été construite sur le secteur étudié. Autrement dit, les enjeux et donc la vulnérabilité, n'ont pas augmenté sur ce secteur depuis 20 ans (fig. 123).



Photo 25. Estran sableux, perré et zone basse bâtie sur le site de Kervenni Vraz (Cliché : Louise Baillet).

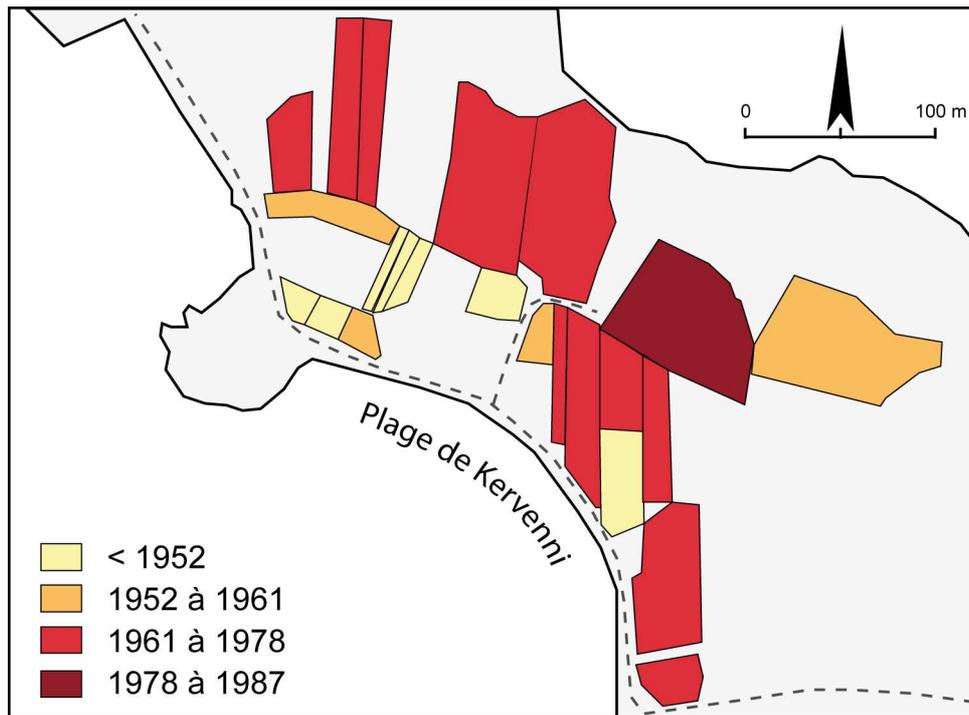


Fig. 123. Evolution des parcelles urbanisées depuis 1952 sur le secteur de Kervenni Vraz.

2.1.3. Analyse critique des PPR sur les deux secteurs d'étude

Le PPR-SM pour la côte nord du Finistère (de la commune de Plouguerneau à celle de Plouescat) a été prescrit en 2002 et approuvé en 2007. Le travail de cartographie a été réalisé par un bureau d'étude⁵² à la demande des services de l'Etat (DDEA du Finistère). Les cartes sont actuellement disponibles sur le site internet de la DDEA à l'adresse suivante : <http://www.finistere.equipement.gouv.fr>. Sur les communes de Guisseny et de Plouguerneau (fig. 124 et 125), la délimitation des zones hautement (rouge) et moyennement (bleu) exposées résulte d'un travail réalisé en concertation entre les services de l'Etat et la commune. Ce document joue un rôle important dans l'aménagement de la zone littorale communale car il détermine entre autre les orientations futures en matière d'urbanisation, qu'ils s'agissent des constructions nouvelles et/ou de l'extension du bâti existant. En effet, s'il est plus restrictif, le PPR s'impose au Plan Local d'Urbanisme (PLU) en définissant les zones non constructibles.

⁵² Bureau d'étude ALIDADE.

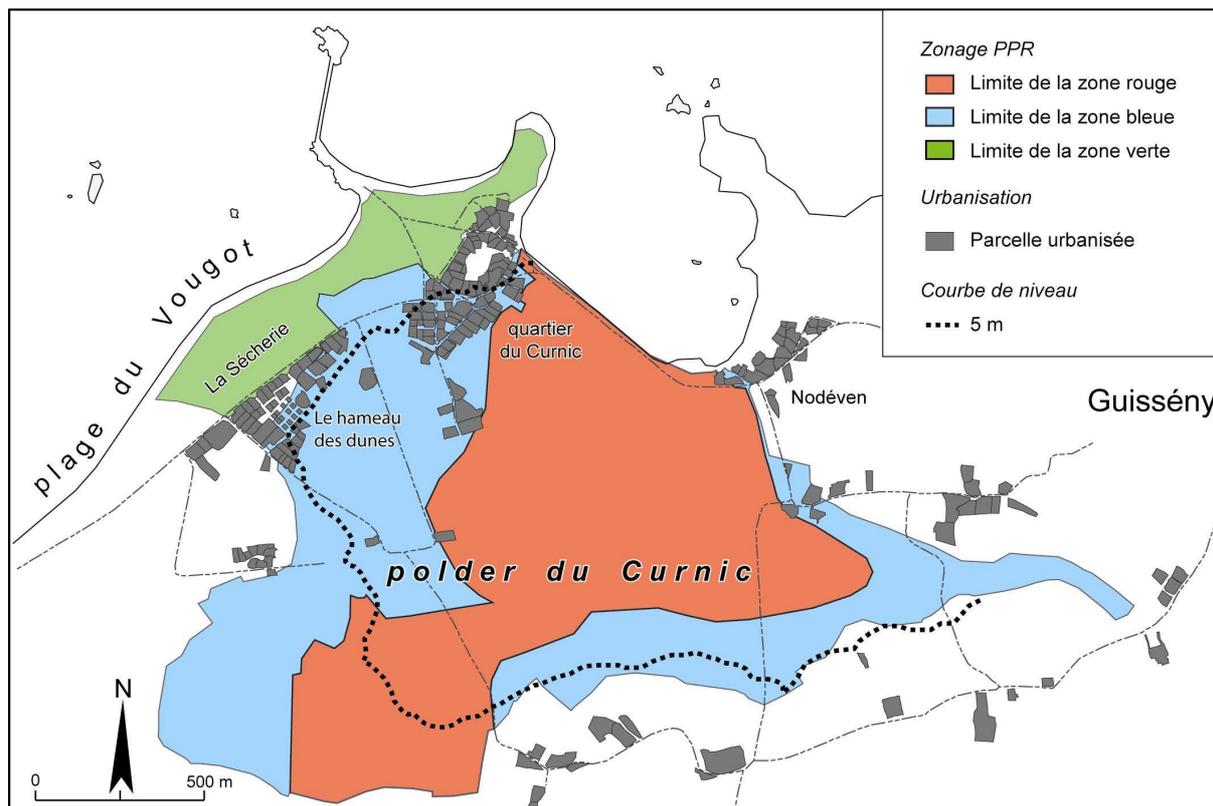


Fig. 124 . Cartographie des zones exposées au risque de submersion marine établie dans le cadre du PPR-SM pour la commune de Guissény (source : www.finistere.equipement.gouv.fr).

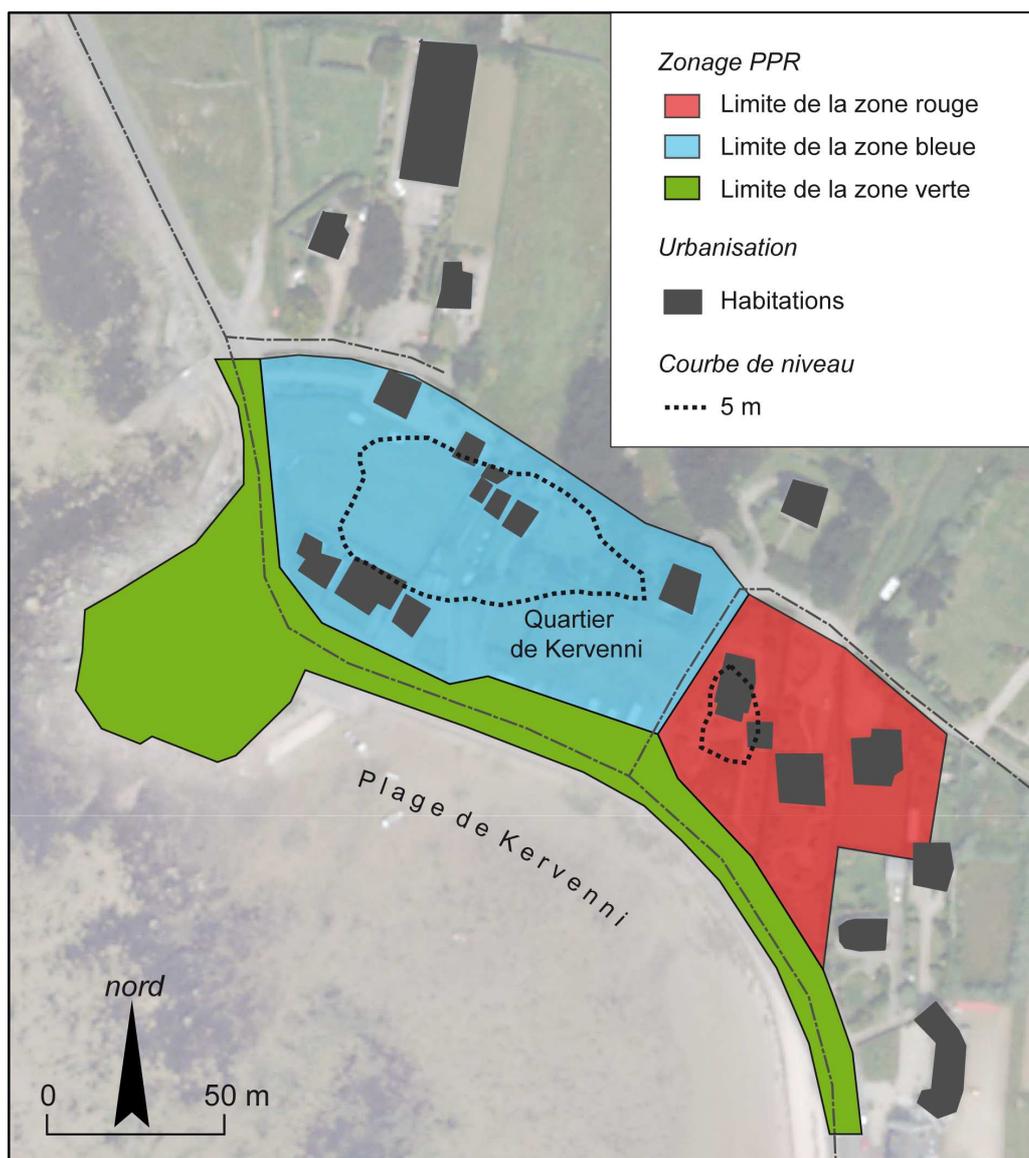


Fig. 125. Cartographie des zones exposées au risque de submersion marine établie dans le cadre du PPR-SM pour le site de Kervenni Vraz à Plouguerneau (source : www.finistere.equipement.gouv.fr).

Rappelons que pour les zones fortement exposées (en rouge), la construction et/ou l'extension du bâti sont interdites. Seules les installations non pérennes peuvent y être tolérées sous couvert d'une autorisation préfectorale. Les zones moyennement exposées (en bleu) sont soumises à des prescriptions particulières. La construction de nouvelles habitations et l'extension du bâti existant y sont autorisées à condition que la surface habitable se situe au-dessus d'un niveau fixé à 30 cm minimum au-dessus de la cote de référence. A Guisseny et à Plouguerneau le

niveau de référence⁵³ a été estimé à 5 m NGF. Le niveau de plancher minimum pour les pièces et locaux à sommeil s'élève donc à 5,30 m NGF, ce qui permet, en théorie, l'attente des secours en cas d'inondation. Il est également spécifié dans le PPR, que ces espaces refuges doivent être susceptibles d'accueillir toutes les personnes pouvant être présentes dans l'habitation et disposer d'accès intérieur et extérieur aisés pour faciliter les secours, ainsi que d'un éclairage naturel. Un troisième type de zonage (zones vertes) a été introduit dans le PPR de la côte nord du Finistère. Ce zonage, souvent utilisé dans les PPR inondations fluviales, correspond aux espaces naturels ou de loisirs qui ont vocation à ne pas être urbanisés (cas du cordon dunaire de Guisseny).

La cartographie du PPR submersion sur le secteur de Guisseny a donc été réalisée à partir d'un niveau de référence de 5,00 m NGF. Selon la méthodologie classique préconisée pour ces documents, ce niveau a été retenu à partir des cartes de niveaux d'eau extrêmes réalisées par le SHOM en 1994 pour une période de retour de 100 ans (Simon, 1996).

Pour la commune de Guissény la cartographie du PPR submersion marine montre que les secteurs les plus fortement exposés (zone rouge) sont situés derrière la digue construite au XIX^{ème} siècle qui protège le polder de la mer (fig. 124). Cette zone s'étend sur une superficie de 120 ha et présente des enjeux socioéconomiques mineurs à l'exception de huit habitations individuelles. Dans son ensemble, cet espace correspond à un vaste espace de nature constitué par l'étang du Curnic, des prairies à pâturer, des haies boisées, etc., dont la protection et/ou la gestion s'inscrivent dans le cadre des opérations Natura 2000. On peut noter toutefois que cette « zone rouge » ne respecte pas la limite fixée par le niveau de référence établi à 5 m NGF (fig. 124). En effet, à l'exception des secteurs situés en périphérie de l'étang du Curnic, une large partie du périmètre se trouvant sous la cote 5 m NGF est cartographiée en « zone bleue ». La zone moyennement exposée (zone bleue) s'étend quant à elle sur 77 ha et intègre des zones urbanisées de faible densité et des secteurs non bâtis de prairies et de champs cultivés. On y dénombre environ 125 habitations, surtout de type pavillonnaire, dont 73 sont situées en dessous de la cote des 5 m NGF, et devraient donc en principe être cartographiées en « zone rouge ». La zone verte correspond essentiellement à la dune du Vougot et couvre une surface

⁵³ Niveau d'eau extrême théorique d'occurrence centennial.

de 25 ha. A ce titre, seuls des opérations d'entretien, de réparation et travaux préventifs destinés à conforter le cordon littoral (estran et dune) sont autorisés.

La commune de Plouguerneau dispose d'un Plan de Prévention des Risques par Submersion Marine, approuvé en 2007. La zone basse de Kervenni est classée en zones rouge et bleue (fig. 125). Comme à Guissény, la limite de la zone rouge ne correspond pas à la cote de référence de 5 m NGF. La majeure partie de la zone située sous ce niveau de référence est même classée en zone bleue. En outre, une grande portion de la zone rouge est située au-dessus de la cote de 5 m NGF (fig. 125). Quatre habitations sont localisées en zone rouge et neuf en zone bleue. Cependant seules six habitations sont situées en dessous de la cote de référence de 5 m NGF établie par le bureau d'étude. La zone verte comprend la route, le perré et le pointement rocheux situé au nord de la plage de Kervenni.

Les PPR-SM sur ces deux sites comportent donc des limites et des imprécisions. Nous proposons, à partir des connaissances issues de la littérature et celles apportées au cours de ce travail de thèse, de compléter la méthode d'élaboration des PPR-SM, à travers l'exemple de ces deux sites.

2.2. Vers une méthode plus complète

L'approche proposée ici reprend la méthode classique (partie I, Cf. page 33, fig. 12) pour cartographier le risque de submersion. Elle repose sur le croisement de données topographiques avec un niveau d'eau extrême d'occurrence centennal. Mais, afin de compléter cette méthode employée pour l'élaboration des PPR-SM, les données topographiques ont été affinées par de la mesure de terrain et le calcul des niveaux d'eau extrêmes a tenu compte du *wave setup*. Les effets du *runup* n'ont pas été pris en compte dans le calcul car nous avons considéré que les phénomènes de franchissement ne pouvaient pas entraîner une inondation plus importante qu'une submersion par rupture du cordon dunaire. De plus, en cas d'ouverture de brèche dans le cordon dunaire ou dans l'ouvrage de protection, les effets du *runup* seraient largement diminués car les zones basses sont situées en zone d'abri. Nous avons donc considéré uniquement les effets du *setup* qui par définition agissent de façon constante et sur un pas de temps suffisamment long pour générer une inondation par

débordement. Enfin, les phénomènes dynamiques tels que le recul du trait de côte et l'élévation séculaire du niveau d'eau ont également été considérés dans la méthode proposée ici.

2.2.1. Création de référentiels topographiques fins

L'altimétrie des sites a été obtenue en réalisant des levés topo-morphologiques *in situ*. Sur chaque site, un levé topographique détaillé de l'avant plage, du cordon dunaire et/ou du perré et de la zone basse située en arrière a été réalisé. Ces mesures ont été effectuées à l'aide d'un DGPS de précision centimétrique. 17 000 et 2 850 points GPS ont été respectivement levés à Guissény (Suanez *et al.*, 2007) et à Plouguerneau (fig. 126). Les levés ont été raccordés au référentiel géodésique français en X et Y (Lambert II étendu) et au Nivellement Général Français (IGN69) en Z. Cette opération a été réalisée à partir d'une borne IGN située sur la pointe de Neiz Vran⁵⁴ pour le site de Guissény, et à partir d'une pastille de nivellement⁵⁵ située à Plouguerneau pour le site de Kervenni.

Les modèles numériques de terrain (MNT) ont été calculés à partir du logiciel Surfer avec une résolution de 0,5 x 0,5 m afin de restituer le plus finement possible les dénivelés topographiques d'ordre décimétriques (fig. 127 et 128). La méthode d'interpolation de *krigeage* a été choisie en intégrant les lignes de rupture pour la construction des deux MNT. Cette approche a permis d'obtenir une information beaucoup plus fine que celle fournie par la BD ALTI[®] ou la BD TOPO[®] de l'IGN, originellement utilisée pour la délimitation des zones du PPR.

⁵⁴ Numéro de site : 2909101, coordonnées disponibles sur <http://geodesie.ign.fr/fiches/>

⁵⁵ Numéro de site : N.R.Y3-68, coordonnées disponibles sur <http://geodesie.ign.fr/fiches/>

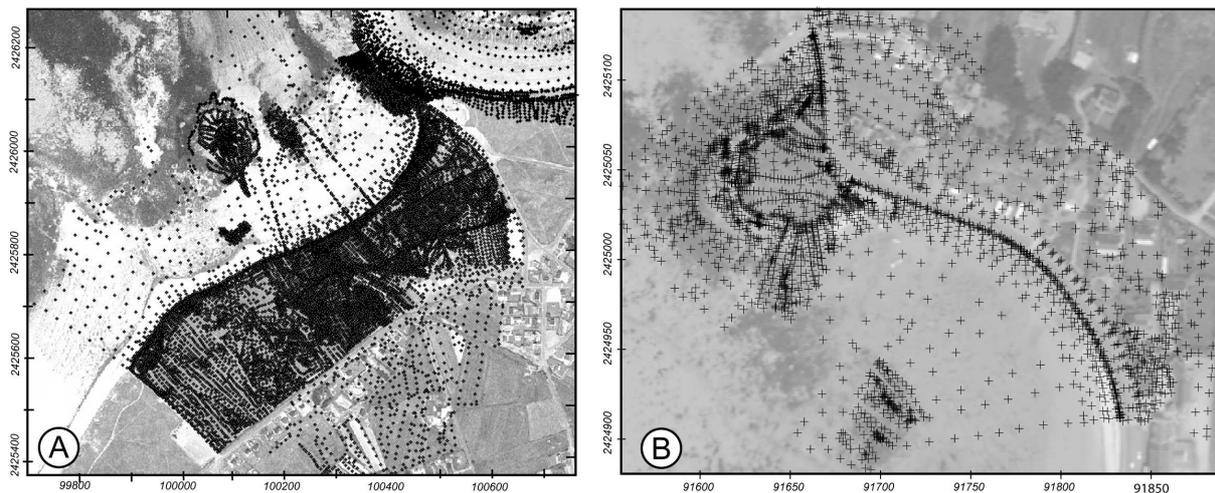


Fig. 126. Distribution spatiale des levés de terrain ayant servi à la construction des Modèles Numériques de Terrain. A : Secteur du Vougot à Guissény et B : Secteur de Kervenni à Plouguerneau.

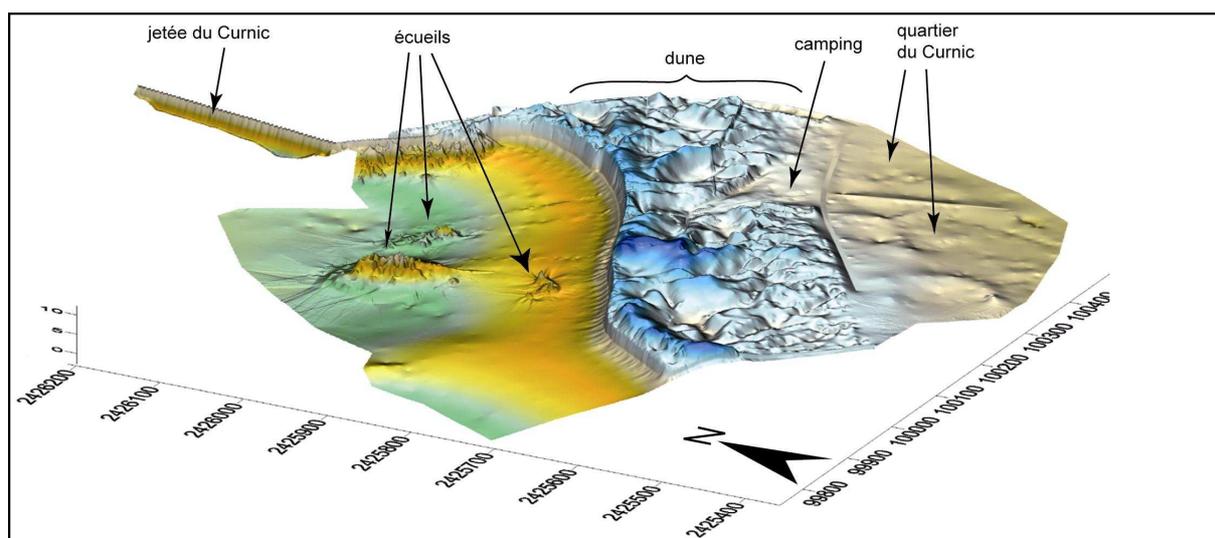


Fig. 127. Topographie de la zone d'étude du Curnic à Guissény, acquise à partir de levés de terrain au DGPS ayant permis de construire un MNT à une résolution de 0,5 x 0,5 m.

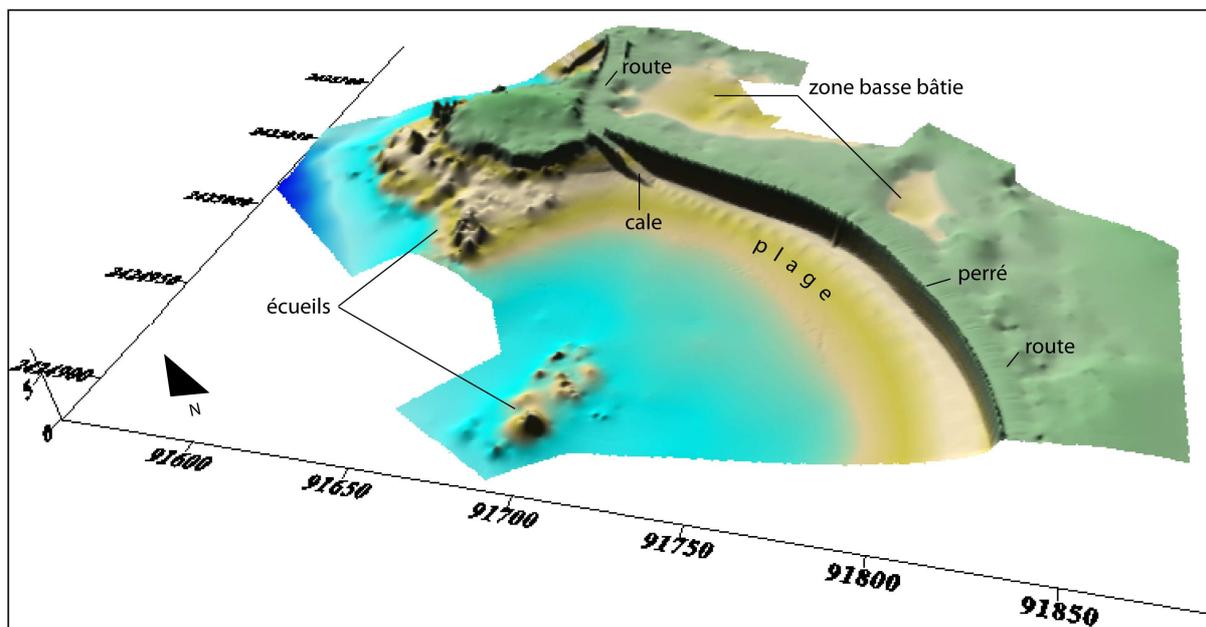


Fig. 128. Topographie de la zone de Kervenni à Plouguerneau acquise à partir de levés au DGPS.

2.2.2. Calcul des niveaux d'eau extrêmes et cartographie de l'aléa

À la différence de la démarche suivie dans le cadre des PPR-SM, le calcul du niveau d'eau extrême de référence a été réalisé en additionnant les deux paramètres agissant sur la déformation du plan d'eau à la côte : la surcote et les effets liés à l'agitation (*wave setup*).

Comme pour les PPR-SM, l'estimation de la surcote pour une période de retour centennale a été obtenue à partir des cartes de niveau d'eau extrême du SHOM. Toutefois ces données ont été réactualisées depuis 1996. En effet, en 2007 une nouvelle cartographie a été produite en intégrant les données marégraphiques enregistrées sur la période 1994-2007. Ainsi, le niveau de référence n'est plus de 5 m NGF mais de 5,15 m NGF pour le site du Vougot et de 5,05 m NGF pour le site de Kervenni (fig. 129).

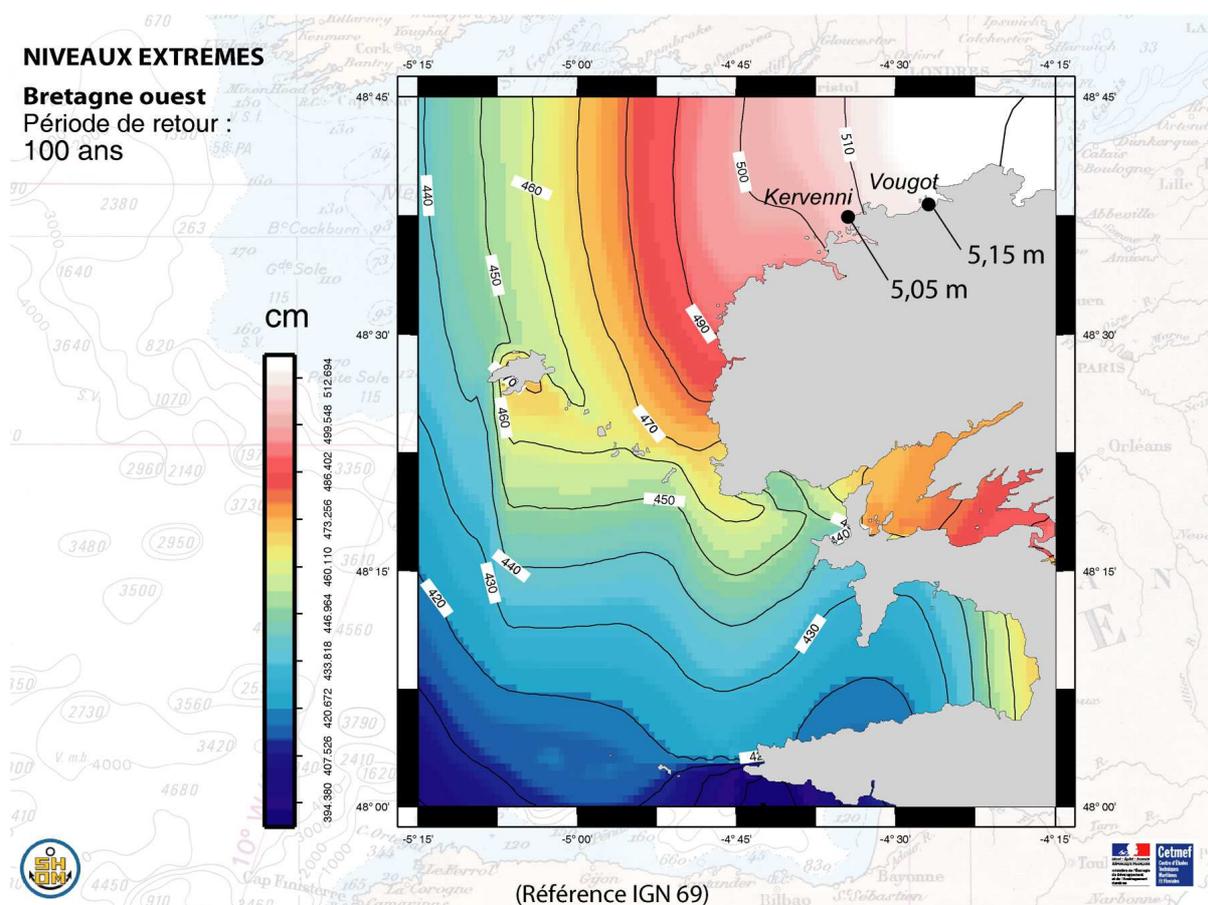


Fig. 129. Niveaux extrêmes de pleines mers pour une période de retour centennale en Bretagne ouest. Pour une période de retour de 100 ans, le niveau d'eau extrême est de 5,05 m pour le site de Kervenni Vraz à Plouguerneau. Equidistance des courbes : 10 cm (source : SHOM, 2007).

Les effets de l'agitation marine (*wave setup*) sur l'élévation du niveau d'eau à la côte ont été estimés à partir de l'équation de P.D. Komar (1998) (équation 4). Le *wave setup* a été calculé à partir de données d'agitation marine acquises par modélisation sur la période 1979-2002 et pour un point situé au large des communes de Guissény et de Plouguerneau⁵⁶. Les valeurs du *wave setup* ont été calculées pour une période de retour de 100 ans à partir des maxima annuels (de H_{m0} et de T_{pic}) en utilisant la loi de Gumbel (fig. 130) (Suanez *et al.*, 2007).

⁵⁶ Coordonnées du point de modélisation de l'agitation marine : 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 (ANEMOC) le long des côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord et issu de la collaboration entre Météo-France, le Centre d'Etudes Techniques Maritimes et d'Etudes Fluviales et LNHE-EDF. Le point de mesure commun aux deux sites, se situe au large de Plouguerneau à la coordonnée 4,835°W et 48,714°N.

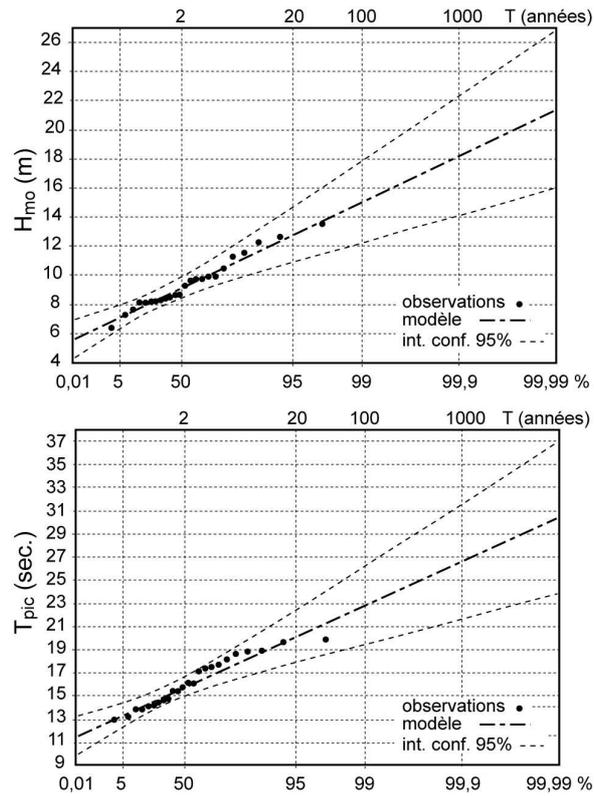


Fig. 130. Ajustement des valeurs annuelles extrêmes pour les deux séries de données servant à calculer le *wave setup* : hauteur (H_{mo}) et période (T_{pic}) de la houle (Suanez *et al.*, 2007).

Les phénomènes de surcote et de *wave setup* sont liés. En effet, les plus fortes surcotes surviennent généralement lors des tempêtes qui génèrent une forte agitation marine (Simon, 1996 ; Bouligand et Pirazzoli, 1999 ; Pirazzoli *et al.*, 2006 ; Benavente *et al.*, 2006 ; Caspar *et al.*, 2007). Nous partons donc du principe qu'il est possible d'additionner ces deux phénomènes. La somme de la marée observée - qui comprend les effets de la surcote - et du *wave setup* pour une période de retour de 100 ans donne un niveau de référence atteignant 5,95 m NGF sur le site du Vougot et 5,84 m NGF à Kervenni (tab. 50). La cartographie de l'aléa submersion a été effectuée en superposant ces niveaux d'eau de référence à la topographie de chaque site (fig. 131 et 132).

Tab. 50. Calcul des différents paramètres, pour une période de retour centennale ($T = 100$ ans), ayant servi à estimer les niveaux d'eau extrêmes à la côte pour les sites du Vougot et de Kervenni. H_{mo} : hauteur de la houle, T_{pic} : période associée, ξ_0 nombre d'Iribarren ayant servi à calculer la *wave setup* à partir de la formule de P. Komar (1998).

Site	Marée observée (surcote)	H_{mo}	T_{pic}	ξ_0	<i>wave setup</i>	Niveau d'eau extrême
Vougot	5,15 m	15 m	22,8 s	0,118	0,80 m	5,95 m NGF
Kervenni	5,05 m	15 m	22,8 s	0,117	0,79 m	5,84 m NGF

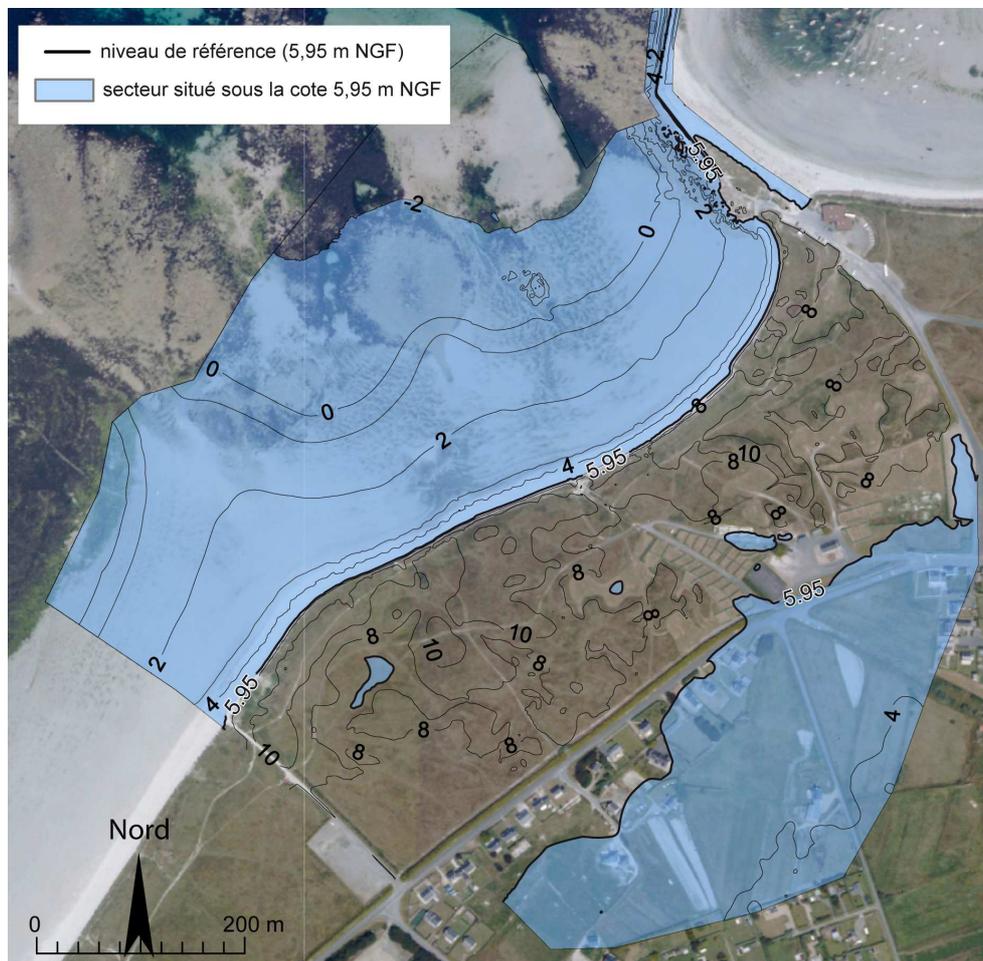


Fig. 131. Cartographie des zones potentiellement submersibles au Vougot à Guissény pour un niveau d'eau extrême de référence égal à 5,95 m NGF.

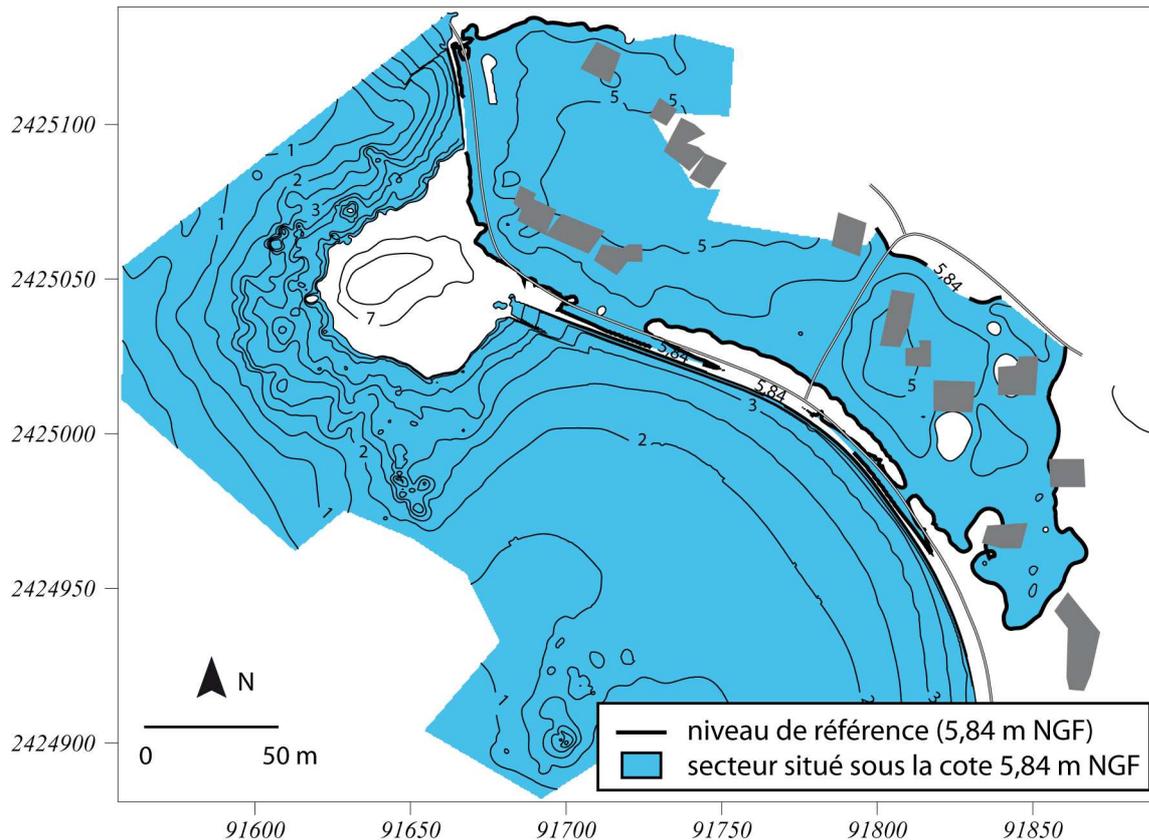


Fig. 132. Cartographie des zones potentiellement submersibles à Kervenni à Plouguerneau pour un niveau d'eau extrême de référence égal à 5,84 m NGF.

2.2.3. Analyse prospective considérant les paramètres dynamiques

Comme cela a été évoqué en première partie, un des problèmes des PPR littoraux est la dissociation faite entre la submersion et l'érosion. Sur les côtes basses protégées par un cordon naturel, les deux phénomènes sont intrinsèquement liés. Il faut donc tenir compte de l'évolution du trait de côte qui est un des paramètres dynamiques essentiels dans la cartographie des risques littoraux. De même, l'élévation pluriséculaire du niveau marin est un élément important à prendre en compte. Cette démarche permet de sortir du caractère statique donné par l'approche PPR qui est actuellement préconisée (Garry *et al.*, 1997).

En suivant ces principes, la présente analyse s'est attachée à prendre en compte ces deux paramètres dynamiques que sont la cinématique du trait de côte et l'élévation du niveau marin afin de réaliser des scénarios prospectifs. Cette démarche apparaît nécessaire dans la perspective d'une politique de gestion à plus ou moins long terme, en tenant compte des effets du changement climatique.

2.2.3.1. Cinématique du trait de côte

Ce travail a été réalisé uniquement sur le site de Guissény. Sur le site de Kervenni à Plouguerneau, le trait de côte a en effet été figé par la construction du perré en 1964. Concernant le cordon dunaire du Vougot, les données sur la cinématique du trait de côte ont été acquises à l'échelle des 50 dernières années par photogrammétrie et par levés de terrain au DGPS pour les données les plus récentes (Suanez *et al.*, 2010). Les vitesses de recul ont été calculées par ajustement linéaire (régression simple) qui reste la méthode la plus efficace lorsque la dispersion du nuage de points est faible (Crowell *et al.*, 1991 ; Fenster *et al.*, 1993; Douglas *et al.*, 1998, Zuzek *et al.*, 2003). Les résultats ont montré des vitesses de recul maximum proches de 0,75 m/an pour le site du Vougot. Comme l'ont montré Suanez *et al.* (2010), la construction de la jetée d'Enez Croas Hent en 1974 a bloqué l'apport de sédiment en provenance de la plage du centre nautique et a engendré le recul du cordon dunaire. La position future du trait de côte à l'horizon 2100 a ensuite été estimée par extrapolation de la tendance linéaire observée depuis la construction de la jetée (fig. 133). L'échéance de 2100 a été retenue de manière à se caler sur l'échelle de temps des PPR en matière de quantification de l'aléa. L'érosion récente dans la partie ouest du cordon laisse néanmoins penser que le trait de côte se régularisera au fil des années dans ce secteur. Sur la figure 134, le trait de côte de 2100 qui intègre la régularisation supposée a été indiqué.

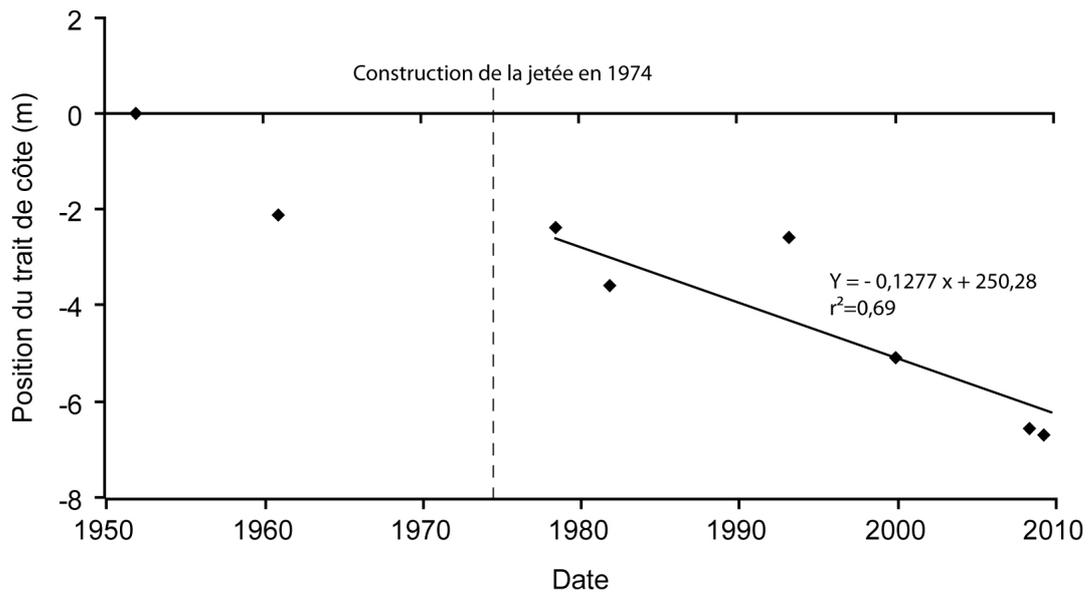


Fig. 133. Cinématique du trait de côte depuis 1952 le long du profil P10 sur le cordon dunaire du Vougot à Guissény. La régression linéaire calculée depuis la construction de la jetée d'Enez Croas Hent en 1974 a permis d'estimer la position future du trait de côte en 2100 le long de ce profil. Cette démarche a été réalisée pour tous les autres profils (fig. 134).

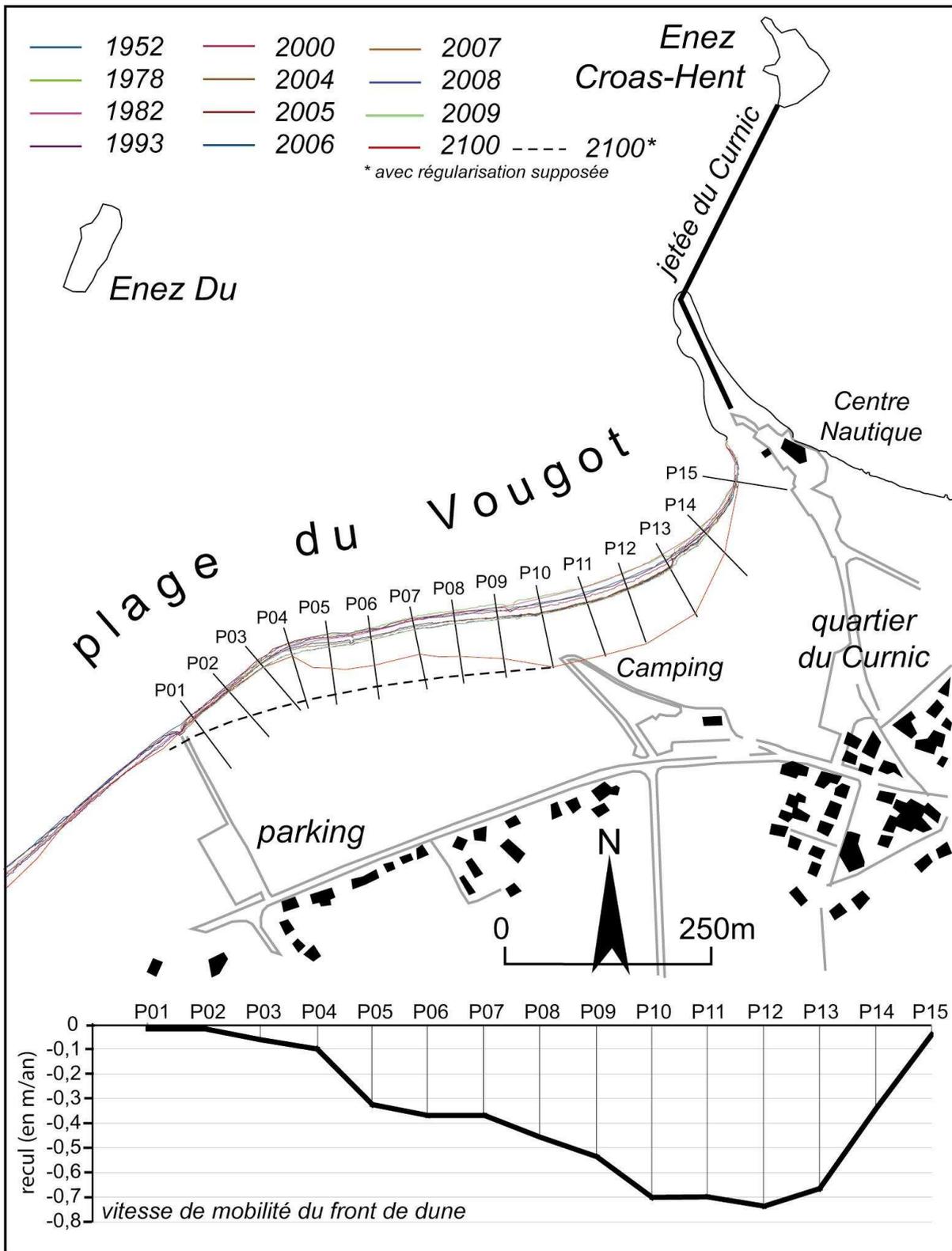


Fig. 134. Analyse diachronique de la cinématique du trait de côte depuis les années 1950 et estimation de la position du rivage en 2100 par extrapolation de la tendance.

L'estimation de la « durée de vie du cordon dunaire » a été obtenue en divisant la largeur du cordon dunaire « émergé » pour un niveau de submersion égal à 5,95 m (fig. 131) par les vitesses de recul du front de dune calculées ci-dessus (fig. 134). À partir de ces paramètres, nous avons formulé l'expression suivante :

$$DV_{dune} = L_{dune} / E_{dune} \quad (27)$$

où :

DV_{dune} est la durée de vie de la dune en années

L_{dune} est la largeur du cordon dunaire en m

E_{dune} est la vitesse d'érosion en m

La « durée de vie du cordon dunaire » désigne la période à partir de laquelle la disparition - même partielle - de la dune entraînerait une submersion de la zone basse située en arrière. Les résultats obtenus le long de 6 profils représentatifs ont montré que pour les secteurs où l'érosion est la plus importante (P12), la durée de vie de la dune reste supérieure à 290 années (tab. 51).

Tab. 51. Estimation de la « durée de vie du cordon dunaire » du Vougot le long de 6 profils représentatifs (* durée de vie supérieure à 1000 ans due à de faibles vitesses de recul de la dune).

profils de mesure	P02		P04		P07		P09		P12		P14	
vitesse de recul	0,02 m/an		0,1 m/an		0,36 m/an		0,53 m/an		0,73 m/an		0,34 m/an	
A : largeur (m)	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
B : durée de vie (années)	338	>1000 *	349	>1000 *	34 7	96 3	26 4	49 8	21 6	29 5	22 6	66 4

2.2.3.2. Prise en compte des prévisions pour l'élévation du niveau marin

Comme pour la plupart des études prospectives traitant des effets de l'élévation future du niveau marin sur le risque de submersion et/ou l'érosion du trait de côte (Durand et Heurtefeux, 2006 ; Purvis *et al.*, 2008 ; Brunel et Sabatier, 2009), notre analyse a été fondée sur le concept de « submersion passive ». Cette approche occulte les phénomènes rétroactifs liés à l'érosion du système plage et dune, et/ou à l'élévation du niveau marin sur le fonctionnement hydrosédimentaire à la côte. Le scénario moyen prévoyant une élévation de +0,355 m du niveau marin pour 2100 a été retenu (IPCC, 2007). Les cotes de référence ont été augmentées d'autant, soit 5,95 m + 0,355 m = 6,305 m NGF au Vougot et 6,195 m NGF à Kervenni. Ces niveaux ont été reportés sur la topographie des deux sites afin de cartographier l'aléa (fig. 135 et 136).

L'augmentation des vitesses de recul du rivage générée par l'élévation du niveau marin a été quantifiée - pour le site de Guissény uniquement - à partir de l'équation de P. Durand et H. Heurtefeux, (2006) (équation 18).

Pour le site du Vougot, le scénario prospectif pour la fin du XXI^{ème} siècle a indiqué que le secteur présentant le risque le plus élevé se situe au niveau du camping municipal (P12) où la largeur du cordon dunaire serait alors réduite à environ 70 m (fig. 135). Dans le même temps, l'augmentation des vitesses d'érosion étant passée de 0,75 à 0,88 m/an, la submersion marine après rupture du cordon dunaire pourrait survenir en 80 ans (tab. 52).

Sur le site de Kervenni, un niveau d'eau de 6,195 m NGF engendrerait des phénomènes de débordement au niveau de la cale et à certains endroits du perré dont la côte d'arase semble trop basse (fig. 136).

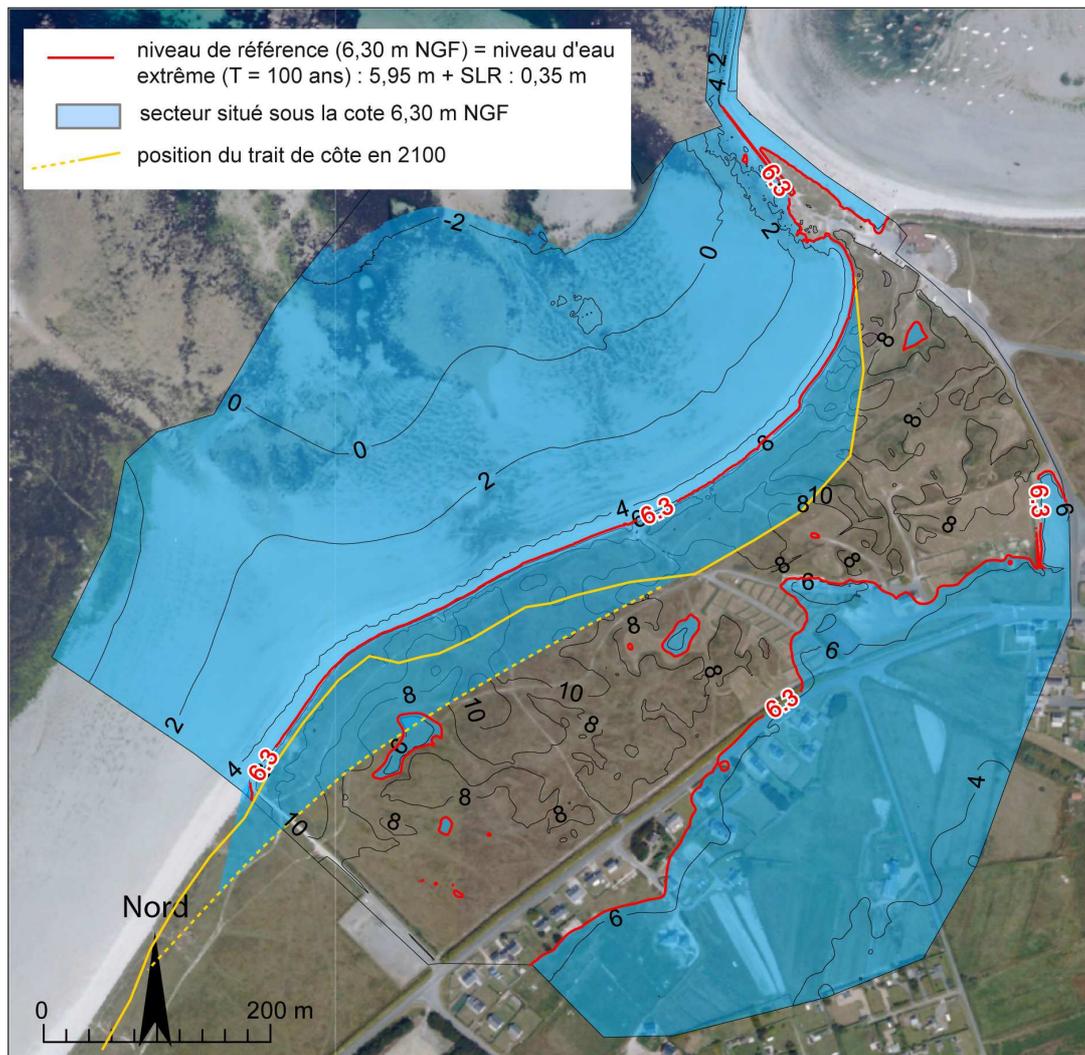


Fig. 135. Cartographie des zones potentiellement submersibles pour l'an 2100 en tenant compte des paramètres dynamiques pour le site du Vougot à Guissény (érosion du trait de côte et élévation du niveau marin).

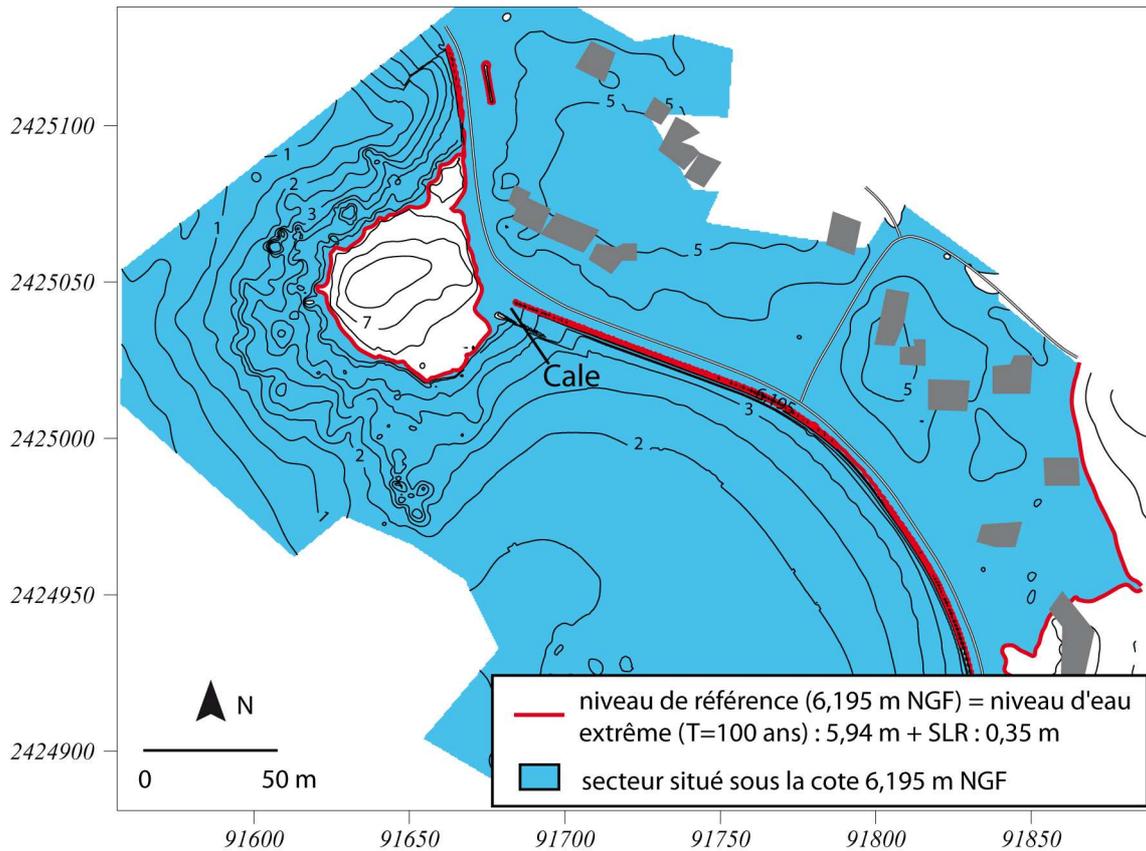


Fig. 136. Cartographie des zones potentiellement submersibles pour l'an 2100 en tenant compte de l'élévation prévue du niveau marin pour le site de Kervenni à Plouguerneau.

Tab. 52. Estimation de la « durée de vie du cordon dunaire » du Vougot le long de 6 profils pour la fin de l'année 2100.

profils de mesure	P02		P04		P07		P09		P12		P14	
vitesse de recul	0,17 m/an		0,25 m/an		0,51 m/an		0,68 m/an		0,88 m/an		0,49 m/an	
A : largeur (m)	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
B : durée de vie (année)	322	>1000	318	>100 0	29 0	56 8	18 6	27 3	71	80	18 3	37 3

2.4. Comparaison des zonages obtenus à partir des différentes méthodes

2.4.1. Comparaison entre les zonages PPR et les zonages issus de la présente méthode

La cartographie de l'aléa submersion réalisée à partir de l'approche PPR-SM a été comparée avec celle obtenue selon la méthode proposée dans ce travail de thèse (fig. 137 et 138). Le zonage réglementaire étant largement dépendant de la cote de référence du niveau d'eau extrême, nous constatons sur les deux sites que l'approche suivie par les PPR-SM sous estime les surfaces où l'aléa est fort (les zones rouges).

Comme nous l'avons rappelé précédemment, même si l'on s'en tient à la côte 5 m NGF retenue dans l'établissement du zonage PPR-SM, on observe qu'une majeure partie des « zones bleues » aurait dû être cartographiée en « zone rouge » sur les deux secteurs (fig. 137 et 138). Cette incohérence montre que dans ce cas, l'aléa, représentant « l'élément physique intrinsèque » de la définition du risque de submersion, n'a pas été strictement et uniquement pris en compte dans la cartographie. Cela pose la question de la pertinence de la phase dite « de concertation » entre les communes et les services de l'état pour la réalisation du document final. Elle pose également la question de la validité du plan local d'urbanisme dès lors que des zones dites constructibles se situent dans un secteur de fort aléa.

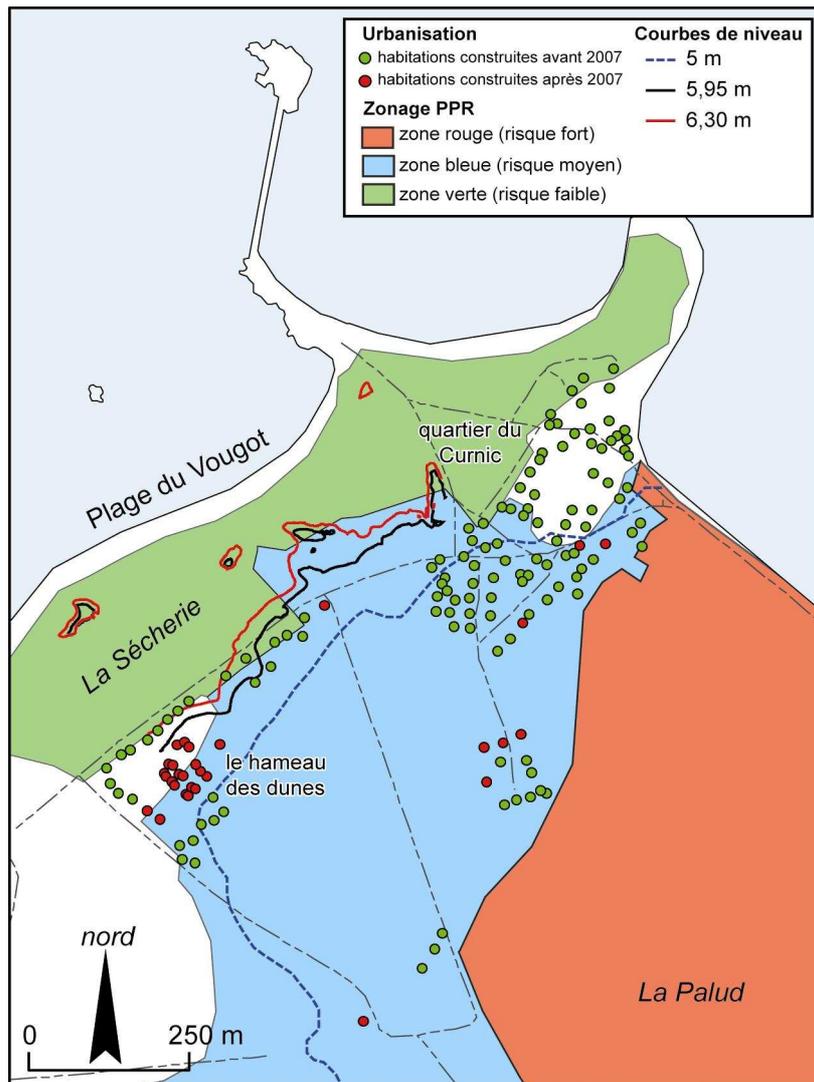


Fig. 137. Comparaison de la cartographie de l'aléa et du risque de submersion réalisée pour le secteur du Vougot à partir de l'approche PPR-SM et de celle présentée dans cette étude (courbes de niveau). Les habitations construites avant et après 2007 (date d'approbation du PPR) sont également représentées.

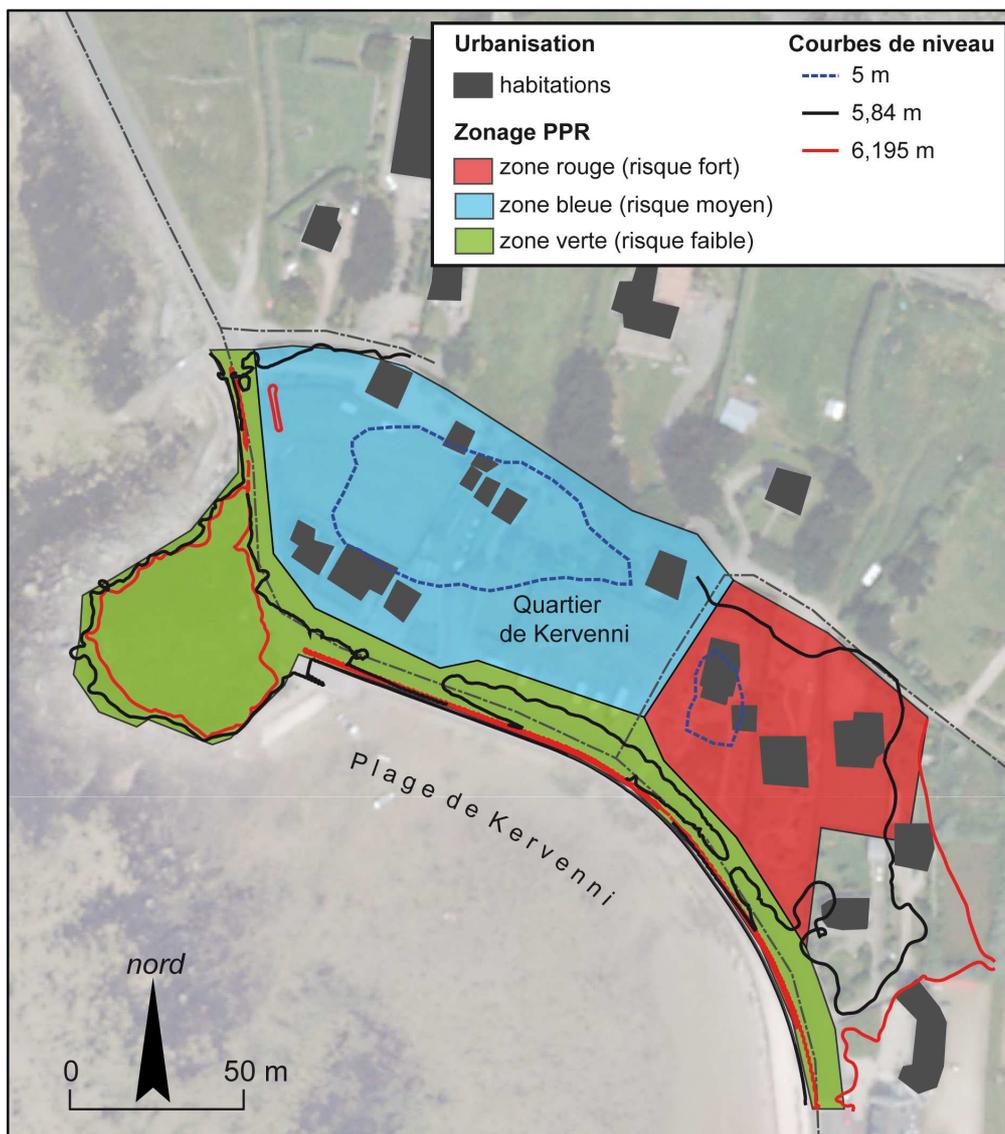


Fig. 138. Comparaison de la cartographie de l'aléa et du risque de submersion réalisée pour le secteur de Kervenni à partir de l'approche PPR-SM et de celle présentée dans cette étude (courbes de niveau). Toutes les habitations ont été construites avant l'approbation du PPR en 2007.

2.4.2. Harmonisation entre zonage PPR et PLU

Les zonages des PLU de Guissény (2006) et de Plouguerneau (2007) ont été superposés avec la cartographie réglementaire du PPR de 2007. A Guissény on constate que dans la partie de la zone bleue située en dessous de la cote 5 m NGF, 7 ha sont définis comme zone urbanisable ; 8 maisons y ont d'ailleurs été construites depuis 2007. Dans cette même zone, au-dessus de la courbe des 5 m NGF, 5 ha

sont aussi classés en zone constructible. Là encore, 21 maisons y ont été construites récemment constituant la grande majorité du nouveau lotissement appelé le « hameau des dunes » (fig. 139).

A Plouguerneau, le PLU a été revu juste après l'approbation du PPR et prend en compte le zonage PPR. Cependant, quelques incohérences sont à souligner sur le site de Kervenni. La zone bleue est classée en zone inconstructible. C'est donc le PLU qui prime sur le PPR car il est plus restrictif sur cette zone. En revanche, la zone rouge est classée en zone urbanisable (urbanisation diffuse) avec la mention zone inondable. Cette zone rouge aurait due être classée en zone inconstructible. Cette incohérence n'a cependant aucune incidence : ici le PPR est plus restrictif et prime donc sur le PLU, la zone est donc inconstructible.

Les zonages du PLU ont ensuite été superposés aux zones d'aléa de submersion proposées dans le cadre de cette étude. A Guissény, 7 ha de zones urbanisables sont situés en dessous de la cote 5 m NGF et 14 ha sous la nouvelle cote de référence à 5,95 m NGF. Sous cette même cote, 22 habitations ont été construites depuis 2007 (fig. 139). Si l'on rajoute les 100 maisons antérieures à 2007, un total de 122 constructions est présent dans cette zone. Enfin, si l'on considère la cote de 6,30 m qui intègre l'élévation du niveau marin, au moins 6 habitations (toutes construites avant 2007) sont à rajouter, soit un total de 128 habitations.

A Plouguerneau, 14 habitations sont situées sous la cote de 5,94 m NGF. Une maison non comprise dans le zonage PPR se situe en dessous de cette cote et se situe en terrain constructible. Si l'on considère la cote de 6,195 m NGF, une habitation supplémentaire, également située en terrain constructible est à ajouter (fig. 140), soit un total de 15 habitations.

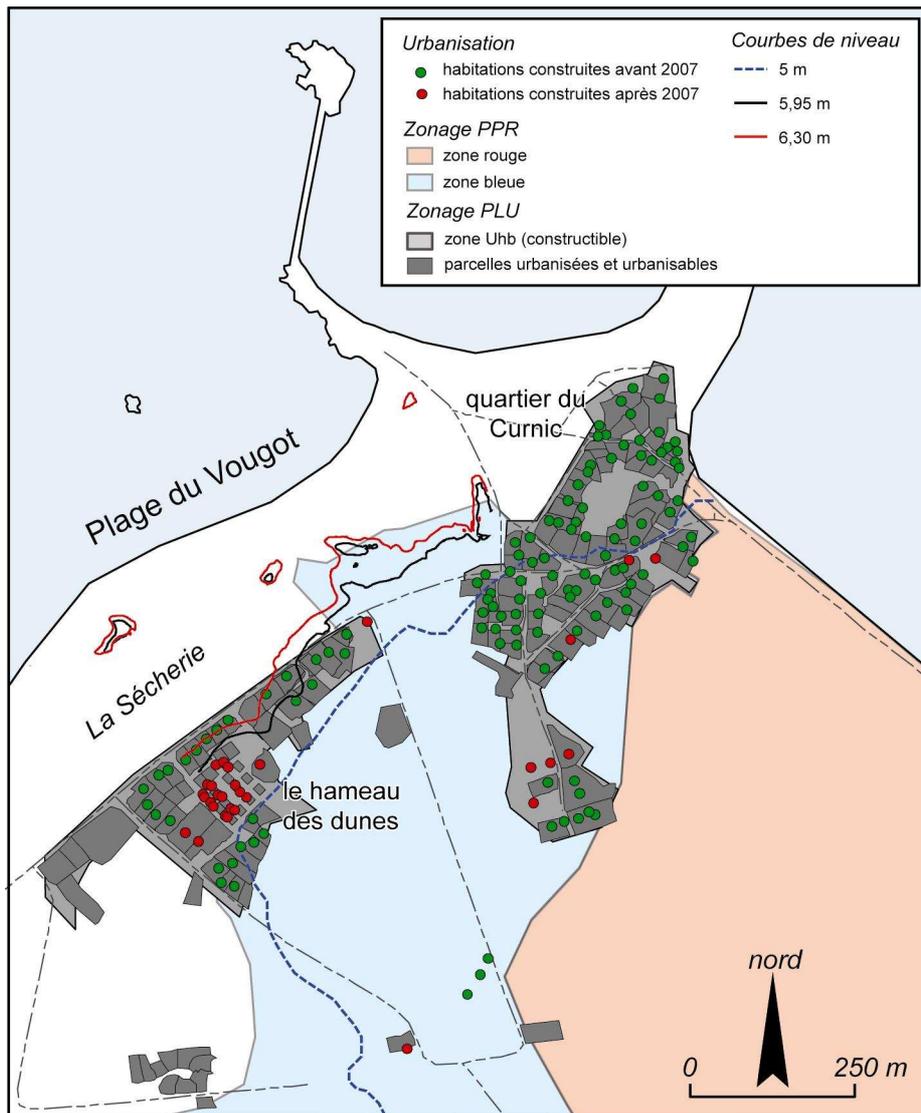


Fig. 139. Superposition du PLU et des zones potentiellement submersibles (zonage PPR et ceux réalisés dans le cadre de cette étude) sur le site du Vougot à Guissény.

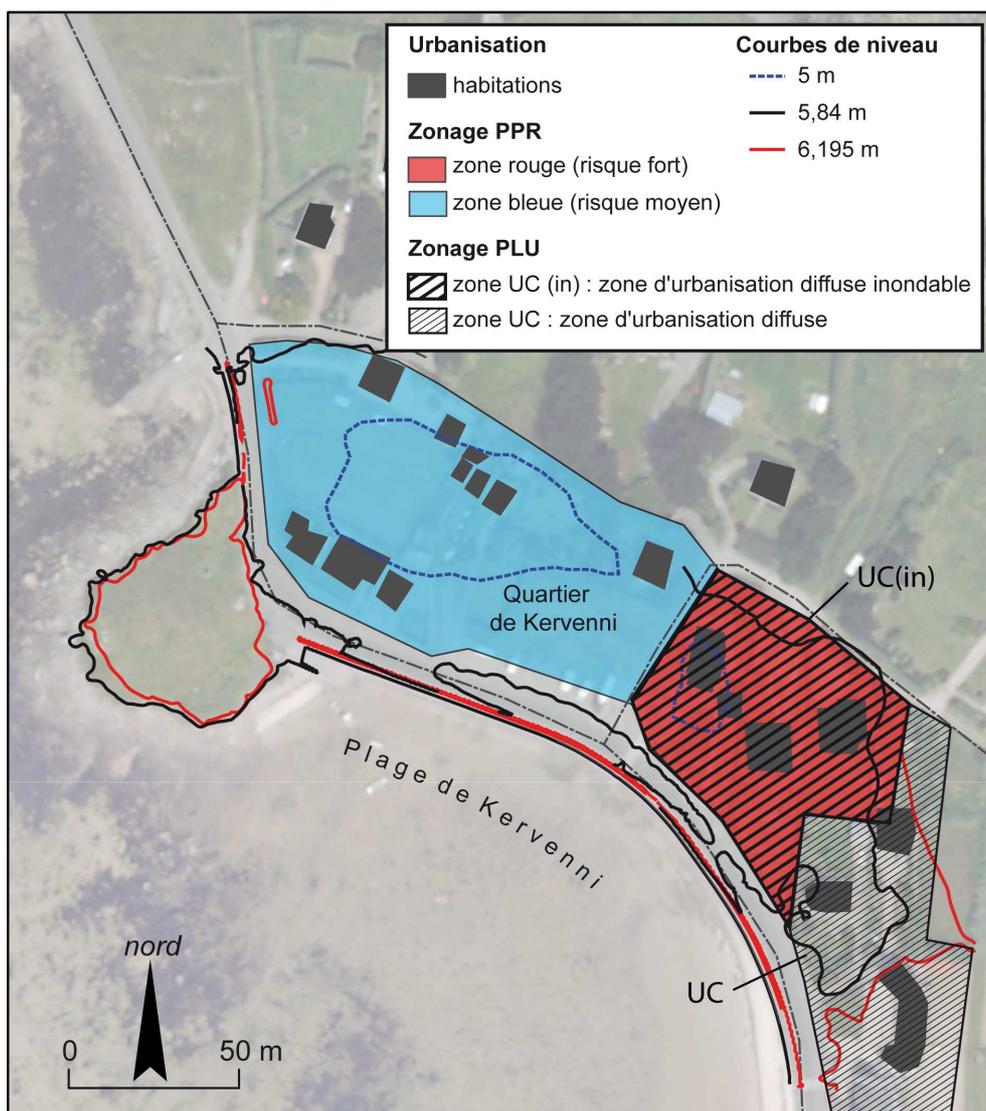


Fig. 140. Superposition du PLU et des zones potentiellement submersibles (zonage PPR et ceux réalisés dans le cadre de cette étude) sur le site de Kervenni à Plouguerneau.

2.5. Discussion des résultats obtenus sur les deux sites : la révision du PLU, un moyen d'aller au-delà du PPR ?

A Guissény, des constructions ont été autorisées en zone bleue en dessous de la cote des 5 m NGF. La prévention des risques n'a donc pas primé sur la pression de l'urbanisation dans ce secteur. Ces constructions créent aujourd'hui une forte vulnérabilité et cette dernière peut croître encore en fonction de la planification de l'urbanisation future. Ces différents éléments résument bien l'enjeu et l'importance du Plan Local d'Urbanisme (PLU).

Actuellement, même si les élus de la commune de Guissény prennent conscience des conséquences de construire en zone inondable, le document référent reste le PLU qui intègre les prescriptions du PPR. Si les élus décident de refuser un permis de construire hors de la zone rouge, ils prennent le risque que le refus soit attaqué par le propriétaire et que celui-ci fasse appel au Tribunal Administratif. C'est alors au juge de trancher. Jusqu'à présent, le propriétaire avait très souvent gain de cause. On peut penser que l'épisode Xynthia en février 2010 amène les juges à suivre le principe de précaution en cas de litige et à refuser ces permis de construire. De tels jugements pourraient être plus incitatifs pour des élus. De même, les événements qui se sont produits en Vendée pourraient permettre aux services de l'Etat, en cas d'accord de permis de construire par les élus locaux en zone inondable, de faire fonctionner plus strictement le contrôle de légalité et de refuser ces permis de construire.

L'autre solution qui se présente aux élus est une révision du PLU. La commune de Guissény étudie actuellement la possibilité d'entamer cette révision en 2011, afin notamment de le mettre en conformité avec le SCoT du Pays de Brest (schéma de Cohérence Territoriale) qui sera validé à la fin de l'année 2010. Cette révision peut être l'occasion d'intégrer des données plus prudentes en matière de risques de submersion, et donc plus contraignantes sur la délivrance des permis de construire. Il s'agirait, pour la commune de Guissény, d'aller au-delà des préconisations du PPR et de classer en zone inconstructible toutes les parcelles situées par exemple sous le niveau 5,95 m NGF (ou 6,30 m NGF si l'on se place dans une projection à 100 ans).

A Plouguerneau, la situation est plus simple. Le PLU a été validé juste après l'approbation du PPR en 2007 et intègre la notion de zone inondable. Seules deux parcelles, situées en dessous de la cote 6,195 m NGF, ne sont pas intégrées dans le PLU en zone inondable. En outre, sur le secteur de Kervenni, les enjeux n'ont pas augmentés depuis 30 ans. La plupart des parcelles situées dans la zone de fort aléa ont en effet été construites avant 1987.

Conclusion partielle

Ces deux études de cas montrent que la cartographie des zones à risque est difficile à mettre en œuvre car elle doit à la fois tenir compte des forçages physiques et anthropiques. La polémique qui a suivi la cartographie des « zones noires »⁵⁷ sur les communes de l'Aiguillon-sur-Mer et de la Faute-sur-Mer en avril 2010 illustre bien la complexité des divers paramètres à prendre en compte. Dans un premier temps, la cartographie des zones à risque suppose que l'on considère tous les éléments « physiques » intervenant dans la définition et dans la spatialisation de l'aléa. De toute évidence, la méthode mise en œuvre dans le cadre du PPR submersion marine pour la côte nord du Finistère est restée très insuffisante. La cartographie des secteurs potentiellement inondables sous-estime la réalité de terrain, et bien plus encore, elle montre que la limite des zones à risque, définie à partir du niveau de référence 5 m, n'a pas toujours été respectée lorsque cette dernière se situait dans les (ou proche des) secteurs urbanisés. Cet élément soulève la question du pouvoir décisionnel des élus face à cette problématique. A court terme et de façon très concrète, la difficulté qui se pose est de transformer des terrains vendus récemment comme constructibles en terrain non constructibles, sans considérer le préjudice fait aux propriétaires qui ont acheté pour bâtir en conformité avec le PLU (ou POS). Ce type de problème est extrêmement difficile à régler pour une commune, d'autant plus si la décision de rendre les terrains constructibles a été prise lors d'une mandature précédente. D'autre part, l'aléa submersion, aussi fort soit-il estimé, reste comme son nom l'indique « aléatoire » ; quand la mer franchira-t-elle le cordon dunaire ou la digue ? Quelle hauteur d'eau réelle sera atteinte ? A quel rythme et selon quelle intensité les habitations seront-elles inondées ? Avec quelles gravités pour les personnes et les biens ? Ces questions sont légitimes, notamment sur les communes qui n'ont jamais été inondées (telles que Guissény ou Plouguerneau). Néanmoins, personne ne peut y répondre de façon catégorique et la gestion des risques demande d'« agir dans un monde incertain » (Callon *et al.*, 2001). En minimisant le risque, on autorise la croissance démographique de la commune, son rajeunissement, le dynamisme du secteur de la construction et de l'économie locale. En le maximisant, on gèle toute perspective de développement dans les secteurs de

⁵⁷ Zones où toute habitation existante devra être détruite.

forts aléas sans aucune contrepartie immédiate. Ce type de précaution s'expose à la critique et à l'incompréhension des habitants.

Pour le moment, la législation autorise l'indemnisation des propriétaires en cas de dommages (et même très largement comme on l'a vu dans le cas de la tempête Xynthia). On peut d'ailleurs s'interroger sur le caractère « naturel » de ce genre de catastrophe dont les coûts sont supportés par les finances publiques, *via* la caisse Catnat (Deboudt, 2010). On peut également se demander si ces dispositions ne poussent pas les élus à être moins prudents, excepté lorsque la vie humaine est en jeu (mais là encore, la catastrophe du mois de mars 2010 a montré que ce risque avait été largement sous-estimé). Paradoxalement, il semble qu'aujourd'hui d'autres problématiques que celles liées aux risques naturels incitent les collectivités à limiter l'urbanisation dans les secteurs côtiers fortement exposés. Ainsi, certains critères environnementaux comme la lutte contre la pollution (marées vertes), la préservation des paysages (loi Littoral), ou la protection des écosystèmes (Natura 2000) contribuent à la maîtrise de l'urbanisation côtière dans les zones de forts aléas. De même, le drame causé par la tempête Xynthia sensibilisera peut-être les populations sur le risque littoral dont la prévention, en terme de connaissance, reste très en deçà de ce que la compréhension des dynamiques côtières pourrait apporter. Un récent sondage commandé à l'IFOP par le journal Sud Ouest Dimanche⁵⁸ montre cependant une prise de conscience des citoyens quant à ce problème. Ainsi, sur 956 personnes interrogées en France au mois d'avril 2010, 61 % étaient favorables à la création de « zones noires à risque mortel dans lesquelles les habitants doivent être expropriés et indemnisés ». Ce pourcentage atteint même 65 % pour les personnes résidant dans une commune littorale. Les scores étant plus importants pour les plus jeunes (69 % pour les 18-24 ans, contre 56 % pour les 65 ans et plus), on peut penser que les générations futures feront montre de plus de prudence...

⁵⁸ IFOP pour Sud Ouest Dimanche – Les français et la gestion du risque d'inondation, avril 2010.

Conclusion générale

À partir d'une approche basée sur l'étude d'évènements de submersion passés et d'épisodes observés durant ce travail, l'objectif de cette thèse était de mieux comprendre les processus atmosphériques, météo-marins et hydro-sédimentaires qui interviennent lors des submersions marines sur les côtes bretonnes. En choisissant essentiellement une approche de terrain, ces travaux nous ont permis d'apporter de nouveaux éléments de réponse. Néanmoins, il convient de signaler quelques incertitudes dans l'interprétation des résultats, mais qui constituent d'intéressantes perspectives de travail.

a. Le rôle essentiel des forçages atmosphériques de surface

L'analyse des conditions synoptiques durant les épisodes de submersion entre 1960 et 2010 a montré que la position du centre dépressionnaire et le gradient de pression au moment des pleines mers, jouent un rôle essentiel dans la localisation des secteurs submergés. Le gradient de pression s'avère être l'élément fondamental car il détermine l'ensemble des paramètres qui rentrent en compte dans l'élévation exceptionnelle du niveau d'eau à la côte. Autrement dit, plus un gradient de pression est important, plus l'ampleur du phénomène est importante. Ces résultats confirment ceux obtenus par S. Costa (1997) sur les littoraux normando-picards et montrent que l'étude des gradients de pression constitue l'étape fondamentale d'une analyse de l'aléa de submersion. Ce type d'analyse pourrait être facilement réalisé sur l'ensemble littoral français. L'exemple de l'épisode Xynthia est encore une fois parlant : le gradient de pression maximal (25 hPa) observé dans la nuit du 27 au 28 février 2010 était mesuré entre la côte sud-finistérienne et le pays-basque et a généré un fort flux d'ouest-sud-ouest vers les côtes Vendéennes (fig. 141).

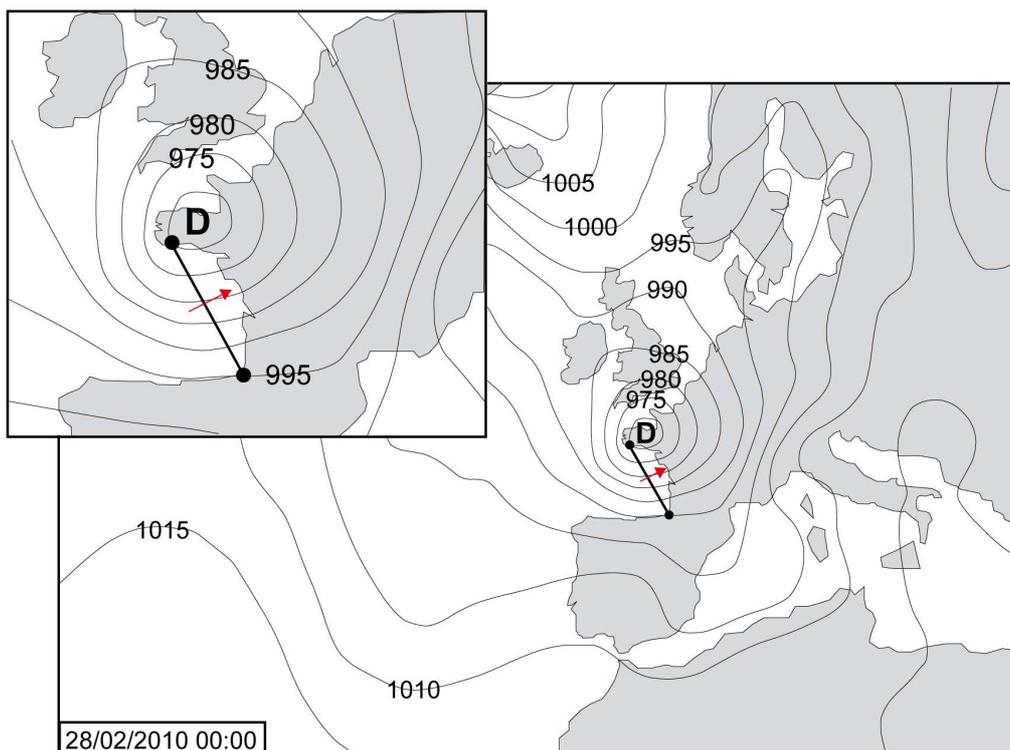


Fig. 141. Situation synoptique et gradient de pression maximal observé le 28 février 2010 une heure avant la pleine mer qui a engendrée les submersions en Vendée.

Sur les côtes normando-picardes M. Le maître (2004), S. Costa *et al.* (2004) et R. Caspar *et al.* (2007) avaient montré que 70 % des inondations par la mer s'effectuaient au moment ou peu après le passage d'un front froid actif. Selon ces auteurs, le passage des fronts froids actifs constituait donc un facteur permettant d'expliquer l'ampleur et la fréquence des submersions. Nos observations ont montré qu'en Bretagne, le passage de fronts froids actifs n'intervenait que dans 30 % des cas de submersion. Deux raisons expliquent cette différence. Premièrement, la morphologie découpée de la côte bretonne implique que les fronts froids peuvent jouer un rôle uniquement à l'échelle locale. Le passage de fronts froids lors des submersions semble en effet être plus systématique sur certains sites. Deuxièmement, la position et la trajectoire suivie par les systèmes dépressionnaires déterminent le degré d'influence des fronts froids lors des processus d'inondation.

L'analyse des conditions atmosphériques en altitude a permis de définir plusieurs situations types qui favorisent la genèse des submersions. Toutefois, seul le géopotential à 500 hPa a été analysé lors de ce travail. Cet aspect reste donc à approfondir et représente une piste intéressante.

b. Des processus de submersion mieux connus à l'échelle locale

L'étude des processus météo-marins à l'échelle des sites a indiqué que depuis 1960, 95 % des submersions ont été générées par la combinaison d'une marée à fort coefficient, d'une surcote (générée par une faible pression atmosphérique et l'action de vents d'afflux) et d'une forte agitation marine.

En Bretagne, située en milieu macrotidal et mégatidal, le rôle des coefficients de marée est bien entendu indéniable : 95 % des submersions ont eu lieu alors que le coefficient de marée était supérieur ou égal à 78 et les trois quarts des inondations ont été provoqués en période de vive-eau.

Le rôle de l'agitation marine s'avère systématique et déterminant dans les processus de franchissement et d'ouverture de brèches. Lors des phénomènes de franchissement, le rôle des vents d'afflux s'avère également essentiel car ces derniers « poussent » le jet de rive vers le continent. Ce rôle est particulièrement important sur les sites protégés par des ouvrages longitudinaux tels que les perrés.

L'étude du phénomène de *runup* à partir de mesures *in situ* sur deux plages du Finistère a apporté un certain nombre de réponses aux questions relatives à ce phénomène. Premièrement, en milieu macrotidal et mégatidal, l'emploi de la pente de la zone intertidale avec les formules issues de la littérature sous-estime vraisemblablement les valeurs de *runup*. L'utilisation de la pente de la portion mobile prévaut. Deuxièmement, la méthode de mesure et d'analyse du *runup* élaborée dans notre cadre s'avère fonctionnelle et facilement reproductible sur d'autres sites. En milieu macrotidal et mégatidal, ces nouvelles connaissances vont permettre de mieux prévoir les phénomènes de franchissement qui, rappelons le, ont généré 75 % des submersions entre 1960 et 2010 sur les côtes bretonnes. Néanmoins, il s'avère nécessaire de réaliser d'autres campagnes de mesures de ce type sur des plages aux caractéristiques morphodynamiques différentes. En outre, la méthode mise en place ne permet pas d'analyser le phénomène de *wave setup*, que l'on considère notamment dans le calcul des niveaux de référence pour cartographier l'aléa. Afin d'étudier ce phénomène en milieu macrotidal et mégatidal, il serait intéressant

d'effectuer des mesures à partir de plusieurs capteurs de pression échelonnés le long d'un profil de plage.

Les principales incertitudes qui demeurent concernent les processus morpho-sédimentaires qui agissent entre la plage et les cordons naturels lors des submersions. L'étude de la réponse morphologique des cordons naturels face aux niveaux marins extrêmes n'a pas pu être réalisée car seuls des levés topo-morphologiques post-submersion ont été effectués. La mesure de ces cordons naturels avant les épisodes de submersions aurait permis de quantifier et d'étudier plus précisément ces processus. La mise en place d'un suivi topo-morphologique des cordons naturels définis comme « points faibles » constitue une piste de travail intéressante afin d'étudier les phénomènes d'ouverture de brèches et de rupture de cordons naturels.

c. Vers une meilleure prévision et prévention du risque ?

Les nouvelles connaissances apportées lors de ce travail ont permis de proposer une méthode de prévision des submersions en Bretagne. À travers les tests effectués, la méthode multi-scalaire s'avère plus adaptée que les modèles prévisionnistes - utilisés actuellement en France - qui lancent des alertes à une échelle départementale. Ceci est particulièrement vrai en Bretagne où chaque site présente un mode de fonctionnement propre. Toutefois, il convient de consolider ce modèle prévisionnel avant de pouvoir le valider. Pour cela, il s'agirait de le faire fonctionner en remontant le temps, puis de comparer les alertes détectées par le modèle avec notre liste des événements de submersions passées.

La méthode prévisionnelle proposée prend en considération uniquement les phénomènes étudiés lors de ce travail, mais il serait intéressant d'ajouter d'autres paramètres qui peuvent également influencer sur les submersions. Premièrement, les processus liés à la rupture des cordons littoraux ou des ouvrages de protection doivent être considérés. Nous avons vu que, parmi tous les épisodes d'inondation recensés, les dégâts les plus importants ont été engendrés par ce mode de submersion. Deuxièmement, certaines submersions résultent d'interactions entre des phénomènes marins et des phénomènes continentaux. Les fortes pluviométries et les crues peuvent, par exemple, favoriser la genèse de niveaux d'eau extrêmes à la

côte, essentiellement dans les estuaires. De même, les niveaux marins extrêmes peuvent bloquer l'évacuation des eaux continentales vers la mer et alors provoquer des inondations. Ces interactions ne doivent pas être occultées si l'on veut prévenir le risque de submersion dans sa globalité.

Ce travail mené sur la prévision du risque de submersion a souligné l'importance de recueillir des données de terrain et notamment de cartographier l'étendue des zones inondées, comme cela a été effectué pour l'épisode du 10 mars 2008. Ces données de terrain sont en effet essentielles pour tester et valider les modèles de prévision.

La proposition d'une méthode de cartographie préventive du risque de submersion, inspirée de la méthode d'élaboration des PPR-SM, a permis d'affiner la délimitation des zones à risque sur deux sites. Ce travail a souligné les limites et les imprécisions de la cartographie PPR-SM sur la côte nord du Finistère. Néanmoins les deux études de cas ont montré qu'une telle cartographie reste difficile à mettre en œuvre, dans la mesure où elle doit tenir compte, en plus des éléments physiques qui constituent l'aléa, des forçages anthropiques.

Dans notre cas, nous avons travaillé uniquement sur la prévision et la prévention du risque. Néanmoins, une autre solution existe : la protection des enjeux. Cette approche, qui relève d'avantage du domaine de l'ingénierie et du génie civil, est également à prendre en considération. L'épisode Xynthia a rappelé l'importance d'entretenir et/ou de consolider les ouvrages contribuant à la protection des enjeux.

d. Vers une augmentation du risque de submersion en Bretagne ?

Depuis ces cinquante dernières années, la fréquence des épisodes de submersion n'a pas augmenté en Bretagne. Il en est de même concernant les événements d'inondation sévère. Seule la fréquence des inondations par flux de sud-ouest semble s'être accrue depuis les années 1970.

L'étude de l'évolution des situations à forts gradients de pression entre 1960 et 2009 a indiqué une augmentation des épisodes tempétueux de sud-ouest et une baisse des épisodes de nord-ouest et de nord-est. Même si les phénomènes de

submersions sont également dépendants des coefficients de marée, on peut penser que la hausse du nombre d'inondations par la mer observée sur la façade méridionale de la Bretagne depuis les années 1970, est due à l'augmentation des situations à forts gradients de sud-ouest sur la même période. Toutefois, la forte variabilité annuelle des situations à forts gradients depuis cinquante ans ne permet pas de confirmer de réelle tendance pour le futur.

Notre travail portait d'avantage sur l'étude de l'aléa que sur l'analyse des enjeux. Cependant, cette thèse nous a permis d'observer, sur de nombreux sites, une augmentation des enjeux en zones inondables depuis cinquante ans. De plus, il est apparu que la plupart des zones urbanisées qui ont été inondées par la mer depuis 1960 en Bretagne étaient à l'origine des marais maritimes ou des zones humides littorales.

Une récente étude de F. Verger (2010) a montré que l'extension de la zone inondée à l'Aiguillon-sur-mer lors de la tempête Xynthia, correspondait « presque parfaitement » à l'étendue des polders conquis sur la mer depuis la fin du XVIII^{ème} siècle sur cette commune. Cet exemple indique que l'augmentation du risque de submersion marine en France, est principalement due à la création par l'homme de zones inondables et à la hausse des enjeux dans ces secteurs depuis ces dernières décennies. Dans la presse et les médias, l'origine des épisodes Johanna et Xynthia a souvent été imputée aux changements climatiques et à l'élévation du niveau marin. Néanmoins « la mer ne fait souvent que reconquérir ce qu'elle avait perdu au XIX^{ème} siècle » (Pinot, 1992).

Le récent sondage commandé à l'IFOP par le journal Sud Ouest Dimanche⁵⁹ montre une division de l'opinion face à ce phénomène : 50 % des personnes interrogées souhaitent laisser la mer reprendre possession de ces zones gagnées sur la mer. L'autre moitié estime qu'il faut investir pour construire et entretenir les digues. Aujourd'hui, la question est donc de savoir quel montant la société est prête à attribuer pour sa protection face au risque de submersion marine. Ce choix sociétal est d'autant plus délicat que les enjeux situés en zone submersible en Bretagne et plus largement en France, concernent de plus en plus une certaine classe de la population, à travers l'explosion des résidences secondaires en zone littorale. Pour

⁵⁹ IFOP pour Sud Ouest Dimanche – Les français et la gestion du risque d'inondation, avril 2010.

citer un exemple, la part des résidences secondaires sur la commune de l'Île Tudy, fortement soumise au risque de submersion, dépasse 75 % (Rouxel, 2000). Ceci souligne encore la complexité grandissante de la gestion des risques littoraux aujourd'hui en France.

Pour conclure, nous avons tenté, à partir d'une démarche essentiellement basée sur un travail de terrain et de recherche dans les archives, d'apporter de nouvelles réponses à la question du risque de submersion marine en Bretagne. En tant que géographe, nous avons essayé d'adopter une démarche pluridisciplinaire, afin de traiter la problématique du risque de submersion dans sa globalité, de l'étude de l'aléa à la gestion du risque. Ce travail a montré l'importance de tisser des collaborations et des liens entre les acteurs qui travaillent sur l'aléa (Météo-France, le SHOM, le Cetmef et les laboratoires CNRS) et ceux en charge de la gestion du risque de submersion (les Communes, les Directions Départementales des Territoires et de la Mer, les préfetures et l'Etat). Le géographe occupe ici une position essentielle, car il permet d'une part, de considérer l'ensemble des processus physiques qui rentre en considération dans la définition de l'aléa et d'autre part, de vulgariser l'information scientifique à destination des gestionnaires. Nous espérons donc que cette thèse contribuera à une meilleure gestion du risque de submersion dans la région et plus largement en France.

Références bibliographiques

- Alexandersson H., Schmith T., Iden K., Tuomenvirta H., 1998, Long term variations of the storm climate over NW Europe, *Global Atmospheric and Ocean Systems*, vol. 6, 97–120.
- Anselme B., Durand P., Bertrand F., Goeldner-Gianella, L., 2008 (a), *Impacts de l'élévation du niveau marin sur l'évolution future d'un maris maritime endigué, le Domaine de Graveyron, bassin d'Arcachon (France)*, In : Actes du Colloque « Prospective du Littoral, Perspective pour le Littoral », 1^{er} et 2 mars 2005, Paris.
- Anselme B., Goeldner-Gianella L., Durand P., 2008 (b), *Le risque de submersion dans le système lagunaire de La Palme (Languedoc, France) : nature de l'aléa et perception du risque*, In : Colloque international pluridisciplinaire, Les littoraux : subir, dire et agir, Lille : France.
- Anthony E.J., Levoy O., Monfort O., 2004, Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, northern France, *Marine Geology*, vol. 208, 73-100.
- Arduin F., Chapron B., Collard F., 2009 (a), Observation of swell dissipation across oceans, *Geophysical Research Letters*, vol. 36, L06607.
- Arduin F., Marié L., Rascle N., Forget P., Roland A., 2009 (b), Observation and estimation of Langrangian Stockes and Eulerian currents induced by wind and waves at the sea surface, *Journal of Physical Oceanography*, vol. 39, n°11, 2820-2838.
- Ayrault F., Joly A., 2000, Une nouvelle typologie des dépressions atmosphériques : classification des phases de maturation, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la terre et des planètes*, vol. 330, 167-172.
- Baehr C., Poupooneau B., Ayrault F., Joly A., 1999, Dynamical characterization of the FASTEX cyclogenesis cases, *the Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 125, n° 561, 3469-3494.
- Baillet L., 2009, Etat d'avancement des Plans de Prévention des Risques Littoraux en Bretagne, Rapport de stage de master 2, GEOMER-LETG UMR 6554 CNRS, I.U.E.M., 88 p.
- Bardou M., Tabeaud M., 1997, Cinquante ans de tempêtes...vues par Ouest France, *Actes des Journées de Climatologie de Dijon, « Les risques liés au climat »*, 141-149.
- Bates P.D., Dawson R.J., Hall J.W., Horritt M.S., Nicholls R.J., Wicks J., Hassan M.A.A.M., 2005, Simplified two-dimensional numerical modelling of coastal flooding and example applications, *Coastal Engineering*, vol. 52, 793-810.
- Battjes J.A., 1971, Run-up distributions of waves breaking on slopes, *ASCE J. Waterw., Harbors Coastal Engineering Division*, vol. 92, 91-114.
- Battjes J.A., 1974, *Surf Similarity*, Proceedings of the 14th International Coastal Engineering Conference vol. 1. American Society of Civil Engineers, 466 – 480.
- 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.
- Beltrando G., 2004, *Les climats : processus, variabilité et risques*, Armand Colin, 261 p.
- Benavente J., Del Rio L., Gracia F.J., Martinez-Del-Pozo J.A., 2006, Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain), *Continental Shelf Research*, vol. 26, 1061-1076.
- Bender C.J., Dean R.G., 2003, Wave field modification by bathymetric anomalies and resulting shoreline changes: a review with recent results, *Coastal Engineering*, vol. 49, n°1-2, 125-153.

- Bernier N.B., Thompson K.R., 2007, Tide-surge interaction off the east coast of Canada and northeastern United States, *Journal of Geophysical Research*, vol. 112, 1-12.
- Bessemoulin P., 2002, Les tempêtes en France, *Annales des Mines*, p. 9-14.
- Besson L., 1991, *Les risques naturels : de la connaissance pratique à la gestion administrative*, Techni.Cités, coll. dossier d'expert, Voiron, 610 p.
- Betts N.L., Orford J.D., White D., Graham C.J., 2004, *Storminess and surge in the South-Western Approaches of the eastern North Atlantic: the synoptic climatology of recent extreme coastal storms*, *Marine Geology*, vol. 210, 227- 246.
- Bhend J., 2005, *North Atlantic and European cyclones their variability and change from 1881 to 2003*, Diplomarbeit der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern, 85 p.
- Bindoff N.L., Willebrand J., 2007, Observations: oceanic climate change and sea level, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
<http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg1/ar4-wg1-chapter5.pdf>.
- Bodéré J.C., Hallégouët B., Piriou N., 1983, *Schéma de protection contre la mer du littoral finistérien, Communes de Guissény et de Plougerneau, zone du Curnic*, rapport d'étude, Université de Bretagne Occidentale, 81 p.
- Bodéré J.-C., Hallégouët B., Yoni C., 1993, Erosion et protection des côtes entre Penmarc'h et l'Odet. Le Pays Bigouden à la croisée des chemins. Cap Caval, suppl. n°17, 295-306.
- Bonnot-Courtois C., Feiss-Jehel C., De Saint-Leger E., 2008, Vulnérabilité des rivages en Côtes d'Armor (Bretagne Nord, France) : aléas et enjeux, *Xèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, 14-16 octobre 2008, Sophia Antipolis*, 191-200.
- Bouligand R., Tabeaud M., 1998, Cent ans de surcotes à Brest, *Met Mar*, n°180, 12-16.
- Bouligand R., Pirazzoli P.A., 1999, Les surcotes et les décotes marines à Brest, étude statistique et évolution, *Oceanologica Acta*, vol. 22, n°2, 153-166.
- Bouligand, R., Tabeaud, M., 2000, Les surcotes à Brest depuis un siècle : analyse des paramètres météorologiques influents à l'échelle locale, *Norôis*, vol. 47, n°186, 201-217.
- Bowden K.F., 1983, *Physical oceanography of coastal waters*, Wiley, New York, 302 p.
- Browder A.G., McNinch J.E., 2006, Linking framework geology and nearshore morphology : Correlation of paleo-channels with shore-oblique sandbars and gravel outcrops, *Marine Geology*, vol. 231, n°1-4, 141-162.
- Brunel C., Sabatier F., 2009, Potential sea-level rise influences in controlling shoreline position for French Mediterranean Coast, *Geomorphology*, vol. 107, n°1-2, 79-89.
- Bruun P., 1962, Sea level rise as a cause of shore erosion, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, ASCE 88, 117-130.
- Bush D.M., Richmond B.M., Neal W.J., 2001, Coastal-zone hazard maps and recommendations: eastern Puerto Rico, *Environmental Geosciences*, vol. 8, n°1, 38-60.
- Callon M., Lascoumes P., Barthe Y., 2001, *Agir dans un monde incertain*, Essai sur la démocratie technique, Paris, Seuil, collection « La couleur des idées », 368 p.
- Caminade D., 1995, Ouvrage de protection contre la houle, Technique de l'ingénieur, Génie civil, vol. CE1, n° C4631, C4631.1-C4631.27

- Cariolet J.-M., Suanez S., Carol F., Magne R., 2008, Evaluation de la technique STABIPLAGE mise en place sur deux plages du Finistère : Les Sables Blancs à Plobannalec-Lesconil-Loctudy, et Boutrouilles à Kerlouan, Actes du colloque des Xème Journées Nationales Génie Civil - Génie Côtier, Sophia-Antipolis (Nice), 14-16 octobre 2008, P. Gaufres, D. Levacher et le Centre Français du Littoral (Eds), Tome 1, 201-210, http://www.paralia.fr/jngcgc/10_19_cariolet.pdf
- Cariolet J.-M., Suanez S., 2009, Approche méthodologique pour une cartographie du risque de submersion des côtes basses, *La Houille Blanche*, n°2, 52-58.
- Cariolet J.-M., Costa S., Caspar R., Ardhuin F., Magne R., Goasguen G., 2010, Aspects météo-marins de la tempête du 10 mars 2008 en Atlantique et en Manche, *Norois*, n°215, 11-31.
- Cariolet J.-M., 2010, Use of high water marks and eyewitness accounts to delineate flooded coastal areas: the case of Storm Johanna (10 March 2008) in Brittany, France, *Ocean and Coastal Management*, vol. 53, 679-690.
- Cariolet J.-M., 2011, Quantification du *runup* sur une plage macrotidale à partir des conditions morphologiques et hydrodynamiques, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 1, 95-108.
- Cariolet J.-M., Suanez S., Postec A., Meur-Férec C., Cartographie du risque de submersion marine : Analyse critique du zonage réglementaire PPR sur la commune de Guissény (Finistère), *Cybergéo*, soumis.
- Carter R.W.G., Orford J.D., 1981, Overwash processes along a gravel beach in south-east Ireland, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 6, 413-426.
- Carter R.W.G., 1988, *Coastal environments : an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*, Academic Press, London, 617 p.
- Carter R.W.G., Orford J.D., 1993, The morphodynamics of coarse clastic beaches and barriers: a short-and long-term perspective, *Journal of Coastal Research*, n°15, SI, 158-179.
- Caspar R., 1990, Marée de tempête dans le nord-ouest de la France, *Neptunia, Amis des musées de la Marine*, Paris, n°178, p. 8-15.
- Caspar R. et Poullain H., 1996, Coups de vent de nord à nord-est sur les côtes normandes, *Met Mar*, vol. 172, 33-38.
- 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*, n°57, 37-47.
- Caspar R., Costa S., Lebreton P., Letortu P., 2010, Les submersions de tempête de la nuit du 10 au 11 mars 2008 sur la côte d'Albatre (Haute Normandie, France) : détermination météo-marine, *Norois*, n°215, 115-132.
- Cataliotti D., Michel P., Levoy F., 1997, *La défense des côtes contre l'érosion marine*, Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, Paris, 142 p.
- Cazenave A., A. Lombard and W. Llovel, 2008, Present-day sea level rise: a synthesis C.R., *Geosciences*, doi:10.1016/j-crte-2008.07.008
- Chambers D. P., Ries J. C., Urban T. J., 2003, Calibration and Verification of Jason-1 Using Global Along-Track Residuals with TOPEX, *Marine Geodesy*, vol. 26, 305-317.
- Choowong M., Murakoshi N., Hisada K.-I., Charusiri P., Charoentitirat T., Chutakositkanon V., Jankaew K., Kanjanapayont P., Phantuwongraj S., 2008, 2004 Indian Ocean tsunami inflow and outflow at Phuket, Thailand, *Marine Geology*, vol. 248, 179-192.

Costa S., 1995, Vulnérabilité des villes côtières de Haute-Normandie et de Picardie face à l'élévation du niveau marin, *Hommes et terres du Nord. "Les milieux littoraux"*, vol. 1-2, 48-57.

Costa S., 1997, *Dynamique littorale et risque naturel : l'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la baie de Seine et la baie de Somme*, Thèse de doctorat, Université de Paris-1, 376 p.

Costa S., Cantat O., Pirazzoli P.A., Lemaitre M., Delahaye D., 2004, Vents forts et submersions de tempête en Manche Orientale : analyse météo-marine sur la période historique récente, *Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie « Climat, mémoire du temps. Les relations climat-espace-société »*, 277-280.

Costa S., 2005, *Falaises à recul rapide et plages de galets : de la quantification des dynamiques d'un système complexe à la caractérisation des risques induits*, Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Département de Géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 310 p.

Crowell M., Leatherman S.P., Buckley M.K., 1991, Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy, *Journal of Coastal Research*, vol. 7, n°3, 839-852.

Daniel P., 2001, *Cartographie des zones à risque de surcotes sur les côtes de la Manche et de l'Atlantique*. Météo-France, rapport interne, 80 p.

Daniel P., P. Josse, Ulvoas V., 2001, Atmospheric forcing impact study in Météo-France storm surge model, *Coastal Engineering V, Computer modelling of seas and coastal regions*, WIT Press, p 135-144.

Dawson A.G., 1994, Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash, *Geomorphology*, vol. 10, 83-94.

Dawson A.G., SHI S., 2000, Tsunami deposits, *Pure and Applied Geophysics*, vol. 157, 875-897.

Dean R.G., Malakar S.B., 1999, Projected flood hazard zones in Florida, *Journal of Coastal Research*, SI 28, 85-94.

Dean R.G., Kriebel D.L., Walton T.L., 2006, *Coastal Engineering Manual (CEM), Chapter III-3, Cross-shore sediment process*, 79 p.

Deboudt P., 2010, Vers la mise en œuvre d'une action collective pour gérer les risques naturels littoraux en France métropolitaine, *Cybergeog : European Journal of Geography*, 1-23. <http://cybergeog.revues.org/index22964.html>

Dehouck A., 2006, *Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)*, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 262 p.

Dehouck A., Cuq V., Fichaut B., Suanez S., 2005, Premiers éléments de caractérisation morphodynamique de deux plages de la mer d'Iroise. In Levacher D., Sergent P., Ouahsine A., Centre Français du Littoral (Eds.) : *Actes du colloque des VIII^{ème} Journée Nationales Génie Civil – Génie Côtier – Compiègne 7-9 septembre 2004*, tome 1, 357-364.

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

Demarest J.M., Leatherman S.P., 1985, Mainland influence on coastal transgression: Delmarva Peninsula, *Marine Geology*, vol. 63, n° 1-4, 19-33.

De Pippo T., Donadio C., Pennetta M., Petrosino C., Terlizzi F., Valente A., 2008, Coastal hazard assessment and mapping in Northern Campania, Italy, *Geomorphology*, vol. 97, n°3-4, 451-466.

- D'Ercole R. et Pigeon P., 1999, L'expertise internationale des risques dits naturels : intérêt géographique, *Annales de Géographie*, vol. 108, n°608, 339-357.
- De Rouck J., Geeraerts J., Troch P., Kortenhuis A., Pullen T., Franco L., 2005, *New results on scale effects for wave overtopping at coastal structures*, In : Allsop L.W.H., Coastal, structures and breakwaters, Thomas Telford, London, 577 p.
- Direction générale de la prévention des risques, 2010, *Proposition pour un plan de prévention des submersions marines et des crues rapides*, Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement durable et de la Mer, 21 p.
- Dobosiewicz J., 2001, Applications of Digital Elevation Models and Geographic Information Systems to coastal flood studies along the shoreline of Raritan Bay, New Jersey, *Environmental Geosciences*, vol. 8, n°1, 11-20.
- Donnelly C., Kraus N., Larson M., 2006, State of knowledge on measurement and modelling of coastal overwash, *Journal of Coastal Research*, vol. 22, n°4, 965-991.
- Dorize L., 2008, *La machine climatique en action*, 62-104, In : Amat J.-P., Dorize L., Le Coeur C., 2008, *Eléments de géographie physique*, Bréal, 2nd édition, 463 p.
- Dorrestein R., 1961, Wave set-up on a beach, *Proc. 2nd Tech. Conference Hurricanes*, 230.
- Douglas B.C., Crowell M., Leatherman S.P., 1998, *Considerations for shoreline position prediction*, *Journal of Coastal Research*, vol. 14, n°3, 1025-1033.
- Douvinet J., 2006, Intérêts et limites des données « CatNat » pour un inventaire des inondations. L'exemple des « crues rapides » liées à de violents orages (Bassin parisien, Nord de la France), *Noréis*, n°4, 17-30.
- Drevet C., 2002, L'évolution du nombre de tempêtes en France sur la période 1950-1999, *La Météorologie*, n°37, 46-56.
- Dubois-Maury J., 2001, *Les risques naturels, quelles réponses ?*, La Documentation Française, Problèmes politiques et sociaux, n°863, 88 p.
- Dubreuil J.P.L., 1975, *Les dunes du Finistère, étude générale*, Service régional d'aménagement forestier de Bretagne, marché n°74000672.
- 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*, vol. 50, n°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*. – pp. 389-396, Balkema, Rotterdam.
- Fairchild J.C., 1958, *Model study of wave set-up induced by hurricane waves at Narragansett Pier, Rhode Island*, *Beach Erosion Board*, U.S. Army Corps Engr., Washington, DC.
- FEMA, 2006, *High water mark collection for Hurricane Katrina in Alabama*. FEMA-1605 - Task Order 414 and 421, 69 p.
- Fenster M., Dolan R., Elder J.R., 1993, *A new method for predicting shoreline positions from historical data*, *Journal of Coastal Research*, vol. 9, n°1, 147-171.
- Fichaut B., Hallégouët B., 1989, Banneg : une île dans la tempête, *Penn ar Bed*, n°135, 36-43.

Fichaut B., Suanez S., 2008 (a), Les blocs cyclopéens de l'île de Banneg (archipel de Molène, Finistère) : accumulations supratidales de forte énergie, *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, n°1, 15-32.

Fichaut B., Suanez S., 2008 (b), Le rechargement de la plage de Sainte Anne du Portzic (Brest – Finistère) : quand la recherche fondamentale se met au service d'une gestion cohérente du littoral, *Norois*, n°208, 29-44.

Fichaut B., Suanez S., 2008 (c), *Étude de faisabilité du rechargement en sable de la plage de Cantine (commune du Relecq-Kerhuon)*, GEOMER-LETG UMR 6554 CNRS, I.U.E.M., 24 p.

Finkl C. W., Walker H. J. 2005, *Beach nourishment*, In : Schwartz M. L. (dir.), *Encyclopedia of Coastal Science*, Springer, The Netherlands, 147-161.

Fleitour J.B., Suanez S., Goudedranche L., 2005, *Expertise scientifique du procédé StabiPlage® mise en place sur la plage des Sables Blancs – commune de Plobannalec – Lesconil – Finistère, période de suivi janvier-juin 2005*, GEOMER-LETG UMR 6554 CNRS, I.U.E.M., 32 p.

Fletcher C.H., Richmond B.M., Barnes G.M., Schroeder T.A., 1995, Marine flooding on the coast of Kaua'i during hurricane Iniki : hindcasting inundation components and delineating washover, *Journal of Coastal Research*, vol. 11, n°1, 188-204.

French P.W., 2001, *Coastal defences: processes, problems and solutions*, Edit. Routledge, London, 366 p.

Garès P.A., 1990, Predicting flooding probability for beach/dune systems, *Environmental Management*, vol. 14, n°1, 115-123.

Garry G., Graszak E., Toulemont M., Levoy F., 1997, *Plans de prévention des risques littoraux (PPR). Guide méthodologique*. Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement et Ministère de l'Équipement, des Transports et du Logement, La documentation Française, 54 p.

Gibeaut J.C., Hepner T.L., Waldinger R., Andrews J.R., Smyth R.C., Gutierrez R., 2003, *Geotubes for temporary erosion control and storm-surge protection along the Gulf of Mexico shoreline of Texas*, Bureau of economic geology, John A. and Katherine G. Jackson School of Geosciences, the University of Texas at Austin, www.beg.utexas.edu/coastalgeotube.htm

Goasguen G., 2008, Finistère – Demande de reconnaissance de l'état de catastrophe naturelle – Action des vagues – Tempête du 10 mars 2008, *Rapport technique pour la préfecture du Finistère, Centre d'Etudes Techniques Maritimes et Fluviales, Département Environnement Littoral et Cours d'Eau*, 25 mars 2008, 6 p, non publié.

Godard A. et Tabeaud M., 2004, Les climats : Mécanismes, variabilité, répartition, Armand Colin, 3^{ème} édition, 217 p.

Gonzales-Escriva J.A., Garrido J., Medina J.R., Geeraerts J., 2004, Laboratory real storm reproduction using wind, *Proc. 29th Int. Conf. Coastal Engineering*, Lisbon, Portugal.

Gricquello C., 2001, *Les catastrophes naturelles sur le littoral des Côtes-du-Nord entre 1854 et 1914*, Mémoire de maîtrise d'Histoire, Université de Rennes II, 127 p.

Guilcher A., 1936, L'île de Sein et ses abords, *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, vol. 96, 55-63.

Guilcher A., Adrian B., Blanquart A., 1959, Les « queues de comète » de galets et de blocs derrière les roches isolées sur les Côtes Nord-Ouest et Ouest de la Bretagne, *Norois*, N°22, 125-145.

Guilcher A., Hallégouët B., 1991, Coastal dunes in Brittany and their management, *Journal of Coastal Research*, vol. 7, n°2, 517-533.

- Gutenberg B., 1941, Changes in sea-level, postglacial uplift and mobility of the earth's interior, *Geological Society of American Bulletin*, vol. 52, 721-772.
- Guza R.T., Thornton E.B., 1981, Wave setup on a natural beach, *Journal of Geophysical Research*, vol. 86, n°C5, 4133-4137.
- Guza A.T., Inman D.L., 1975, Edge waves and beach cusps, *Journal of Geophysical Research*, vol. 80, 2997-3012.
- Hamm L., Capobianco M., Dette H. H., Lechuga A., Spanhoff R., Stive M. J. F., 2002. A summary of European experience with shore nourishment, *Coastal Engineering*, vol. 47, n°2, 237-264.
- Hallégouët B., 1971, *Le Bas-Léon (Finistère-France), étude géomorphologique*, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 260 p.
- Hallégouët B., Yoni C., Bodéré J.-C., 1992, Evolution de la ligne de rivage en baie de Goulven, depuis le XVIIIème siècle, *Congrès « Le littoral, ses contraintes environnementales et ses conflits d'utilisation*, Nantes, 1-4 juillet 1991, 43-47.
- Hallegouët B., Bodéré J.C., 1993, Un littoral fragilisé : le sud de la Baie d'Audierne, *Le Pays Bigouden à la croisée des chemins*, Cap Caval, suppl. 17, 263-271.
- Hallégouët B., Hénaff A., 2006, Evolution récente et gestion des espaces littoraux de l'Ouest-Cornouaille, *Actes des Rencontres de l'Ouest-Cornouaille*, Pont-Croix, juin 2005, 20-34.
- Hallégouët B., Yoni C., 1999, *La digue du polder du Curnic (Guissény, Finistère), état des lieux et propositions pour sa restauration*, Rapport d'étude, Université de Bretagne Occidentale, 53 p.
- Harris D.L., 1963, *Characteristics of the hurricane storm surge*, U.S. Department of Commerce, Weather Service Technical Paper , n°48.
- Hedges T.S., Reis M.T., 1998, Random wave overtopping of simple sea walls: a new regression model, *Proceedings of Institution of Civil Engineers: Water, Maritime and Energy*, vol. 130, 1–10.
- Heino R., 1997, Metadata and their role in homogenization, *First Seminar for Homogenization of Surface Climate Data, Hungarian meteorological service*, 5-8.
- Hénaff A., 2003, Présentation du programme pluriannuel de recherche d'intérêt régional sur l'érosion et la vulnérabilité du trait de côte en Bretagne. *Actes des «Journées Scientifiques et Techniques du CETMEF», Paris, 25 mars 2003, 27-43.*
- Hénaff A., 2004 (a), Mobilité des littoraux et variabilité des vents de tempête et des houles dominantes au cours du dernier siècle en Bretagne, *Actes du XVIIe colloque international de climatologie, A.I.C. «Climat, mémoire du temps, les relations climat-espace-société», Caen, 8-10 septembre 2004, 305-308.*
- Hénaff A., 2004 (b), Les aménagements des littoraux de la Région Bretagne en vue de leur défense contre l'érosion depuis 1949, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, n°3, 346-359.
- Hénaff A., Bodéré J.-C., Lageat Y., 2002, *Erosion côtière et vulnérabilité du trait de côte en Bretagne, rapport annuel, année 1*, Rapport PRIRE Région Bretagne, LETG-Géolittomer-Brest, 44 p.
- Hénaff A., Bodéré J.-C., Lageat Y., 2003, *Erosion côtière et vulnérabilité du trait de côte en Bretagne, rapport annuel, année 2*, Rapport PRIRE Région Bretagne, LETG-Géolittomer-Brest, 44 p.
- Hénaff A., Bodéré J.-C., Lageat Y., 2005, *Erosion côtière et vulnérabilité du trait de côte en Bretagne, rapport annuel, année 3*, Rapport PRIRE Région Bretagne, LETG-Géolittomer-Brest, 44 p.

- Héquette A. et Vasseur B. 1998, Storm surges and erosion of coastal dunes between 1957 and 1988 near Dunkerque (France), Southwestern North Sea, Dans: K. Pye and J.R.L. Allen (eds.), *Coastal and Estuarine Environments*, Geological Society, London, Special Publications, n°175, 99-107.
- 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*, vol. 48, 245-268.
- Hoffman J., Daniel P., Ohl P., Paradis D., 2008, Building an operational storm surge forecast service, *Proceedings of the 5th International Conference on EuroGOOS, 20-22 May 2008, Exeter, UK*.
- Holland K.T., Holman R.A., Lippman T.C., Stanley J., Plant N., 1997, Pratical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies, *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, vol. 22, n°1, 81-92.
- Holman R.A., Guza R.T., 1984, Measuring run-up on a natural beach, *Coastal Engineering*, vol. 8, 129-140.
- Holman R.A., 1986, Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach, *Coastal Engineering*, vol. 9, 527- 544.
- Holman R.A., Sallenger A.H., 1985, Set-up and swash on a natural beach, *Journal of Geophysical Research*, vol. 90, C1, 945-953.
- Hontarrède M. et Galli F-L., 2001, Surcote et marée de tempête, *Met Mar*, vol. 190, 15-17.
- Horsburgh K.J., Wilson C., 2007, Tide-surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea, *Journal of Geophysical Research*, vol. 112, p. 1-13.
- Hughes S.A., Nadal N.C., 2009, Laboratory study of combined wave overtopping and storm surge overflow of a levee, *Coastal Engineering*, vol. 56, 244-259.
- Hunt I.A., 1959, Design of seawalls and breakwaters, *Journal of Waterways and Harbours Division, ASCE 85 (WW3)*, 123-152.
- Institut Français de l'ENvironnement (IFEN), 2007, *Analyse statistique et cartographique de l'érosion marine*, Rapport de l'IFEN, 37 p.
- 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>.
- Jaffe B., Gelfenbaum G. 2002, Using tsunami deposits to improve assessment of tsunami risk, Solutions to Coastal Disasters '02, *Conference Proceedings, ASCE*, 836-847.
- JOLY A., 1995, Le front polaire : un concept dépassé qui a la vie dure, *La Recherche*, n° 273, 128-135.
- Kamikubo Y., 2006, Effect of wind on water spray and wave overtopping genrated above flaring shaped seawall, *Coastal Engineering*, n°10, 4692-4701.
- Keating B., Whelan F., Bailey-Brock J., 2004, Tsunami deposits at Queen's Beach, Oahu, Hawaii – initial results and wave modeling, *Science of Tsunami Hazards*, vol. 22, n° 1., 23-43.
- Kiage L.M., Walker N.D., Balasubramanian S., Badin A., Barras J., 2005, Applications of Radarsat 1 synthetic aperture radar imagery to assess hurricane-related flooding of coastal Louisiana, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 26, n°24, 5359-5380.

- King B.A., Blackley M.W.L., Carr A.P., Hardcastle P.J., 1990, Observations of wave induced setup on a natural beach, *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, 22289-22297.
- Komar P.D., 1998, *Beach processes and sedimentation*, Printice Hall, New Jersey, Second Edition, 544 p.
- Kraft J.C., Chrzastowski M.J., Belknap D.F., Toscano M.A., Fletcher C.H., 1987, The transgressive barrier-lagoon coast of Delaware: morphostratigraphy, sedimentary sequences and responses to relative rise in sea-level, In : Nummedal D., Pilkey O.H. Howard J.D., Editors, *Sea-Level Fluctuation and Coastal Evolution*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 129-143.
- Kraus N.C., Wamsley T. V., 2003, Coastal barrier breaching, Part 1: Overview of breaching processes, *Coastal and Hydraulics Engineering Technical Note ERDC/CHL CHETN-IV-56*, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS.
<http://chl.erd.usace.army.mil/library/publications/chetn/pdf/chetn-iv-56.pdf>.
- Krogstad H.E., Wolf J., Thompson S.P., Wyatt L.R., 1999, Methods for intercomparison of wave Measurements, *Coastal Engineering*, vol. 37, 235-257.
- Kumar V.S., Babu V.R., Babu M.T., Dhinakaran G., Rajamanickam G.V., 2008, Assessment of storm surge disaster potential for the Andaman Island, *Journal of Coastal Research*, vol. 24,n°2B, 171-177.
- Lacey E.M., Peck J.A., 1998, Long-term beach profile variations along the south shore of Rhode Island, USA, *Journal of Coastal Research*, vol.14, n°4, 1255-1264.
- Lamb H., 1991, *Historic storms of the North sea, British Isles and Northwest Europe*, Cambridge University Press, 204 p.
- Larson M., Kraus N.C., 1994, Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina, *Marine Geology*, vol. 117, n°1-4, 75-94.
- Leatherman S.P., 1983, Barrier dynamics and landward migration with Holocene sea-level-rise, *Nature*, vol. 301, 415-418.
- Le Berre I., Hénaff A., David L., 2009, *Inventaire des ouvrages côtiers du Finistère*, Rapport DDE 29 – GEOMER LETG UMR6554 CNRS, IUEM-UBO, Brest, 165 p.
- Le Cornec E., Schoorens J., 2007, *Etude de l'aléa submersion marine sur le site de la Grande Plage de Gâvres*, rapport d'étude DHI et GEOS, 103 p.
- Le Cornec E., 2009, *Etude de protection du littoral de Gâvres, réalisée dans le cadre de la mise en oeuvre du Schéma de Prévention des Risques Littoraux de la Presqu'île de Gâvres*, Cap l'Orient Agglomération, 165 p.
- Lemaire M.E., 1983, *Schéma de protection contre la mer du littoral finistérien, Commune de Penmarc'h, site de la joie*, Rapport d'étude, Université de Bretagne Occidentale.
- Lemaître M., 2004, *Les conditions météo-marines menant au phénomène de submersion. L'exemple du littoral de la Manche orientale*, Mémoire de Maîtrise, Université de Caen Basse-Normandie, 103 p.
- Lery G., 2008, *Rapport météorologique, procédure de reconnaissance de catastrophe naturelle, « phénomènes liés à l'action de la mer », période : tempête du 10 mars 2008*, Rapport Météo-France - Centre Départemental du Finistère, 3 avril 2008, 3 p.
- Longuet-Higgins M.S., Stewart R.W., 1962, Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to "surf-beats", *Journal of Fluid Mechanism*, vol. 13, 481-504.
- Longuet-Higgins M.S., Stewart R.W., 1963, A note on wave-setup, *Journal of Marine Research*, vol. 21, n°4, 4-10.

- Longuet-Higgins M.S., Stewart R.W., 1964, Radiation stress in water waves, a physical discussion with application, *Deep-sea Research*, Vol. 11, 529-562.
- Louise C.J., van der Meulen F., 1991, Future coastal defence in the Netherland : Strategies for protection and sustainable development, *Journal of Coastal Research* vol. 7, 1027-1041.
- Magne R., Arduin F., 2008, Prévisions et rejeux des états de mer du globe à la plage. X^{èmes} Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, 14-16 octobre 2008, Sophia Antipolis, 375- 384.
- Mase H., 1989, Random wave runup height on gentle slopes, *J. Waterway, Port, Coastal and Engineering*, vol. 115, N°5, 649-661.
- Matias A., Ferreira O., Dias J.A., Vila-Concejo A., 2005, Artificial construction of dunes in the South of Portugal, *Journal of Coastal Research*, vol. 21, n°3, 472-481.
- MATE (Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement), 1997, *Plan de prévention des risques naturels prévisibles (PPR), guide général*, Paris, La Documentation Française, 76 p.
- McCabe G.J., Clark M.P., Serreze, M.C., 2001, Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity, *Journal of Climate*, vol. 14, 2763–2768.
- McNinch J.E., 2004, Geologic control in the nearshore: shore-oblique sandbars and shoreline erosional hotspots, Mid-Atlantic Bight, USA, *Marine Geology*, vol. 211, 121–141.
- Mestre O., 2000, *Méthodes statistiques pour l'homogénéisation des données climatiques*, Ph.D.Thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, 230 p.
- Meur-Férec C., Morel V., 2004, L'érosion sur la frange côtière : un exemple de gestion des risques, *Natures Sciences Sociétés*, n°12, 263-273.
- Meur-Férec C., 2006, *De la dynamique naturelle à la gestion intégrée de l'espace littoral : un itinéraire de géographe*, Document présenté en vue de l'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Nantes, 247 p.
- Meur-Férec C., Deboudt P., Morel V., 2008, Coastal risks in France : an integrated method for evaluating vulnerability, *Journal of Coastal Research*, vol. 24, n°2B, 178-189.
- Miller L., Douglas B.C., 2007, Gyre-scale atmospheric pressure variations and their relation to 19th and 20th century sea level rise, *Geophysical Research Letters*, vol. 34, L16602, DOI:10.1029/GL030862.
- Ministère écologie et du développement durable, 2010, *Prévention des risques, chiffres clefs*, lien Internet : http://www.developpement-durable.gouv.fr/spip.php?page=article&id_article=13912
- Moore L.J., Ruggiero P., List H., 2006, Comparing mean high water and high water line shorelines: should proxy-datum offsets be incorporated into shoreline change analysis ?, *Journal of Coastal Research*, vol. 22, n°4, 894-905.
- Muller P. A., 1997, *La modélisation objet avec UML*, Eyrolles, Paris, 449 p.
- Munthe-Kaas H., Krogstad H.E., 1985, Sampling variability of sea-state parameters, *ANODA Report No. 09*, SINTEF, Oceanic Center, Bergen, 71 p.
- Nanayama F., Shigeno K., Shimokawa K., Koitabashi S., Miyasaka S., Ishii M., 2000, Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan, *Sedimentary Geology*, vol. 135, 255-264.
- Nanayama F., Shigeno K., 2006, Inflow and outflow facies from the 1993 tsunami in southwest Hokkaido, *Sedimentary Geology*, vol. 187, 139-158.

- Nedellec J.P., 1983, *Schéma de protection contre la mer du littoral finistérien, Commune de Fouesnant, site de Moustierlin Est*, Rapport d'étude, Université de Bretagne Occidentale.
- Nicholls R.J., Hoozemans M.J., 1996, The Mediterranean vulnerability to coastal implication of climate change, *Ocean and Coastal Management*, vol. 31, n°2-3, 105-132.
- Nielsen P., Hanslow D.J., 1991, Wave runup distributions on natural beaches, *Journal of Coastal Research*, vol. 7, 1139-1152.
- Nielsen P., 2009, *Coastal and estuarine processes*, Advanced series on ocean engineering, vol. 29, 360 p.
- Nott J., Hubbert G., 2005, Comparisons between topographically surveyed debris lines and modelled inundation levels from severe tropical cyclone Vance and Chris, and their geomorphic impact on the sand coast, *Australian Meteorological Magazine*, vol. 54, 187-196.
- Okihiro M., Guza R.T., Seymour R.J., 1993, Excitation of seiche observed in a small harbor, *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, 18201-18211.
- O'Reilly W.C., Guza R.T., 1993, A comparison of two spectral wave models in the Southern California Bight, *Coastal Engineering*, vol. 19, 263-282.
- Orford J.D., 1977, A proposed mechanism for storm beach sedimentation, *Earth Surface Processes*, vol. 2, n°4, 381-400.
- Orford J.D., Carter R.W.G., Jennings S.C., Hinton A.C., 1995, Processes and timescales by which a coastal gravel-dominated barrier responds geomorphologically to sea-level rise: Story Head barrier, Nova Scotia, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 20, 21-37.
- Orford J.D., Carter R.W.G., Forbes D.L., 1991, Gravel barrier migration and sea level rise: some observations from Story Head, Nova Scotia, Canada, *Journal of Coastal Research*, vol. 7, n°2, 477-488.
- Owen M.W., 1980, *Design of seawalls allowing for wave overtopping*, Technical Report EX-924. H.R. Wallingford, United Kingdom.
- Paris R., Lavigne F., Wassner P., Sartohadi J., 2007, Coastal sedimentation associated with the december 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia), *Marine Geology*, vol. 238, 93-106.
- Paskoff R., 1985. *Les littoraux: impact des aménagements sur leur évolution*, Masson, Paris, 184 p.
- Paskoff R., 1998, *Les littoraux, Impact des aménagements sur leur évolution*, Armand Colin, 260 p.
- Paskoff R., 2004, Les littoraux sableux et dunaires : de l'abondance à la pénurie en sédiment, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, n°3, 373-382.
- PATEL (Association), 2010, *Etude des risques d'érosion et de submersion sur trois communes Bretonnes*, Rapport Adaptalit, Université de Bretagne Occidentale, 64 p.
- Peeters P., Schoorens J., Le Cornec E., Michard B., Lechat M., 2009, Définition de l'aléa submersion marine sur le site de la Grande Plage de Gâvres (Morbihan), *La Houille Blanche*, n°1, 45-51.
- Perherin C., Roche A., 2010, Évolution des méthodes de caractérisation des aléas littoraux, *XIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, Les Sables d'Olonne, 22-25 juin 2010*, 609-616.
- Pilkey O.H., Young R.S., Riggs S.R., Smith A.W., Wu H., Pilkey W.D., 1993, The concept of shoreface profile of equilibrium: a critical review, *Journal of Coastal Research*, vol. 9, 255-278.

- Pinot J.-P., 1992, Les ateliers sur l'environnement et l'espace, Compte-rendu par J.P. Pinot, *Le Pays Bigouden à la croisée des chemins*, Cap Caval, suppl. n°17, 373-376.
- Pinot J.P., 1998, *La gestion du littoral, Tome I – Littoraux tempérés : côtes rocheuses et sableuses*, Institut Océanographique, 399 p.
- Pirazzoli P.A., 1986, Secular trends of relative sea-level (RSL) changes indicated by tide gauge records, *Journal of Coastal Research*, Special Issue 1, 1-26.
- Pirazzoli P.A., 2000. Surges atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France, *Oceanologica Acta*, vol. 23, n°6, 643-661.
- Pirazzoli P.A., Regnaud H., Lemasson L., 2004, Change in storminess and surges in western France during the last century, *Marine Geology*, vol. 210, 307-323.
- 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 coast of the English Channel, *Ocean Dynamics*, vol. 56, n°5-6, 498-512.
- Poncet F., 1984, *Les zones humides du littoral breton : caractères et évolution*, thèse de doctorat de géographie, Brest, 349 p.
- Prandle D., Wolf J., 1978, The interaction of surge and tide in the North Sea and River Thames, *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, vol. 55, 203-216.
- Préfecture du Finistère, DDE29, 1997, *Plans de Prévention des Risques naturels prévisibles d'Inondation par Submersion Marine, Communes de Combrit et de l'Île Tudy*, Rapport de présentation, 72 p.
- Préfecture du Finistère, DDE29, 1999 (a), *Plans de Prévention des Risques naturels prévisibles d'Inondation par Submersion Marine, Communes de Penmarc'h*, Rapport de présentation, 70 p.
- Préfecture du Finistère, DDE29, 1999 (b), *Plans de Prévention des Risques naturels prévisibles d'Inondation par Submersion Marine, Communes de Plobannaec-Lesconil et Loctudy*, Rapport de présentation, 76 p.
- Préfecture du Finistère, DDE29, 1999 (c), *Plans de Prévention des Risques naturels prévisibles d'Inondation par Submersion Marine, Communes de Treffiat*, Rapport de présentation, 157 p.
- Préfecture du Finistère, DDE29, 2000, *Plans de Prévention des Risques naturels prévisibles d'Inondation par Submersion Marine, Communes de Fouesnant*, rapport de présentation, 60 p.
- Préfecture du Finistère, DDE29, 2007 (a), *Plans de Prévention des Risques naturels prévisibles d'Inondation par Submersion Marine, Côte Nord 1 Communes de Cléder à Saint-Pol-de-Léon*, Note de présentation côte nord 1, 29 p.
- Préfecture du Finistère, DDE29, 2007 (b), *Plans de Prévention des Risques naturels prévisibles d'Inondation par Submersion Marine, Côte Nord 1 Communes de Guissény à Plouescat*, Note de présentation côte nord 2, 33 p.
- Préfecture du Finistère, DDE29, 2007 (c), *Plans de Prévention des Risques naturels prévisibles d'Inondation par Submersion Marine, Communes de Plouguerneau*, Note de présentation, 29 p.
- Psuty N.P., 1988, Sediment budget and beach/dune interaction, *Journal of Coastal Research*, SI 3, 1-4.
- Purvis M.J., Bates P.D., Hayes C.M., 2008, A probabilistic methodology to estimate future coastal flood risk due to sea level rise, *Coastal Engineering*, vol. 55, 1062-1073.

- Pye K., Neal A., 1994, Coastal dune erosion at Formby Point, north Merseyside, England: causes and mechanisms, *Marine Geology*, vol. 119, 39-56.
- Queguiner C., 1983, *Schéma de protection contre la mer du littoral finistérien, commune de Penmarc'h, site de Kéridy*, Rapport d'étude, Université de Bretagne Occidentale.
- Raubenheimer B., Guza R.T., Elgar S., 1996, Wave transformation across the inner surf zone, *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, n°C10, 25589-25597.
- Raubenheimer B., R.T. Guza, and S. Elgar, 2001, Field observations of wave-driven setdown and setup, *Journal of Geophysical Research*, 106, 4629-4638.
- Reeve D.E., Burgess K.A., 1993, A method for the assesment of coastal flood risk, *IMA Journal of Management Mathematics*, vol. 5, n°1, 197-209.
- Regnault H., Pirazzoli P.A., Morvan G., Ruz M., 2004, Impacts of storms and evolution of the coast line in western France, *Marine Geology*, vol. 210, 325-337.
- Regrain R., 1992, *Une station touristique confrontée au recul de la falaise : Ault*, Les Littoraux en France : risques et aménagements. Amiens : Centre Régional de Documentation Pédagogique et Association des Professeurs d'Histoire et de Géographie, 97 p.
- Richmond B.M., Fletcher C.H., Grossman E.E., Gibbs A.E., 2001, Island at risk : coastal hazard assessment and mapping in the Hawaiian Islands, *Environmental Geosciences*, vol. 8, n°1, 21-37.
- Riggs S.R., Cleary W.J., Snyder S.W., 1995, Influence of inherited geologic framework on barrier shoreface morphology and dynamics, *Marine Geology*, vol. 126, 213-234.
- Rieb G., Walker P., 2001, Suivi morphologique du littoral, *Géologues*, vol. 129, 75-79.
- Rogers S.M. Jr., 2000, Beach nourishment for hurricane protection : North Carolina project performance in Hurricanes Denis and Floyd, Proc., *National Beach Preservation Conference*, American Shore and beach Preservation Association, Maui, Hawaii, 7-10.
- Rossiter J.R., 1961, Interaction between tide and surge in the Thames, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, vol. 6, p. 29-53.
- Rouxel M., 2000, Résidences secondaires : les pieds dans l'eau, *Octant*, n°82, 14-28.
- Roy P.S., Cowell P.J., Ferland M.A., Thom B.G., 1994, *Wave-dominated coasts*, In : Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (eds): *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, 121-186.
- Ruggiero P., Komar P.D., McDouglas W.G., Marra J.J., Beach R.A., 2001, Wave runup, extreme water levels and erosion of properties backing beaches, *Journal of Coastal Research*, vol. 17, n°2, 407-419.
- Ruz M.-H., Meur-Férec C., 2004, Influence of high water levels on aeolian sand transport: upper beach/dune evolution on a macrotidal coast, Wissant Bay, northern France, *Geomorphology*, 60, 73-87.
- Sabatier F., Anthony E.J., Héquette A., Suanes S., Musereau J., Ruz M.-H., Regnault H., 2009, Morphodynamics of beach/dune systems : examples from the coast of France, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°1, 3-22.
- Sallenger A.H., 2000, Storm impact scale for barrier islands, *Journal of Coastal Research*, vol. 16, n° 3, 890-895.
- Salmon S.A., Bryan K.R., Coco G., 2007, The use of video systems to measure run-up on beaches, *Journal of Coastal Research*, SI 50, 211-215.

- Sanders B.F., 2007, Evaluation of on-line DEMs for flood inundation modelling, *Advances in Water Resources*, vol. 30, 1831–1843.
- Santurette P., 2001, A propos des fronts froids, *Met Mar*, n°191, 8-13.
- Savage R.P., 1957, *Model tests for hurricane protection project*, Beach Erosion Board, U.S. Corps Engr., Washington, DC.
- Saville T., 1961, *Experimental determination of wave set-up*, paper presented at 2nd Technical Conference on Hurricanes, Beach Erosion Board.
- Schneider S., Chen R., 1980, Carbon dioxide warming and coastline flooding : physical factors and climatic impact, *Annual Review of Energy and the Environment*, n°5, 107-140.
- Schoenenwald N., Tabeaud M. et MILLS G., 2004, Tempêtes d'Irlande. Etude de la fréquence, des trajectoires et de la variabilité des tempêtes sur le nord-ouest de l'Europe au cours du XXe siècle, *Met Mar*, n°204, 6-10.
- Schupp C.A., McNinch J.E., List J.H., 2006, Nearshore shore-oblique bars, gravel outcrops, and their correlation to shoreline change, *Marine Geology*, vol. 233, 63–79.
- Schwab W.C., Thieler E.R.F., Allen J.R., Foster D.S., Swift B.A., Denny J.F., 2000, Influence of inner-continental shelf geologic framework on the evolution and behaviour of the barrier-island system between Fire Island Inlet and Shinnecock Inlet, Long Island, New York, *Journal of Coastal Research*, vol. 15, 408–422.
- Sedrati M., Anthony E.J., 2007, Storm-generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach, *Marine Geology*, vol. 244, 201-229.
- Simon B., 1996, Détermination des hauteurs d'eau extrêmes pour la délimitation du domaine public maritime, *Annales Hydrographiques*, vol. 20, n°767, 17-43.
- Smith J.M., 2003, *Surfzone Hydrodynamics*, In : *Coastal Engineering Manual (CEM)*, Chapter II-4 , 42 p.
- Solomon S.M., Forbes D.L., 1999, Coastal hazards and associated management issues on South Pacific Islands, *Ocean and Coastal Management*, vol. 42, n°6-7, 523-554.
- Stauble D.K., Eiser W.C., Birkemeier W.A., Hales L.Z., Seabergh W.C., 1990, Erosion characteristics of Hurricane Hugo on the beaches of South Carolina, *Shore Beach*, vol. 58, n°4, 23-36.
- Stauble D.K., 2003, The use of shoreline change mapping in coastal engineering project assessment, *Journal of Coastal Research*, SI 38, 178-206.
- Stéphan P., 2006, Rôle des forçages météo-marins dans l'évolution morphosédimentaire récente (1952-2005) des cordons littoraux de la rade de Brest, *Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil*, Brest, 431-438.
- Stéphan P., 2008, *Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible*, thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 560 p.
- Stéphan P., Suanez S., Fichaut B., 2010, Franchissement et recul des cordons de galets par *rollover*. Impact de la tempête du 10 mars 2008 dans l'évolution récent du sillon de Talbert (Côtes d'Armor, Bretagne), *Norvès*, n°215, 59-75.
- Stockdon H.F., Holman R.A., Howd P.A., Sallenger Jr. A.H., 2006, Empirical parameterization of setup, swash, and runup, *Coastal Engineering*, vol. 53, 573-588.
- Stockdon H.F., Sallenger A.H., Holman R.A., Howd P.A., 2007, A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes, *Marine Geology*, vol. 238, 1-20.

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*, vol. 2, 91-110.

Suanez S., Fichaut B., Sparfel L., Postec A., 2006, *Erosion dunaire et risques associés, le cas de la plage du Vougot (Guissény-Finistère)*. Natura 2000 et Contrat Nature, Acte du Colloque International Interactions Nature-Société : analyse et modèles - La Baule (Loire-Atlantique- France) 3-6 mai 2006, 5 p.
<http://letg.univ-nantes.fr/COLLOQUE/actes.htm>

Suanez S., Fichaut B., Sparfel L., 2007, Méthode d'évaluation du risque de submersion des côtes basses appliquée à la plage du Vougot, Guissény (Bretagne), *Géomorphologie : Relief. Processus. Environnement*, n°4, 319-334

Suanez S., 2009, *La question du bilan sédimentaire des côtes d'accumulation, Rôle des forçages naturels et anthropiques dans les processus morphodynamiques analysés à partir de quelques exemples pris en Méditerranée et en Bretagne*, Mémoire présenté en vue de l'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Caen, Basse Normandie, 212 p.

Suanez S., Fichaut B., Magne R., 2009, Cliff-top storm deposits on Banneg Island, Brittany, France: effects of giant waves in the Eastern Atlantic Ocean, *Sedimentary Geology*, vol. 220, n°1-2, 12-28.

Suanez S., Cariolet J.-M., 2010, L'action des tempêtes sur l'érosion des dunes : les enseignements de la tempête du 10 mars 2008, *Norôis*, n°215, 77-99.

Suanez S., Fichaut B., Magne R., Arduin F., Corman D., Stéphan P., Cariolet J.-M., 2011, Changements morphologiques et bilan sédimentaire des formes fuyantes en queue de comète de l'archipel de Molène (Bretagne, France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, (sous presse).

Suanez S., Cariolet J.-M., Hascoët R., Delacourt C., Arduin F., soumis, Dune recovery after storm erosion on Vougot beach, Brittany (France), *Geomorphology*.

Suanez S., Stéphan P., à paraître, Natural and Human Forcing on the Mesoscale Sediment Budget of Saint-Michel-en-Grève Bay (Brittany, France), *Shore and Beach*.

Tabeaud M., 2002, Les variabilités historiques du climat en Europe, *Biogeographica*, vol. 78, n°4, 149-157.

Tabeaud M., 2008, *Le regard des médias sur le changement climatique*, 25-40, In : Lamarre D. (Dir.), Climat et risques - Changements d'approches, éditions TEC et DOC, 170 p.

Tabeaud M., Lysaniuk B., Schoenenwald N., Buridant J., 2009, Le risque « coup de vent » en France depuis le XVIe siècle, *Annales de Géographie*, n°667, 318-331.

Titus J.G., Park R.A., Leatherman S.P., Weggel J.R., Greene M.S., Mausel P.W., Brown S., Gaunt C., Trehan M., Yohe G., 1991, Greenhouse effect and sea level rise: the cost of holding back the sea, *Coastal Management*, n°19, 171-204.

Tolman H.L., 2009, User manual and system documentation of WAVEWATCH IIItm, version 3.14, Tech Rep. 276, NOAA/NWS/NCEP/MMAB.

Tonnerre M.-A., 2001, *Contributions à l'étude des tempêtes dans la Manche et en façade atlantique de la France, au nord de l'île de Noirmoutier, 1965-1994*, Doctorat d'Etat, Lille USTL, 363 p.

Tonnerre-Guerin M.-A., 2003, Les tempêtes, un concept et une genèse revisités : l'exemple de la façade occidentale de l'Europe, *Annales de géographie*, vol. 112, n°633, 451-470.

- Tourolle J., 2003, *Etude préalable à la mise en place de plans de prévention des risques sur le littoral du Morbihan. Submersion marine*, Mémoire de stage de DESS, IUEM, Université de Bretagne Occidentale, 66 p.
- Tsuji T., Namegaya Y., Matsumoto H., Iwasaki S.-I., Kanbua W., Sriwichai M., Meesuk V., 2006, The 2004 tsunami in Thailand : surveyed runup heights and tide gauge records, *Earth Planet Space*, vol. 58, 223-232.
- van Gent M. R. A., 2002, Coastal Flooding Initiated by Wave Overtopping at Sea Defences, *Solutions to Coastal Disasters '02 Proceedings of the 2002 Coastal Disasters Conference*, 223-237. [http://dx.doi.org/10.1061/40605\(258\)21](http://dx.doi.org/10.1061/40605(258)21)
- van de Graff J., 1983, Probabilistic design of dunes, *Proc. Coastal Structures 1983*, ASCE, 820-831.
- van der Meer J.W., Janssen W., 1995, *Wave run-up and wave overtopping at dikes*, In : Kabayashi, Demirbilek (Eds.), *Wave Forces on Inclined and Vertical Wall Structures*. American Society of Civil Engineers, 1–27.
- van der Wal D., 2004, Beach-dune interactions in nourishment areas along the Dutch coast, *Journal of Coastal Research*, vol. 20, N°1, 317-325.
- van Vuren S., Kok, M., Jorissen, R.E., 2004, Coastal defense and social activities in the coastal zone: compatible or conflicting interests ?, *Journal of Coastal Research*, vol 20, n°2, 550-561.
- Verger F., 2009, *Zones humides du littoral français*, Belin, 447 p.
- Verger F., 2010, A propos des inondations récentes de la région de l'Aiguillon-sur-Mer, en Vendée, *EchoGéo*, 1-6, <http://echogeo.revues.org>
- Verhagen H.J., 2004, *Classical innovative and unconventional coastline protection methods*, Coastal Engineering section, Delft University of Technology, the Netherlands, 15 p.
- Vinchon C., Aubie S., Balouin Y., Closset L., Garcin M., Idier D., Mallet C., 2009, Anticipate response of climate change risks at regional scale in Aquitaine and Languedoc Roussillon (France), *Ocean and Coastal Management*, vol. 52, n°1, 47-56.
- Visser P.J. 1998, *Breach growth in sand dikes*, Ph.D.-thesis Delft University of Technology, the Netherlands.
- Wang Y., 2004, Using Landsat 7 TM data acquired days after a flood event to delineate the maximum flood extent on a coastal floodplain, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, n°5, 959-974.
- Wasa Group, 1998, Changing waves and storms in the Northeast Atlantic ?, *Bulletin of American Meteorological Society*, vol. 79, 741-760.
- West J.J., Small M.J., Dowlatabadi H., 2001, Storms, investor decisions, and the economic impacts of sea level rise, *Climatic Change*, n°48, 317-342.
- Wijetunge J.J., 2006, Tsunami on 26 december 2004 : spatial distribution of tsunami height and the extend of inundation in Sri Lanka, *Science of Tsunami Hazards*, vol. 24, n°3, 225-239.
- Wolf J., 2009, Coastal flooding : impacts of coupled wave-surge-tide models, *Natural Hazards*, vol. 49, 241-260.
- Wolters G., van Gent M.R.A., 2007, Maximum wind effect on wave overtopping of sloped coastal structures with crest elements, In : Franco L., Tomasicchio G.R., Lamberti A., *Coastal Structures 2007*, 1263-1274.
- Wöppelmann, G., Pouvreau, N., Simon, B., 2006, Brest sea level record: a time series construction back to the early eighteenth century, *Ocean Dynam.*, vol. 56, 487–497.

Yohe G., Neumann J., Marshall P., Ameden H., 1996, The economic cost of greenhouse induced sea level rise for developed property in the United States, *Climatic Change*, vol. 32, n°4, 387-410.

Zuzeck P.J., Nairn R.B., Thieme S.J., 2003, Spatial and temporal considerations for calculating shoreline change rates in the Great Lakes Basin, *Journal of Coastal Research*, SI 38, 125-146.

Listes des tables

Table des Figures

Fig. 1. Localisation de la région étudiée.	3
Fig. 2. Schéma illustrant le plan suivi dans cette thèse.	7
Fig. 3. Circulation des vents géostrophiques autour d'un système dépressionnaire dans l'hémisphère nord. La circulation anti-horaire est générée par la force du gradient de pression et la force de Coriolis.	9
Fig. 4. A. Le rail des dépressions en janvier 1997. Nous sommes ici en configuration de blocage : les tempêtes restent sur l'Atlantique. Le courant-jet d'altitude, est limité à la partie ouest de l'océan Atlantique. D'après C. Baehr <i>et al.</i> , 1999. B. Le rail des dépressions en février 1997. Dans cette configuration dite «zonale», le rail des dépressions s'étend le long du 50 ^{ème} parallèle. Les dépressions ne sont pas bloquées. On remarque que le courant-jet s'étend plus à l'est et que les dépressions ont tendance à couper le courant-jet du côté de son extrémité est. D'après C. Baehr <i>et al.</i> , 1999.	10
Fig. 5. Illustration d'une situation à fort gradient de pression nord-ouest (le 22 janvier 1988 à 09 :00 UTC) ayant généré des submersions marines sur les côtes normando-picardes (Costa, 1997).	11
Fig. 6. Schéma illustrant les différents paramètres entrant en compte dans l'estimation des niveaux d'eau extrêmes (d'après Komar, 1998).	16
Fig. 7. Relation entre le <i>setup</i> (η_{max}) normalisé et le nombre d'iribarren sur la plage de Duck en Caroline du nord (source: Komar, 1998).	18
Fig. 8. Représentations schématiques de submersions générées par franchissement, à gauche sur un cordon dunaire, à droite sur un perré.	23
Fig. 9. Typologies des niveaux de submersion et des réponses morphologiques associées sur les cordons dunaires de type île barrière d'après les travaux de Sallenger (2000) et sur les cordons de galets d'après les travaux de Orford <i>et al.</i> (1991).	24
Fig. 10. Représentations schématiques d'une submersion générée par débordement. Le niveau d'eau est supérieur au perré.	25
Fig. 11. Représentations schématiques d'une submersion générée par l'ouverture d'une brèche et par la rupture totale d'un cordon dunaire (<i>Barrier dislocation</i>).	28
Fig. 12. Méthode classique de cartographie des zones soumis au risque de submersion marine.	33
Fig. 13. Localisation du secteur d'étude et de la trajectoire moyenne des dépressions Atlantique en configuration zonale.	37
Fig. 14. Roses des vents au niveau des trois façades Bretonnes. Moyennes calculées entre janvier 2000 et décembre 2009 (Source : Météo-France).	39
Fig. 15. Roses des houles annuelles obtenues au large des trois façades de Bretagne pour quatre points du modèle ANEMOC, et résultantes associées (période 1979-2002) (Source : Base ANEMOC ; réalisation : P. Stéphan, 2008).	40
Fig. 16. Marnages lors d'un coefficient de marée de 120 en Bretagne (Réalisation : P. Stéphan, 2008).	41

Fig. 17. A : Caractéristiques morphologiques des côtes Bretonnes (source : Bretagne-environnement). B : Modèle Numérique de Terrain de la Bretagne représentant les altitudes par rapport au niveau marin. Les côtes basses sont représentées dans les tons rouges (source : <i>Sea level rise explorer</i>).	44
Fig. 18. Localisation des marais littoraux drainés et des polders en Bretagne (d'après Poncet, 1984).	46
Fig. 19. Exemple de poldérisation d'espaces littoraux bretons. A : Commune de Guissény (source : Suanez <i>et al.</i> , 2007). B : Commune de l'île Tudy (sources : Bodéré <i>et al.</i> , 1997 ; Hallégouët et Hénaff, 2006). C : Commune de Gâvres. D : Carte de localisation des sites.	47
Fig. 20. Evolution de l'urbanisation sur la commune de Guissény entre 1952 et 2009 (Source : Baillet, 2009).	48
Fig. 21. Evolution de l'urbanisation sur la commune de l'île Tudy entre 1948 et 2007 (source : Baillet, 2009).	49
Fig. 22. Localisation des PPRN Submersion approuvés et prescrits en Bretagne.	51
Fig. 23. Evolution de l'indice d'Oscillation Nord Atlantique (NAO) pour la période 1825-2009 (source : http://www.climate4you.com/NAOandAO.htm).	53
Fig. 24. Courbe cumulative des situations à fort gradient de pression nord-ouest (>20 hPa) sur les côtes de la Manche entre 1894 et 1994 (source : Costa, 1997).	54
Fig. 25. Evolution des dépressions atmosphériques d'une durée minimum de 9 h à Ouessant (1951-1997) et à Belle-île (1961-1997) (Pirazzoli, 2000).	55
Fig. 26. Fréquence des surcotes selon différents seuils à Brest entre 1953 et 1995 (Pirazzoli, 2000).	56
Fig. 27. Evolution du nombre de situations avec H_{mo} supérieur à 3, 4 et 6 mètres entre 1979 et 2002 pour les points Anemoc Coast_2632, Coast_2595 et Coast_2780 (source : base Anemoc).	58
Fig. 28. Courbes de l'évolution du niveau marin enregistré par six marégraphes en Bretagne (source : http://www.psmsl.org ; réalisation : P. Stéphan, 2008).	60
Fig. 29. Schéma de l'émergence des risques côtiers : dynamiques convergentes du trait de côte et de l'occupation du rivage (C. Meur-Ferec et V. Morel, 2004).	62
Fig. 30. Positions des trois gradients de pression utilisés lors de cette étude. A : Position du gradient de nord-ouest utilisé par S. Costa (1997). B : Position du gradient de sud-ouest et de son inverse le gradient de nord-est.	72
Fig. 31. A. Evolution du nombre de submersions marines recensées en Bretagne de 1960 à 2009. B. Effectifs cumulés de 1960 à 2009. On remarque clairement sur les deux graphiques les trois phases distinctes au cours de la période étudiée.	76
Fig. 32. Effectifs cumulés des épisodes de submersions générés par les flux de sud-ouest et de nord-ouest sur la période 1960-2010 en Bretagne. Les périodes d'inondation ont été définies lorsqu'au moins deux épisodes de submersion avaient lieu en 5 ans.	77
Fig. 33. Courbe des effectifs cumulés (en %) des coefficients de marée lors des submersions des 60 dernières années en Bretagne. 95% des submersions ont eu lieu alors que le coefficient de marée était supérieur ou égal à 78.	78
Fig. 34. Localisation des sites à enjeux inondés par la mer au moins deux fois depuis 1960 en Bretagne.	79

Fig. 35. Répartition mensuelle des épisodes de submersions marines en Bretagne pour la période 1960-2009.	79
Fig. 36. Répartition des différents modes de submersion depuis 1960 en Bretagne.	80
Fig. 37. Positions des centres dépressionnaires au moment des submersions et zones côtières	82
Fig. 38. Situation synoptique du 13 décembre 1978 (00:00 UTC), correspondant à un flux de sud-ouest. Alors que le centre dépressionnaire est situé au nord de l'Irlande, l'indice de gradient de pression de sud-ouest est de 7, soit un gradient de 35 hPa. A 03 h 00 UTC, les communes de Penmarc'h et de Treffiagat (Finistère sud) ont été inondées par la mer.	83
Fig. 39. Situation synoptique du 5 avril 1962 (06:00 UTC), correspondant à un flux de nord-ouest. Alors que le centre dépressionnaire est situé en Mer du Nord, l'indice de gradient de pression de nord-ouest est supérieur à 4. A 06 h 30 UTC, les communes de Saint-Malo (Ille-et-Vilaine) et de Plérin (Côtes d'Armor) ont été inondées par la mer.	84
Fig. 40. Situation synoptique du 20 février 1996 (06:00 UTC), correspondant à un flux de nord-est. Alors que le centre dépressionnaire est situé au nord de l'Italie, l'indice de gradient de pression de nord-est est supérieur à 4. Entre 06:00 et 07:00 UTC, les communes de Roscoff (Finistère nord), Perros-Guirec (Côtes d'Armor), Plérin et de Saint-Malo ont été inondées par la mer.	85
Fig. 41. Représentation des quatre types de situation atmosphérique (en altitude et en surface) génératrices des submersions marines en Bretagne. La situation en surface est synthétisée par la position des système dépressionnaires et anticycloniques. Concernant la situation en altitude, l'isohypse moyen du géopotential de 500 hPa, situé à 5520 mètres d'altitude permet de mieux comprendre la situation en surface. Au sud de cet isohypse, les pressions sont élevées, au nord elles sont basses. Les zones de fort dénivelés du géopotential à 500 hPa sont également représentées car elles déterminent la puissance du courant jet d'altitude. Théoriquement, plus les isohypses sont resserrés, plus le dénivelé est important et plus le courant jet est puissant. A : configuration n° 1, génératrice de forts vents de sud-ouest. B : configuration n° 2, génératrice de forts vent de nord-ouest. C : configuration n° 3, g énératrice de forts vents de nord à nord-est. D : configuration n° 4, génératrice de forts vents de sud-ouest puis de nord-ouest.	86
Fig. 42. Carte de l'altitude de la couche 500 hPa (couleurs) et de la pression en surface (isolignes) le 13 décembre 1978 à 00h. T : Dépression et H : Anticyclone (Source : www.wetterzentrale.de).	87
Fig. 43. Carte de l'altitude de la couche 500 hPa (couleurs) et de la pression en surface (isolignes) le 5 avril 1962 à 00h (Source : www.wetterzentrale.de).	88
Fig. 44. Carte de l'altitude de la couche 500 hPa (couleurs) et de la pression en surface (isolignes) le 20 février 1996 à 00h (Source : www.wetterzentrale.de).	89
Fig. 45. Evolution des situations à fort gradient de pression de sud-ouest depuis 1960.	91
Fig. 46. Effectifs cumulés des situations à fort gradient de pression sud-ouest depuis 1960. Les valeurs de pente ($\tan\beta$) ont été calculées entre 1960 et 1979, 1979 et 1997, 1997 et 2009.	92
Fig. 47. Evolution des situations à fort gradient de pression de nord-ouest depuis 1960.	93
Fig. 48. Effectifs cumulés des situations à fort gradient de pression nord-ouest depuis 1960. Les valeurs de pente ($\tan\beta$) ont été calculées entre 1960 et 1975, 1975 et 1990, 1990 et 2009.	93
Fig. 49. Effectifs cumulés des situations à fort gradient de pression nord-ouest depuis 1894. La courbe, originellement dessinée par S. Costa (1997) (fig. 24) a été complétée par les données acquises dans le cadre de cette thèse pour la période entre 1995 et 2009.	94
Fig. 50. Evolution des situations à fort gradient de pression de nord-est depuis 1960.	95

Fig. 51. Effectifs cumulés des situations à fort gradient de pression nord-est depuis 1960. Les valeurs de pente ($\tan\beta$) ont été calculées entre 1977 et 1996, 1996 et 2009.	95
Fig. 52. Evolution du nombre de situations à fort gradient de pression – toutes directions confondues – par an depuis 1960. Les trois phases ont été indiquées en haut du graphique.	98
Fig. 53. Evolution des situations à forts gradients de pression sud-ouest, nord-ouest et nord-est. La moyenne mobile sur 10 ans pour chaque gradient est représentée par un trait plus épais.	99
Fig. 54. Relation entre le nombre de situations à fort gradient de sud-ouest, de nord-ouest et de nord-est et l'indice NAO par an entre 1960 et 2009.	100
Fig. 55. Localisation des stations Météo France, des marégraphes et du houlographe dont les données ont été utilisées lors de cette étude (d'après Cariolet <i>et al.</i> , 2010).	103
Fig. 56. Trajectoire de la dépression « Johanna » et situation synoptique du 10 mars 2008 à 06 h UTC. La dépression n'a pas été bloquée car aucun anticyclone n'était présent sur l'Europe. La configuration, avec un anticyclone situé au milieu de l'Atlantique vers le 35°N et une dépression vers le 55°N, est zonale (d'après Cariolet <i>et al.</i> , 2010, source : Météo-France).	104
Fig. 57. Evolution synoptique entre 06 h UTC le 10 mars et 00 h UTC le 11 mars 2008 (source : Météo-France). A : 06 h UTC : une heure après la pleine mer et les submersions sur la côte sud de la Bretagne, la dépression atteint l'Irlande avec une pression en son centre de 953 hPa. Le front froid « principal » vient de traverser la Bretagne. B : 12 h UTC : la dépression progresse lentement sur la mer d'Irlande. La perturbation principale pénètre en Belgique. Un segment d'occlusion traverse la Manche occidentale. C : 18 h UTC : une heure avant la pleine mer et les submersions sur la côte nord de la Bretagne, la dépression, encore vigoureuse (965 hPa), se situe un peu au nord du bassin de Londres. Un petit front froid « secondaire » est identifié sur les côtes de la Seine-Maritime. D : 00 h UTC le 11 mars : à l'heure approximative de la pleine mer de Dieppe et donc des submersions de la côte d'Albâtre, la dépression est en mer du Nord, et le petit front froid « secondaire » traverse le Benelux. En Manche orientale, les isobares s'alignent peu à peu sur un axe nord-ouest/sud-est.	107
Fig. 58. Conditions de vent et de pression atmosphérique enregistrées dans les stations de Penmarc'h, Lorient, et de Lannion entre le 9 mars et le 11 mars 2008. On remarque le passage du front froid le matin du 10 mars pour les quatre stations (d'après Cariolet <i>et al.</i> , 2010, source : Météo-France).	108
Fig. 59. Carte de l'altitude de la couche 500 hPa (couleurs) et de la pression en surface (isolignes) le 10 mars 2008 à 00h (Source : www.wetterzentrale.de).	110
Fig. 60. A : carte issue du modèle global de Météo-France représentant les vents à 200 hPa (on remarque la structure du courant jet en vert), la pression en surface (isolignes noires) et les tourbillons d'altitude (isolignes orange) le 9 mars 2008 à 06 h UTC. B : carte de la température à 850 hPa le 9 mars 2008 à 00 h UTC. On remarque le très fort gradient de température au niveau de la côte est du Canada qui « alimente » le courant-jet (source : www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html).	111
Fig. 61. Conditions marégraphiques enregistrées aux marégraphes de Roscoff, du Conquet, de Concarneau, de Saint-Malo Date (d'après Cariolet <i>et al.</i> , 2010, source : SHOM et Sonel).	114
Fig. 62. Conditions météo-marines enregistrées entre le 8 et le 13 mars 2008 au niveau de l'archipel de Molène. Les données météorologiques proviennent de la station météorologique du Phare du Stiff (Ouessant) et les données de houle de la bouée datawell des Pierres Noires (d'après Cariolet <i>et al.</i> , 2010, sources : Météo-France et SHOM).	117
Fig. 63. Simulation des conditions d'agitation au niveau de la Bretagne et de la Manche le 10 mars 2008 à 15h00 UTC. La simulation a été obtenue grâce au modèle numérique WAVEWATH III™ (Source : SHOM).	118

Fig. 64. Schéma synthétique des différentes couches intégrées dans le SIG pour la cartographie des zones inondées par la mer (d'après Cariolet, 2010).	125
Fig. 65. Localisation de la zone inondée le 10 mars 2008 pour la zone de Gâvres (Morbihan) (d'après Cariolet, 2010).	126
Fig. 66. Localisation de la zone inondée le 10 mars 2008 sur le port de Saint-Guérolé à Penmarc'h (Finistère) (d'après Cariolet, 2010).	127
Fig. 67. Localisation de la zone inondée le 10 mars 2008 sur la commune de l'île Tudy (Finistère) (d'après Cariolet, 2010).	128
Fig. 68. Localisation des zones inondées le 10 mars 2008 à Tredrez-Locquémeau (Côtes-d'armor) (d'après Cariolet, 2010).	129
Fig. 69. Localisation des zones inondées le 10 mars 2008 sur l'île de Beniguet (Finistère) (d'après Cariolet, 2010).	129
Fig. 70. Localisation des sites urbanisés inondés par la mer lors du passage de la tempête « Johanna » en Bretagne le 10 mars 2008 (d'après Cariolet, 2010).	130
Fig. 71. Localisation des stations météorologiques et des points de modélisation de la houle utilisés pour cette étude.	138
Fig. 72 Localisation des sites à enjeux dont les conditions météo-marines locales au moment des submersions ont été étudiées dans ce chapitre (source : tab).	140
Fig. 73. Localisation de la zone inondée depuis 1960 sur la commune de Saint-Malo.	141
Fig. 74. Localisation du secteur inondée depuis 1960 sur la plage des Rosaires, commune de Plérin.	145
Fig. 75. Localisation des zones inondées depuis 1960 sur la commune de Penmarc'h.	148
Fig. 76. Localisation de la zone inondée depuis 1960 sur la commune de l'île Tudy.	151
Fig. 77. Localisation des secteurs inondés depuis 1960 sur les communes de Larmor-plage (B) et de Gâvres (C).	154
Fig. 78. Localisation des zones inondées depuis 1960 sur la commune de Tréffiagat.	156
Fig. 79. Localisation des secteurs inondés depuis 1960 sur la commune de Loctudy.	159
Fig. 80. Localisation des zones inondées depuis 1960 sur l'île de Sein.	161
Fig. 81. Localisation des zones inondées depuis 1960 à Tredrez-Locquémeau.	163
Fig. 82. Localisation de la zone inondée depuis 1960 à Combrit.	165
Fig. 83. Localisation de l'établissement Castel Regis, à Brignogan.	168
Fig. 84. Localisation du bâtiment de la « Chimère », sur l'île de Molène.	171
Fig. 85. Simulation des conditions d'agitation au niveau de la côte des Abers et de l'archipel de Molène, le 10 mars 2008 à 18h UTC (simulation obtenue avec le modèle SWAN Abers-Ouessant, source : Previmer).	172
Fig. 86. Localisation du secteur inondé depuis 1960 au niveau du quartier de La Cantine, sur la commune du Relecq-Kerhuon.	174

Fig. 87. Topographie de la plage de la Cantine et de la zone basse située en arrière, en 2008 (source : Fichaut et Suanez, 2008a).	175
Fig. 88. Localisation des zones inondées depuis 1960 sur la commune de Concarneau.	176
Fig. 89. Nombre de submersions par année sur les 15 sites étudiés à l'échelle locale et influence des aménagements.	180
Fig. 90. Evolution de la pression atmosphérique et de la direction du vent lors du passage d'un front froid actif. A : L'exemple du 10 janvier 2001 à Gâvres. B : L'exemple du 26 février 1990 à Tredrez-Locquémeau.	187
Fig. 91. Représentation schématique des différentes pentes présentes sur une plage selon le régime marégraphique. En milieu microtidal, la pente de la zone intertidale (β_i) se calcule sur une petite distance contrairement au domaine macrotidal (inspiré de Nielsen et Hanslow, 1991).	191
Fig. 92. Localisation du site d'étude (A), du marégraphe du Conquet et du point où les données de houle au large (H_{mo} et T_{pic}) ont été simulées (B) et vue aérienne de la plage de Porsmilin (C) (IGN, 2000).	194
Fig. 93. Représentation 3D du Modèle Numérique de Terrain reconstituant la topographie de la plage de Porsmilin (Date du levé : 25 juin 2009).	195
Fig. 94. A. Profil moyen, enveloppes minimale et maximale du profil de la plage de Porsmilin calculé entre 2003 et 2006. B. Ecart-type de l'élévation du profil (source : Dehouck, 2006).	196
Fig. 95. Localisation du site d'étude (A), du marégraphe de Roscoff et du point où les données de houle au large (H_{mo} et T_{pic}) ont été simulées (B), vue aérienne de la plage du Vougot, localisation du profil de plage et des deux capteurs de pression (C) (IGN, 2000).	197
Fig. 96. A. Profil moyen, enveloppes minimale et maximale du profil de la plage du Vougot. B. Ecart-type de l'élévation du profil.	198
Fig. 97. Schéma synthétisant les principes de la méthode employée lors de cette étude. Chaque valeur de <i>runup</i> observée est obtenue en soustrayant le niveau de pleine mer observé à l'altitude de la laisse de mer. Le niveau de pleine mer observé est mesuré par le marégraphe puis corrigé au site d'étude.	202
Fig. 98. Relation entre les valeurs de pressions atmosphériques enregistrées par le second capteur à Guissény et les valeurs de pression atmosphérique mesurées par la station Météo France de Brignogan.	204
Fig. 99. Exemple d'extraction de la marée observée à partir des mesures réalisées par le capteur de pression pour la pleine mer du 5 février 2010 à 8:56 UTC. Le signal vertical est dû à l'agitation marine. La moyenne mobile permet d'obtenir la courbe de la marée observée (marée prédite + surcote). Le maximum de cette courbe correspond au niveau de marée observée au moment du dépôt de la laisse de mer.	205
Fig. 100. Relation entre les niveaux maximums journaliers de marée observée enregistrés au Vougot avec un capteur de pression HOBO et ceux enregistrés par le marégraphe de Roscoff (tiré de Suanez <i>et al.</i> , soumis).	206
Fig. 101. Altitude des lasses de mer, des niveaux de marée observées et prédits (en m NGF) utilisés pour cette étude sur la plage de Porsmillin.	206
Fig. 102. Altitude des lasses de mer, des niveaux de marée observés et prédits (en m NGF) utilisés pour cette étude sur la plage du Vougot.	207

Fig. 103. Conditions de houle au large modélisées au large de Porsmillin pour la période de levés s'étalant du 4 septembre 2008 au 19 mars 2009. En haut du graphique, les levés du profil de plage ont été indiqués par un trait pointillé et les levés de hautes mers de mer par un trait noir.	208
Fig. 104. Conditions de houle au large modélisées au large du Vougot pour la période de levés s'étalant du 30 août 2008 au 30 juin 2010. En haut du graphique, les levés de hautes mers de mer ont été indiqués par un trait noir.	209
Fig. 105. Evolution morphologique du profil de la plage de Porsmillin pendant la période de mesures <i>in situ</i> de hautes mers de mer.	210
Fig. 106. Evolution morphologique du profil de la plage du Vougot pendant la période de mesures <i>in situ</i> de hautes mers de mer.	211
Fig. 107. Comparaison entre les valeurs de <i>runup</i> observées sur la plage de Porsmillin et les valeurs obtenues avec les différentes formules issues de la littérature. En haut, les calculs ont pris en compte la pente de la zone intertidale (A) et en bas la pente de la portion mobile de plage (B).	214
Fig. 108. Comparaison entre les valeurs de <i>runup</i> observées sur la plage du Vougot et les valeurs obtenues avec les différentes formules issues de la littérature. En haut, les calculs ont pris en compte la pente de la zone intertidale (A) et en bas la pente de la portion mobile de plage.	216
Fig. 109. Relation entre les valeurs de <i>runup</i> observées et les valeurs estimées à l'aide de l'équation 21 (A). Comparaison entre les valeurs de <i>runup</i> observées sur le terrain et les valeurs obtenues avec l'équation 21, calculées avec la pente de la portion mobile (B).	219
Fig. 110. Comparaison entre les valeurs de <i>runup</i> observées et les valeurs obtenues avec l'équation 22 qui surestime la réalité (A) et avec l'équation 23 ajustée par rapport aux valeurs observées (B). Les valeurs ont été calculées en utilisant la pente de la portion mobile.	222
Fig. 111. Schéma conceptuel du modèle multi-échelle « prévision du risque de submersion marine ». La ligne bleue représente le cheminement suivi par le modèle en cas d'alerte précise.	231
Fig. 112. Représentation en trois dimensions des deux zones inondées le 10 mars 2008 sur l'île de Beniguet (Finistère).	243
Fig. 113. Calcul du volume d'eau entré dans la zone basse du Loc'h, à Beniguet le 10 mars 2008, réalisé en soustrayant le MNT vide au MNT rempli.	243
Fig. 114. Débits moyens de franchissement (en m ³ /s/m) calculés au niveau des deux brèches et du cordon de « Tahiti » et volumes d'eau entrés pour la journée du 10 mars 2008 (Cariolet, 2010).	246
Fig. 115. Comparaison entre la zone inondée observée et la zone calculée par le modèle, concernant la submersion du 10 mars 2008 sur l'île de Beniguet.	247
Fig. 116. Délimitation de la zone inondée le 10 mars 2008 et du zonage réglementaire du PPR-SM, commune de Penmarc'h (Finistère) (source : Baillet, 2009).	253
Fig. 117. Délimitation de la zone inondée le 10 mars 2008 et du zonage réglementaire du PPR-SM, commune de l'île Tudy (Finistère) (source : Baillet, 2009).	254
Fig. 118. Localisation du site d'étude de Guissény.	256
Fig. 119. Carton géomorphologique de l'ensemble de la zone d'étude à Guissény.	257
Fig. 120. Evolution des parcelles urbanisées depuis 1952 sur le secteur du Curnic (d'après L. Baillet, 2009).	259
Fig. 121. Localisation du secteur d'étude, Kervenni Vraz à Plouguerneau (nord Finistère).	260

Fig. 122. Carton géomorphologique du secteur de Kervenni Vraz (source : Top 25 IGN, fig. géologique au 1 : 50 000 de Plouguerneau n° 200 BRG M, 2004 et croquis morphologique de la presqu'île de Plouguerneau, Hallégouët, 1971).	261
Fig. 123. Evolution des parcelles urbanisées depuis 1952 sur le secteur de Kervenni Vraz.	263
Fig. 124 . Cartographie des zones exposées au risque de submersion marine établie dans le cadre du PPR-SM pour la commune de Guissény (source : www.finistere.equipement.gouv.fr).	264
Fig. 125. Cartographie des zones exposées au risque de submersion marine établie dans le cadre du PPR-SM pour le site de Kervenni Vraz à Plouguerneau (source : www.finistere.equipement.gouv.fr).	265
Fig. 126. Distribution spatiale des levés de terrain ayant servi à la construction des Modèles Numériques de Terrain. A : Secteur du Vougot à Guissény et B : Secteur de Kervenni à Plouguerneau.	269
Fig. 127. Topographie de la zone d'étude du Curnic à Guissény, acquise à partir de levés de terrain au DGPS ayant permis de construire un MNT à une résolution de 0,5 x 0,5 m.	269
Fig. 128. Topographie de la zone de Kervenni à Plouguerneau acquise à partir de levés au DGPS.	270
Fig. 129. Niveaux extrêmes de pleines mers pour une période de retour centennale en Bretagne ouest. Pour une période de retour de 100 ans, le niveau d'eau extrême est de 5,05 m pour le site de Kervenni Vraz à Plouguerneau. Equidistance des courbes : 10 m (source : SHOM, 2007).	271
Fig. 130. Ajustement des valeurs annuelles extrêmes pour les deux séries de données servant à calculer le <i>wave setup</i> : hauteur (H_{mo}) et période (T_{pic}) de la houle (Suanez <i>et al.</i> , 2007).	272
Fig. 131. Cartographie des zones potentiellement submersibles au Vougot à Guissény pour un niveau d'eau extrême de référence égal à 5,95 m NGF.	273
Fig. 132. Cartographie des zones potentiellement submersibles à Kervenni à Plouguerneau pour un niveau d'eau extrême de référence égal à 5,84 m NGF.	274
Fig. 133. Cinématique du trait de côte depuis 1952 le long du profil P10 sur le cordon dunaire du Vougot à Guissény. La régression linéaire calculée depuis la construction de la jetée d'Enez Croas Hent en 1974 a permis d'estimer la position future du trait de côte en 2100 le long de ce profil. Cette démarche a été réalisée pour tous les autres profils (fig. 134).	276
Fig. 134. Analyse diachronique de la cinématique du trait de côte depuis les années 1950 et estimation de la position du rivage en 2100 par extrapolation de la tendance.	277
Fig. 135. Cartographie des zones potentiellement submersibles pour l'an 2100 en tenant compte des paramètres dynamiques pour le site du Vougot à Guissény (érosion du trait de côte et élévation du niveau marin)	280
Fig. 136. Cartographie des zones potentiellement submersibles pour l'an 2100 en tenant compte de l'élévation prévue du niveau marin pour le site de Kervenni à Plouguerneau.	281
Fig. 137. Comparaison de la cartographie de l'aléa et du risque de submersion réalisée pour le secteur du Vougot à partir de l'approche PPR-SM et de celle présentée dans cette étude (courbes de niveau). Les habitations construites avant et après 2007 (date d'approbation du PPR) sont également représentées.	283
Fig. 138. Comparaison de la cartographie de l'aléa et du risque de submersion réalisée pour le secteur de Kervenni à partir de l'approche PPR-SM et de celle présentée dans cette étude (courbes de niveau). Toutes les habitations ont été construites avant l'approbation du PPR en 2007.	284

Fig. 139. Superposition du PLU et des zones potentiellement submersibles (zonage PPR et ceux réalisés dans le cadre de cette étude) sur le site du Vougot à Guissény.	286
Fig. 140. Superposition du PLU et des zones potentiellement submersibles (zonage PPR et ceux réalisés dans le cadre de cette étude) sur le site de Kervenni à Plouguerneau.	287
Fig. 141. Situation synoptique et gradient de pression maximal observé le 28 février 2010 une heure avant la pleine mer qui a engendrée les submersions en Vendée.	292

Table des photographies

Photo 1. Vue aérienne des communes de la Faute-sur-mer et de L'Aiguillon-sur-mer après le passage de la tempête Xynthia, le 28 février 2010 (source : Ouest France).	1
Photo 2. Phénomène de franchissement d'un ouvrage de protection à <i>Moa Point Road, Liall Bay, Wellington</i> , Nouvelle Zélande, 1972.	23
Photo 3. Phénomène de débordement en zone d'abri. Le Tour-du-Parc (Castel), le 9 février 2009 (source: DDTM 56).	26
Photo 4. Phénomène de débordement durant le passage de l'ouragan Katrina, le 29 août 2005, dans la baie de Saint-Louis, Nouvelle-Orléans. Quelques minutes après le débordement observé sur ce cliché, l'ouvrage de défense a rompu (photo : Don McClosky).	27
Photo 5. A : Ouverture de brèches dans un cordon dunaire à South Bethany, côte du Delaware aux Etats-Unis, le 13 novembre 2009 (source : site internet de l'état du Delaware) ; B : Brèche ouverte dans une digue à l'île de Ré, après le passage de la tempête Xynthia (source : Le Figaro, le 01/03/2010).	29
Photo 6. Phénomène de franchissement par « paquets de mer » amplifié par la présence d'un perré. Le 10 mars 2008 sur la plage du Trez Hir à Plougonvelin (Cliché : R. Gladu).	32
Photo 7. Marqueurs physiques utilisés lors de cette étude. A. laisse de tempête, Tredrez-Locquémeau (Côtes-d'Armor). B. Marque sur un mur, Tredrez-Locquémeau (d'après Cariolet, 2010).	123
Photo 8. Phénomène de franchissement au niveau de la digue du Sillon, à Saint-Malo, le soir du 10 mars 2008.	142
Photo 9. Enrochement et chaussée de rétention d'eau construite en 2001 le long du front de mer aux Rosaires, Plérin (cliché : G. Prigent).	146
Photo 10. Enrochement longitudinal sur la plage de Lehan (Treffiagat).	157
Photo 11. Vues aériennes prises avant (mars 2005) et après (2009) les ouvertures successives de la brèche de Treustel en mars 2008 et en février 2009.	181
Photo 12. La brèche du Teven ouverte le 10 mars 2008.	182
Photo 13. La brèche du Teven ré-ouverte le 13 février 2009 (cliché Alain Hénaff).	182
Photo 14. Submersion et ouverture de la brèche au niveau de la digue de la Grande Plage à Gâvres le 10 mars 2008 (source : Ouest France).	183
Photo 15. Clichés pris avant et après la rupture du cordon de Pors an Ero Vili le 10 mars 2008 à Tredrez-Locquémeau (Clichés : Joël Le Jeune).	184

Photo 16. Laisse de mer témoignant du niveau maximal atteint par le jet de rive lors de la pleine mer précédente. On remarque la limite nette et facilement identifiable entre la portion de sable sec à gauche et la portion de sable humide à droite.	200
Photo 17. Mesure au DGPS de la limite atteinte par le jet de rive au niveau du profil levé sur la plage du Vougot (Guissény).	201
Photo 18. Capteur de pression Hobo, mis en place en bas du profil 1 sur la plage du Vougot à Guissény (cliché : S. Suanez).	203
Photo 19. Le port de Tredrez-Loquémeau au lendemain du 10 mars 2008 (photo : Joël Le Jeune). Le cordon de galet de Pors an Ero Vili a été arasé par un phénomène de <i>rollover</i> .	233
Photo 20. Laisse de tempête déposée sur le site de Tredrez-Locquémeau à plus de 6,5 m NGF. Cette marque physique témoigne du niveau maximal atteint par le jet de rive (<i>runup</i>) le soir du 10 mars 2008.	234
Photo 21. Le cordon de Pors an Ero Vili, reprofilé et exhaussé après sa submersion en mars 2008 (cliché : J. Le Jeune).	238
Photo 22. Localisation de la zone inondée le matin du 31 mars 2010 à Tredrez-Locquémeau (cliché du haut: A. Fournier).	240
Photo 23. A : vue aérienne de l'île de Beniguet prise avant la tempête de décembre 1989 (source : Priser, 1991). B : vue aérienne de l'île de Beniguet prise le 25 juillet 2009 (source : Tiphaine Franz).	241
Photo 24. Cordon dunaire de la plage de Kervenni avant la construction du perré en 1964.	260
Photo 25. Estran sableux, perré et zone basse bâtie sur le site de Kervenni Vraz (Cliché : Louise Baillet).	262

Table des tableaux

Tab. 1. Conversion du paramètre C_d en fonction de la vitesse du vent.	15
Tab. 2. Effet des différentes modifications des conditions de mesure sur trois variables climatiques : la pression atmosphérique, la direction et la force du vent. Pas de problème majeur : -, quelques hétérogénéités : +, ruptures importantes : ++ et ruptures très importantes : +++ (source : Heino, 1997 et Mestre, 2000).	54
Tab. 3. Extrait de la liste des événements passés de submersion en Bretagne depuis 1960. Dans la colonne « Mode » de submersion, F = franchissement, B = brèche et D = débordement. Le tableau complet est présent en annexe (Annexe 1).	75
Tab. 4. Horaires (UTC) et hauteurs d'eau prédites (altitudes SHOM) aux pleines mers du 10 mars 2008 pour les marégraphes du Conquet, de Concarneau, Roscoff, Saint-Malo (source : SHOM).	112
Tab. 5. Dates d'ouverture et de fermeture des stations Météo-France (en tant que stations synoptiques uniquement) dont les enregistrements ont été utilisés lors de cette étude.	137
Tab. 6. Coordonnées et hauteurs d'eau des points de modélisation de la houle (Anemoc) utilisés lors de cette étude (source : Cetmef).	138
Tab. 7. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Saint-Malo. Le symbole «-» signale, dans tous les tableaux présentés dans cette thèse, une absence de donnée.	143

Tab. 8. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur la commune de Saint-Malo.	143
Tab. 9. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur le site des Rosaires (Plérin).	145
Tab. 10. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur le site des Rosaires (Plérin).	146
Tab. 11. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Penmarc'h.	148
Tab. 12. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur la commune de Penmarc'h.	148
Tab. 13. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur le site de la pointe de l'Île Tudy.	151
Tab. 14. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur le site de la pointe de l'Île Tudy.	152
Tab. 15. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Gâvres.	154
Tab. 16. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur la commune de Gâvres.	155
Tab. 17. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Treffiagat.	157
Tab. 18. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur la commune de Treffiagat.	157
Tab. 19. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Loctudy.	159
Tab. 20. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur la commune de Loctudy.	160
Tab. 21. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur l'Île de Sein.	161
Tab. 22. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur l'Île de Sein.	161
Tab. 23. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Tredrez-Locquémeau.	163
Tab. 24. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur la commune de Tredrez-Locquémeau.	163
Tab. 25. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur le site du Treustel.	165
Tab. 26. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur le site du Treustel.	165
Tab. 27. Conditions météorologiques observées au moment des submersions et conditions minimales supposées à Larmor-Plage.	166
Tab. 28. Conditions océaniques observées au moment des submersions et conditions minimal supposées à Larmor-Plage.	167

Tab. 29. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Brignogan.	169
Tab. 30. Conditions océaniques observées au moment des submersions et sur la commune de Brignogan.	169
Tab. 31. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Molène.	172
Tab. 32. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur la commune de Molène.	172
Tab. 33. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune du Relecq-Kerhuon.	175
Tab. 34. Conditions météorologiques observées au moment des submersions sur la commune de Concarneau.	177
Tab. 35. Conditions océaniques observées au moment des submersions sur la commune de Concarneau.	177
Tab. 36. Conditions d'agitation marine calculées au moment des ruptures d'ouvrage et moyenne de H_{m0} les 24 h, 48h et 72h précédent la rupture.	185
Tab. 37. Valeurs de pente ($\tan\beta$) du profil de plage de Porsmilin mesurées pour chaque levé topomorphologique. La valeur de pente de la zone intertidale a été calculée à partir du profil moyen estimé par A. Dehouck en 2005 (fig. 5. A.). Le symbole x est dépendant de la présence ou non d'une berme en haut de plage : x correspond soit à la crête de la berme soit au pied de dune.	210
Tab. 38. Valeurs de pente ($\tan\beta$) du profil de plage du Vougot mesurées pour chaque levé topomorphologique. Le symbole L correspond au niveau atteint par la laisse de mer. Le symbole RP correspond à la rupture de pente située entre le haut et le bas de plage.	212
Tab. 39. Coefficient de détermination (r^2), écart moyen et erreur quadratique moyenne (RMSE) observés entre les valeurs de <i>runup</i> mesurée et les valeurs calculées à partir des équations issues de la littérature et selon les deux types de pente retenue pour la plage de Porsmillin.	215
Tab. 40. Coefficient de détermination (r^2), écart moyen et erreur quadratique moyenne (RMSE) observés entre les valeurs de <i>runup</i> mesurées et les valeurs calculées à partir des équations issues de la littérature et selon les deux types de pente retenue pour la plage de Porsmillin.	216
Tab. 41. Relation entre les valeurs de <i>runup</i> observées et les différentes variables en fonction de la pente.	217
Tab. 42. Relation entre les valeurs de <i>runup</i> observées et les différentes variables en fonction de la pente sur la plage du Vougot. Le symbole L correspond au niveau atteint par la laisse de mer et le symbole RP correspond à la rupture de pente entre le haut et le bas de plage.	220
Tab. 43. Conditions météo-marine observées au moment de la submersion du 10 mars 2008 sur la commune de Tredrez-Locquémeau.	235
Tab. 44. Caractéristique morphologique du cordon de Pors an Ero Vili et niveau d'eau maximal calculé au moment de la pleine mer le 10 mars 2008 à 19 h UTC.	236
Tab. 45. Prévisions (J+24h) des conditions météo-marines pour la pleine mer du 31 mars 2010 à 5h53 UTC sur la commune de Tredrez-Locquémeau.	237
Tab. 46. Caractéristiques morphologiques des deux cordons et niveaux d'eau prévus au moment de la pleine mer le 31 mars 2010 à 06 h UTC.	239

Tab. 47. Caractéristiques morphologiques des secteurs de franchissement et données relatives à la submersion du 10 mars 2008 sur l'île de Beniguet	244
Tab. 48. Conditions météo-marine observées au moment de la submersion du 10 mars 2008 sur l'île de Beniguet.	245
Tab. 49. Comparaison des volumes d'eau entrés par franchissement avec les volumes calculés à partir de l'expression de van der Meer et Jansen (1995).	246
Tab. 50. Calcul des différents paramètres, pour une période de retour centennale ($T = 100$ ans), ayant servi à estimer les niveaux d'eau extrêmes à la côte pour les sites du Vougot et de Kervenni. H_{mo} : hauteur de la houle, T_{pic} : période associée, ξ_o nombre d'Iribarren ayant servi à calculer la <i>wave setup</i> à partir de la formule de P. Komar (1998).	273
Tab. 51. Estimation de la « durée de vie du cordon dunaire » du Vougot le long de 6 profils représentatifs (* durée de vie supérieure à 1000 ans due à de faibles vitesses de recul de la dune).	278
Tab. 52. Estimation de la « durée de vie du cordon dunaire » du Vougot le long de 6 profils pour la fin de l'année 2100.	281

Table des Matières

Introduction générale	1
-----------------------	---

Partie I. Etat de l'art sur la question du risque de submersion marine en Bretagne

<u>Chapitre 1. Rôle des perturbations atmosphérique dans la genèse des niveaux d'eau extrêmes</u>	8
1.1. Des tempêtes ...	8
1.2. ...qui génèrent des niveaux d'eau extrêmes	12
1.2.1. Les surcotes	12
1.2.1.1. Processus de formation d'une onde de tempête	12
1.2.1.2. Estimation des surcotes	14
1.2.2. Elévation du niveau d'eau due au déferlement des vagues	15
1.2.2.1. Le <i>Wave Setup</i>	16
1.2.2.2. Le <i>Runup</i>	19
<u>Chapitre 2. Des modalités de submersion aux stratégies adoptées</u>	22
2.1. Modes de submersion et réponses des littoraux	22
2.1.1. Submersion par franchissement	22
2.1.2. Submersion par débordement	25
2.1.3. Submersion générée par la rupture d'un cordon naturel ou d'un ouvrage de protection	27
2.2. Stratégies adoptées face au risque de submersion	30
2.2.1. Protection des enjeux par l'action sur l'aléa	30
2.2.2. Prévention du risque par la maîtrise des enjeux	32
<u>Chapitre 3. La problématique de la submersion en Bretagne</u>	37
3.1. Contexte spatial : la Bretagne	37
3.1.1. Des conditions météo-marines locales propices à l'élévation des niveaux d'eau à la côte	37
3.1.1.1. Conditions anémométriques et conditions d'agitation marine	38
3.1.1.2. Les niveaux d'eau extrêmes en Bretagne	41
3.1.2. Les zones soumises au risque de submersion	42
3.1.2.1. Localisation des côtes basses en Bretagne	42
3.1.2.2. Assèchement puis urbanisation des côtes basses	45
3.1.2.3. Stratégies adoptées en Bretagne face au risque de submersion	50
3.2. Un contexte de plus en plus favorable au risque de submersion ?	51
3.2.1. Vers un renforcement des tempêtes et des niveaux d'eau extrêmes ?	51
3.2.1.1. Evolution de la fréquences des tempêtes atlantiques	51
3.2.1.2. Evolution des surcotes et des conditions d'agitation marine en Bretagne	56
3.2.2. Elévation récente du niveau marin et impacts envisageables sur le recul du trait de côte	59
3.2.2.1. Elévation du niveau marin en Bretagne	59
3.2.2.2. Des cordons littoraux bretons de plus en plus fragilisés	61

Partie 2. Les submersions marines en Bretagne : des évènements passés à l'épisode du 10 mars 2008
--

<u>Chapitre 1. Recensement et analyse des submersions passées</u>	67
1.1. Méthode de recensement et d'analyse des submersions passées	67
1.1.1. Recueil des données existantes	68
1.1.2. Contrôle des données existantes	69
1.1.3. Recherche des évènements passés non répertoriés	71
1.1.4. Analyse des conditions atmosphériques	73
1.2. Analyse des submersions passées et évolution des situations atmosphériques à risque	74
1.2.1. Episodes de submersion entre 1960 et 2010 en Bretagne	74
1.2.2. Analyse des modes de submersion	79
1.2.3. Position des centres dépressionnaires au moment des inondations	81
1.2.4. Situation atmosphérique en surface et en altitude : élaboration d'une typologie	85
1.2.4.1. Configuration atmosphérique n°1	87
1.2.4.2. Configuration atmosphérique n°2	88
1.2.4.3. Configuration atmosphérique n°3	88
1.2.4.4. Configuration atmosphérique n°4	89
1.2.5. Evolution des indices de forts gradients de pression depuis 50 ans	90
1.2.5.1. Evolution des situations à fort gradient de pression sud-ouest sur la côte méridionale bretonne depuis 1960	90
1.2.5.2. Evolution des situations à fort gradient de pression nord-ouest sur les côtes de la Manche occidentale depuis 1960	92
1.2.5.3. Evolution des situations à fort gradients de pressions nord-est sur les côtes de la Manche occidentale depuis 1960	94
1.3. Discussion sur l'analyse des submersions passées et sur l'évolution des situations atmosphériques à risque	95
<u>Chapitre 2. La tempête du 10 mars 2008</u>	102
2.1. Aspects météo-marins de la tempête du 10 mars 2008 en Atlantique et en Manche	104
2.1.1. Dynamiques météo-atmosphériques	104
2.1.1.1. Situation en surface	104
2.1.1.2. Situation en altitude	109
2.1.2. Conditions météo-marines et processus associés	112
2.1.2.1. Une surcote importante	112
2.1.2.2. Grande agitation marine en Atlantique et période de la houle importante	115
2.1.3. Inventaire des principales zones submergées en Bretagne	119
2.2. Utilisation des marqueurs et des témoignages dans la délimitation des zones inondées par la mer	120
2.2.1. Méthode adoptée pour la cartographie des zones inondées	122
2.2.1.1. Recueil des données sur le terrain	123
2.2.1.2. Intégration des données dans un Système d'Information Géographique	124
2.2.2. Résultats de la cartographie des zones inondées	125
2.3. Discussion sur l'épisode du 10 mars 2008	131

Partie 3. Analyse des processus qui interviennent lors des submersions à l'échelle du site

<u>Chapitre 1. Etude des submersions marines depuis 1960 à l'échelle locale</u>	135
1.1. Méthode d'analyse des conditions météo-marines locales	135
1.2. Résultats : conditions météo-marines propices à la genèse des submersions marines à l'échelle locale	139
1.2.1. Les sites fortement affectés depuis 1960	140
1.2.1.1. Commune de Saint-Malo	140
1.2.1.2. Littoral de Plérin : plage des Rosaires	143
1.2.1.3. Commune de Penmarc'h	147
1.2.1.4. Littoral de l'Île Tudy	149
1.2.1.5. Commune de Gâvres	152
1.2.2. Les sites modérément affectés depuis 1960	155
1.2.2.1. Littoral de Tréfiagat	155
1.2.2.2. Commune de Loctudy	158
1.2.2.3. Île de Sein	160
1.2.2.4. Port de Tredrez-Loquémeau	162
1.2.3. Les sites plus faiblement exposés depuis 1960	164
1.2.3.1. Commune de Combrit : site du Treustel	164
1.2.3.2. Littoral de Larmor Plage : plage de la Nourriguel	166
1.2.3.3. Littoral de Brignogan : site de Castel Regis	167
1.2.3.4. L'Île de Molène : site de la Chimère	169
1.2.3.5. Littoral du Relecq-Kerhuon : site de la Cantine	173
1.2.3.6. Commune de Concarneau	176
1.3. Synthèse des résultats à l'échelle régionale	177
1.3.1. Analyse des conditions météo-marines et évolution du nombre de submersions pour les quinze sites retenus depuis 1960	178
1.3.2. De la submersion à la rupture : localisation et analyse des conditions d'agitation marine	180
1.3.2.1. Constats d'ouverture de brèche	180
1.3.2.2. Analyse des conditions météo-marines au moment des ruptures de cordon littoraux ou des ouvrages de protection	184
1.3.3. Rôle des fronts froids actifs lors des processus de submersion	186
<u>Chapitre 2. Etude des niveaux d'eau à la côte : analyse des processus de <i>runup</i> sur deux plages macrotidales</u>	190
2.1. Caractéristiques morphodynamiques des sites d'études	193
2.1.1. Plage de Porsmillin	193
2.1.2. Plage du Vougot	196
2.2. Mesure <i>in situ</i> des pentes de plage et du <i>runup</i>	198
2.2.1. Aspects morphologiques : mesure des pentes de plage	198
2.2.2. Mesures <i>in situ</i> des hautes de mer	199
2.2.3. Aspects hydrodynamiques	201
2.2.3.1. Données de marée observée	201
2.2.3.2. Données de houle au large	207
2.3. Analyse du <i>runup</i> sur les deux plages étudiées	209
2.3.1. Evolution des valeurs de pentes de plage au cours de la période étudiée	209
2.3.1.1. Plage de Porsmillin	209
2.3.1.2. Plage du Vougot	211
2.3.2. Comparaison du <i>runup</i> observé et du <i>runup</i> théorique	213
2.3.2.1. Plage de Porsmillin	213
2.3.2.2. Plage du Vougot	215
2.3.4. Caractéristiques du <i>runup</i> sur les plages de Porsmillin et du Vougot	217
2.3.4.1. Plage de Porsmillin	217
2.3.4.2. Plage du Vougot	219

Partie 4. Vers une meilleure prévision et prévention du risque de submersion en Bretagne

<u>Chapitre 1. Prévision du risque de submersion marine en Bretagne : vers une modélisation multi-scalaire</u>	227
1.1. Conceptualisation du modèle	227
1.1.1. Prévision à l'échelle régionale	228
1.1.2. Prévision à l'échelle locale	228
1.2. Test et validation du modèle conceptuel	232
1.2.1. Test 1 : Port de Tredrez-Locquémeau, submersion du 10 mars 2008	232
1.2.1.1. les faits passés	232
1.2.1.2. Les faits prévus par le modèle conceptuel	234
1.2.2. Test 2 : Port de Tredrez-Locquémeau, submersion du 31 mars 2010	237
1.2.3. Test 3 : Ile de Beniguet, submersion du 10 mars 2008	241
1.2.3.1. Faits passés	241
1.2.3.2. Estimation des volumes d'eau entrés dans les zones basses à partir des mesures de hautes de mer et des levés topographiques	242
1.2.3.3. Résultats obtenus par le modèle conceptuel	244
1.3. Discussion sur la méthode prévisionnelle proposée	247
<u>Chapitre 2. Prévention du risque : proposition d'une méthode de cartographie du risque de submersion plus affinée.</u>	252
2.1. Présentation des deux sites d'étude	255
2.1.1. Le Curnic à Guissény	255
2.1.1.1. Une configuration géomorphologique propice à l'aléa submersion	255
2.1.1.2. De plus en plus d'enjeux en zone de fort aléa	257
2.1.2. Kervenni Vraz à Plouguerneau	259
2.1.3. Analyse critique des PPR sur les deux secteurs d'étude	263
2.2. Vers une méthode plus complète	267
2.2.1. Création de référentiels topographiques fins	268
2.2.2. Calcul des niveaux d'eau extrêmes et cartographie de l'aléa	270
2.2.3. Analyse prospective considérant les paramètres dynamiques	274
2.2.3.1. Cinématique du trait de côte	275
2.2.3.2. Prise en compte des prévisions pour l'élévation du niveau marin	279
2.4. Comparaison des zonages obtenus à partir des différentes méthodes	282
2.4.1. Comparaison entre les zonages PPR et les zonages issus de la présente méthode	282
2.4.2. Harmonisation entre zonage PPR et PLU	284
2.5. Discussion des résultats obtenus sur les deux sites	287
Conclusion générale	291
Références bibliographiques	299
Liste des tables	317
Table des matières	331
Annexes	335

Annexe 1

Liste et caractéristiques des événements passés de submersion en Bretagne depuis 1960. Dans la colonne « Mode » de submersion, F = franchissement, B = brèche et D = débordement. Le symbole «-» signale, dans tous les tableaux présentés dans cette thèse, une absence de donnée.

Date et heure UTC	Commune	Lieu	Description	Gradient de pression	Coefficient de marée	Mode
05/04/1962 06:30	St-Malo	Sillon et digue du Paramé	Franchissement au Sillon et brèche dans la digue du Paramé, eau dans la cour de l'hôtel de ville, submersion pendant 2h.	5 NW	115	F B
05/04/1962 06:30	Plérin	Les Rosaires	Une dizaine de caves inondées	5 NW	115	F
02/11/1967 03:30	Relecq-Kerhuon	La Cantine	Route inondée	5 SW	108	F
02/11/1967 03:30	Plougastel	Le passage	Café et quelques maisons inondées	5 SW	108	D
02/11/1967 03:30	Molène	Bâtiment « la Chimère »	Ouverture d'une brèche. « Les vagues déferlent par-dessus le toit de la chimère »	5 SW	108	B
02/11/1967 16:30	Brignogan	Castel Regis, route du Garo	route menant au selutz coupée, franchissement route du Garo	5 NW	110	F
02/11/1967 18:00	Plérin	Les Rosaires	Jardins et maisons inondés car les galets bouchent les canalisations et les égouts	5 NW	110	F
02/11/1967 17:30	Perros-Guirec	Linkin	Rez-de-chaussée de l'hotel Bellevue inondé	5 NW	110	F
02/11/1967 17:00	St-Pol-de-Léon	Sillon de St-Anne	-	5 NW	110	F
13/02/1970	Lanildut	Melon	D 27 inondée	3 NW	71	F
11/01/1974 08:00	Paimpol	Port	« Raz-de-marée »	6 SW	106	D
11/01/1974 05:30	Penmarc'h	Terres-pleins du port de St-Guérolé	Inondation sous 10 à 20 cm d'eau	6 SW	106	F
11/01/1974 08:00	St-Malo	Le Sillon	-	6 SW	106	F
09/02/1974 17:55	Relecq-Kerhuon	La Cantine	Route coupée à trois endroits	6 SW	110	F

10/02/1974 18:00	Loctudy	Lervily, pointe du Sémaphore	Inondations de plusieurs caves et jardins	6 SW	105	F
10/02/1974 18:00	Penmarc'h	Terres- pleins du port de St- Guénolé	Inondation de la criée	6 SW	105	F
10/02/1974 18:00	Penmarc'h	Quartier de Kervily et du Goret	Inondations de plusieurs caves par la mer	6 SW	105	F
11/02/1974 06:30	Loctudy	Kervilizic	-	6 SW	93	F
12/02/1974	Camaret	Quartier rue du Pré	70 cm d'eau	6 SW	78	F
12/02/1974	Goulven	Keremma, La palud, Lannévez	route coupée sur 80 m, 3 maisons inondées sous 10 cm d'eau	-	78	B
18/03/1976	Tréguennec	Brèche de Trunvel	Inondation des palus en arrière de la brèche	-	117	B
25/10/1976 04:30	Loctudy	Kervilizic et Langoz	Inondation par franchissement	-	112	F
11/01/1978 06:10	Brignogan	Castel Regis	Restaurant inondé	4 NW	108	F
11/01/1978 06:30	Trédrez- Locquémeau	Vorlenn	Submersion de la route	4 NW	108	F
11/01/1978 19:00	Ploubalzanec	Launay Mal Nomme	Inondation de plusieurs propriétés privées	4 NW	107	F
11/01/1978 19:00	St-Pol-de-Leon	Grève du Man	Inondation du camping du Man	4 NW	107	F
11/01/1978 20:00	Plérin	Les Rosaires	Inondations des caves des maisons du front de mer (1m d'eau), brèche dans la digue	4 NW	107	B F
12/01/1978 07:15	Carantec	Route de Carentec à Morlaix au droit du Frouit	Route coupée	5 NE	103	F
12/01/1978 08:15	Saint-Quay	Casino	Casino inondé puis effondré	5 NE	103	F
12/01/1978 08:19	Saint-Malo	Le Sillon	-	5 NE	103	F
26/02/1978 05:30	Gâvres	Route de Lines	Route submergée sur 800 m, brèche de 80 m	4 SW	93	B
13/12/1978 03:00	Tréffiagat	Léchiagat	dune éventrée et 25 ha de terre inondés	7 SW	80	B
13/12/1978 03:00	Penmarc'h	Terres- pleins du port de St- Guénolé	Les vagues franchissent le mur- barrage et ravagent les terres-pleins du port	7 SW	80	F
13/12/1978 03:00	Penmarc'h	Toul ar Steir	La mer franchit le cordon dunaire à Toul ar Steir et	7 SW	80	F

			inonde les terres en arrière			
14/12/1978 15:30	Tréffiagat	Léchiagat	Ouverture de trois brèches dans le cordon dunaire	5 SW	83	B
30/12/1978 18:11	Tréffiagat	Léchiagat	La mer passe par-dessus la dunes	4 SW	103	F
03/01/1979 19:30	Ile de Sein	Leun	Le Leun est inondé	4 SW	86	F
03/01/1979 19:15	Ile Tudy	Pointe de la presqu'île	Les embruns passent par-dessus les toits, l'eau s'infiltré dans les greniers. La mairie et l'église sont inondées	4 SW	86	F
15/12/1979 02:40	Tréffigat	Lechiagat : Le Reun et Squividan	La mer s'est précipitée dans les brèches	-	49	B
23/11/1984 16:15	Relecq-Kerhuon	La Cantine	-	6 SW	102	F
23/11/1984 16:15	Plouguerneau	Korejou	-	6 SW	102	F
23/11/1984 16:15	Locmaria-Plouzané	Porsmilin	-	6 SW	102	F
07/04/1985 05:15	Le Faou	Port	Toutes les maisons situées sur le port ont été inondées	4 SW	116	D
07/04/1985 06:00	Paimpol	-	Débordement	-	116	D
07/04/1985 17:00	Concarneau	Ville close	L'eau est entrée par la porte aux vins : rue st-Guérolé, rue Vauban et rue st-Jacques inondées (30 cm d'eau au maximum)	4 SW	113	F
07/04/1985 18:45	Santec	Forêt domaniale	-	ND	113	-
07/04/1985 17:00	Audierne	Port	-	4 SW	113	F
07/04/1985 17:00	Ile Tudy	Pointe de la presqu'île	-	4 SW	113	F
15/10/1987 22:45	Ile Tudy	Pointe de la presqu'île	50 cm d'eau dans certaines maisons	8 SW	24	F
15/10/1987 22:29	Brest	Port	-	8 SW	24	D
16/12/1989 18:30	Ile de Sein	-	Le sud de l'île est inondé (6 habitations sous 40 cm d'eau)	7 SW	78	F
16/12/1989 18:15	Treffigat	La Palud	La mer s'est engouffrée dans les brèches de Reun (35 m de large) et de Kersaux (100 m). 12 ha ont été inondés	7 SW	78	B
16/12/1989	Penmarc'h	Terres-	-	7 SW	78	F

18:15		pleins du port de St-Guénolé				
16/12/1989 18:15	Fouesnant	-	-	7 SW	78	F
16/12/1989 18:15	Guilvinec	-	-	7 SW	78	F
16/12/1989 18:15	Audierne	-	-	7 SW	78	F
16/12/1989 18:15	Loctudy	-	Propriété inondées	7 SW	78	F
16/12/1989 18:15	Trégunc	Trévignon	Envahissement de l'étang du Loch par la mer	7 SW	78	F
16/12/1989 18:40	Ile de Beniguet	-	-	7 SW	78	B
16/12/1989 18:15	Tréguennec	Etang de Trunvel et Kergalan	-	7 SW	78	F
16/12/1989 18:40	Plougonvelin	Trez-Hir	-	7 SW	78	F
16/12/1989 18:40	Le Conquet	Terres-pleins du Port	-	7 SW	78	F
25/01/1990 02:45	Combrit	Le Treustel	-	7 SW	64	F
25/01/1990 02:45	Loctudy	Plage des Sables-Blancs	Franchissement de la dune au niveau du camping	7 SW	64	F
26/02/1990 06:00	Penvenan	-	-	5 NW	102	F
26/02/1990 07:00	Plérin	Les Rosaires	-	5 NW	102	F
26/02/1990 06:00	Trébeurden	-	-	5 NW	102	F
26/02/1990 06:00	Trédrez-Locquémeau	Vorlenn	-	5 NW	102	F
26/02/1990 06:00	Trégastel	-	-	5 NW	102	F
27/02/1990 07:30	Plérin	Les Rosaires	Inondation du boulevard et jusqu'à 2 m d'eau dans les habitations	4 NW	107	F
27/02/1990 07:30	St-Malo	Le Sillon, Boulevard Pasteur et digue de Rochebonne	La chaussée du Sillon est submergée, habitations inondées au niveau du boulevard pasteur et de la digue de Rochebonne	4 NW	107	F
27/02/1990 07:30	Lancier	Polder de Ploubalay	Submersion des terres agricoles du polder (40 Ha) suite à l'ouverture d'une brèche de 10 m dans la digue	4 NW	107	B

20/02/1996 06:00	St-Pol-de-Léon	Camping Troglot	-	4 NE	113	F
20/02/1996 06:00	Roscoff	Hôtel Tallabardon	Plusieurs maisons et un hôtel inondés, face à l'île de Batz	4 NE	113	F
20/02/1996 06:15	Perros-Guirec	Boulevard de la mer, Linkin	La mer est passée par-dessus la jetée du Linkin inondant une trentaine de maisons et 9 voitures (eau au niveau des phares). Un parking sous- terrain a été envahi par 1000 m3 d'eau	4 NE	113	F
20/02/1996 07:00	Plérin	Les Rosaires	23 habitations inondées (hauteur maximum = 1,5 m d'eau)	4 NE	113	F
20/02/1996 07:00	Saint-Malo	Le Sillon	Submersion de la chaussée	4 NE	113	F
28/10/1996 19:15	Saint-Malo	Le Sillon	-	4 NW		F
03/01/1999 05:40	Brignogan	Castel Regis	Hôtel restaurant envahi par des paquets de mer	5 SW	100	F
10/01/2001 04:45	Gâvres	Terrain de foot	Inondations de 80 maisons dues a rupture de la digue	4 SW	99	B F
10/01/2001 04:45	Larmor-Plage	La Nourriguel et Kerguelen	-	4 SW	99	F
07/02/2001 15:30	Gâvres	-	-	4 SW	94	-
27/10/2004 15:00	Ile Tudy	-	6 habitations on été inondées rue des écoles (maximum = 30 cm d'eau) La rue des Perdrix est recouverte d'eau.	7 SW	93	F
27/10/2004 15:00	Combrit	Le Treustel	Ouvertures de plusieurs brèches dans le cordon dunaire	7 SW	93	B
27/10/2004 15:00	Gâvres	Terrain de foot	Quelques jardins et caves ont été inondés	7 SW	93	F
27/10/2004 15:00	Audierne	Quais	Les quais Anatole France (devant l'école Pierre le Lec) et le quai Jean Jaures ont été inondés	7 SW	93	D
27/10/2004 15:00	Concarneau	Boulevard Bougainville	-	7 SW	93	F
29/10/2004 04:30	Larmor Plage	La Nourriguel	-	4 SW	87	F
10/03/2008 05:10	Ile Tudy	Pointe de la presq'île	La rue des écoles est inondée, une	9 SW	106	F

			voiture à l'eau			
10/03/2008 05:10	Combrit	Le Treustel	Brèche d'une dizaine de mètres dans le cordon dunaire	9 SW	106	B
10/03/2008 05:10	Penmarc'h	Port de St-Guérolé	Plusieurs maisons inondées	9 SW	106	F
10/03/2008 05:15	Gâvres	Zone basse autour du terrain de foot	60 maisons inondées. Le muret de protection rompt sur 60 m.	9 SW	106	F B
10/03/2008 05:15	Larmor Plage	La Nourriguel	Une demi-douzaine de maisons sont inondées	9 SW	106	F
10/03/2008 05:15	Locqmariaquer	-	-	9 SW	106	D
10/03/2008 05:15	Ile d'Arz	-	-	9 SW	106	D
10/03/2008 05:15	Carnac-Plage	-	-	9 SW	106	F
10/03/2008 05:15	Sarzeau	Bénance	-	9 SW	106	F
10/03/2008 05:15	Le Tour-du-Parc	-	-	9 SW	106	F
10/03/2008 05:30	Camaret	Port	Le supermarché est inondé	9 SW	106	F
10/03/2008 05:30	Ile de Sein	-	-	9 SW	106	F
10/03/2008 05:10	Concarneau	Ville close	Une quarantaine de boutiques sont inondées	9 SW	106	F
10/03/2008 17:30	Penmarc'h	Port de St-Guérolé	Le port et la zone basse alentour sont submergés. Plusieurs maisons et commerces sont inondés	5 NW	104	F
10/03/2008 17:50	Ile de Sein	-	-	5 NW	104	F
10/03/2008 17:30	Douarnenez	Les Sables Blancs	Inondation en arrière de la plage des Sables Blancs	5 NW	104	F
10/03/2008 18:00	Molène	La Chimère	Le bâtiment la Chimère est inondée	5 NW	104	F
10/03/2008 17:30	Camaret	Port	Plusieurs boutiques sont inondées	5 NW	104	F
10/03/2008 19:15	Tredrez-Locquémeau	Vorlenn	De nombreuses maisons sont inondées, le cordon de galet qui protégeait la zone basse est arasé	5 NW	104	B
10/03/2008 19:15	Trebeurden	Tresmeur	Plusieurs caves sont inondées	5 NW	104	F
10/03/2008 19:15	Tregastel	Le Forum	L'établissement « le forum » est inondé	5 NW	104	D
10/03/2008 20:15	Saint-Malo	Le Sillon	Franchissement	5 NW	104	F

09/02/2009 16:15	Sarzeau	Banastère	Franchissement	4 SW	100	F
09/02/2009 16:15	Le Tour-du Parc	Castel	Débordement	4 SW	100	D
10/02/2009 04:15	Gâvres	Zone basse autour du terrain de foot	Franchissement au niveau du terrain de foot. Aucune maison n'est inondée	4 SW	104	F
10/02/2009 04:00	Combrit	Le Treustel	Ouverture d'une brèche dans le cordon dunaire	4 SW	104	B
31/03/2010 05:50	Tredrez- Locquémeau	Vorlenn	Inondation de la zone basse autour du centre nautique	4 NW	112	F

Annexe 2

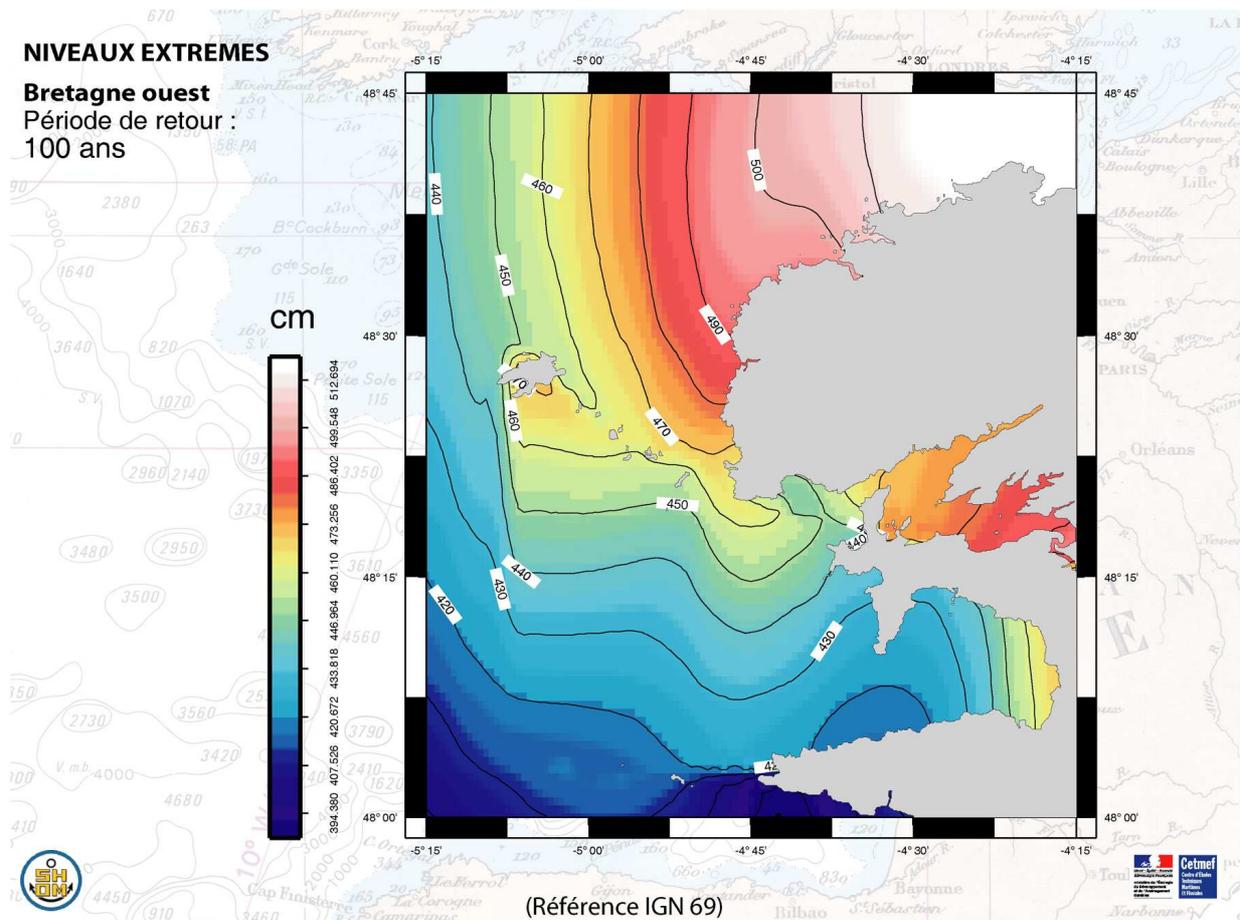
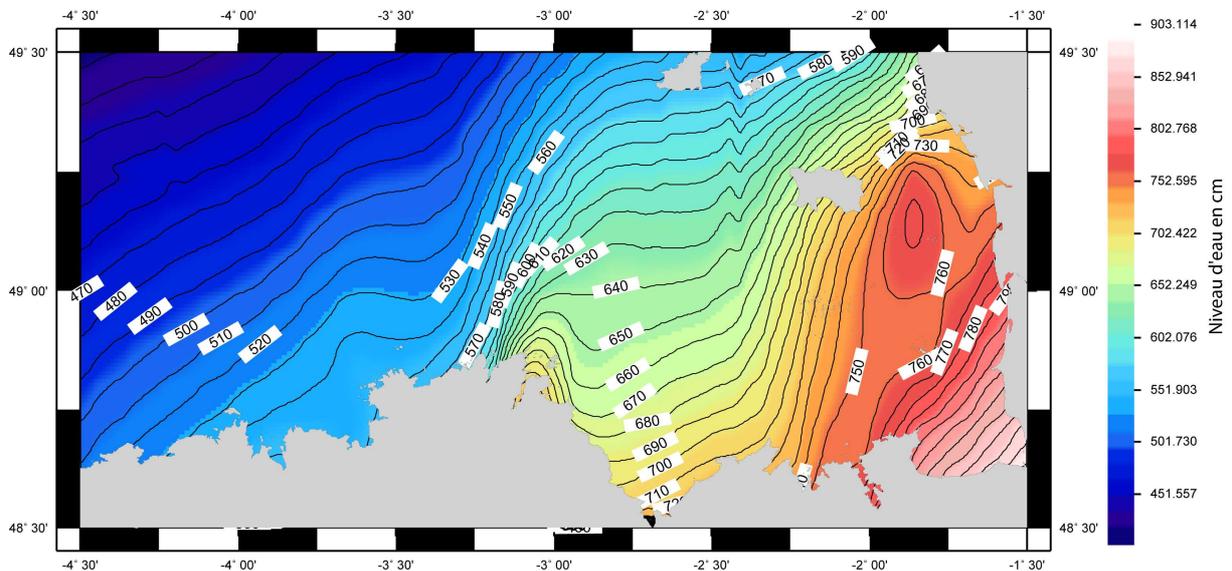
Liste et caractéristiques des événements passés de submersion en Bretagne entre 1172 et 1960 (sources : Ouest France, Télégramme, Lamb, 1991, Hénaff, 2003, 2004a et 2004b ; Hénaff *et al.*, 2002, 2003 et 2005)

Date	Commune	Lieu	Description
1172	St Pol de Léon	-	La mer envahie la partie occidentale de l'évêché de St Pol de Léon : 1000 personnes décèdent
1650	Ile de Sein	-	-
26/11/1703	Ile de Sein	-	8000 victimes en Bretagne et en Grande-Bretagne
1752	Ile de Sein	-	-
1756	Ile de Sein	-	Tornade et marée de vive eau : submersion spectaculaire
07/1830	Ile de Sein	-	La mer a envahie le village, les femmes se réfugient sur les toits
1830	Ile Tudy	Treustel	3 brèches déjà observables en 1789 sont ouvertes dans le cordon
1836	Ile de Sein	-	-
1838	Mousterlin	-	-
1846	Mousterlin	-	-
1856	Ile de Sein	-	-
25-26/10/1859	-	-	Violente tempête sur la côte nord Bretonne + coeff. de 100 et 1001
06-07/03/1864	Gâvres	-	-
06-07/03/1864	Larmor-plage	-	-
04/10/1865	Ile Tudy	entre le Treustel et Beg ar Fry	3 brèches ouvertes lors de la tempête
03-04/12/1865	Ile de Sein --> Concarneau	-	« Inondations terribles », des maisons sont détruites
11/01/1866	Ile de Sein...	-	Ouragan sur la côte nord Bretonne, le baromètre descend à 961 hPa
17-19/03/1866	Ile de Sein	-	-
1867	Penmarc'h	St-Guérolé, Kerity et Penmarc'h	Inondation de la plaine entre St Guérolé, Kerity et Penmarc'h
1868	Mousterlin	-	-
15/02/1869	Saint-Michel-en-Grèves	-	Inondation par grande marée
01/01/1877	Gâvres	-	Une violente tempête touche le sud Bretagne et le finistère. Elle a touché d'autres sites également : 1,8 m de surcote
10/02/1879	Ile Tudy	Beg ar Fry	Ouverture d'une brèche
1882	Ile de Sein	-	-
26/10/1882	Ile Tudy	-	-
30/10/1887	Lannion	rivière de Lannion	Raz de marée
28-29/03/1888	Gâvres	-	-
23/01/1890	Trébeurden	-	Maisons inondées
04/12/1896	Penmarc'h	marais de la joie, marais de toul-ar-steir	Inondation de 38 Ha dans les anciens marais de la Joie pendant 15 jours et ouverture d'une brèche de 400 m dans la dune devant l'ancien marais de Toul-ar-Steir avec 40 Ha inondés. Le niveau d'eau atteint 4,99 m NGF, le baromètre est descendu à 960 hPa. Les 3/4 de la commune sont inondés
04-06/12/1896	Ile Tudy	entre le Treustel et	Ouverture de 5 brèches. Baromètre à

		Beg ar Fry	960 hPa
15/02/1900	Ile de Sein	-	-
02/02/1904	Penmarc'h	Notre Dame de la Joie	Ouverture de 4 brèches de 40 à 90 m
04/02/1912	Penmarc'h	St-Guérolé, St-Pierre	Quartiers de St-Guérolé et de St-Pierre inondés
30/10/1913	Penmarc'h	-	90 Ha inondés
13/12/1915	Penmarc'h	-	-
22/09/1918	Santec	-	Tempête + marée d'équinoxe : dommages importants
01/01/1924	Ile de Sein	-	Ile coupée en 2
09/01/1924	Penmarc'h	St-Guérolé, St-Pierre, Toul ar Steir	Niveau d'eau atteint 4,4 m NGF, la dune est franchie en de nombreux points : inondations des marais de Toul ar Steir et des maisons avoisinantes
08-09/01/1924	Fouesnant	-	Raz de marée pendant la nuit du 8 au 9
déc-24	Treffiagat	-	Inondation de maisons
01/10/1924	Ile de Sein	-	-
24/02/1925	Penmarc'h	Est de Kerity	Inondation de 10 Ha
1925	Treffiagat	-	-
25/03/1928	Treffiagat	-	-
1928	Treffiagat	-	-
06/12/1929	Ile de Sein	-	Raz de marée
1931	Arzon	-	Cause = extraction
1937	Treffiagat	-	la mer a inondée partiellement les habitations (raz de marée)
1937	Treffiagat	-	-
25/02/1941	Fouesnant	-	-
déc-45	Ile de Sein	-	Les vagues déferlent dans les champs
déc-45	Ile Tudy	Beg ar Fry, le Treustel	La mer a franchit la dune
1945	Treffiagat	-	-
07/08/1948	Ile de Sein	-	Inondation
1951	Ile Tudy	Ile Tudy	« Une partie des récoltes est déjà détruite par la mer passant au dessus des dunes »
26/11/1954	Brest	Port de commerce	Phénomènes de franchissement

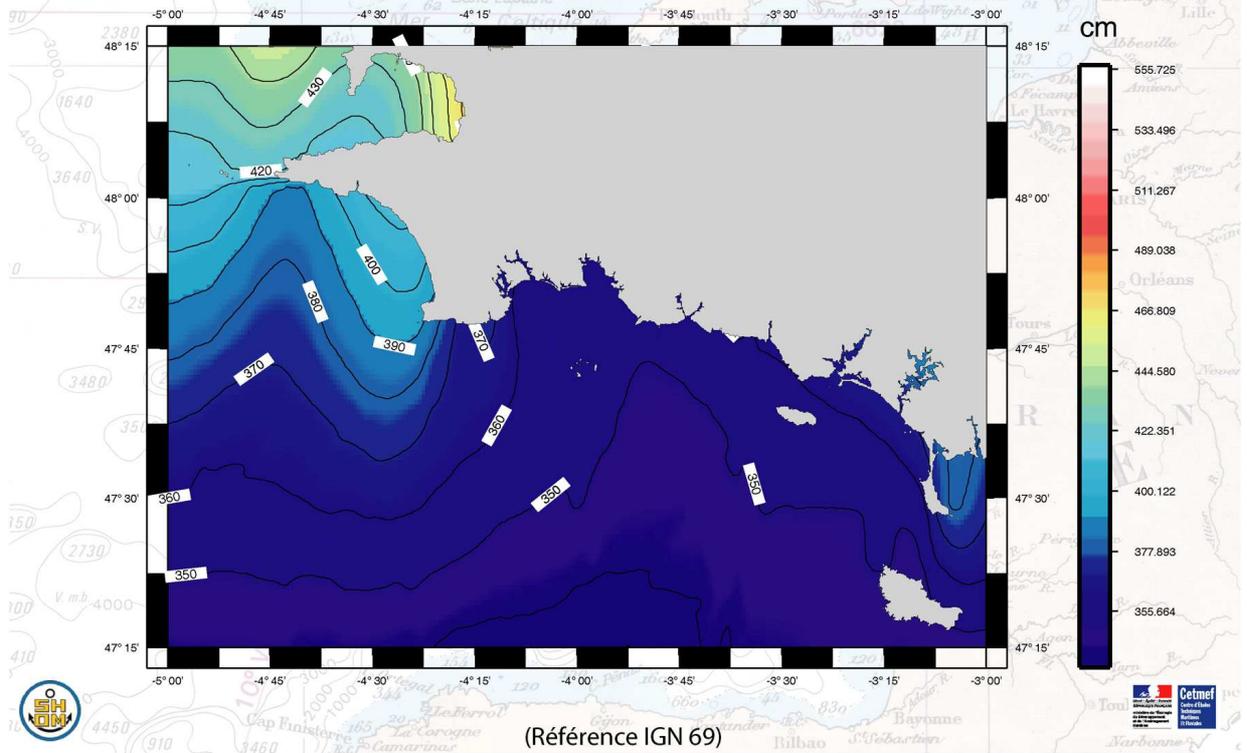
Annexe 3

Niveaux extrêmes de pleines mers pour une période de retour de 100 ans en Bretagne nord, ouest et sud (source : Cefmef et SHOM, 2007).



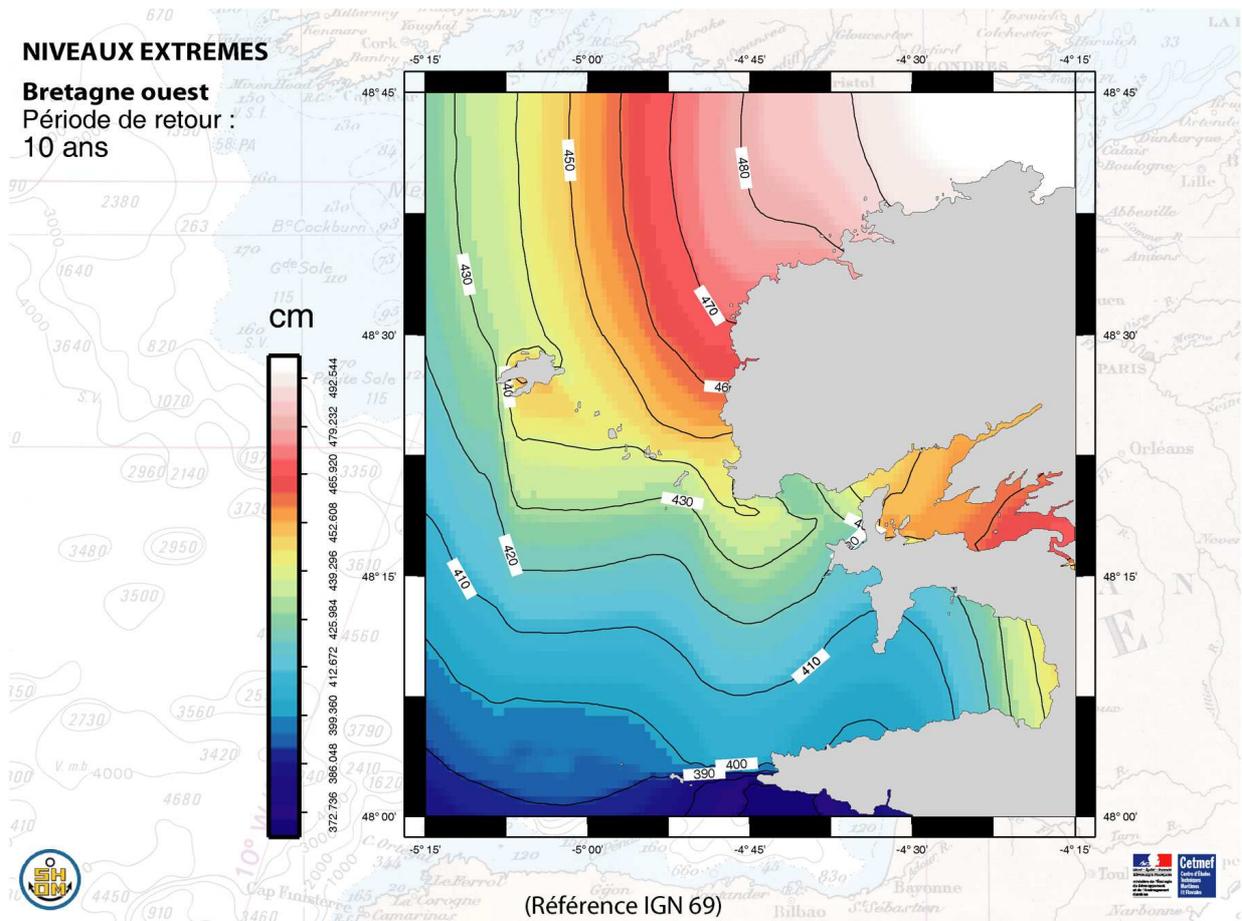
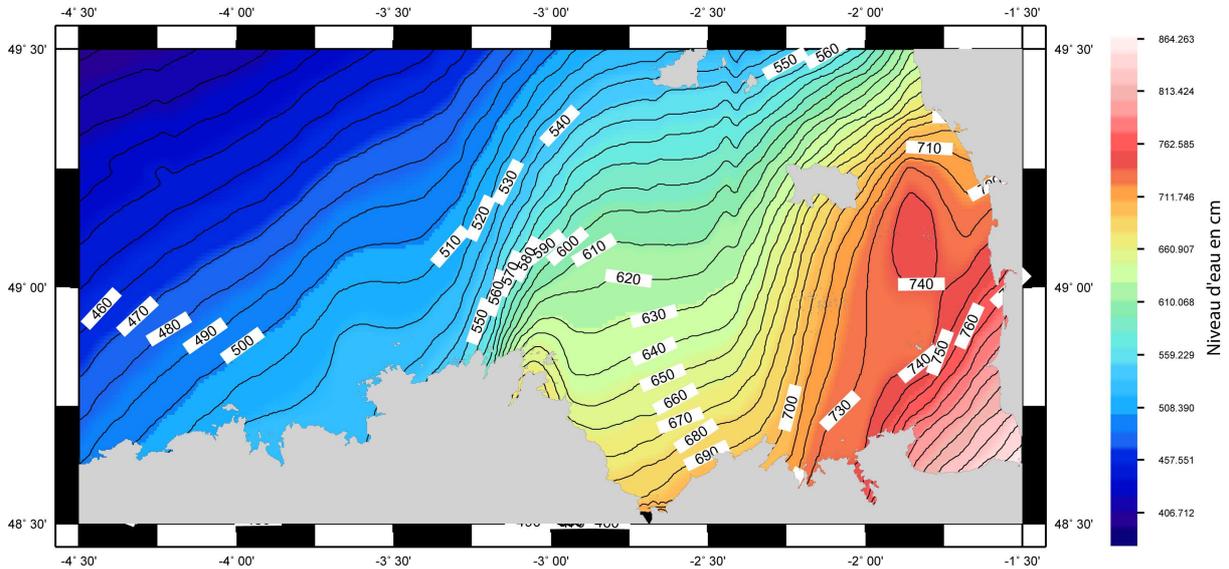
NIVEAUX EXTREMES

Bretagne sud
Période de retour :
100 ans



Annexe 4

Niveaux extrêmes de pleines mers pour une période de retour de 10 ans en Bretagne nord, ouest et sud (source : Cefmef et SHOM, 2007).



NIVEAUX EXTREMES

Bretagne sud
Période de retour :
10 ans

