



Norois

Environnement, aménagement, société

215 | 2010/2

Impacts morphogéniques des tempêtes

Les submersions de tempête de la nuit du 10 au 11 mars 2008 sur la côte d'Albâtre (Haute-Normandie, France) : détermination météo-marine

Storm surges of the 10-11 march 2008 on the Albâtre Coast (Haute-Normandy, France): meteo-marine determination

Rémi Caspar, Stéphane Costa, Pascal Lebreton et Pauline Letortu



Édition électronique

URL : <http://journals.openedition.org/norois/3273>

DOI : 10.4000/norois.3273

ISBN : 978-2-7535-1563-5

ISSN : 1760-8546

Éditeur

Presses universitaires de Rennes

Édition imprimée

Date de publication : 30 septembre 2010

Pagination : 115-132

ISBN : 978-2-7535-1164-4

ISSN : 0029-182X

Référence électronique

Rémi Caspar, Stéphane Costa, Pascal Lebreton et Pauline Letortu, « Les submersions de tempête de la nuit du 10 au 11 mars 2008 sur la côte d'Albâtre (Haute-Normandie, France) : détermination météo-marine », *Norois* [En ligne], 215 | 2010/2, mis en ligne le 01 septembre 2012, consulté le 03 mai 2019. URL : <http://journals.openedition.org/norois/3273> ; DOI : 10.4000/norois.3273

**LES SUBMERSIONS DE TEMPÊTE DE LA NUIT DU 10 AU 11 MARS 2008
SUR LA CÔTE D'ALBÂTRE (HAUTE-NORMANDIE, FRANCE) :
DÉTERMINATION MÉTÉO-MARINE**

RÉMI CASPAR

Météo-France, station du Havre, quai des Abeilles – 76600 LE HAVRE, France
remi.caspar@meteo.fr

STÉPHANE COSTA

GÉOPHEN – UMR 6554 LETG CNRS
(Université de Caen Basse-Normandie),
Esplanade de la Paix, BP 5186- 14032 CAEN Cedex, France
stephane.costa@unicaen.fr

PASCAL LEBRETON

CETMEF

Aménagement maritime et fluvial durable, BP 5 – 29280 PLOUZANÉ, France
Pascal-Thierry.Lebreton@developpement-durable.gouv.fr

PAULINE LETORTU

GÉOPHEN – UMR 6554 LETG CNRS
(Université de Caen Basse-Normandie),
Esplanade de la Paix, BP 5186 – 14032 CAEN Cedex, France

RÉSUMÉ

Plus que l'analyse de l'impact morpho-sédimentaire sur les plages de galets haut-normandes de la tempête du 10 au 10 mars 2008, l'objet de cet article est de présenter les caractéristiques météo-marines en cause et leurs interactions éventuelles dans le processus des submersions qui ont affecté la côte d'Albâtre. Quelques éléments d'information qualitative concernant l'ajustement morpho-sédimentaire spécifique des plages de galets anthropisées à ce type de forçage seront fournis. En effet, la tempête du 10 au 11 mars n'a pas fait l'objet de mesures morpho-sédimentaires spécifiques, mais visuellement, correspond en tout point à ce qui a pu être mesuré sur les plages haut-normandes lors de campagnes récentes réalisées avant et après tempête. L'étude se concentre sur le secteur de Dieppe, qui bénéficie d'un marégraphe (implanté dans l'avant-port de Dieppe) et d'un poste de mesures météorologiques situé au sémaphore de la Marine nationale, sous maintenance de Météo-France, et permettant notamment l'analyse de « données minute ».

Cette étude révèle que les facteurs d'ordre purement météorologique qui ont abouti aux submersions de la nuit du 10 au 11 mars n'étaient pas de nature extrême, et que c'est la complexité des interactions en cause (conditions météorologiques de surface et d'altitude, morpho-sédimentaires et surtout marégraphiques et houlographiques), qui permet de comprendre l'ampleur de certaines inondations. Un « forçage » météorologique plus violent sur ces interactions, tel que celui observé le 17 décembre 2004, qui eut peu de conséquence en raison d'un faible coefficient de marée (71), pourrait aboutir à des submersions beaucoup

plus sévères sur des sites urbanisés dont l'altitude et est parfois égale, voire inférieure à celle des plaines mers de vive eau.

MOTS CLÉ : *cordons de galets – submersion de tempête – érosion – front froid – Manche*

ABSTRACT

Storm surges of the 10-11 march 2008 on the Albâtre Coast (Haute-Normandy, France): meteo-marine determination

More than the analysis of the morpho-sedimentary impact on Haute-Normandie gravel beaches during the storm of March 10th-11st 2008, the aim of this paper is to present meteorological and marine characteristics and their possible interactions in the process of storm surges which affected the « côte d'Albâtre ». Some elements of qualitative information concerning the specific morpho-sedimentary adjustment of these anthropized gravel beaches face to this meteorological forcing will be provided. Indeed, the storm of March 10th-11st 2008 was not subjected to specific morpho-sedimentary measurements but visually fits with the measurements taken on Haute-Normandie beaches during recent surveys executed before and after storm. This study focuses on the Dieppe area, which has a tide gauge (located in the outer port of Dieppe) and a meteorological measurement post, located at the national Navy semaphore, under the servicing of Meteo-France, and allowing analysis of « minute-data ».

This study reveals that meteorological factors, ending in storm surges during the night of March 10th-11st, were not of extreme nature, and that it is the complexity of interactions (surface and altitude meteorological conditions, morpho-sedimentary and especially tidal and wave conditions) that allows an understanding of the extent of several floodings. A more violent meteorological « forcing » on these interactions, such as during December 17th 2004, that had few consequences because of low tidal coefficient (71), would end in much more important storm surges.

KEY WORDS : *Gravel beach – storm surge – erosion – cold front – English channel*

En raison de la concentration des activités et des populations sur la frange côtière, la prévision et la prévention du risque constituent un enjeu économique fondamental. De par son ouverture aux flux d'ouest perturbés, ainsi que ses caractéristiques morphologiques et altimétriques, les côtes basses de la Manche Orientale revêtent un intérêt tout particulier pour l'analyse du risque naturel, et notamment d'inondation par la mer (Gires et Caspar, 1985 ; Caspar, 1988 ; Lamb, 1991 ; Caspar et Poullain, 1996 ; Costa, 1997 ; Héquette et Vasseur, 1998 ; Galli, Hontarrède, 2001). Cette vulnérabilité, qui a toujours affecté le secteur d'étude, devient pourtant préoccupante pour les décideurs et les populations concernés en raison d'une réitération grandissante de ces phénomènes depuis la deuxième moitié du xx^e siècle.

Les submersions de tempête (submersion et franchissement) résultent d'une forte agitation marine dite d'afflux (vent soufflant vers la côte) se superposant à une surcote de pleine mer (notamment de vive eau), à laquelle s'ajoute un facteur d'ordre morpho-sédimentaire parfois aggravant, à savoir, un déficit des stocks de sédiments en place, pour l'essentiel, hérité de la période post-glaciaire. Des études récentes sur le littoral normando-picard ont montré que 70 % des inondations par la mer s'effectuaient également lors du passage d'un front froid météorologique actif au moment de la surcote de pleine mer, drainant dans son sillage de forts vents d'afflux, ici de quadrant ouest (Costa *et al.*, 2004 ; Pirazzoli *et al.*, 2006 ; Caspar *et al.*, 2007)

Après avoir rappelé les conditions les plus courantes menant à un débordement, nous nous intéresserons à deux cas exemplaires de submersion sévère pour lesquels le passage d'un front

froid météorologique semble déterminant (11 février 1990 et 17 décembre 2004). Par la suite, nous analyserons précisément les conditions ayant prévalu lors des inondations de la nuit du 10 au 11 mars 2008, qui se démarquent des cas les plus courants. Enfin, même si l'objectif central de cet article est de définir la dimension météo-marine des inondations induites par cette tempête appelée Johanna, nous tenterons d'identifier, par comparaison à des levés quantitatifs (Costa, 1997; Costa *et al.*, 2008), l'évolution morpho-sédimentaire des plages de galets anthropisées haut-normandes, notamment celles autour de Dieppe. De fait, la présence d'un perré en arrière immédiat des cordons de galets induit des ajustements spécifiques qui ne sont pas sans influence sur le franchissement des ouvrages par les vagues, et donc sur l'extension des inondations.

Présentation du secteur d'étude

DES FALAISES CRAYEUSES ET DES PLAGES DE GALETS PROTÉGEANT LE DÉBOUCHÉ DES VALLÉES URBANISÉES

Géologiquement, le littoral haut-normand correspond à la terminaison nord occidentale du bassin de Paris s'ouvrant sur la Manche orientale. Les fonds de cette mer épicontinentale sont caractérisés par un relief peu mouvementé et des profondeurs excédant rarement 50 m. Au droit du littoral haut-normand, la topographie de la plate forme rocheuse comprise entre 0 et -20 m est également peu mouvementée. La pente moyenne est faible, de l'ordre de 0,7 %, et croît de la baie d'Authie (0,1 %) à Antifer (2 %).

Le littoral haut-normand et picard (fig. 1), depuis la baie de Seine au sud-ouest jusqu'à la baie de Somme au nord-est (130 km), se caractérise par des falaises crayeuses, plus ou moins riches en lits de silex, d'altitude moyenne de 70 m. Ces falaises sont localement interrompues par des vallées suspendues (valleuses) ou de profondes vallées drainées.

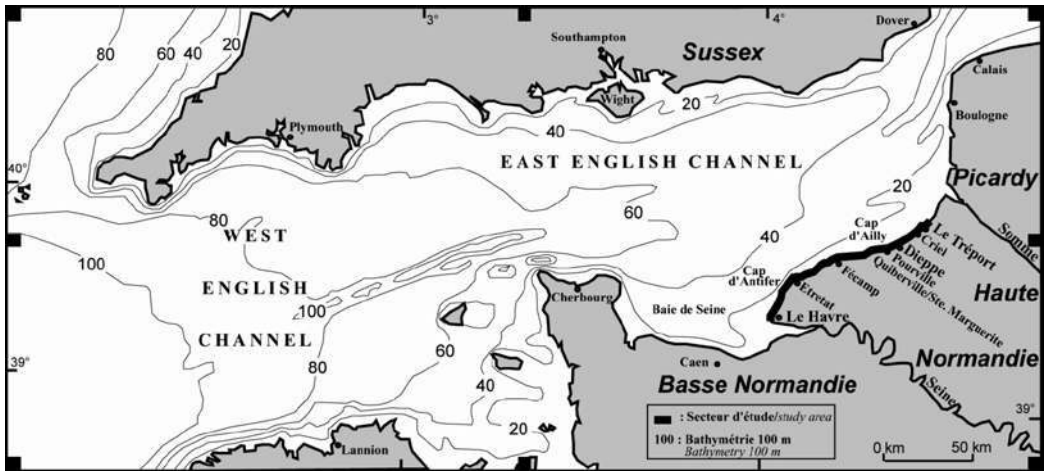


Figure 1 : Carte de localisation et bathymétrie générale de la Manche
Study area and bathymetry of the English channel

Ces dernières, dont l'altitude est souvent équivalente, voire inférieure aux plaines de vive eau, ont connu une implantation préférentielle des populations et de leurs activités. Ces zones basses sont protégées à leur débouché par un cordon de galets dont la largeur moyenne est de 40 m, et pouvant atteindre 50 à 60 m. Leur volume est plus important que ceux se trouvant au pied des falaises (15 à 20 m) en raison de la présence d'un ouvrage transversal (épi ou jetée) qui bloque leur transit (photo 1).

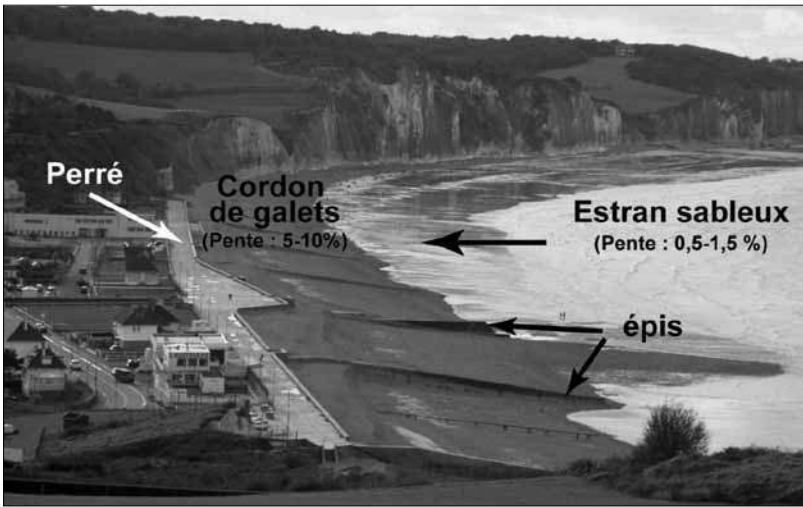


Photo 1 : Plage de galets limitée par un perré et des épîs (Pourville sur mer) S. Costa

Gravel Beach limited by a seawall and groynes (Pourville sur mer)

La base de ces cordons se situe vers 3 m au-dessus des plus basses mers (cote marine) et leur crête vers 2 à 3 m au-dessus des plus hautes mers. La particularité réside donc dans la présence d'ouvrages de défense contre la mer, pouvant induire un fonctionnement et des vitesses d'évolution spécifiques. Selon la classification de R. Jennings et J. Shulmeister (2002), les plages de galets haut-normandes correspondent aux plages dites composites. En effet, elles sont constituées d'un cordon de galets pentu d'aspect réfléchissant (~ 5 à 15%), composé d'un mélange de galets, de graviers et de sables. Au pied du cordon se développe un estran sableux de près de 200 m de largeur, recouvrant le platier rocheux. Cet espace intertidal est caractérisé par une faible pente ($0,5$ à $1,5\%$), donnant à ce segment de plage un aspect fortement dissipatif.

Les caractéristiques granulométriques de surface des cordons de galets sont relativement simples et grossièrement homogènes sur l'ensemble du secteur d'étude (Costa 1997; Morel, 1997). La dimension moyenne des galets est de l'ordre de 40 à 75 mm et ne dépasse que rarement 140 mm : elle semble être fonction des caractéristiques des silex des falaises qui fournissent les plages en matériaux frais. Le suivi granulométrique effectué sur quelques plages normandes montre que la répartition des sédiments dans le profil peut évoluer entre deux marées. En effet, l'agencement sédimentaire de surface des plages de galets est très variable dans le temps et l'espace en réponse à l'évolution de l'agitation. Définir les caractéristiques granulométriques types des accumulations de galets est malaisé. Cette situation résulte de l'existence de sédiments de taille et de forme très variées, aussi bien en surface qu'en profondeur réagissant de manière différenciée aux conditions d'agitation, elles-mêmes changeantes selon la hauteur d'eau et la morphologie de la plage (Carter, 1988; Orford et Carter, 1993; Costa, 1997; Morel, 1997; Orford *et al.*, 1996; 2002, Pontée *et al.*, 2004; Costa *et al.*, 2008; Mason *et al.*, 1997; Mason et Coates 2001; Stéphan, 2008). De plus, la réflexion de la houle sur les perrés produit également des tris granulométriques qui ne correspondent pas toujours à ce que l'on observe généralement sur les flèches et les cordons non anthropisés, à savoir les gros éléments disposés en haut et en bas de profil, et une zone médiane constituée d'un mélange plus fin et plus hétérométrique.

LES CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES

Le littoral haut-normand est un milieu ouvert et exposé, notamment aux houles d'ouest à nord-ouest. En raison des faibles fetchs en Manche, pour la plupart des directions de vent, les agitations sont le plus souvent de type « mer du vent ». Les houles les plus fortes (mer totale comprenant la

mer du vent et la houle *stricto sensu*) mesurées au centre du secteur d'étude (Penly, à - 10 m CM) ont respectivement une hauteur significative annuelle et décennale de 3,8 m et 4,7 m, et maximale de 4,2 m et 5,8 m (tableau 1). Leur période moyenne est de 7 à 9 s, et leur direction dominante est de secteur ouest (Latteux, 2001). Toutefois, la hauteur significative de la houle est dans 90 % des cas inférieure à 1,5 m et ne dépasse 3 m que 25 heures/an (Teisson, 1986).

Localisation	Le Havre	Antifer	Paluel	Dieppe	Penly
Hauteur annuelle (en m)	3,5	4,1	4,1	4,3	3,8
Hauteur décennale (en m)	4,6	5,7	4,9	5,7	4,7

Tableau 1 : Hauteur significative ($H_{1/3}$) des vagues le long du littoral haut-normand (Latteux, 2001).
Significant wave ($H_{1/3}$) along the Haute-Normandie coast

La Manche orientale est un environnement de type macrotidal. La marée, de cycle semi-diurne, a un marnage de l'ordre de 8,5 m en marée de vive-eau moyenne et croît du sud vers le nord (tableau 2).

Ports	PMVEE (Coef. 120)	PMMEM (Coef. 45)	Niveau moyen	BMMEM (Coef. 45)	BMVEE (Coef. 120)	Zéro IGN 69
Le Havre	8,40	6,60	4,87	2,85	0,30	4,38
Antifer	8,55	6,65	4,87	2,85	0,45	4,41
Etretat	8,75	6,65	4,80	2,80	0,35	4,37
Fécamp	8,95	6,85	4,87	2,80	0,30	4,43
St.-Valéry-en-Caux	9,60	7,00	4,72	2,40	0,0	4,27
Dieppe	10,10	7,40	4,94	2,50	0,0	4,43
Le Tréport	10,30	7,50	5,05	2,55	0,10	4,52

Tableau 2 : Hauteur de marée (en m) le long du littoral haut-normand (Latteux, 2001).
Tide level (in m) along the Haute-Normandie coast

Les niveaux de marée subissent des surcotes liées à des écarts de pression atmosphérique ou par un afflux d'eau à la côte en raison de l'effet du vent. À Dieppe (tableau 3), les surcotes de 0,9 m aurait une période de retour décennale (Latteux, 2001).

Dieppe	Décennale	centennale	Millénaire
surcote	0,91 m	1,32 m	1,76 m

Tableau 3 : Estimation statistique des surcotes à Dieppe (Besnard, 1993, 1994 ; Latteux, 2001).
Storm surge statistic calculated at Dieppe

Ces surcotes peuvent se combiner aux niveaux de pleine mer, provoquant des niveaux d'eau extrêmes, générant parfois l'inondation des côtes basses. Ainsi, au Havre, le niveau extrême centennial dépasse le niveau de pleine mer de vive eau exceptionnel (coefficient 120) de près de 0,75 m (9,14 m), et de 0,40 m à Dieppe (10,53 m) (Simon, 1994) (tableau 4).

Cependant, en comparant plusieurs méthodes de calcul, A. Tomassin et P. Pirazzoli (2008) ont montré que pour Dieppe, les valeurs de niveaux extrêmes peuvent être parfois supérieures de un à deux décimètres à ce que propose B. Simon (1994).

Ports	PMVEE (coeff. 120) en m.	Période de retour				
		5 ans	10 ans	20 ans	50 ans	100 ans
Le Havre	8,4	8,76	8,85	8,94	9,05	9,14
Dieppe	10,1	10,23	10,3	10,37	10,46	10,53

Tableau 4 : Niveau de pleine mer de vive eau exceptionnelle et niveaux statistiques extrêmes au Havre et à Dieppe (Simon, 1994 ; Latteux, 2001)

Exceptional high spring tide level and extreme statistical level at Le Havre and Dieppe

Les submersions sur la côte d'Albâtre : des inondations généralement induites par le passage d'un front froid sauf pour la tempête du 10 et 11 mars 2008

Comme nous l'avons évoqué précédemment, les submersions de tempête résultent d'une surcote (induite par un fort vent d'afflux et une faible pression barométrique), en phase avec une pleine mer de vive eau, mais leur fréquence et leur intensité peuvent également être fonction du budget sédimentaire des plages. L'analyse des conditions météorologiques des événements passés montre qu'un quatrième facteur, au moins, est susceptible d'expliquer l'ampleur et la fréquence de ces phénomènes générateurs de dommages. En effet, depuis 1967, près de 70 % des cas de submersions sévères se sont réalisés au moment ou peu après le passage d'un front froid (Costa *et al.*, 2004 ; Caspar *et al.*, 2007). De fait, à l'approche du front froid, la pression baisse considérablement et atteint son minimum devant le front, et le vent forcé. Par ailleurs, juste à l'arrière de ce front, la pression amorce une nette remontée, et surtout le vent subit une rotation importante et tourne à l'ouest, voire, au nord-ouest, reste très fort et avec de fortes rafales. Cette situation a pour conséquences d'une part, la création d'une forte surcote au droit du front froid en raison du minimum barométrique, et surtout, de l'accentuation de l'afflux d'eau à la côte induit par le renforcement du vent et sa rotation vers l'ouest, d'autre part, l'accentuation momentanée (parfois métrique) de la hauteur des vagues par le vent (le front froid ayant une certaine épaisseur, son action peut s'effectuer durant 2 à 3 heures). Enfin, à la faveur du changement brutal de direction du vent, le passage du front froid a pour conséquence la formation d'une houle croisée (chaotique et très cambrée) particulièrement efficace pour le démaigrissement des plages et la projection d'eau au-delà des ouvrages, générant de forts débordements.

LES TYPES DE FRONT PARTICIPANT AUX SUBMERSIONS DE TEMPÊTE EN MANCHE : ANAFRONT ET FRONT FROID DÉDOUBLÉ

Il existe deux types principaux de fronts froids. L'anafont, le plus fréquent, est caractérisé par un courant chaud ascendant incliné vers l'arrière par rapport au front. Il produit une bande étroite de pluies intenses, fréquemment convectives. Son passage en un lieu donné s'exprime notamment par une brusque rotation du vent vers l'ouest, avec des rafales. Le second type, moins fréquent est le « front froid dédoublé » ; il résulte de l'avancée d'air froid et sec au-dessus d'un air chaud et humide de basse couche, ce qui déstabilise ce dernier, provoquant des pluies convectives bien en avant de la trace au sol du front. S'il ne donne généralement pas de fortes précipitations ni de puissantes rafales, il peut arriver dans ce type de front qu'une irruption au sol d'un air froid de moyenne troposphère fasse virer et se renforcer notablement le flux de surface.

Anafont et submersion sévère du 11 février 1990

Il arrive que deux anafonts se succèdent en un temps relativement court. Le second est alors appelé « front secondaire », parfois plus actif que le premier. Ce fut le cas le 11 février 1990 avec

pour conséquence de sévères submersions en Manche. L'historique de l'événement (fig. 2) a pu être reconstitué à partir des données météorologiques du port du Havre-Antifer (Caspar *et al.*, 2007).

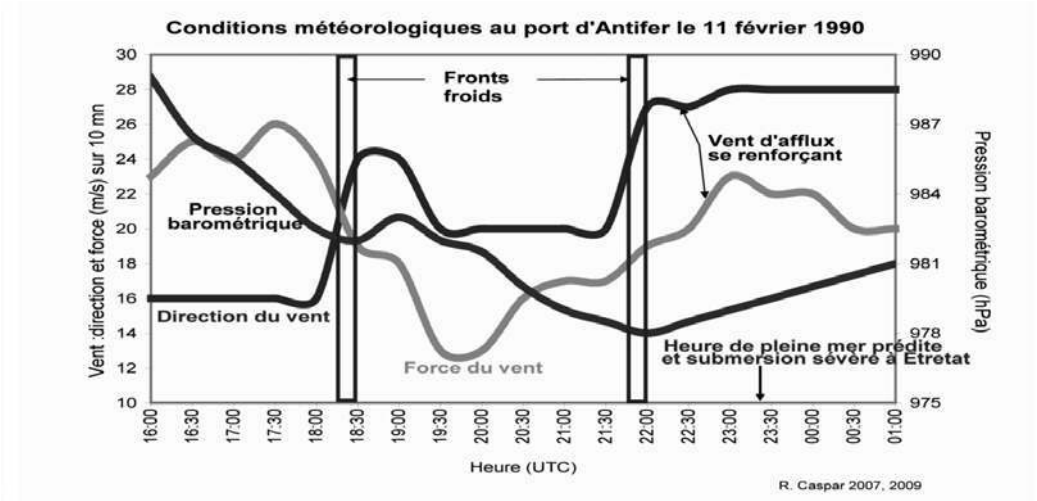


Figure 2 : Conditions météorologiques au port d'Antifer (Le Havre) lors des tempêtes du 11 février 1990 (Caspar, 2007); Données Météo-France et PAH

Meteorological conditions at the harbor of Antifer (Le Havre) during the 11 02 1990 storms

Après une chute barométrique de 23 hPa en moins de 9 heures, un premier front froid gagnait le site vers 18 h 30 (UTC). On observa alors une brusque rotation du vent ainsi que de fortes précipitations suivies d'une hausse barométrique de un hectopascal. Le marégraphe du Havre enregistra une surcote d'environ un mètre. Puis la pression amorça rapidement une nouvelle baisse, jusqu'à 22 h 00. Pendant ce temps le vent « redescendait » au sud-sud-ouest en prenant de la vigueur, signe de l'approche d'un nouveau front. Celui-ci s'accompagna de brèves mais intenses précipitations et d'un renforcement brutal du vent, virant ouest, force 9 Beaufort (au moins 75 km/h établi). Durant les deux premières heures de la hausse barométrique, les rafales atteignirent jusqu'à 126 km/h. Or cet intervalle coïncidait presque avec la pleine mer d'une marée de coefficient 95, attendue pour 23 h 30 UTC. La mer se creusa de près de trois mètres supplémentaires, devenant chaotique, avec présence de vagues croisées de grande amplitude. Cette agitation, associée à un second pic de surcote d'environ 80 cm (et à un état de déficience des stocks de galets) entraîna des submersions qui ne se seraient pas produites en l'absence du deuxième front.

Le front froid dédoublé du 17 décembre 2004

Ce jour là, en début d'après-midi, s'abattait sur la France une tempête provoquant la mort de six personnes et des dégâts considérables, notamment dans le département de la Somme où fut relevée, à Abbeville, une rafale de 76 nœuds vers 15 h 00 (140 km/h). Au plus fort du coup de vent fut enregistrée une forte surcote de période de retour centennale, au moment de la pleine mer : 1,37 m au Havre ; 1,34 m à Dieppe. Par chance le coefficient de marée était faible (71). Il y eut cependant des dépassements de quai et le franchissement de quelques perrés. En étudiant les mécanismes de ce coup de vent, notamment grâce à des coupes spatiales et temporelles (du sol à la tropopause) effectuées sur des champs de modèle numérique, le caractère « dédoublé » du front froid en cause a été mis en évidence (Caspar *et al.*, 2007). La figure 3 montre l'impact de

l'irruption de l'air froid dans le secteur de Dieppe (environ une heure avant la pleine mer prédite) sur la durée du maintien et du dépassement du niveau de l'étalement (plus de deux heures). En vive-eau (coefficient supérieur à 95) cet événement aurait entraîné des submersions majeures.

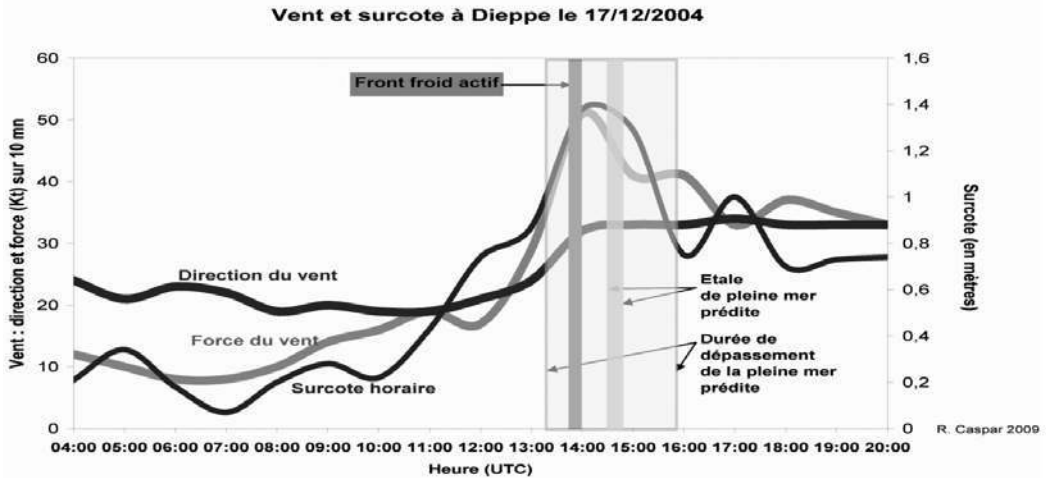


Figure 3 : Conditions météo-marines lors de la tempête du 17 décembre 2004 à Dieppe (données Météo-France, SHOM et DDE)

Meteo-marine conditions during the storm of 17.12.2004 at Dieppe

LES SUBMERSIONS DE LA NUIT DU 10 AU 11 MARS 2008 :
UN CAS D'INONDATION SANS PASSAGE FRONTOLOGIQUE RÉCENT

Les conditions atmosphériques et le niveau du plan d'eau pour le littoral normand

Parmi les sites les plus sensibles aux submersions, Pourville-sur-Mer (à l'ouest immédiat de Dieppe), Fécamp, et, dans une moindre mesure, Etretat, ont été parmi les plus concernés durant la nuit du 10 au 11 mars. Les inondations se sont produites essentiellement entre 00 h 30 et 1 h 30 UTC, c'est-à-dire un peu après l'heure de la pleine mer théorique, alors que la dépression atmosphérique en cause quittait le sud de l'Angleterre et pénétrait en mer du Nord. Les isobares de surface se redressaient lentement vers un axe nord-ouest/sud-est, le gradient de pression barométrique correspondant globalement à un coup de vent de force 8 dans l'échelle de Beaufort, et au degré 5 de l'échelle des « indices de gradient de nord-ouest » définie par S. Costa (1997). La Manche orientale était en situation de « traîne » modérément active : « temps à grains » classique, la dernière perturbation organisée sur la Seine-Maritime datant d'environ 18 h 00 UTC (petit front froid secondaire). Les averses persistaient notamment en raison de la présence d'air froid en altitude et l'on notait de fréquentes rafales de vent au moment des submersions (fig. 4 – **planche VIII**).

Ces conditions se différencient du schéma frontologique tel que nous l'avons décrit précédemment. Pour mieux comprendre les mécanismes des submersions de la nuit du 10 au 11 mars, il convient de passer de l'échelle synoptique à celle locale. L'analyse des facteurs météo-marins impliqués dans ces inondations nécessite une étude fine des paramètres locaux : vent, pression barométrique, température de l'air, pour ce qui relève de la partie météorologique, puis écart à la marée prédite et état de la mer, pour l'élément marin. Pour ce faire, nous utiliserons les « données minute » du sémaphore de Dieppe (Marine Nationale, sous maintenance de Météo-France) et celles du marégraphe implanté dans l'avant-port. La côte d'Albâtre étant dépourvue de houlo-

graphe, une estimation de l'état de la mer a pu être effectuée en deux endroits (Etretat et Pourville) qui sera confrontée aux données du modèle numérique de Météo-France.

La surcote liée aux perturbations atmosphériques du 10 mars dans notre secteur, peut être étudiée à partir des enregistrements du marégraphe de l'avant-port de Dieppe situé à quelques kilomètres à l'est de Pourville. Indication précieuse (seul marégraphe entre Le Havre et Boulogne-sur-Mer), les conclusions qu'on en tirera ne pourront pourtant pas être formellement étendues aux plages proches. Il existe en effet sur les plages une surcote de déferlement (*wave set-up*) pouvant atteindre plusieurs décimètres, qui n'est pas détectée par un marégraphe portuaire. L'ampleur de la surcote de déferlement dépend des caractéristiques des vagues (hauteur, période) et de la pente de la plage (voire de sa perméabilité). À titre d'exemple, cette surcote pourrait atteindre, dans le secteur de Quiberville (proche de Pourville-sur-Mer), une valeur centennale de l'ordre de 80 cm (DHI, 2008).

Cependant l'analyse d'un niveau de marée enregistré dans un avant-port se révèle intéressant car, en confrontant des paramètres météorologiques (vent, pression barométrique, etc.) à l'écart à la marée prédite, on répertorie les situations propices aux submersions, notamment dans le cadre de la prévention des installations portuaires et des quartiers habités jouxtant les bassins.

La figure 5 montre l'évolution de la marée en regard de la marée prédite, entre 19 h 00 et 7 h 30 UTC. Le niveau maximal de marée enregistré est de 10,06 m à 00 h 38 UTC (cote marine de Dieppe). L'écart à la pleine mer prédite (attendue pour 00 h 50 UTC) est alors de 55 cm, ce qui n'est pas exceptionnel. L'analyse fine de l'enregistrement met également en relief le caractère complexe du phénomène de surcote. En effet, durant l'intervalle de temps choisi (environ 12 heures), la courbe de l'écart à la marée présente des irrégularités, dont deux pics principaux, situés approximativement au milieu des périodes de montant et de perdant. Le premier pic est de 1,28 m vers 21 h 00 UTC, soit environ 3 h 45 avant la pleine mer théorique, mais aussi 4 h 20 après le passage de la dernière perturbation atmosphérique (le front froid secondaire mentionné plus haut). En première approximation, ces pics, quasi symétriques de l'étale, loin de tout « objet » météorologique actif, paraissent liés à une interaction marée/surcote. Pour nous en assurer il convient d'analyser précisément les « données minute » de trois paramètres météorologiques essentiels (direction du vent, pression barométrique, température de l'air) du sémaphore de Dieppe. Il apparaît qu'entre le passage du front froid (vers 17 h 45 UTC) et l'apparition du pic de surcote de 21 h 00 UTC, le vent passe très progressivement de sud-ouest à ouest-sud-ouest, la pression barométrique s'élève régulièrement, avec de faibles fluctuations (typiques d'une situation convective modérée), de même que la température varie peu (oscillant légèrement de part et d'autre de 8 degrés, probablement au gré des averses). Quant à la vitesse moyenne du vent sur 10 minutes, cette dernière est relativement stable jusque vers 19 h 30 UTC, autour de 10 à 11 m/s, puis elle augmente pour atteindre 18 m/s une heure plus tard. Ensuite, et jusqu'à l'heure de la pleine mer prédite, la force moyenne du vent évolue entre 15 et 18 m/s avec des valeurs maximales de vent instantané plus importantes en raison de la qualité instable de la masse d'air.

Les courbes de vitesse moyenne du vent et d'écart à la marée (fig. 6) semblent plutôt concordantes entre 19 h 00 et 21 h 30, suggérant que le pic de surcote de 21 h 00 paraît bien accompagner le renforcement du vent. Cependant une divergence s'opère ensuite malgré le maintien du vent fort, ce qui implique que ce pic ne résulte pas du seul facteur anémométrique, ce que nous tenterons d'expliquer ultérieurement dans cet article.

L'ÉTAT DE LA MER POUR LA TEMPÊTE DU 10-11 MARS 2008 : ESTIMATION ET FACTEURS DE SUBMERSION

Observations qualitatives

En l'absence d'un houlographe dans le secteur d'étude, une estimation de l'état de la mer a malgré tout pu être réalisée à partir d'observations visuelles jusque vers 3 h 30 légales, par les auteurs

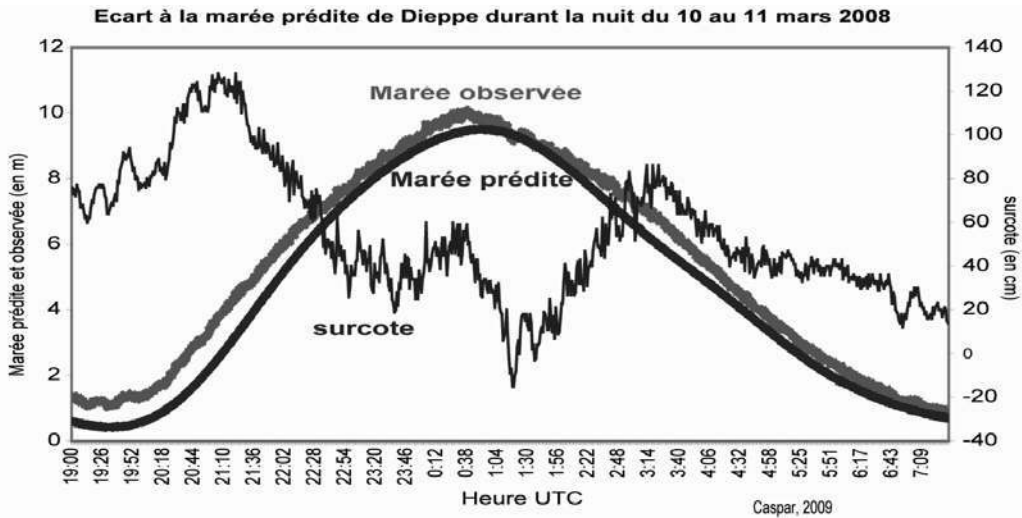


Figure 5 : Surcote à Dieppe lors de la tempête du 10 au 11 mars 2008 ; données SHOM et DDE
Storm surge at Dieppe during the storm of 10 to 11.03.2008

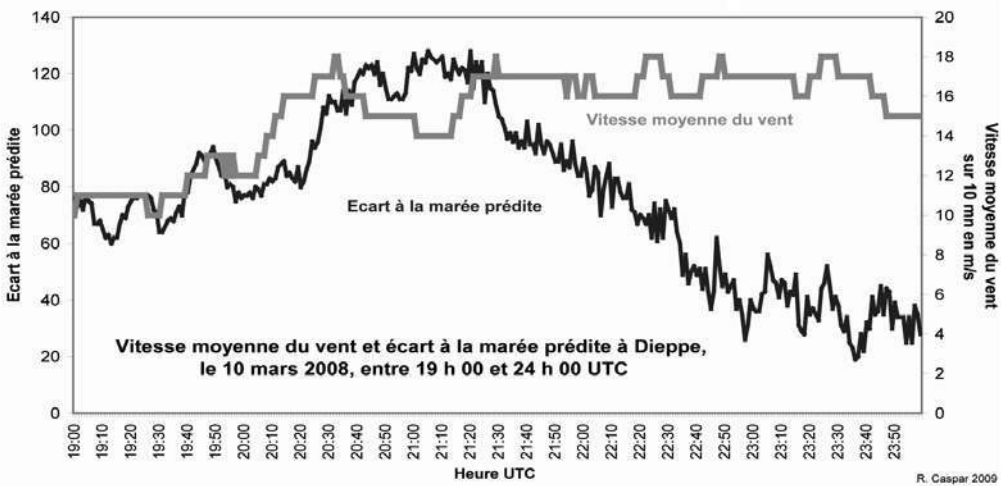


Figure 6 : La vitesse du vent (moyennée sur 10 minutes) et surcote à Dieppe (10 mars 2008), Données Météo-France
Wind Speed (averaged on 10 min.) and storm surge at Dieppe

(R. Caspar à Etretat, et S. Costa à Pourville-sur-Mer). L'évaluation qui en résulte se rapporte plus à la hauteur de déferlement des vagues, qu'à la hauteur caractéristique de celles-ci ($H_{1/3}$) en raison du caractère nocturne de l'évènement, et de la position des observateurs, situés à proximité des digues-promenades (perré).

Au plus fort de la submersion, il a été estimé, à Etretat, une hauteur des vagues d'environ 3 m, avec par moments des groupes de vagues plus hautes, au nombre de 3 à 5, dépassant 4 m, sépa-

rées de 9 à 10 secondes, à l'origine des dégâts aux terrasses du front de mer. Les vagues les plus « remarquables », et pourtant légèrement inférieures aux houles de période de retour annuelle, sont apparues après la fin de la pleine mer théorique. Les observations à Pourville sont similaires : les vagues les plus « efficaces » en terme de submersion, sont survenues, par petits groupes, après la fin de l'étalement théorique.

L'état de la mer prévu selon le modèle numérique de Météo-France : validation des observations

Les figures 7A, 7B et 7C (**planche VIII**) sont issues de la simulation de 12 h 00 UTC le 10 mars, du modèle numérique « côtier » de Météo-France (domaine France, résolution spatiale 0,1°, forcé par le modèle « Aladin » et utilisant une physique en eau peu profonde). Le document de prévision pour 24 h 00 UTC proposait, à proximité de la côte d'Albâtre, une « mer totale » (superposition de la mer du vent et des houles) « très forte » devant Etretat ($H_{1/3}$ supérieure à 4 m) et forte devant Pourville ($H_{1/3}$ supérieure à 2,50 m). Dans l'intervalle 18 h 00 / 24 h 00 le modèle faisait passer la direction de la mer du vent, de sud-ouest à ouest (flèches noires) et mettait en place un système relativement complexe de houle primaire (flèches rouges, la longueur d'une flèche étant proportionnelle à la période). Le modèle de 00 h UTC proposait, au point de grille 50,1 N et 1,0 E (soit 17 km au droit de Pourville) pour le 10 mars à 24 heures UTC, une « mer totale » d'ouest, de 3,90 m, comportant une « houle primaire » (la plus énergétique) de nord-ouest, avec pour hauteur 0,60 m et période 9 secondes. Le modèle semble bien avoir rendu compte de la réfraction progressive que subissaient les vagues en provenance du large, vers les côtes françaises, comme anglaises, lesquelles ont généré de nombreux franchissements d'ouvrage au moment de la pleine mer. Bien entendu, ces valeurs sont entachées de facteurs d'incertitude inhérents aux limites connues des modèles numériques, de même que le modèle côtier n'est pas en mesure d'exprimer les vagues au rivage. Il fournit cependant des ordres de grandeur et d'évolution intéressants, utiles à la prévision des submersions.

LA RARETÉ D'UNE CONJONCTION PARFAITE

ENTRE UNE PLEINE MER DE VIVE EAU ET UN PIC DE SURCOTE : UNE CHANCE ?

Comme pour de nombreux forts coups de vent ou tempêtes, lors de l'événement du 10 au 10 mars 2008, le pic de surcote ne s'est pas déroulé, fort heureusement, au moment précis de la pleine mer (Bouligand et Tabeaud, 1998 ; Bouligand et Pirazzoli, 1999 ; Pirazzoli, 2000). De fait, et notamment en Manche, il existe une rare coïncidence entre les maximaux de ces deux processus souvent considérés comme statistiquement indépendants que sont la marée et la surcote (Costa et Delahaye, 2005 ; Pirazzoli *et al.*, 2006 ; 2007 ; Caspar *et al.*, 2007). Depuis 1960, et ce à l'échelle de toute la Manche, cette conjonction catastrophique pour les populations côtières a été observée 16 fois (pour des surcotes rarement supérieures à 1 m), alors que ces phénomènes (sup. à 1 m) ont été enregistrés plus de 150 fois sur la même période (Pirazzoli *et al.*, 2006, 2007). De même, ces auteurs indiquent qu'aucune des 20 surcotes les plus élevées enregistrées en Manche sur la même période n'a coïncidé avec une marée astronomique de vive-eau. En revanche, le maximum des surcotes semble apparaître très fréquemment, 1 à 3 heures, de part et d'autre de la pleine mer. Cette situation s'observa également pour la tempête Johanna (du 10 mars 2008) où le pic de surcote de 21 h 00 ne fut pas synchrone avec la marée haute. Doit-on évoquer la chance et le hasard ? Il semblerait au contraire que cette situation puisse résulter d'une vraie relation entre onde de tempête et courant de marée.

De fait, selon les « Instructions nautiques » (SHOM, 2002), à 0,3 mille nautique dans le nord-ouest du musoir de la jetée ouest de Dieppe, 3 heures avant la pleine mer, le courant de marée est de 1,9 nœud et se dirige vers l'est-nord-est. Il est de 2,2 nœuds en période de vive-eau. Or, ce 10 mars au soir, au regard des vitesses moyennes de vent enregistrées, voisines de 30 nœuds, un courant de dérive compris entre 1 et 1,5 nœud et portant vers l'est-nord-est se créa dans le

même sens de propagation que l'onde de marée. La vitesse du courant étant maximale vers le milieu du montant ; il n'est donc pas surprenant qu'apparaisse sur le marégramme, à ce moment, un fort pic de surcote, ce que les officiers de port qualifient « d'avance sur marée ». À l'approche de l'étales théorique, la surcote diminue logiquement car l'onde de marée ralentit durant cette phase. L'étales de pleine mer dure environ une demi-heure de plus que prévu puis le niveau de l'avant-port de Dieppe paraît s'abaisser rapidement durant quelques minutes. Enfin, durant le perdant, le vent restant soutenu tout en s'orientant de plus en plus ouest (composante d'afflux plus marquée), le courant de jusant s'oppose au courant de dérive induit par le vent, de sorte que la mer semble se retirer plus lentement que prévu, ce qui se traduit par le second pic de surcote observé à mi-perdant.

Cette interaction marée/surcote est d'autant plus plausible que les ordres de grandeurs des courants induits sont proches. Il est également possible que soit intégré dans ces pics de surcote des phénomènes de « seiche » propres à l'avant-port de Dieppe, voire un effet de résonance plus vaste concernant l'ensemble du bassin « Manche orientale ». Il est à noter que le modèle de surcote de Météo-France, qui intègre notamment la bathymétrie du bassin de la Manche, avait plutôt bien reproduit ce phénomène (fig. 8 – **planche VIII**).

Des submersions de tempête fonction également de l'évolution spécifique des plages de galets anthropisées haut-normandes

IMPACTS MORPHO-SÉDIMENTAIRES DES TEMPÊTES SUR LES CORDONS DE GALETS HAUT-NORMANDS : LES RÉSULTATS ANTÉRIEURS À LA TEMPÊTE DU 10 AU 11 FÉVRIER 2008

L'analyse d'une submersion ne peut s'affranchir de considérations d'ordre géomorphologique, et en particulier de la connaissance de l'état des stocks de sédiments en place peu avant l'inondation. La présence des cordons de galets sur le littoral haut-normand est considérable en terme de dissipation de l'énergie des vagues, et, selon l'importance des stocks, détermine l'intensité et/ou la fréquence des franchissements et donc des submersions de tempête.

En l'absence de levés morpho-sédimentaires précis encadrant le mois de mars 2008, nous évoquerons, de manière qualitative (notamment par le biais de photographies prises à Etretat et à Pourville, avant et après l'événement de la nuit du 10 au 11 mars) l'impact morpho-sédimentaire de cette situation météo-marine. Contrairement au fonctionnement des barrières de galets, les plages de galets haut-normandes ont un fonctionnement très spécifique induit par la présence d'un ouvrage longitudinal de haut estran, un perré, sur lequel sont réfléchies fortement les vagues de tempête (Carter, 1988 ; Paskoff, 1985 ; Costa, 1997 ; Morel, 1997 ; Orford *et al.*, 2001). Les travaux sur la dynamique générale des accumulations de galets, qui concernent surtout les barrières, mettent en évidence leur évolution par « over-passing et over-topping », induisant un effet de roulement de la forme sur elle-même vers l'intérieur des côtes en réponse à de fortes agitations ou à une élévation du niveau moyen de la mer (Carter *et al.*, 1987 ; Carter et Orford, 1988, 1993 ; Forbes *et al.*, 1991, 1995 ; Orford *et al.*, 1991, 2002 ; Stéphane, 2008 ; Stéphane *et al.*, ce volume).

Pour les plages de galets haut-normandes, en période de forte agitation, et en réponse à la réflexion de la houle sur les ouvrages, nous constatons sur l'ensemble de la surface du cordon la présence généralisée de sédiments plus fins (graviers) et presque homométriques (Costa, 1995) (photo 2). Le deuxième fait marquant du suivi morpho-sédimentaire des cordons de galets haut-normands est l'apparition fréquente d'une importante fraction sableuse interstitielle et de recouvrement. En effet, lors d'épisodes météo-marins paroxysmaux, les accumulations de galets sont fréquemment recouvertes, en milieu et en bas de cordon, plus rarement au sommet, par une fraction sableuse pelliculaire. Ce recouvrement partiel est particulièrement notable en fin de tempête avant de disparaître rapidement (Costa, 1995 ; Morel, 1997 ; Costa *et al.*, 2008). Cette fraction sableuse, et notamment sa mobilité, d'une part, entre la surface et la structure interne des plages de galets, et d'autre part entre le cordon de galets et l'estran sableux de bas de plage,

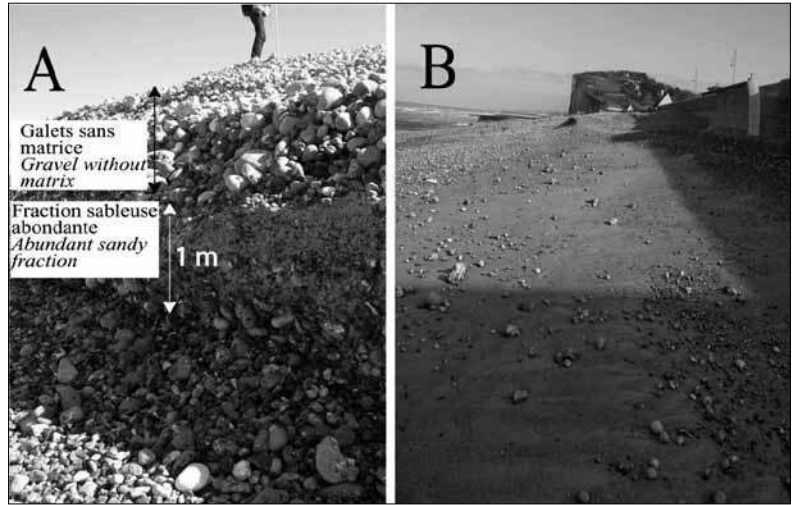


Photo 2 : La plage de galets de Pourville avant une tempête (A) et recouverte par une fraction sableuse après une tempête (B) (S. Costa)
Pourville gravel beach before storm (A), and covered by a thin layer of sand after storm (B)

n'est pas sans influence sur les conditions de porosité/perméabilité des accumulations de galets et donc sur leurs modes d'ajustement aux conditions hydrodynamiques (Costa, 1997 ; Mason *et al.*, 1997 ; Mason et Coastes, 2001 ; Costa *et al.*, 2008).

Du point de vue morphologique, le profil type des cordons haut-normands est généralement simple, et de forme concave. Toutefois, les profils présentent de nombreuses irrégularités ponctuelles, tels que les gradins. L'existence de ces nombreux points d'inflexion est issue de la variété granulométrique des cordons réagissant de façon différentielle à la variation de la zone de swash, elle-même dépendante des conditions d'agitation ou marégraphiques. En bas et à mi-cordon, les irrégularités de détail correspondent à la présence de croissants de plage ou d'accumulations de galets. Le suivi de la variation de profil des cordons (Costa, 1997 ; Costa *et al.*, 2008), montre l'existence de fortes variations altimétriques lors de forts coup de vents, pouvant atteindre 3 m à leur sommet lors d'un seul cycle tidal (fig. 9).

Ces variations sont bien évidemment liées aux modifications des conditions hydrodynamiques. En effet, les houles longues et cambrées semblent provoquer un basculement du profil (érosion du sommet au profit de la zone médiane et dans une moindre mesure, du pied du cordon). Ainsi, cette mobilité altimétrique est particulièrement importante sur la moitié supérieure du cordon, dans la zone où le déferlement est le plus intense (fig. 10).

Le bas du profil évolue moins en altitude (1 m tout au plus) en raison de la dissipation de l'énergie de la houle sur l'estran sableux. Ce constat est moins vrai pour les cordons massifs qui se sont accumulés sur des épis majeurs. Dans ce cas, la partie sommitale des accumulations est plus rarement affectée.

APPROCHE MORPHO-SEDIMENTAIRE QUALITATIVE DE LA TEMPÊTE DU 10 AU 11 MARS 2008

Conformément à ce qui a été observé ces dernières années, et comme le montre les photographies prises avant et après la tempête du 10 au 10 mars 2008, le cordon de galets de la plage de Pourville adossé au perré s'est abaissé de plus d'1,5 m, et les sédiments en présence sont constitués, en surface, de placages sableux et de matériaux relativement homométriques de la taille des graviers (photo 3). Cette situation peut être obtenue au cours même de l'événement météo-marin, mais dans le cas présent, le suivi photographique des plages réalisé par le service littoral de l'association ESTRAN montre que l'abaissement du profil de plage, notamment à Pourville, résulte d'une longue période (plus d'un mois) de vents modérés à forts de secteur sud-ouest à ouest (photo 4A

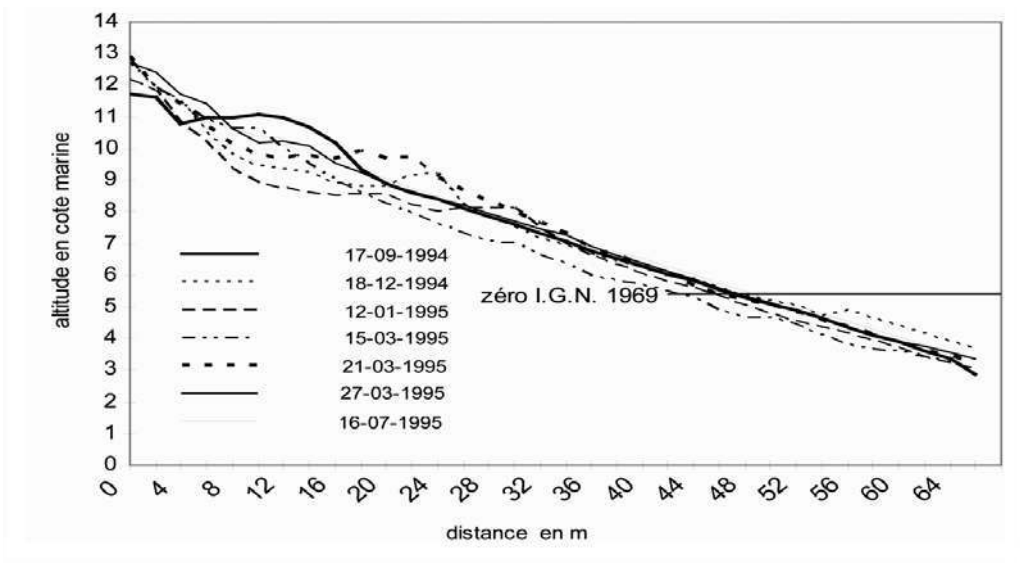


Figure 9 : Évolution du profil de plage de Pourville (épi 3 Ouest) entre septembre 1994 et juillet 1995 ; cordon de galets de faible volume (Costa, 1997)
Morphological evolutions of the gravel beach of Pourville between Sept. 1994 and July 1995



Photo 3 : Plage de Pourville après la tempête du 10-11 mars 2008 ; évolution granulométrique (S. Costa)
Gravel beach of Pourville after the storm of 10-11/03/2008; granulometric evolution

et 4B). De fait, l'examen des documents synoptiques quotidiens de Météo-France montre qu'un flux océanique, soutenu et parfois intense, a largement prévalu du 4 janvier au 10 mars. Nous ne relevons en effet qu'une courte période de vents continentaux, du 8 au 13 février. Le transit littoral a donc subi une accélération durant les deux mois qui ont précédé les submersions, aboutissant à un abaissement du profil de plage déjà important avant la tempête du 10-11 mars 2008.

Ce constat met en évidence tout l'intérêt de se préoccuper, d'une part de l'événement tempétueux « intense et rare », mais également des situations plus « ordinaires », s'effectuant sur des pas de temps plus longs, et qui finalement, peuvent être tout aussi efficaces dans l'abaissement

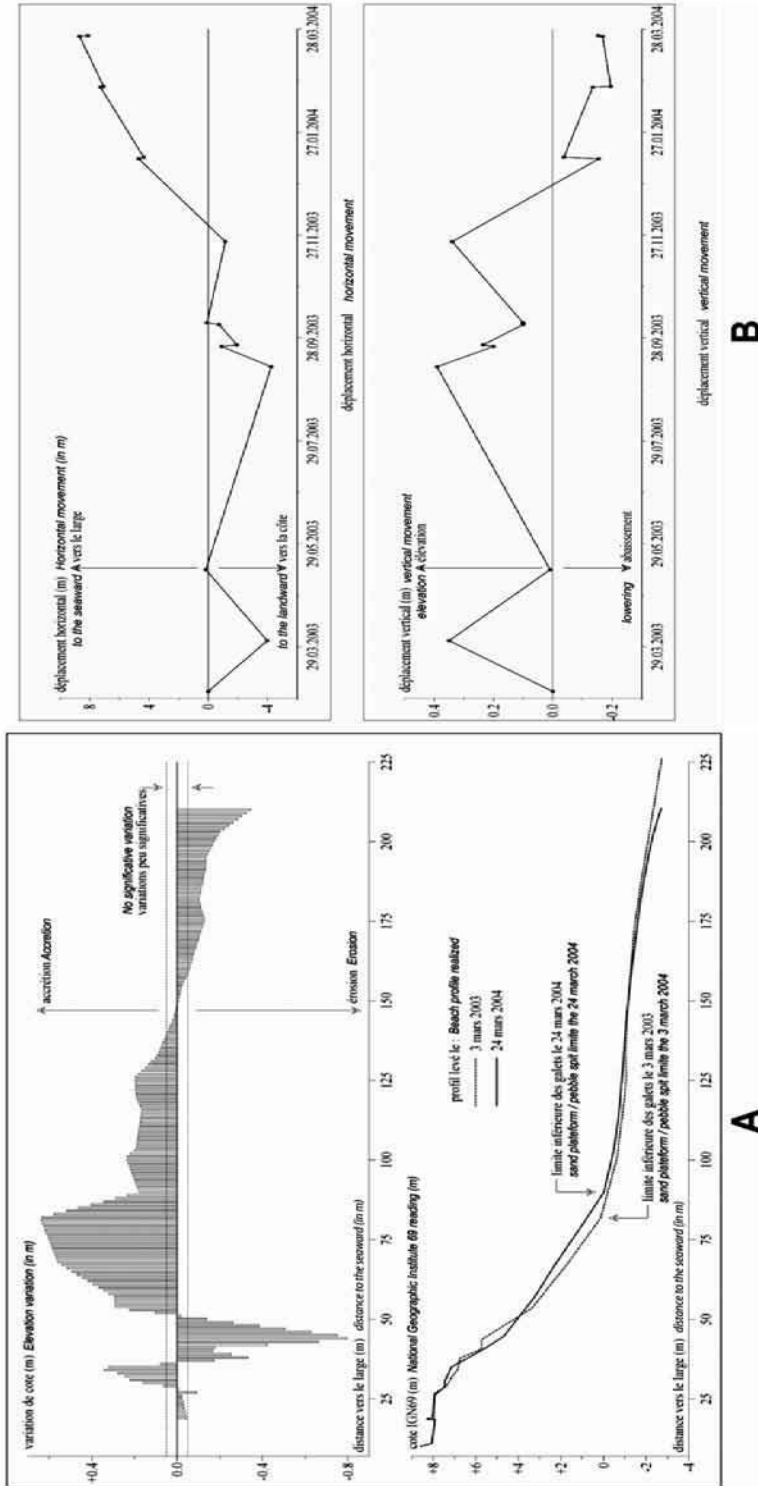


Figure 10 : Évolution du profil de plage du site de Quiberville/Sainte-Marguerite (A, profil de la plage de galets et de l'estran sableux et B, mobilité verticale et horizontale de la base du cordon de galets) entre le 3 mars 2003 et le 24 mars 2004 ; cordon de galets volumineux bloqué par un épi majeur (100 m) (Costa *et al.*, 2008) *Morphological evolutions of the gravel beach and the sandy foreshore (A) and the vertically and horizontally mobility of the gravel beach toe (B) At Quiberville/Ste Marguerite between 3 and 24 march 2003. Important volume of beach stopped by an important groyne*



Photo 4 : Plage de Pourville avant (A, 13 février 2008) et après (B, 11 mars 2008) la tempête du 10-11/03/2008; (Cliché A Service littoral de l'ESTRAN, et B S. Costa); évolution morphologique limitée
Gravel Beach of Pourville (A) before and (B) after the storm of 10-11.03.2008; weak morphologic evolution

du profil de plage. Ainsi, le passage successif de perturbations plus ou moins actives a agit de façon cumulative, engendrant également un démaigrissement des plages, facilitant l'inondation par la mer.

Conclusion

Les submersions et franchissements qui ont affecté, la nuit du 10 au 11 mars 2008, le littoral allant de l'estuaire de Seine à la baie de Somme, ne relèvent pas, d'un point de vue météorologique, de conditions extrêmes : pas de vent d'afflux violent, pas de phénomène météorologique spécifique, de type front froid actif ni dépression creuse à déplacement rapide près des côtes concernées. Alors que la surcote météorologique a été modérée et en déphasage avec la marée haute, alors que les houles ont été de faible amplitude (période de retour annuelle) la cause principale des inondations par la mer du 10 au 10 mars 2008 est l'association d'un niveau du plan d'eau élevé (coefficient de marée de 104 et surcote), et d'un niveau de plage bas qui a permis à des vagues peu exceptionnelles en état de croissance durant le montant (mer croisée, $H_{1/3}$ de « mer totale » supérieur à 3,50 m) de se propager jusqu'à la côte « sans déferler » préalablement. Cependant, compte tenu de la crise sédimentaire ambiante qui affecte les plages en général, et sur le littoral haut-normand en particulier, de tels niveaux du plan d'eau statique, expliquant l'ampleur des dommages, rendent presque anecdotique l'analyse du budget sédimentaire des plages.

Bien que quelques sites sensibles aient été assez durement éprouvés (Pourville-sur-Mer, Fécamp, Cayeux-sur-Mer, etc.), qu'advierait-il de ces derniers si des conditions plus « optimales » venaient à être en phase (vent de nord-ouest violent, front météorologique actif passant au moment d'une pleine mer de vive-eau, dépression creuse et plus basse en latitude, abaissement du profil de plage antérieurement à cette conjonction de facteurs météo-marins...). En dépit des apparences, les populations côtières ont été chanceuses. Cependant, cette situation peut apparaître préoccupante car, statistiquement, le risque s'accroît dans un contexte de réchauffement atmosphérique et d'élévation du niveau moyen de la mer, ou tout simplement lors des périodes positives de l'Oscillation Nord Atlantique.

Remerciements

Patrick Ohl et Pierre Daniel, de Météo-France, DPR/MAR Toulouse, pour leurs commentaires avisés à propos du marégramme de Dieppe du 10 mars 2008. Le service littoral de l'ESTRAN, pour les photographies panoramiques du site de Pourville-sur-Mer. M. G. Glaziou, du CETE/NC, pour les informations concernant la surcote de déferlement dans le secteur de Quiberville.

Bibliographie

- BOULIGAND R., TABEAUD M., 1998. Cent ans de surcotes À Brest, *Met. Mar.* n° 180, p. 12-16.
- BOULIGAND R., PIRAZZOLI P. A., 1999. Les décotes et les surcotes marines À Brest, Étude statistique et Évolution, *Océanologica Acta*, Vol. 22, n° 2, p. 153-166.
- 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., 1988. Conceptual model of coarse clastic barrier formation from multiple sediment sources, *Geographie Review*, n° 78, p. 221-239.
- CARTER R. W. G., JOHNSTON T. W., MCKENNA J., ORFORD J. D., 1987. Sea-level, sediment supply and coastal changes : examples from the coast of Ireland, *Progress in Oceanography*, n° 18, p. 79-101.
- CASPAR R., 1988. Marée de tempête sur le littoral de Haute-Normandie, 22 janvier 1988, *Met. Mar.* n° 141, p. 12-18.
- CASPAR R., POUILLAIN H., 1996. Coup de vent de nord-est sur les côtes normandes ; Étude de la situation des 19 et 20 février 1996, *Met. Mar.* n° 172, p. 33-39.
- CASPAR R., COSTA S., JACOB, E., 2007. Fronts froids et submersions de tempêtes dans le nord-ouest de la France : le cas des inondations par la mer entre l'estuaire de la Seine et de la Somme, *La Météorologie*, n° 57, p. 37-47.
- COSTA S., 1997. *Dynamique littorale et risques naturels : l'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la Baie de Seine et la Baie de Somme*, Thèse de Doctorat, Université de Paris I, 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 »*, p. 277-280.
- COSTA S., DELAHAYE D., 2005. *Beaches At Risk (BAR phase 1) : Rapport final du programme Européen INTERREG 3a*, Conseil Régional de Haute-Normandie, 187 p.
- COSTA S., LEVOY F., MONFORT O., CUROY J., DE SAINT LÉGER E., DELAHAYE D., 2008. Impact of sand content and cross-shore transport on the morphodynamics of macrotidal gravel beaches (Haute-Normandie, English Channel), *Zeitschrift für Geomorphology*, Suppl. vol. 3, n° 52, p. 41-62.
- FORBES D. L., TAYLOR R. B., ORFORD J. D., CARTER R. W. G., SHAW J., 1991. Gravel-barrier migration and overstepping, *Marine Geology*, vol. 97, p. 305-313.
- FORBES D. L., ORFORD J. D., CARTER R. W. G., SHAW J., JENNINGS S. C., 1995. Morphodynamic evolution, self-organisation, and instability of coarse clastic barriers on paraglacial coasts, *Marine Geology*, vol. 126, p. 63-85.
- GALLI F.-L., HONTARRÈDE M., 2001. Surcote et marée de tempête, *Met. Mar.* n° 190, p. 18-21.
- GIRES O., CASPAR R., 1985. Coup de vent et marée de tempête, novembre 1984, *Met. Mar.* n° 127, p. 5-13.
- HÉQUETTE A., VASSEUR B., 1998. Storm surges and erosion coastal dunes between 1957 and 1988 near Dunkerque (France), Southwestern North sea, dans PYE K., ALLEN J. R. L. (dir.), *Coastal and Estuarine Environments*, Geological Society, London, Special Publications, n° 175, p. 99-107.
- JENNINGS R., SHULMEISTER J., 2002. A field based classification scheme for gravel beaches, *Marine Geology*, vol 186, p. 211-228.

- LAMB H., 1991. *Historic storms of the North sea, British Isles and Northwest Europe*, Cambridge, Cambridge University Press, 204 p.
- LATTEUX B., 2001. *Synthèse sur les problématiques et enjeux d'évolution du littoral haut-normand et picard*, vol. I : *Le milieu physique*, Préfecture de la Région Picardie et DDE de la Somme, 93 p.
- MASON T., COASTES T. T., 2001. Sediment transport processes on mixed beaches ; a review for shoreline management, *Journal of Coastal Research*, vol. 17, n° 3, p. 645-657.
- MASON T., VOULGARIS G., SIMMONDS D. J., COLLINS M. B., 1997. Hydrodynamics and sediment transport on composite (mixed sand/shingle) and sand beaches : A comparison, *Coastal Dynamics*, American Society of Civil Engineers, p. 48-57.
- MOREL V., 1997. *De la géomorphologie à la gestion des accumulations de galets littoraux du bassin de la Manche et de ses abords : études de cas (Bretagne, Haute-Normandie, Picardie, Sud Angleterre) et réflexions générales*, Thèse de Géographie, Université de Bretagne Occidentale, 286 p.
- 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, p. 477-488.
- ORFORD J. D., CARTER R. W. G., 1993. The morphodynamics of coarse clastic beaches and barriers : a short and long term perspective, *Journal of Coastal Research*, Special Issue, vol. 15, p. 158-179.
- ORFORD J. D., CARTER R. W. G., JENNINGS S. C., 1996. Control domains and morphological phases in gravel dominated coastal barriers of Nova Scotia, *Journal of Coastal Research*, vol. 12, p. 589-604.
- ORFORD J. D., JENNINGS S. C., FORBES D. L., 2001. Origin, development, reworking and breakdown of gravel-dominated coastal barriers in Atlantic Canada : future scenarios for the British coast, dans PACKHAM J. R. (dir.), *British Shingles*, Otley, Westbury, p. 23-55.
- ORFORD J. D., FORBES D. L., JENNINGS S. C., 2002. Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology*, vol. 48, p. 51-85.
- PASKOFF R., 1985. *Les littoraux : impact des aménagements sur leur évolution*, Masson, Paris, 184 p.
- PIRAZZOLI P. A., 2000. Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France, *Oceanologica Acta*, vol. 23, p. 643-661.
- PIRAZZOLI P. A., COSTA, S. DORNBUSH U., 2007. Flood threat anomaly for the low coastal areas of the English Channel based on analysis of recent characteristic flood occurrences, *Ocean Dynamics*, vol. 57, p. 501-510.
- PIRAZZOLI P. A., COSTA, S., DORNBUSH U., TOMASSIN A., 2006. Recent evolution of surge-related events and assessment of coastal-flooding risk on the eastern coasts of the English Channel, *Ocean Dynamics*, Special Issue, vol. 56, p. 498-512.
- PONTEE N. I., PYE K., BLOTT S., 2004. Morphodynamic and sedimentary variation of mixed sand and gravel beaches, Suffolk, UK, *Journal of Coastal Research*, vol. 20, n° 1, p. 256-276.
- SHOM, 1968. Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique, n° 550 (n.p.).
- SHOM, 2002. Instructions nautiques, France (côte Nord). De la frontière belge aux Casquets (n.p.).
- SIMON B., 1994. Statistiques des niveaux marins extrêmes le long des côtes de France Rapport d'étude SHOM n° 001/94. EPSHOM, Brest, 77 p.
- STÉPHAN P., 2008. *Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible*, Thèse de doctorat de géographie physique, Université de Bretagne Occidentale, 558 p.
- STÉPHAN P., SUANEZ S., FICHAUD B., Franchissement et recul des cordons de galets par rollover. Impact de la tempête du 10 mars 2008 dans l'évolution récente du Sillon du Talbert (Côte-d'Armor, Bretagne), *Norois*, (ce volume).
- TEISSON Ch., 1986. *Houle de projet et durées de tempêtes sur le site de Penly*, dans *Analyse de la houle naturelle*, Rapport n°2, L.N.H. HE -42/86.14 (n.p.).
- TOMASIN A., PIRAZZOLI P. A., 2008. Extreme Sea Levels in the English Channel: Calibration of the Joint Probability Method, *Journal of Coastal Research*, vol. 24, n° 4C, p. 1-13.