

Impact morphologique et hydrodynamique d'une période de forte énergie sur le domaine intertidal d'une plage de baie et de trois plages de poche mésotidales en milieu semi-abrité : exemple de la tempête Xynthia en presqu'île de Rhuys (France)

Morphologic and hydrodynamic impact of a period of high energy in the intertidal section of an embayed beach and in three mesotidal semi-sheltered pocket beaches: example of the Xynthia storm in the Rhuys peninsula (France)

Alexandre Dubois*, David Menier**, Mouncef Sedrati*

Résumé

A partir de mesures expérimentales topographiques et hydrodynamiques *in situ*, cet article présente les principaux résultats des variations morphologiques et volumétriques de quatre plages de poche, espacées de quelques kilomètres le long du littoral méridional semi-abrité de la presqu'île de Rhuys (Bretagne sud, France), au passage d'une période de forte énergie finissant par un évènement tempétueux exceptionnel : la tempête Xynthia. Ces quatre plages sont soumises à un régime hydrodynamique mixte, à marnage mésotidal. À l'ouest de la presqu'île de Rhuys, trois plages adjacentes sont orientées nord-ouest/sud-est alors qu'au sud-ouest, une plage de baie de plus grande dimension présente une orientation plus variable et une exposition plus prononcée. Au passage de la tempête, trois courantmètre-houlographes étaient disposés aux extrémités et au centre de la baie, sur le domaine intertidal inférieur de cette dernière. Le passage de la tempête a contraint davantage les courants en direction qu'en intensité. Une surcote significative est observée (0,5-0,63 m). Cette surcote entraîne une importante submersion marine de la crête du front dunaire, lorsque celui-ci est bas, ou une importante érosion et un recul de celui-ci lorsqu'il est taillé en falaise verticale. Les levés topographiques, espacés de 24 heures, effectués au passage de la tempête mettent en évidence une importante érosion et une perte significative jusqu'à 5,5 % du budget sédimentaire initial. Pendant cette période de forte énergie, qui a fini par la tempête Xynthia, l'ensemble des levés topographiques souligne une perte conséquente de plus de 10 % du volume total de sédiment. Au contraire, les plages de poche situées à l'ouest de la presqu'île de Rhuys enregistrent un gain de volume sédimentaire de l'ordre de 2 % du volume initial. Il apparaît clairement que l'impact d'un tel évènement n'engendre pas systématiquement une érosion sur l'ensemble des systèmes sableux de la presqu'île de Rhuys. La géomorphologie de cette frange littorale ainsi que la nature et la morpho-bathymétrie des domaines intertidaux et subtidaux locaux conditionnent les échanges sédimentaires préférentiels, entre ces deux domaines, en favorisant des zones de *by pass* et de stockage dans les incisions et les dépressions du substratum. Ainsi, chaque système adopte une signature morphodynamique unique à un évènement énergétique impactant cette portion du littoral sud breton.

Mots clés : échanges sédimentaires, tempête Xynthia, plages de poche, plage de baie, héritage géologique.

Abstract

From experimental topographic and hydrodynamic data, this paper highlights the principal morphological and volumetric variations in four semi-sheltered closely spaced pocket beaches along the southern shoreface of Rhuys Peninsula (South Brittany, France), during a period of high energy, culminating in Storm Xynthia. These four beaches are subjected to a mixed hydrodynamic regime, with a mesotidal range. In the western part of Rhuys Peninsula, three beaches adjacent to each other are oriented north-west/south-east while

* GMGL, UMR-6538 – Université de Bretagne Sud – Centre de Recherche Yves Coppens – 56017 Vannes cedex (alexandre.dubois@univ-ubs.fr ; mouncef.sedrati@univ-ubs.fr).

** Department of Petroleum Geoscience – Faculty of Geoscience and Petroleum Engineering – Institute of technology Petronas – Bandar Seri Iskandar, SDN. BHD – 31750 Thronoh, Malaisie (david.menier@petronas.com.my).

in the eastern part, an embayed beach, larger in size, exhibits a more variable shoreline geometry and is more exposed to an oceanic wave climate. Along this latter beach, during the storm, three currentmeters comprising wave gauges were deployed (at the two ends and in the centre of the bay) in the lower intertidal area. Results show that tidal currents are more forced in direction than in intensity and an important storm surge is measured (0.5-0.63 m). This leads to significant overwash or erosion of the foredune depending on its morphology. Topographic surveys, carried out within 24 hours, highlight a substantial erosion rate exceeding 5.5% of the initial sediment budget. During this period of high energy culminating in the storm, the embayed beach profiles underwent a total loss up to 10% of their sediment budget. On the contrary, the three western pocket beaches accreted to about +2% of their initial sediment budget. It clearly appears that such an energetic event does not lead to a widespread erosion of all the beaches of Rhuy Peninsula. The intertidal morphology and the local subtidal morphobathymetric context govern the sedimentary exchanges, promoting storage or by-pass of sediment between these two sections in topographic incisions. Thus, along this shoreface, each sandy system adopts a single morphodynamic signature in response to an energetic event.

Key words: sediment exchanges, Storm Xynthia, pocket beaches, embayed beach, geological inheritance.

Abridged English version

This paper presents hydrodynamic and morphologic experimental results during a period of high energy conditions and shows the impact of a major storm (Xynthia) on four mesotidal semi-sheltered "low tide terrace" pocket beaches along the rocky coast of Rhuy Peninsula (South Brittany, France (fig. 1) in 2010. Despite a few previous beach topographic measurements, monitoring of these beaches in the course of an extremely energetic period culminating in Storm Xynthia had never been carried out before on this site. The studied area consists of four pocket beaches. Three of them are located at the western end of Rhuy Peninsula (Fogeo, Kerver and les Govelins). The fourth is located at the southeast end of the peninsula (tab. 1, fig. 2). Backshore, they all exhibit lowlands that have been largely human modified. At the embayed Suscinio beach, a previous deployment of currentmeters highlights the impact of the geological context on tidal flood and ebb current speed and direction. Indeed, subtidal rocky outcrops strongly constrain tidal flows (fig. 3). A total of 23 beach profiles were surveyed monthly in the study area (fig. 2). The timing of these topographic surveys and the significant wave height measured offshore are presented figure 6. The wave data bring out a period of high-energy conditions in February 2010, culminating in Storm Xynthia on 28th of February 2010. During the storm, a specific topographic and hydrodynamic experiment was conducted on Suscinio beach. Thus, the direct effect of the storm was measured on this from three profiles located at the ends and in the centre of the bay. Other topographic surveys enable a further analysis of the impact of the high-energy conditions and of Storm Xynthia on latter beach (fig. 4). At the western end of Rhuy peninsula, the morphodynamic response of the three other beaches is analyzed taking account of the whole period of high-energy conditions in February 2010. Xynthia hit Rhuy Peninsula on the 28th of February 2010 during a spring high tide. The hydrodynamic results show constrained tidal currents during the high-energy conditions that included the storm (fig. 5) with an average speed around 0.1 to 0.2 cm/s increasing eastward, forced by subtidal and intertidal rocky outcrops. Furthermore, the significant wave height reaches a maximum of 0.9 m and 1.15 m respectively at Beg Lann (west) and at Landrezac (centre) in Suscinio bay. However, the relatively important wave height is corre-

lated with shorter wave periods (fig. 6), typical of steep wind waves generated by an unexpected storm route, and this combination resulted in an important storm surge (Bertin et al., 2012). A surge of up to 0.63 m is identified in the intertidal part of Suscinio beach. These processes lead to massive overwash in the western part of the bay and significant foredune retreat in the east of the bay. Respectively, the profiles surveyed one day before and one day after the storm at Beg Lann, Landrezac and Penvins indicate substantial sediment budget losses of up to 5.5%, 3% and 2.8% (fig. 7). Taking account of the survey carried out at the beginning of the period of high energy, the erosion rate is mainly of the same order. Thus, for these three profiles the storm eroded as much as the preceding period of high-energy conditions. Regarding this latter period, the entire beach underwent a significant loss up to 10% of the initial sediment budget (Dubois et al., 2011). Sediment exchanges between the intertidal zone and the shoreface could account for this loss. In contrast, the beaches located in the western part of Rhuy Peninsula (Fogeo, Kerver and les Govelins) exhibit sediment accretion respectively of 1.5%, 2 % and 2.8% (Dubois et al., 2011). In these closely-spaced pocket beaches, the beach morphology and orientation could explain their different morphodynamic response compared to the longer and more exposed Suscinio beach. Nevertheless, the subtidal morphology and the presence of rocky outcrops might play a significant role in sediment exchanges between the intertidal part and the subtidal part. These expected sediment exchanges are supposed to be promoted by bathymetric depressions or gutters in the rocky substrate (fig. 9 and fig. 10). This experiment underlines the importance of geomorphologic and geologic constraints in the sediment balances of these beach systems. The results show that a high-energy event does not necessarily lead to the erosion of pocket beaches.

Introduction

Les plages de poche s'établissent généralement le long des littoraux rocheux. Ces systèmes sont généralement de dimensions modestes, allant de quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres. L'héritage géologique régional détermine le cadre structural local et impose les caractéristiques géomorphologiques de chaque système. Ce type de plage est très répandu à travers le monde mais son fonctionnement morphodynamique

reste assez méconnu. Cependant, plusieurs travaux suggèrent un important contrôle structural sur la dynamique sédimentaire des plages de poches en faisant varier les conditions hydrodynamiques auxquelles elles sont assujetties (Storlazzi et Field, 2000 ; Jackson *et al.*, 2005 ; Jackson et Cooper, 2009 ; Backstrom *et al.*, 2009 ; Jeanson *et al.*, 2013). C.D. Storlazzi et B.E. Jaffe (2002) mettent en évidence l'impact de l'orientation, de l'intensité et de la durée du vent sur la mise en suspension et la migration de sédiment au sein des plages de poche de Californie. Selon ces auteurs, les directions préférentielles de migration des sédi-

ments dépendraient en grande partie de la morphologie du domaine subtidal. L'existence de réseaux de dépressions topographiques constituerait les principales zones d'échanges sédimentaires. L.D. Wright (1987) discute de l'impact du cadre géologique sur la possibilité d'échanges sédimentaires entre systèmes adjacents. Il est établi que les contraintes structurales naturelles impliquent d'importants phénomènes de réfraction et de diffraction des vagues. L'énergie délivrée par les vagues est atténuée par les pointes rocheuses encadrantes (Wright *et al.*, 1985) et cette atténuation est fonction de la distance séparant ces structures. Une telle contrainte

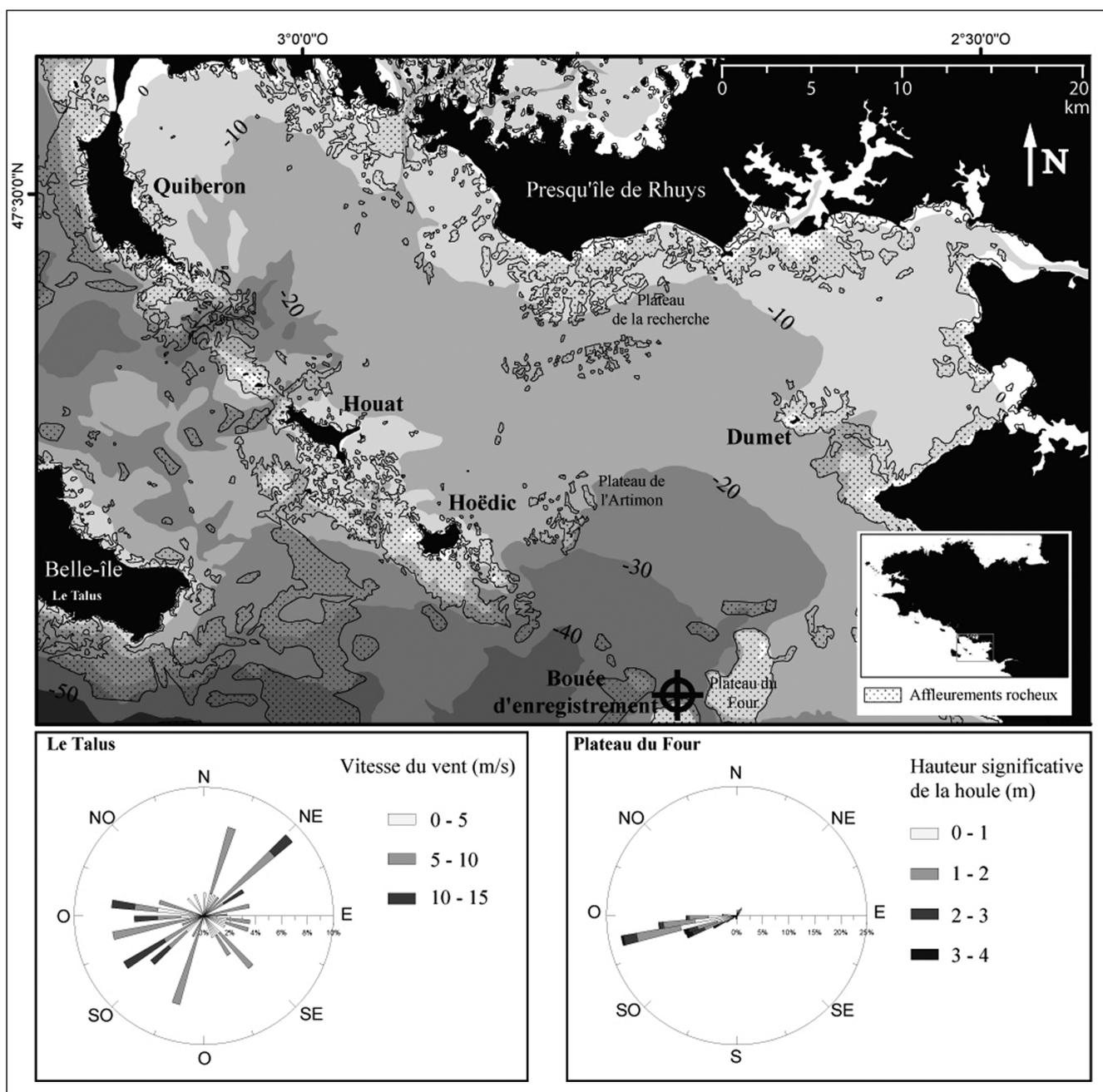


Fig. 1 – Environnement géomorphologique de la presqu'île de Rhuy et localisation des stations de mesure du vent et de la houle au large.

Fig. 1 – Geomorphologic environment of Rhuy Peninsula, wind and offshore wave parameters, and location of measurement points.

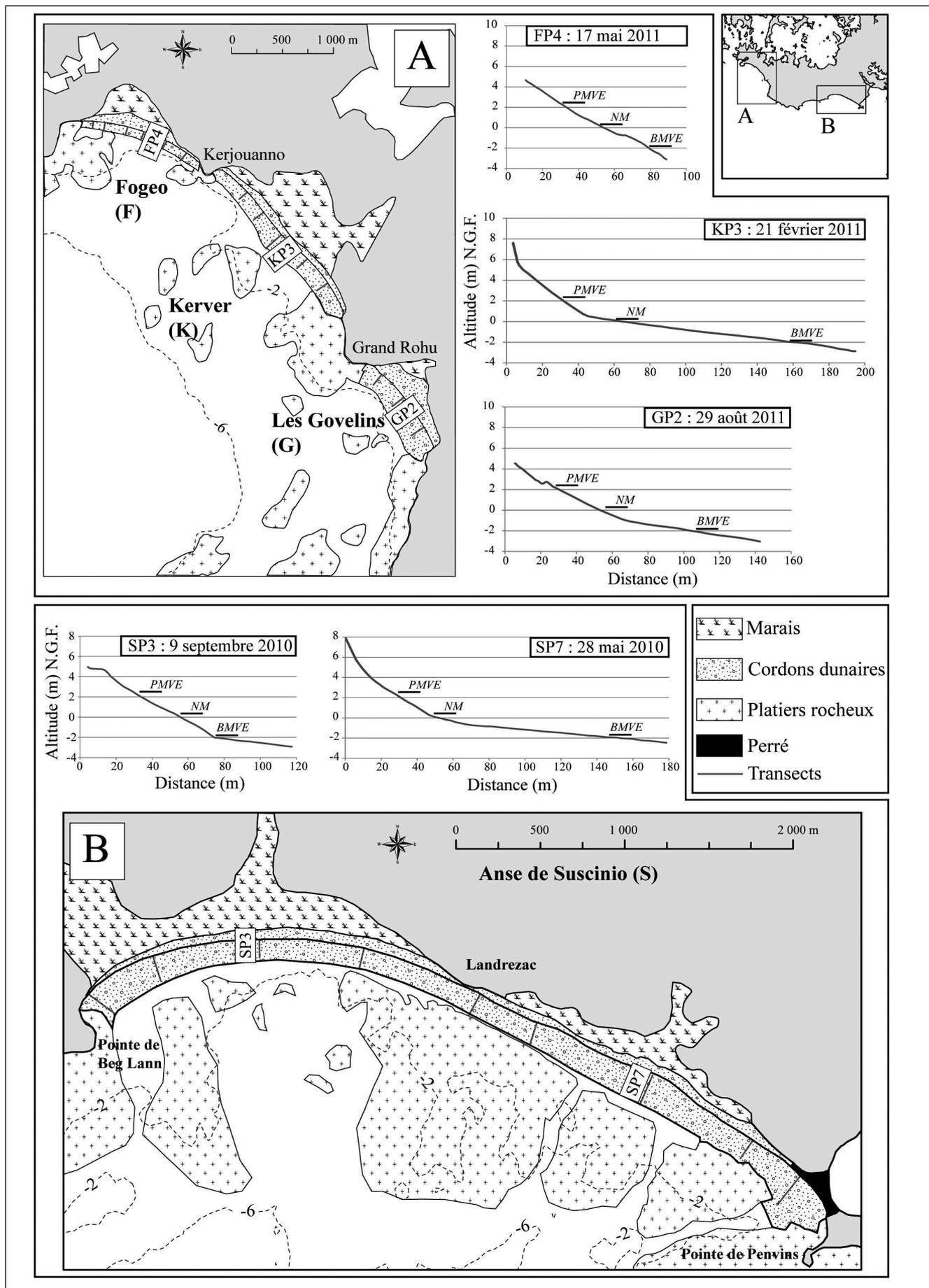


Fig. 2 – Cadre géomorphologique des plages sableuses de la presqu'île de Rhuys et profils de plage 2D représentatifs de leur morphologie. A : plages occidentales (Fogeo, Kerver, les Govelins). B : anse de Suscinio ; PMVE : pleines mers de vives-eaux. NM : niveau moyen. BMVE : basses mers de vives-eaux.

Fig. 2 – *Geomorphological framework of the sandy beaches of Rhuys Peninsula and beach profiles representative of their morphology. A: western beaches (Fogeo, Kerver, les Govelins). B: Suscinio embayed beach; PMVE: mean high water spring tide; NM: mean sea level; BMVE: mean low water neap tide.*

permet l'apparition de vagues de bord (*edge waves*) induites par la résonance des ondes causée par les structures limitrophes (Özkan-Haller *et al.*, 2001). Par conséquent, chaque plage de poche est donc considérée comme un système unique dont la réponse morphodynamique dépend principalement de son cadre géomorphologique. Les plages de poche présentent généralement une dynamique transversale prépondérante (Jackson et Nordstrom, 1992) autour d'un point nodal. Le système oscille autour d'un point d'équilibre où la morphologie observée reflète les conditions hydrodynamiques passées (Nordstrom, 1980 ; Aagaard, 1988 ; Hegge *et al.*, 1996). En milieu semi-abrité, les épisodes de forte énergie ont un impact durable sur la morphologie des plages de poche. Les conditions de « pré-tempête » apparaissent déterminantes concernant la réponse morphologique et volumétrique du système (*e. g.*, Brunel, 2010).

Cette étude porte sur des plages de ce type, très fréquentes sur le littoral breton (fig. 1), mais dont la morphodynamique reste peu documentée. A. Dehouck (2006) et A. Dehouck *et al.*, (2009) ont apporté un éclairage sur le fonctionnement de plages de poche de la mer d'Iroise à partir de mesures topographiques et hydrodynamiques *in situ*. Ces résultats illustrent l'importante contribution du vent local sur le forçage du courant longitudinal ainsi que l'importance des ondes infragravitaires et des ondes de bord (*edge waves*) sur la formation de barres intertidales et sur le maintien de croissants de plage. Bien que plusieurs travaux aient été auparavant initiés sur la littoral sud breton (Regnauld et Louboutin, 2002 ; Regnauld *et al.*, 2004 ; Pian, 2010 ; Shi *et al.*, 2011), aucune mesure hydrodynamique et topographique du domaine intertidal n'a encore été effectuée au passage d'un événement de forte énergie. Cette étude, réalisée à partir de travaux expérimentaux, présente les principaux résultats de l'impact immédiat de la tempête *Xynthia*, survenue en février 2010, sur le domaine intertidal des plages de poche de la presqu'île de Rhuys, particulièrement dans l'anse de Suscinio.

Contexte général

La presqu'île de Rhuys appartient au littoral sud breton, dont le substratum cristallin est composé de roches métamorphiques. Par fracturation du socle, l'héritage structural de l'orogénèse hercynienne, à l'origine d'une très grande irrégularité du trait de côte, a façonné le relief actuel (Le Corre *et al.*, 1991 ; Augier *et al.*, 2011a ; Augier *et al.*, 2011b). Cette morphologie héritée fait apparaître de nombreuses baies, pointes rocheuses, îles, îlots et hauts-fonds où le stock sédimentaire actuel est relativement peu fourni (Menier *et al.*,

2010) et dont l'alimentation de matériaux d'origine terrigène par ces principaux distributeurs est insignifiante (Chaumillon *et al.*, 2010). Le stock sédimentaire des plages de poche de la presqu'île de Rhuys est donc un stock fossile dont le volume est hérité de la transgression holocène.

Dans cet environnement rocheux, les principales plages sableuses – Fogeo, Kerver et les Govelins – se trouvent dans la partie occidentale de la presqu'île de Rhuys, tandis que l'anse de Suscinio occupe la partie sud-orientale (fig. 1 et fig. 2). Les premières constituent une succession de plages de poche entrecoupées par les pointes rocheuses de Kerjouanno et du Grand Rohu, globalement orientées nord-ouest / sud-est. Ces massifs rocheux se prolongent vers le large par d'importants platiers rocheux connectés ou non en surface avec d'autres platiers subtidal (fig. 2). Ces contraintes géomorphologiques s'expriment très largement dans l'anse de Suscinio où près de 60 % du linéaire côtier de l'anse fait face à un platier rocheux subtidal. Seule la partie occidentale, au niveau du maximum de concavité, laisse apparaître un substrat sédimentaire. Cette absence de contrainte géologique s'explique par la présence d'une modeste paléo-incision du substratum, partiellement comblée de sédiments avec la transgression holocène.

Chacune des plages étudiées est constituée d'un cordon dunaire accroché aux pointes rocheuses limitrophes. À l'arrière, les zones topographiques basses laissent place à des marais d'arrière-dune asséchés et dédiés aux activités récréatives (Fogeo, Kerver). L'arrière-dune de la plage des Govelins correspond à un bassin inondé, sporadiquement connecté au domaine marin par un étroit étier au gré des variations du niveau d'eau et de l'activité hydrodynamique. Enfin, l'arrière-dune de l'anse de Suscinio est caractérisée par de vastes zones humides sensibles et protégées. Sans apports terrigènes conséquents, les plages de la presqu'île de Rhuys sont particulièrement sensibles aux phénomènes d'érosion par épisodes chroniques ou exceptionnels (Dubois, 2012).

En milieu semi-abrité, les plages de poche de la presqu'île de Rhuys présente une morphologie dite en « *low tide terrace* » ou terrasse de basse mer (Wright et Short, 1984). À l'exception de la plage de Fogeo, le domaine intertidal est segmenté en deux entités distinctes : un segment supérieur réfléchissant et un segment inférieur dissipant (fig. 2). Une rupture de pente sépare ces deux secteurs. D'un point de vue granulométrique, cette dichotomie topographique différencie le haut de plage composé de sables grossiers et de graviers mal triés du bas de plage composé de sables fins cohésifs bien triés. Le tableau 1 rassemble les différentes caractéristiques de chaque plage étudiée.

Dans cet environnement rocheux, au littoral très découpé, la presqu'île de Rhuys ferme le Golfe du Morbihan par le sud, où l'architecture des dépôts est contrôlée par la dynamique tidale des écoulements contrainte par l'héritage géologique complexe (Menier *et al.*, 2011 ; Pian et Menier, 2011). Le site d'étude est, dans un premier temps, protégé des houles océaniques par Belle-Ile, puis dans un deuxième temps, par l'alignement structural formé par la presqu'île de Quiberon et les îles de Houat et Hoëdic (fig. 1). Cependant, les houles océaniques, fortement atténuées par cet escarpe-

	Fogeo	Kerver	Les Govelins	Suscinio
Orientation	NO-SE			ONO-ESE
Pente moyenne (deg) segment supérieur	5,39	5,95	5,15	6
Pente moyenne (deg) segment inférieur	-	1,72	1,6	1,42
Granulométrie (D50) : segment supérieur	540-4 600 μm S.gr. Gr. G.	478-631 μm S.gr. Gr. G.	693-3 971 μm S.gr. Gr. G.	420-4 067 μm S.gr. Gr. G.
Granulométrie (D50) : segment inférieur	-	1600 μm S.f.	361 μm S. moy.	263 μm S.f.
Longueur (m)	1 450	2 000	1 100	5 500
Largeur max (m)	80	190	140	210
Aménagements (% du linéaire côtier)	Enrochement (22) gavinelles (68,2)	Enrochement (42,5) gavinelles (81,2)	Enrochement (47,5) gavinelles (44,3)	Enrochement (2,2) gavinelles (61,4) perré (11)
Platier rocheux (% du linéaire côtier)	55,6	55,2	35,8	59

Tab. 1 – **Caractéristiques des quatre plages de poche de la presqu'île de Rhuy.** S.gr. : sables grossiers ; Gr. : graviers. G : galets ; S.f. : sables fins ; S.moy. : sables moyens.

Tab. 1 – **Characteristics of the four pocket beaches of Rhuy Peninsula.** S.gr.: coarse sands; Gr.: gravels; G: pebbles; S.f.: fine sands; S.moy.: medium sands.

ment structural, pénètrent dans le MorBraz et sont ressenties jusqu'au littoral méridional de la presqu'île de Rhuy. Toutefois, lors de conditions qualifiées de modales, la hauteur significative de la houle est estimée à environ 0,2-0,3 m, ce qui correspond à un environnement semi-abrité, de faible énergie, selon la classification de Jackson *et al.* (2002). Avec un *fetch* limité, le développement d'une « mer de vent » est régulièrement observé, similaire à des environnements de baie (Goodfellow et Stephenson, 2005) ou d'estuaire (Jackson et Nordstrom, 1992).

De janvier à mars 2010, cette portion du littoral sud breton est soumise à un régime de vent majoritairement orienté ouest à ouest-sud-ouest (fig. 1), représentatif des observations enregistrées entre 1970 et 1999 (Lemasson, 1999), avec toutefois une composante orientée nord-est, non négligeable. La

direction moyenne des houles incidentes enregistrées de janvier à mars 2010 est majoritairement orientée ouest-sud-ouest (fig. 1) et représentative des conditions prévalant à une échelle de temps pluridécennale. Avec un marnage moyen de 3,22 m, les plages de poche de la presqu'île de Rhuy sont de type mésotidal.

Les résultats d'un précédent déploiement de courantomètres en domaine intertidal de l'anse de Suscinio, lors de conditions modales ($H_s = 0,1-0,2$ m, $T_p = 12-14$ s), illustrent l'impact du contexte structural sur les directions d'écoulement des courants tidaux. Le déplacement de l'onde de marée, orientée vers l'ouest au flot et vers l'est au jusant est contraint par l'existence des platiers rocheux subtidiaux et intertidaux. Cette contrainte directionnelle s'exprime par le développement de courants de gyres au centre et dans la partie orientale de

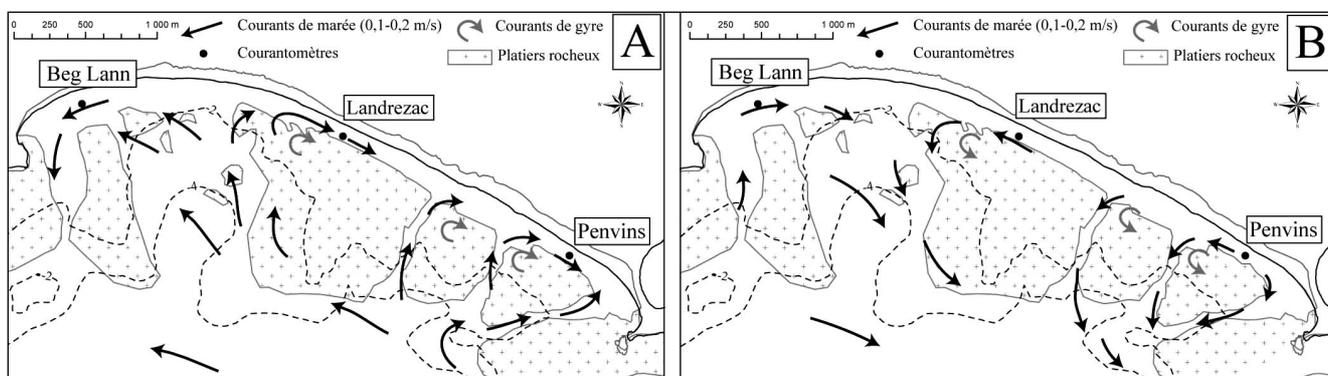


Fig. 3 – **Interprétation des directions d'écoulement des courants tidaux au flot (A) et au jusant (B) dans l'anse de Suscinio, lors de conditions modales.**

Fig. 3 – **Interpretation of flow directions of tidal currents during flood (A) and ebb (B) in the Suscinio embayed beach for modal conditions.**

l'anse (fig. 3). Les directions d'écoulement des courants tidiaux sont opposées entre le secteur occidental (Beg Lann), où la contrainte structurale est la plus faible, et le secteur central et oriental, où la présence d'affleurement rocheux impose aux masses d'eau d'emprunter les incisions du substratum, canalisant préférentiellement les écoulements.

Conditions météo-marines et approche méthodologique

La tempête *Xynthia* est un évènement de haute énergie. Cet évènement intervient après plusieurs jours de conditions atmosphériques instables. Les 22, 24 et 26 février, le vent moyen horaire atteint respectivement les vitesses de 18,4 m/s, 20,8 m/s et 21 m/s. Aux dernières heures de la journée du 27 février, le vent s'oriente sensiblement à l'est avec une vitesse supérieure à 10 m/s. Au passage du pic énergétique de la tempête, le vent moyen horaire se caractérise par une intensité de 17,7 m/s pour une direction de 310°. Après la tempête, les conditions calmes prévalent avec un vent d'est inférieur à 10 m/s en intensité.

Au cours de l'expérimentation, les levés topographiques ont été effectués à l'aide d'un DGPS Trimble GeoXH série 2008 de résolution centimétrique. Au début du mois de janvier 2010, l'ensemble des levés topographiques des sites étudiés a été effectué. Ensuite, le 31 janvier 2010, les neuf profils de l'anse de Suscinio (S) ont été suivis (fig. 2 et fig. 4). Les plages de Fogo, Kerver et des Govelins (FKG) ont fait l'objet de suivis morphologiques les 12 et 13 février 2010. Bien qu'apparaisse un pic de la hauteur significative de la houle au large de près de 4 m, cette première phase est considérée comme une période d'énergie modérée (fig. 4). La deuxième moitié du mois de février est très fortement agitée avec une succession de pics de la hauteur significati-

ve de la houle de 5,2 m, 6,1 m et 5,5 m respectivement les 22, 24 et 26 février 2010. La tempête *Xynthia*, survenue le 28 février 2010 à 4 h, engendre un pic de la hauteur significative au large de 4 m (fig. 4) avec de courtes périodes de l'ordre de 7 à 9 s. Cette tempête intervient à la fin d'un épisode de très forte énergie incidente sur le littoral sud breton. Bertin *et al.* (2012) soulignent l'importance de la trajectoire de la tempête. La dépression s'oriente, depuis le large du Portugal, vers le nord-est, traverse l'extrémité nord-ouest de l'Espagne, et génère ainsi des vagues courtes, énergétiques et fortement cambrées. Cette cambrure des vagues, à l'approche du littoral atlantique français, coïncidant avec une pleine mer de vives-eaux, est responsable d'une importante surcote mesurée par les marégraphes des ports atlantiques (Bertin *et al.*, 2012). Au passage de cette tempête, exceptionnellement, les profils SP2, SP5 et SP8 de l'anse de Suscinio ont été suivis aux basses mers des 27 et 28 février 2010, soit un jour avant et un jour après la tempête (fig. 4). Enfin, au début et à la fin du mois de mars 2010, soit au début et à la fin d'une phase d'énergie modérée, le suivi morphologique de l'ensemble des profils de plage des quatre plages a été effectué. Parallèlement aux investigations topographiques, trois courantomètre-houlographes de types ADCP *sentinel* et *S4Adw* sont déployés dans l'anse de Suscinio du 26 février au 5 mars 2010 au passage des pleines mers de vives eaux du 3 mars 2010, de coefficient 116. Les appareils sont programmés de la même façon avec une fréquence d'acquisition de 2 Hz. Les durées d'acquisition (*bursts*) d'enregistrement sont de 9 minutes d'enregistrement toutes les 15 minutes pour les paramètres de courants et de 10 minutes toutes les 15 minutes pour les paramètres de la houle. Seul l'appareil déployé à Penvins ne peut enregistrer les paramètres de la houle.

Résultats

Le déploiement de courantomètres-houlographes dans l'anse de Suscinio, au passage de la tempête *Xynthia*, permet une analyse des paramètres hydrodynamiques en conditions de très forte agitation.

Hydrodynamisme en baie de Suscinio

Au cours des quatre premières pleines mers enregistrées, la vitesse moyenne du courant moyen atteint des valeurs maximales supérieures à 10 cm/s. Pendant le déploiement, la composante transversale (composante perpendiculaire au trait de côte) est globalement d'intensité supérieure à la composante longitudinale (composante parallèle au trait de côte) du courant moyen.

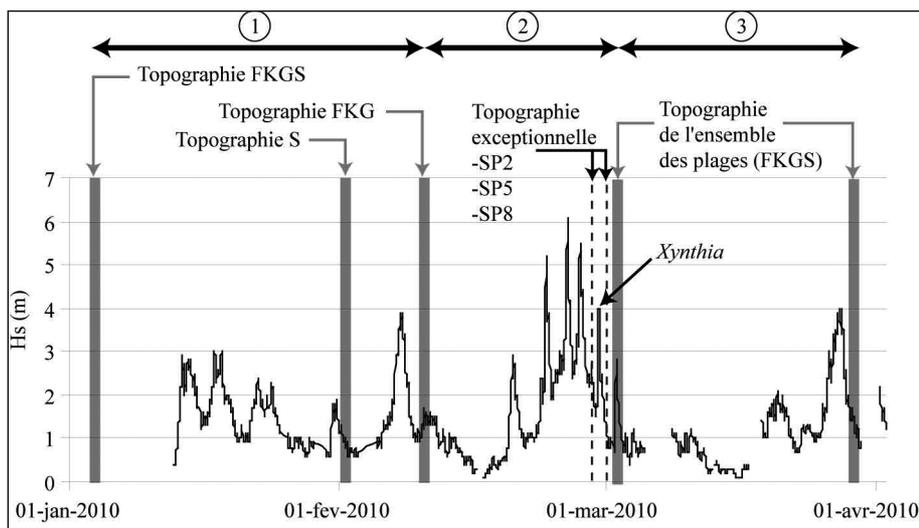


Fig. 4 – Hauteur significative de la houle mesurée au large et calendrier des levés topographiques effectués sur les plages étudiées. 1 et 3 : période de faible énergie ; 2 : période de très forte énergie ; S : Suscinio ; F : Fogo ; K : Kerver ; G : les Govelins.

Fig. 4 – Offshore significant wave height and timing of topographic measurements carried out on the studied beaches. 1 and 3: period of moderate energy; 2: period of very high energy; S: Suscinio; F: Fogo; K: Kerver.

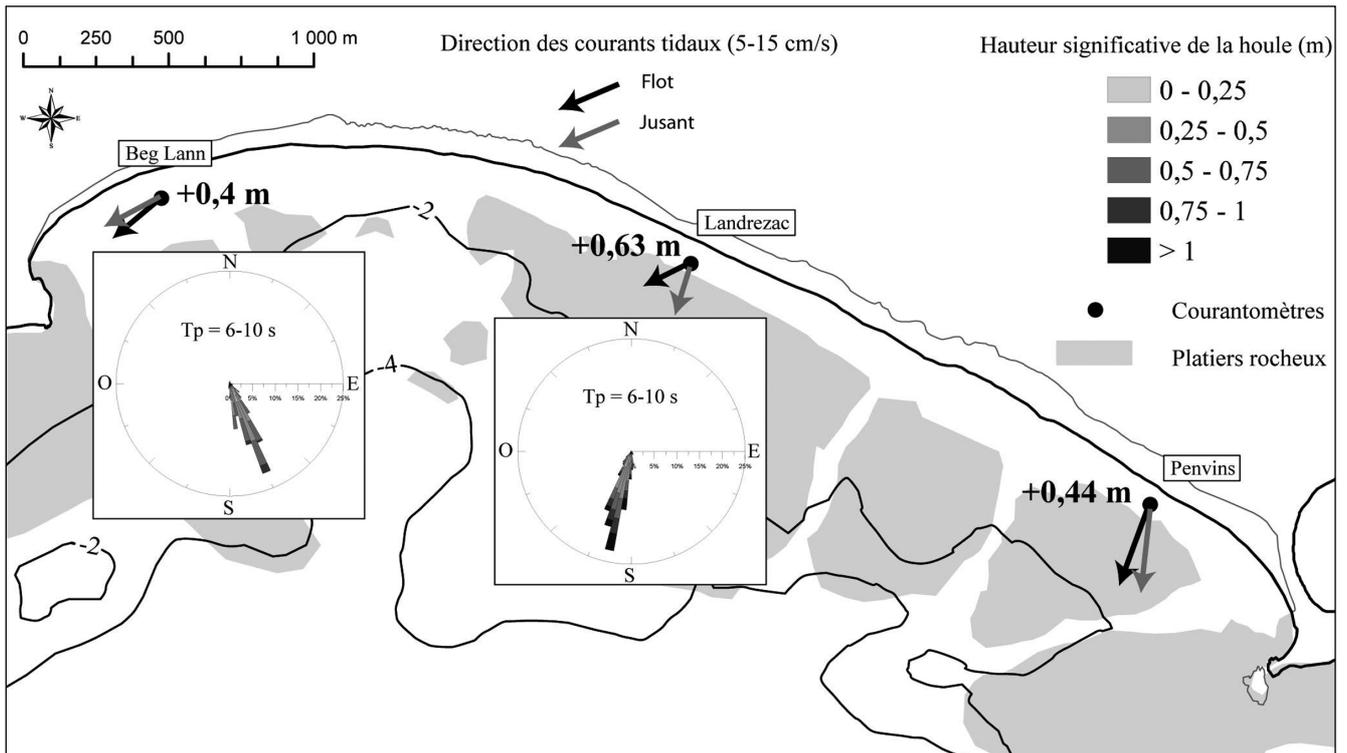


Fig. 5 – Interprétation du forçage hydrodynamique au passage de la tempête Xynthia, directions et intensités moyennes des courants tidaux au flot et au jusant, direction et hauteur significative de la houle à Beg Lann et Landrezac et maximums de surcote observés sur chaque site.

Fig. 5 – Interpretation of hydrodynamic forcing during Storm Xynthia, mean speed and tidal currents direction during flood and ebb, direction of the significant wave height at Beg Lann and Landrezac and maximum surges observed on each site.

Pendant la tempête Xynthia, la composante longitudinale est clairement orientée vers le sud-ouest alors que la composante transversale est orientée vers le large. Lors de cet évènement de forte énergie, les moyennes du courant moyen résultant de la composante longitudinale et transversale sont respectivement de 11,5 cm/s, 7,8 cm/s et 7,4 cm/s à Beg Lann, Landrezac et Penvins. Comparées aux marées précédentes, ces valeurs n'illustrent pas le caractère exceptionnel de la tempête Xynthia ; cependant, les écoulements des courants tidaux sont fortement contraints en direction. Au passage des plus forts coefficients de marée, les intensités des courants tidaux du domaine intertidal de l'anse ne présentent aucune accélération significative (fig. 5).

À Beg Lann, au passage de la tempête Xynthia, la hauteur significative de la houle atteint un pic de 0,9 m équivalent à celui observé lors de la marée du 26 février 2010. Cependant, bien que la hauteur significative de la houle présente des valeurs semblables, les périodes au pic mesurées sont sensiblement inférieures lors du passage de la tempête (6 à 10 s) comparées aux valeurs enregistrées le 26 février 2010 (10 à 13 s). À Landrezac, les mêmes tendances sont observées. Toutefois, au passage de la tempête, la hauteur significative de la houle mesurée est moins importante (1,1 m) que lors des marées précédentes des 26 et 27 février et du 2 mars avec respectivement des pics de hauteur significative de la houle de 1,33 m, 1,23 m et de 1,44 m. Au passage de la tempête, l'anse de Suscinio est soumise à des hauteurs signifi-

catives de la houle relativement importante, de l'ordre de 1 m, combinées à des ondes de courtes périodes. Les analyses spectrales obtenues à partir des enregistrements du 26 et du 28 février mettent en évidence une translation du maximum d'énergie au pic vers de plus hautes fréquences, de l'ordre de 0,1 Hz (fig. 6), accompagnée d'une augmentation de l'énergie libérée.

Avec la tempête Xynthia, les courants tidaux sont forcés davantage en direction qu'en intensité. Toutefois, les vitesses moyennes mesurées sont, dans l'ensemble, légèrement supérieures (~5 cm/s) aux vitesses observées lors de conditions modales. À l'impact de la tempête, les houles sont de courtes périodes (6 à 10 s) avec une hauteur significative relativement importante (~1 m) sans atteindre des valeurs extrêmes. Cette tempête s'apparente à un évènement de forte énergie conduisant à des réajustements des conditions hydrodynamiques tout en générant une importante surcote sur l'ensemble de la plage de baie. Les conditions de forte agitation hydrodynamique observées la semaine précédant la tempête et lors de son passage suggèrent un important « wave setup » associés à cette surcote marine. Les niveaux d'eau enregistrés par les appareils soulignent une importante surcote durant toute la durée du déploiement. Le maximum de surcote, non homogène dans l'espace, est enregistré au passage de la tempête avec respectivement des valeurs de 0,4 m, 0,63 m et 0,44 m à Beg Lann, Landrezac et Penvins.

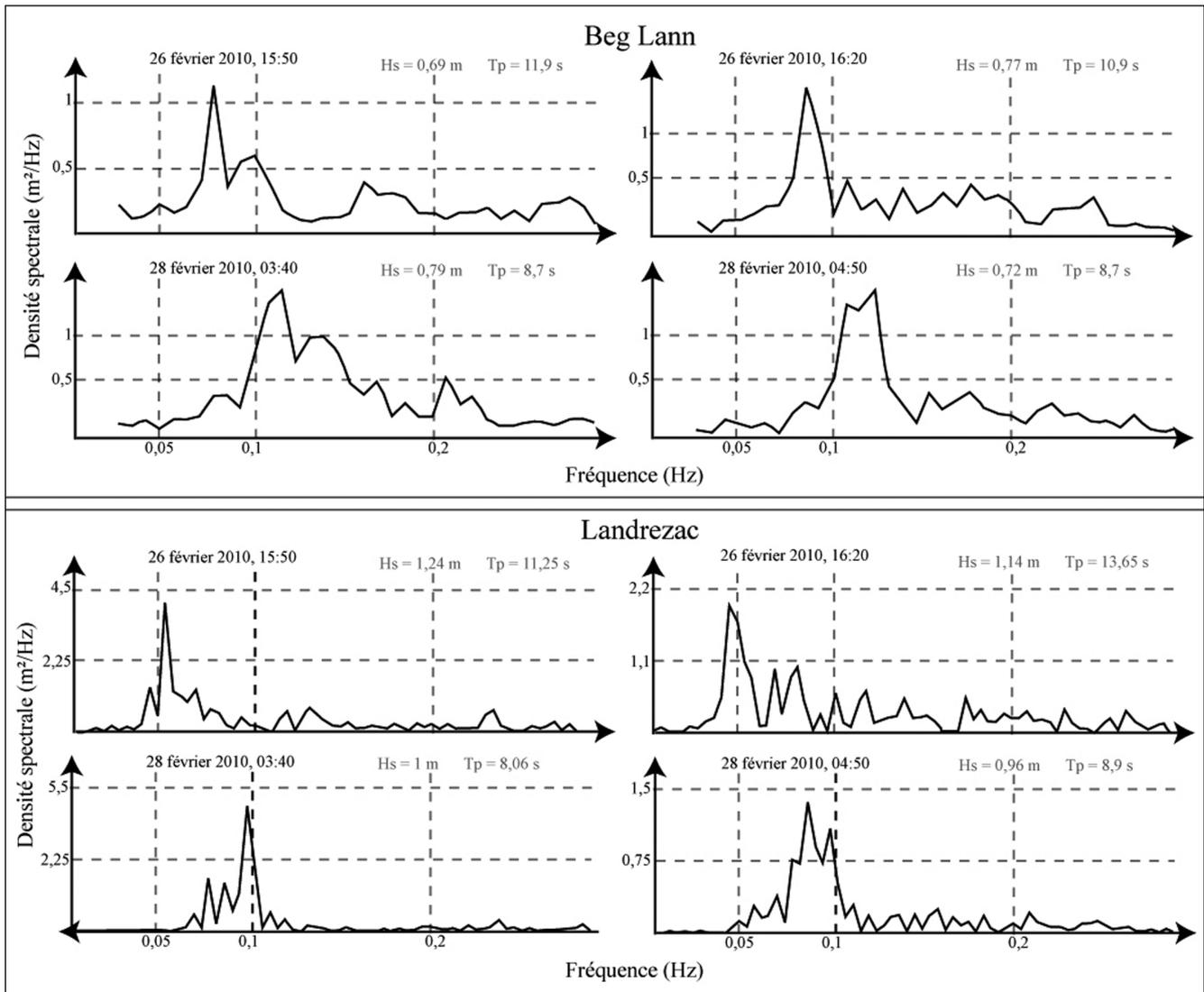


Fig. 6 – Analyses spectrales représentatives des marées du 26 et du 28 février obtenues à partir des enregistrements de Beg Lann et de Landrezac.

Fig. 6 – Representative spectral analysis obtained from the tides of 26th and the 28th February, 2010 at Beg Lann and Landrezac.

Variations morphologiques et volumétriques au passage de la tempête en baie de Suscinio

À partir des levés topographiques effectués les 27 et 28 février 2010, aux emplacements des courantomètres (Beg Lann, Landrezac et Penvins), Dubois *et al.* (2010) mettent en évidence une érosion significative des trois sites concernés ainsi qu'un important dépôt de laisse de mer (*overwash*) à l'arrière du cordon dunaire. Aucun phénomène de submersion marine n'est toutefois observé à Penvins. La submersion marine observée est croissante du centre de la baie vers son extrémité occidentale, soit de Landrezac à Beg Lann (fig. 7). La morphologie du front dunaire, d'altitude croissante d'ouest en est, justifie un franchissement par submersion plus important à Beg Lann, où la laisse de mer, composée d'un mélange d'algues rouges et de sédiment grossier, atteint le marais amont. À Landrezac, la submersion se limite aux zones basses d'accès à la plage.

Les trois segments réfléchissants de chacun des profils de plage indiquent des variations altimétriques plus importantes que les segments dissipants (fig. 7). À Beg Lann et Landrezac, le haut de plage réfléchissant affiche les mêmes tendances : à environ 10 m de distance, une accumulation de sédiment est observée, de faible amplitude à Beg Lann (0,1 m) mais plus conséquente à Landrezac (0,4 m). Ces accumulations observées correspondent aux caps de croissants de plage, constitués de sables très grossiers et de graviers, formés au passage de la tempête, au moment de la pleine mer. Sur ces deux sites, la partie inférieure du segment réfléchissant est intensément érodée, de 0,35 à 0,40 m. La rupture de pente, géomorphologique et granulométrique, limite le processus d'érosion en aval. De plus, à Landrezac, entre la rupture de pente et le courantomètre-houlographe, l'érosion constatée (~0,3 m) découvre un important platier rocheux, pouvant potentiellement participer à rendre plus complexes les écoulements tidaux. À Penvins, le changement morphologique le plus marquant est

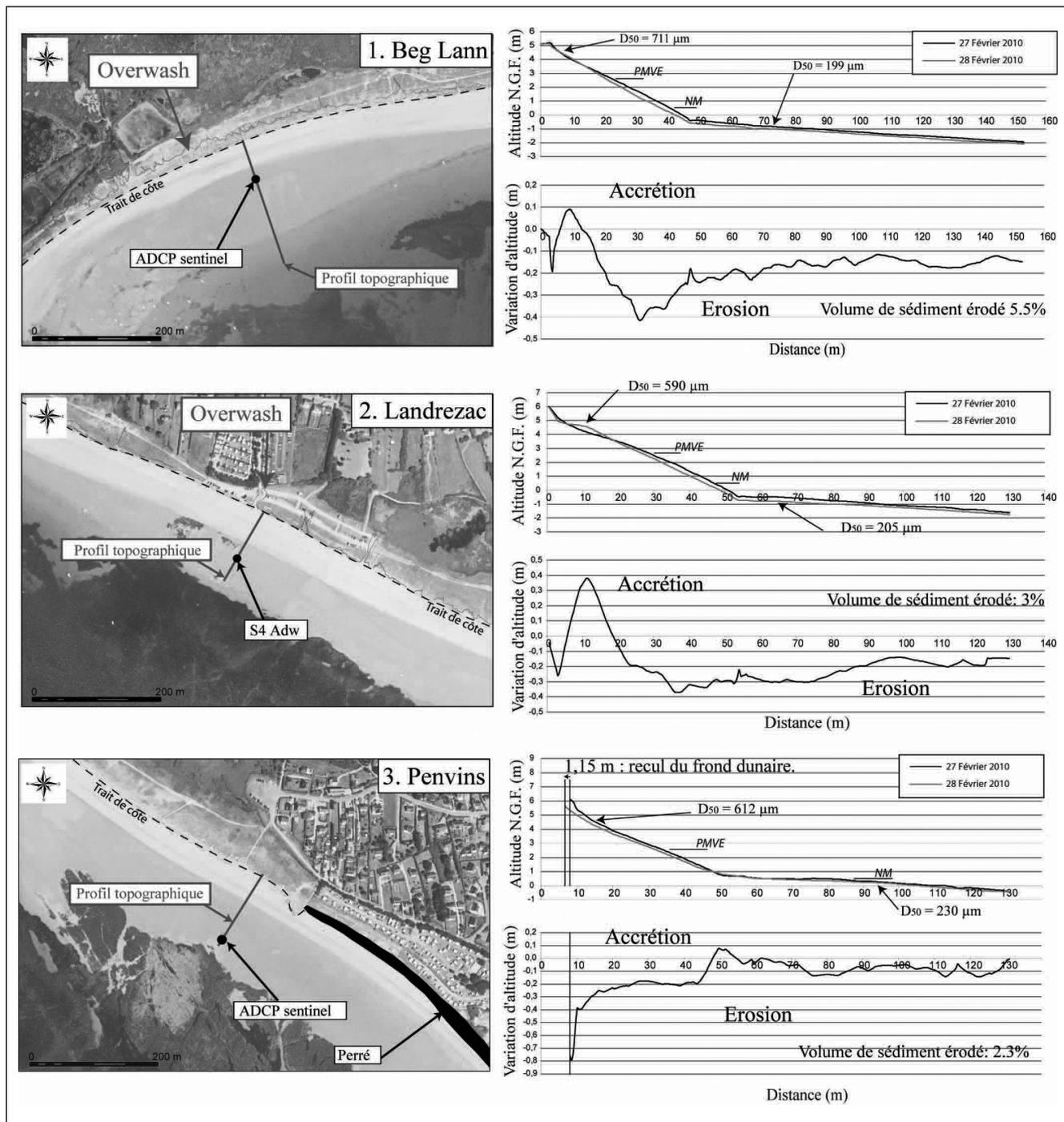


Fig. 7 – Variations morphologiques et bilans sédimentaires des profils de Beg Lann, Landrezac et Penvins observés au passage de la tempête Xynthia entre le 27 et 28 février 2010 dans l'anse de Suscinio. Modifié d'après Dubois *et al.*, (2010).

Fig. 7 – Morphological variations and sediment budget of Beg Lann, Landrezac and Penvins beach profiles observed during Storm Xynthia between 27th and 28th of February 2010. Modified after Dubois *et al.*, (2010).

le recul significatif du front dunaire (1,15 m), taillé en falaise verticale. L'intégralité du segment réfléchissant est érodée. Cependant, comme il a été observé à Beg Lann et Landrezac, la rupture de pente limite l'érosion en aval. En plus du recul du front dunaire de Penvins, les dégâts matériels sont conséquents avec la destruction partielle du perré.

Sur chaque profil topographique, les variations altimétriques mettent en évidence une plus grande variabilité mor-

phologique du haut de plage réfléchissant. À partir de la rupture de pente, puis en allant vers le large, le taux d'érosion décroît. Par opposition au haut de plage réfléchissant, la terrasse de basse mer de l'anse de Suscinio présente des changements morphologiques moindres.

Les calculs des variations volumétriques indiquent des taux d'érosion de 5,5 % à Beg Lann, 3 % à Landrezac et de 2,3 % à Penvins (fig. 7). Bien qu'un important recul du front dunaire

re soit observé à Penvins, concentrant l'essentiel de l'érosion, le taux d'érosion sur le reste du profil est plus modeste comparé aux valeurs obtenues à Beg Lann et Landrezac.

Variations morphologiques et volumétriques au passage d'une période de forte énergie (incluant la tempête Xynthia) en baie de Suscinio

Les levés topographiques effectués immédiatement avant et après la tempête dans l'anse de Suscinio mettent en évidence l'impact direct d'un tel évènement sur les variations morphologiques des sections étudiées.

Variations morphologiques

Bien que les levés topographiques effectués avant et après la tempête *Xynthia* soulignent une érosion des profils de Beg Lann, Landrezac et Penvins au passage de l'évènement, le calendrier des suivis morphologiques de l'ensemble des neuf profils de l'anse de Suscinio (fig. 2 et fig. 4) permet de mettre en évidence l'impact d'une période de forte énergie (fig. 4). A l'issue de cette période, les variations morphologiques des extrémités sont contrastées, avec un apport et un dépôt à l'ouest et une érosion conséquente à l'est (fig. 8). Pour ces profils, les variations altimétriques observées sont de l'ordre de quelques dizaines de centimètres suivant une large section du segment dissipant. Sur le profil oriental (SP9), la période de forte énergie engendre une érosion comprise entre 20 et 80 m de distance avec une variation d'altitude négative (-1 m) à environ 25 m (fig. 8) où une nette rupture de pente apparaît, séparant distinctement un segment réfléchissant en haut de plage et un segment dissipant

en bas de plage. Ce changement morphologique s'exprime également sur le profil SP6 et dans une moindre mesure sur le profil SP3. Sur ce dernier, les conditions tempétueuses précédentes font clairement apparaître un important dépôt en haut de plage, attribué à la formation de croissants de plage d'une longueur d'onde supérieure à une dizaine de mètres. Il est cependant impossible d'interpréter ces variations morphologiques comme étant les conséquences directes de la seule tempête *Xynthia*.

Plus généralement et à l'échelle de l'anse de Suscinio, la période de forte énergie finissant par la tempête *Xynthia* accentue la pente du segment réfléchissant et érode la rupture de pente (Dubois *et al.*, 2011). La section transversale du haut de plage située au-dessus du niveau des pleines mers de vives-eaux est globalement alimentée en sédiment alors que le domaine intertidal est amaigri. D'autre part, le segment dissipant enregistre les plus faibles variations morphologiques. Pourtant, les profils ne présentent pas toujours un budget sédimentaire à l'équilibre. L'érosion constatée sur le domaine intertidal n'équilibre pas systématiquement l'accrétion du domaine supralittoral.

Variations volumétriques

En considérant les variations volumétriques de chaque profil de l'anse de Suscinio, il apparaît nettement que cet épisode de forte énergie du mois de février 2010 impacte fortement le bilan sédimentaire total avec une perte de plus de 10 % du volume initial, mesuré à partir des levés topographiques effectués le 1^{er} février 2010 (Dubois *et al.*, 2011).

Compte tenu des levés topographiques effectués au début et à la fin d'une période de forte énergie, incluant les mesures exceptionnelles de Beg Lann, Landrezac et Penvins les 27 et 28 février, les résultats des variations volumé-

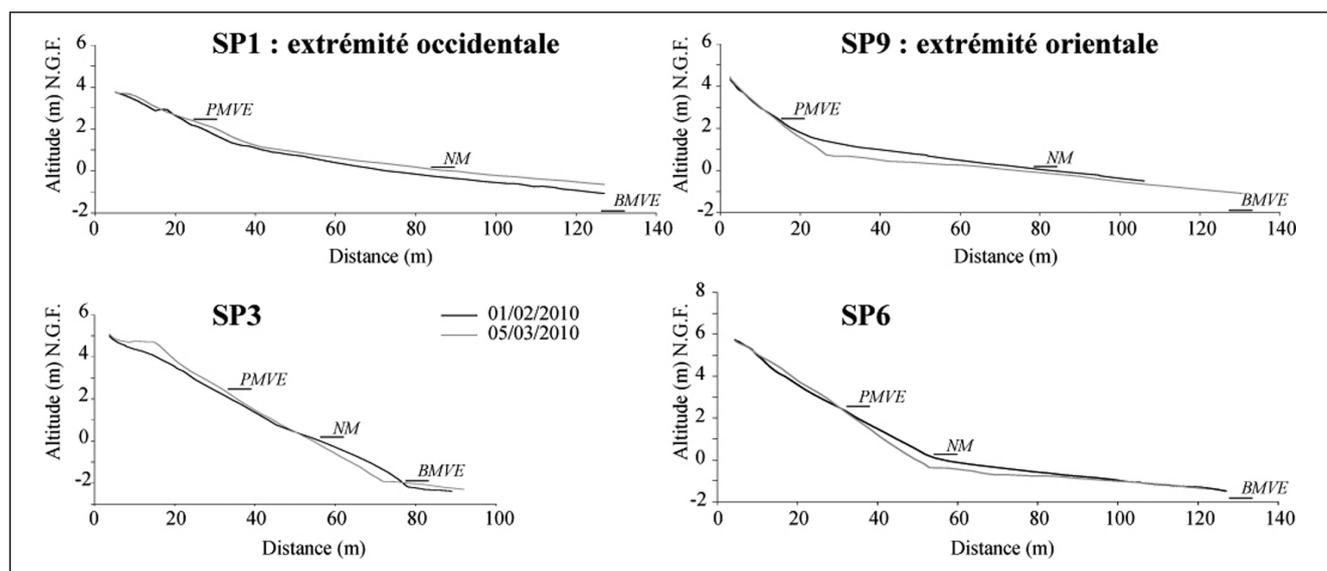


Fig. 8 – Exemples de variations morphologiques observées sur quatre profils de l'anse de Suscinio lors d'une période de forte énergie finissant par la tempête *Xynthia*. Localisation : fig. 2.

Fig. 8 – Examples of morphological variations observed on four beach profiles in the Suscinio embayed beach during a period of very high energy conditions culminating in Storm *Xynthia*. Location: fig. 2.

triques soulignent une hétérogénéité temporelle et spatiale. À l'image des variations morphologiques observées sur les profils SP1 et SP9 (fig. 8), les variations volumétriques les plus importantes sont observées sur ces profils où il apparaît un gain sédimentaire de plus de 7 % à l'ouest et une perte de 6 % à l'est (Dubois *et al.*, 2011).

Les conditions de forte énergie précédant la tempête *Xynthia* mettent en évidence une perte d'environ 2 % à Beg Lann et à Landrezac, par opposition au gain de volume sédimentaire du même ordre observé à Penvins. Sur ces trois sites, la tempête érode fortement, conduisant à des pertes totales respectivement de 5,5 %, 3 % et de 2,3 % à Beg Lann, Landrezac et Penvins. En un jour, la tempête érode davantage que lors d'une période de forte énergie, durant 2 à 3 semaines, avec des pics de la hauteur significative de la houle supérieurs (5 à 6 m) à celui mesuré au passage de la tempête (4 m). Contrairement à ces résultats, les profils adjacents (SP3, SP4, SP7) apparaissent avec des bilans volumétriques relativement stables. À l'image du profil de Penvins (SP9), dont le volume de sédiments gagné pendant la période de forte énergie est érodé par la tempête *Xynthia*, les profils SP3, SP4 et SP7 peuvent avoir été soumis à d'importantes variations volumétriques avant un retour à l'équilibre, à l'issue de cette période de forte agitation (Dubois *et al.*, 2011).

Variations morphologiques et volumétriques des plages de Fogo, Kerver et des Govelins après une période de forte énergie

Sur les trois plages situées à l'ouest de la presqu'île de Rhuy, les variations morphologiques observées à l'issue d'une période de forte énergie suivent les mêmes tendances observées dans l'anse de Suscinio. Le haut de plage, correspondant au domaine supratidal, subit une accrétion. À l'opposé, le domaine intertidal est érodé. Les remaniements sédimentaires locaux s'effectuent autour d'un point nodal, généralement situé à proximité du niveau moyen de la mer. Dubois *et al.* (2011) rapportent les variations des valeurs de la pente du segment réfléchissant et du segment dissipant des plages étudiées. Après cette période de forte énergie, le segment réfléchissant voit sa pente augmenter (+ 0,3° à + 1,25°) alors que la pente du segment dissipant présente des variations négatives plus modestes (- 0,05° à - 0,5°). De plus, ces changements s'accompagnent d'une migration, de plusieurs mètres vers la plage, de la rupture de pente.

Contrairement à l'anse de Suscinio, les trois systèmes situés à l'ouest de la presqu'île de Rhuy, après la période de forte énergie finissant par la tempête *Xynthia*, présentent des bilans sédimentaires positifs avec des gains respectifs de 1,5 %, 2 % et 2,8 % sur les plages de Fogo, de Kerver et des Govelins (Dubois *et al.*, 2011), donc sans impact érosif. Pourtant, l'accrétion observée pour chacune de ces plages n'est pas uniforme dans l'espace. Sur la plage de Fogo et des Govelins, cette accrétion se concentre préférentiellement au centre de la plage. Au contraire, sur la plage de Kerver, les extrémités, et particulièrement l'extrémité nord-occidentale, sont en accrétion. Bien que chaque plage enregistre un budget sédi-

mentaire positif du même ordre de grandeur, l'accrétion n'est pas uniformément répartie.

Discussion

La réponse morphodynamique des quatre plages sableuses de la presqu'île de Rhuy à une période de forte agitation incluant la tempête *Xynthia* est contrastée. L'anse de Suscinio est une plage de baie située au sud-est de la presqu'île de Rhuy. À travers les suivis morphologiques effectués avant et après le passage d'une période de forte énergie, il apparaît que l'ensemble de ce système enregistre une perte significative de plus de 10 % de son stock sédimentaire initial (Dubois *et al.*, 2011). À l'inverse, cette même période d'agitation permet une accrétion d'environ 2 % de chacune des plages situées à l'ouest de la presqu'île de Rhuy. Le contexte géomorphologique structural, déterminant l'orientation de chaque système littoral et son degré d'atténuation des houles océaniques, ainsi que la morphobathymétrie du domaine subtidal proche permettent d'expliquer le contraste de comportement morphodynamique de l'anse de Suscinio, d'une part, et des plages de poche de l'ouest, d'autre part.

La trajectoire atypique de la tempête *Xynthia*, en provenance du sud-ouest à travers le Golfe de Gascogne, est à l'origine de vagues énergétiques, fortement cambrées, qui, coïncidant avec une pleine mer de vives-eaux, engendrent une importante surcote sur le littoral atlantique français (Bertin *et al.*, 2012). Les vagues de tempêtes, fortement érosives, atteignent la côte méridionale de la presqu'île de Rhuy par le sud-est. Contrairement aux plages de l'ouest, l'anse de Suscinio est alors directement exposée à ces conditions hydrodynamiques particulières. Au sein de cette dernière, l'impact hydrodynamique de la tempête *Xynthia* révèle un forçage dans la direction d'écoulement des courants tidaux et l'apparition de courants de retour sans accélération remarquable. La surcote marine engendrée par le passage de la tempête va de pair avec une accentuation des mécanismes de *wave setup* et *runup*. La morphologie du front dunaire, en présence de ces mécanismes, explique sa submersion ou son érosion. L'apparition caractéristique de vagues de plus courtes périodes peuvent permettre d'expliquer le fort taux d'érosion des trois profils suivis avant et après la tempête dans l'anse de Suscinio. Le segment réfléchissant est soumis à de plus grandes variations morphologiques lors d'événements tempétueux (Wright, 1980 ; Wright et Short, 1984) et les différences hydrodynamiques et granulométriques existantes entre le segment réfléchissant et le segment dissipant justifient une érosion et un redéploiement local de sédiments plus important pour la partie réfléchissante. Ces ajustements morphologiques s'accompagnent d'un accroissement de la pente du haut de plage et un recul vers la plage de la rupture de pente. La réponse morphodynamique des plages de poche du milieu mésotidal semi-abrité de la presqu'île de Rhuy se distinguent de celle des milieux plus ouverts, constitués de grains plus fins, où le haut de plage voit sa pente diminuer lors d'événements tempétueux (Aagaard *et al.*, 2005).

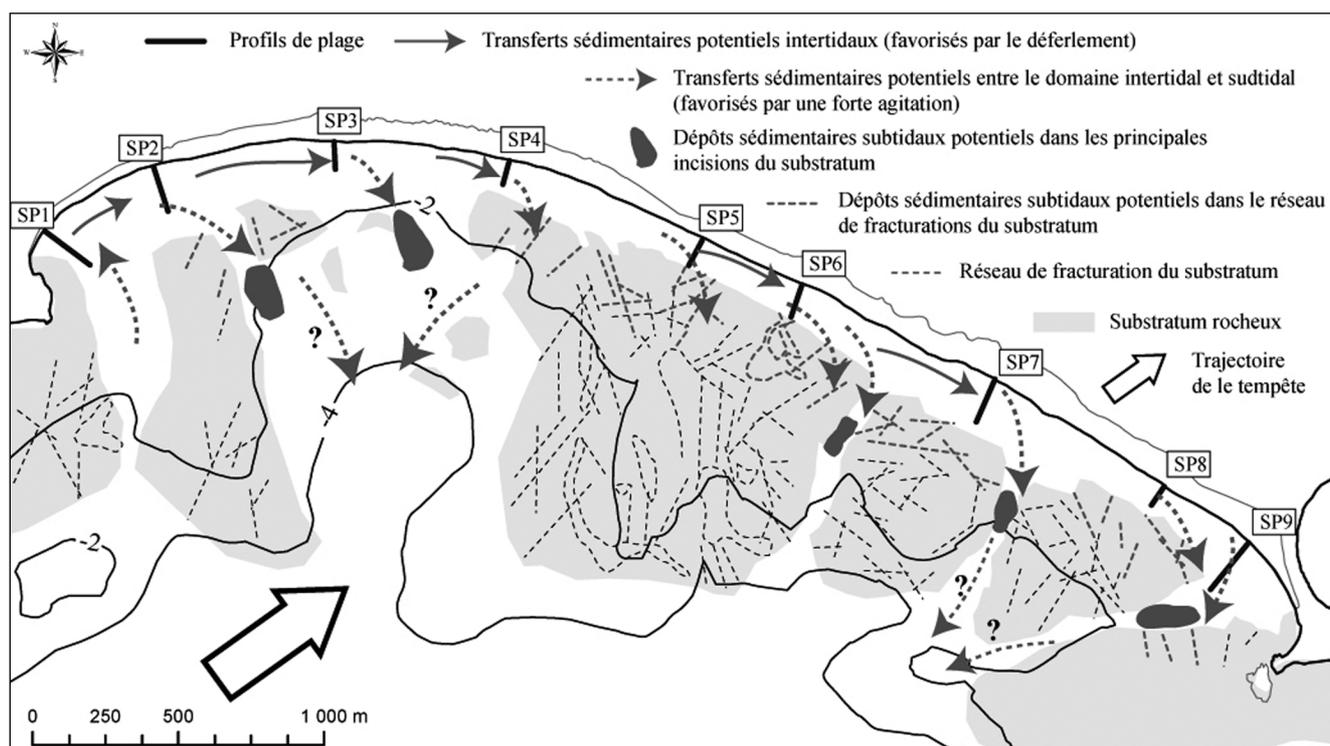


Fig. 9 – Interprétation schématique des transferts sédimentaires intertidaux et subtidaux potentiels dans l'anse de Suscinio au passage de la tempête Xynthia.

Fig. 9 – Schematic interpretation of potential intertidal and subtidal sedimentary transfers during Storm Xynthia in the Suscinio embayed beach.

Parallèlement aux changements morphologiques observés, les résultats des variations volumétriques entre les plages de poche de l'ouest de la presqu'île (Fogeo, Kerver et les Govelins) et l'anse de Suscinio illustrent la capacité potentielle de chaque système à échanger une fraction de son stock sédimentaire intertidal avec le domaine subtidal. Pourtant, les contraintes géomorphologiques structurales et l'affleurement des platiers rocheux subtidaux imposent des zones d'échanges préférentielles propres à chaque entité. Ainsi, parallèlement à des transferts sédimentaires intertidaux, les courants de retour peuvent mettre en suspension les sédiments et orienter leur migration vers le large, privilégiant les dépôts dans les incisions du substratum et les dépressions morphologiques subtidales (fig. 9).

L'orientation des plages de l'ouest de la presqu'île de Rhuis ainsi que la nature et la morpho-bathymétrie du domaine subtidal peuvent expliquer l'accrétion observée après la période de forte agitation du mois de février 2010. En effet, la contrainte structurale, en domaine subtidal, de ces trois plages, est moins importante qu'à Suscinio (tab. 1). De plus, le maximum d'accrétion est observé sur la plage des Govelins, là où les affleurements rocheux subtidaux sont les moins présents. De même, les profils orientaux de la plage de Fogeo affichent des bilans volumétriques positifs, au droit d'une section subtidale où la contrainte structurale est la plus faible. Orientées perpendiculairement à la trajectoire de la tempête, l'incidence des vagues de haute énergie per-

met une remobilisation potentielle des sédiments subtidaux et par conséquent une alimentation du domaine intertidal des trois plages de poche voisines : Fogeo, Kerver et Govelins (fig. 10). Ces transferts sédimentaires s'opèrent préférentiellement par les incisions du substratum rocheux. Les variations longitudinales des taux d'érosion ou d'accrétion observées sur les quatre plages de la presqu'île de Rhuis illustrent des phénomènes d'oscillation de plage (*beach oscillation*) en réponse à une plus grande variation de l'activité hydrodynamique sur une période de quelques jours à quelques semaines.

L'héritage géologique structural de cet environnement rocheux détermine les zones de stockage et d'échanges de sédiments entre le domaine subtidal et le domaine intertidal. L'anse de Suscinio, plus exposée, permet la mise en place de courants de retour à l'origine d'une migration vers le large d'une fraction du stock sédimentaire intertidal, canalisée dans les dépressions topographiques et les incisions du socle, provoquant une érosion du système. À l'ouest, les plages de Fogeo, Kerver et des Govelins sont plus abritées et bénéficient ainsi d'une plus grande atténuation des houles de l'Atlantique. L'énergie est d'autant plus atténuée par les plus faibles dimensions longitudinales des plages. L'agitation peut alors remobiliser une partie du stock sédimentaire subtidal, entraîner une migration de celui-ci et engraisser le domaine intertidal. Ces variations géomorphologiques expliquent le contraste de la réponse morphodynamique des plages de l'ouest et de l'anse

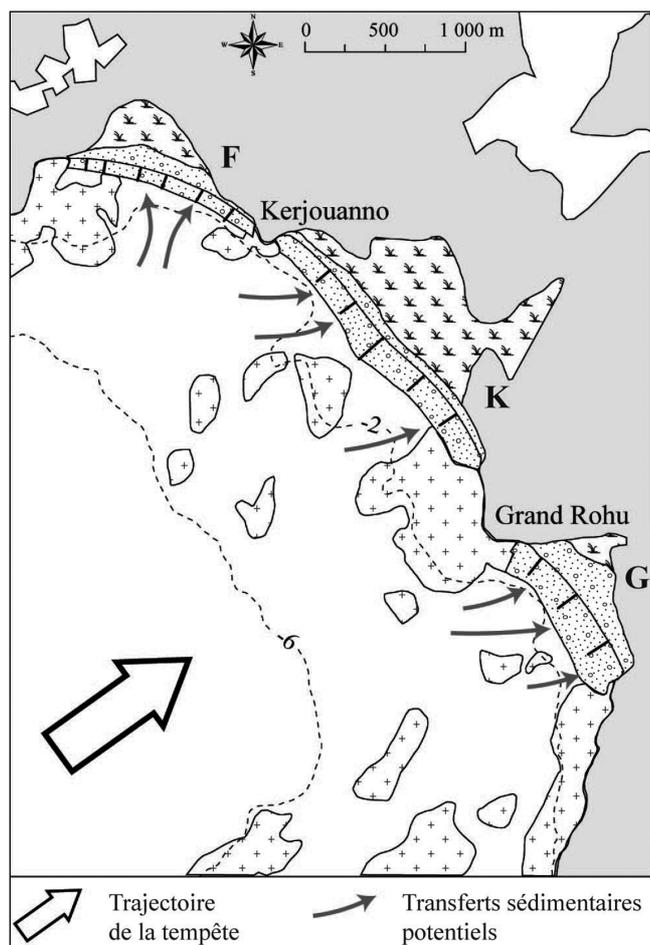


Fig. 10 – Interprétation schématique des transferts sédimentaires subtidaux potentiels sur les plages de Fogeo, de Kerver et des Govelins au passage de la tempête Xynthia. F : Fogeo ; K : Kerver ; G : Govelins.

Fig. 10 – Schematic interpretation of potential intertidal and subtidal sedimentary transfers during the Storm Xynthia in Fogeo, Kerver and Govelins beaches. F: Fogeo; K: Kerver; G: Govelins.

de Suscinio. Dans un environnement rocheux, semi-abrité et en tenant compte de ces paramètres structuraux, une série d'évènements de forte énergie (finissant par la tempête Xynthia) n'engendre pas une érosion généralisée sur une section littorale de quelques dizaines de kilomètres. L'importante diffraction ainsi que la réfraction des vagues entrantes dans le Morbraz créent des perturbations hydrodynamiques difficilement quantifiables et participent à une différence de comportement morphodynamique des systèmes sableux de la presqu'île de Rhé. Les résultats de cette étude suggèrent des échanges sédimentaires entre le domaine subtidal et le domaine intertidal. Pour cette raison, il apparaît indispensable d'effectuer des levés bathymétriques subtidaux permettant de mieux confirmer l'existence régulière de tels transferts. La cartographie précise, complète et régulière du domaine subtidal de la presqu'île de Rhé s'impose pour quantifier les variations de stock sédimentaire et enrichir la compréhension du comportement morphodynamique de ce

système littoral. Les plages de poche des environnements rocheux ne peuvent, en effet, adapter leur morphologie et leur bilan sédimentaire que sous la contrainte de leur contexte structural (Storlazzi et Jaffe, 2002 ; Jackson *et al.*, 2005 ; Jackson et Cooper, 2009 ; Short, 2010 ; Jeanson *et al.*, 2013) en fonction de leur orientation à l'incidence d'un évènement de forte énergie.

Conclusion

Avec le passage d'une période de forte énergie, finissant par une tempête qui coïncide avec une pleine mer de vives-eaux, la réponse morphodynamique des plages de poche du milieu rocheux, mésotidal et semi-abrité de la presqu'île de Rhé, est contrastée. L'orientation et les dimensions de chaque entité semblent être à l'origine des variations volumétriques observées. À l'ouest, les plages enregistrent une accrétion. Au contraire, l'anse de Suscinio, au sud-est de la presqu'île de Rhé est fortement érodée. Dans cette baie, le seul impact de la tempête Xynthia fait significativement varier le budget sédimentaire initial, sans accélération exceptionnelle des courants marins. Bien que les échanges sédimentaires entre le domaine subtidal et intertidal semblent expliquer les variations volumétriques observées, des travaux complémentaires de levés morpho-bathymétriques du domaine subtidal permettront de quantifier ces échanges et de localiser les zones de franchissement des sédiments (*bypassing*) et de stockage de sédiments, potentiellement situées dans les incisions du substratum rocheux. Les résultats indiquent clairement le rôle principal du contexte géomorphologique pour expliquer de telles différences de comportement morphodynamique, parfois inattendu, des plages sableuses de la presqu'île de Rhé. L'application de modèles numériques dans le but d'anticiper l'adaptation morphologique de ces systèmes à l'impact d'une période de forte énergie doit impérativement tenir compte du contexte structural, autant que des conditions de forçage météo-marin.

Remerciements

Nous voulons exprimer nos remerciements à E. J. Anthony, S. Costa et H. Regnaud pour leurs remarques constructives et les améliorations apportées à cet article.

Références

- Aagaard T. (1988) – Nearshore bar morphology on the low-energy coast of northern Zealand, Denmark. *Geogr. Ann.* 70A, 1-2, 59-67.
- Aagaard T., Kroon A., Andersen S., Moller Sorensen R., Quartel S., Vinther N. (2005) – Intertidal beach change during storm conditions; Egmond, The Netherlands. *Mar. Geol.* 218, 1-4, 65-80.
- Augier R., Turillot B., Hallégouët B., Van-Vliet-Lanoë B., Thion I., Menier D. (2011a) – Notice de la carte géologique de la feuille VANNES St GILDAS-DE-RHÉYS à 1/50000, Feuille 417. Service Géologique National, Bureau de Recherche et de Géologie Minière (Eds.).
- Augier R., Menier D., Van-Vliet-Lanoë B., Hallégouët B., Chauris L., Turillot P., Carn A., Thion I. (2011b) – Notice

- de la carte géologique de la feuille VANNES St GILDAS-DE-RHUYs à 1/50000, Feuille 417. Service Géologique National, Bureau de Recherche et de Géologie Minière (Eds.).
- Backstrom J.T., Jackson D.W.T., Cooper J., Andrew G. (2009)** – Contemporary morphodynamics of a high-energy headland-embayed shoreface. *Continental Shelf Research* 29, 11–12, 1361-1372.
- Bertin X., Bruneau N., Breilh J.-F., Fortunato A.B., Karpytchev M. (2012)** – Importance of wave age and resonance in storm surges: The case Xynthia, Bay of Biscay. *Ocean Modelling* 42, 16-30.
- Brunel C. (2010)** – *Evolution Séculaire de l'Avant Côte de la Méditerranée Française, impact de l'élévation du niveau de la mer et des tempêtes*. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille I, 397 p.
- Chaumillon E., Tessier B., Reynaud J.-Y. (2010)** – Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along French coasts. *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, 75-85.
- Dehouck A. (2006)** – *Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 261 p.
- Dehouck A., Dupuis H., Sénéchal N. (2009)** – Pocket beach hydrodynamics: The example of four macrotidal beaches, Brittany, France. *Marine Geology* 266, 1-17.
- Dubois A., Sedrati M., Menier D. (2010)** – Xynthia storm impact on french south Brittany coast-Suscinió bay. Poster. *Storm Surges Congress* 13-17 september 2010, Hamburg, Germany.
- Dubois A., Sedrati M., Menier D. (2011)** – Morphologic response of four pocket beaches to high energy conditions: including the Xynthia storm (South Brittany, France). *Journal of coastal Research* SI64, 1845-1849.
- Dubois A. (2012)** – *Comportement morphodynamique des plages de poche en milieu mésotidal semi-abrité : exemple des plages méridionales de la presqu'île de Rhuy, Bretagne sud, France*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Sud. 324 p.
- Goodfellow B., Stephenson W. (2005)** – Beach morphodynamics in a strong-wind bay: a low-energy environment? *Marine Geology* 214, 101-116.
- Hegge B., Eliot I., Hsu J. (1996)** – Sheltered sandy beaches of southwestern Australia. *Journal of coastal Research* 12, 748-760.
- Jackson D.W.T., Cooper J.A.G., Del Rio L. (2005)** – Geological control of beach morphodynamic state. *Marine Geology* 216, 297-314.
- Jackson D.W.T., Cooper J.A.G. (2009)** – Geological control of a beach form: accommodation space and contemporary dynamics. *Journal of coastal Research* (proceeding) SI59, 69-72.
- Jackson N.L. (1995)** – Wind and waves: influence of local and non-local waves on mesoscale beach behavior in estuarine environments. *Annals of the Association of American Geographers* 85, 21–37.
- Jackson N.L., Nordstrom K.F. (1992)** – Site specific controls on wind and wave processes and beach mobility on estuarine beaches in New Jersey, USA. *Journal of coastal Research* 8, 88-98.
- Jackson N.L., Nordstrom K.F., Eliot I., Masselink G. (2002)** – Low energy sandy beaches in marine and estuarine environments: a review. *Geomorphology* 48, 147-162.
- Jeanson M., Anthony E.J., Dolique F., Aubry A. (2013)** – Wave characteristics and the morphology of pocket beaches fronted by a coral reef-lagoon system, Mayotte Island, Indian Ocean. *Geomorphology* 182, 190-209.
- Komar P.D. (1998)** – *Beach Processes and Sedimentation*. 2nd ed., Upper Saddle River, NJ: Prentice-Hall, 544 p.
- Le Corre C., Auvray B., Ballèvre M., Robardet M. (1991)** – Le Massif Armoricain. *Sci Geol Bull* 44, 31-103.
- Lemasson L. (1999)** – *Vents et tempêtes sur le littoral de l'ouest de la France : variabilité, variation et conséquences morphologiques*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 2, 186 p.
- Menier D., Tessier B., Proust J.-N., Baltzer A, Sorrel P., Traini C. (2010)** – The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (Southern Brittany, Western France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 2, 115-128.
- Menier D., Tessier B., Dubois A., Goubert E., Sedrati M. (2011)** – Geomorphological and hydrodynamic forcing of sedimentary bedforms – Example of Gulf of Morbihan (South Brittany, Bay of Biscay). *Journal of Coastal Research* (Proceedings) SI 64, 1530-1534.
- Nordstrom K.F. (1980)** - Cyclic and seasonal beach response: a comparison of oceanside and bayside beaches. *Physical Geography* 1, 177-196.
- Özkan-Haller H.T., Vidal C., Losada I.J., Medina R., Losada M.A. (2001)** – Standing edge waves on a pocket beach. *J. Geophys. Res.* 106, C8, 16981-16996.
- Pian S. (2010)** - *Analyse multiscalaire et multifactorielle de l'évolution et du comportement géomorphologique des systèmes côtiers sud bretons*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 2, 477 p.
- Pian S., Menier D. (2011)** – The use of a geodatabase to carry out a multivariate analysis of coastline variations at various time and space scales. *Journal of coastal research* (Proceedings) SI 64, 1722-1726.
- Regnauld H., Louboutin R. (2002)** – Variability of sediment transport in beach and coastal dune environments, Brittany, France. *Sedimentary Geology* 150, 17-29.
- Regnauld H., Pirazzoli P.A., Morvan G., Ruz M. (2004)** – Impacts of storms and evolution of the coastline in western France. *Marine Geology* 210, 325-337.
- Shi B., Menier D., Lopez-Romero E., Regnauld H., Proust J.-N., Daire M.Y., Pian S. (2011)** – Integration of heritage loss into the assessment of the vulnerability of South Brittany coast (France): implications for coastal vulnerability analysis. *EspacesTemps.net*, Travaux, 05.01.2011.
- Short A. D. (2010)** – Role of geological inheritance in Australian beach morphodynamics. *Coastal Engineering* 57, 92-97.
- Storlazzi C.D., Field M.E. (2000)** – Sediment distribution and transport along a rocky, embayed coast: Monterey Peninsula and Carmel Bay, California. *Marine Geology* 170, 289-316.
- Storlazzi C.D., Jaffe B.E. (2002)** – Flow and sediment suspension events on the inner shelf of central California. *Marine Geology* 181, 195-213.
- Wright L.D. (1987)** – Shelf-surfzone coupling: diabathic shoreface transport. *Coastal Sediments '87, American Society of Civil Engineers* 1, 25-40.
- Wright L.D., Nielsen P., Short A., Green M. (1982)** – Morphodynamics of a macrotidal beach. *Marine Geology* 50, 97-127.

Wright L.D. (1980) – Beach cut in relation to surf zone morphodynamics. *Proceedings 17th International conference on Coastal Engineering*, ASCE, 978-996.

Wright L.D. (1982) – Field observations of long-period, surf-zone standing waves in relation to contrasting beach morphology. *Australian Journal of marine and Freshwater Research* 33, 181-201.

Wright L.D., Short A.D. (1984) – Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology* 56, 93-118.

Wright L.D., Short A.D., Green M.O. (1985) – Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: An empirical predictive model. *Marine geology* 62, 339-364.

Article soumis le 17 mars 2011, accepté le 19 novembre 2013.