



ue
U
B
O

université
de bretagne
occidentale

Pierre STÉPHAN
Bernard FICHAUT
Serge SUANEZ
Emmanuel BLAISE

Rapport sur le suivi morphosédi- mentaire du sillon de Talbert pour l'année 2011

Décembre 2011



INSTITUT
UNIVERSITAIRE
EUROPÉEN
DE LA MER



**SUIVI TOPO-MORPHOLOGIQUE DU SILLON DE TALBERT
(COMMUNE DE PLEUBIAN – PÉRIODE 2010-2011)**

**Pierre STEPHAN
Bernard FICHAUT
Serge SUANEZ
Emmanuel BLAISE**

Octobre 2011

COMMUNE DE PLEUBIAN (COTES D'ARMOR) ET CONSERVATOIRE DE L'ESPACE LITTORAL ET DES RIVAGES LACUSTRES



SUIVI TOPO-MORPHOLOGIQUE DU SILLON DE TALBERT (COMMUNE DE PLEUBIAN – PÉRIODE 2010-2011)

Maître d'oeuvre

GEOMER - UMR 6554 CNRS - Institut Universitaire Européen de
la Mer - Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané

Réalisation : Pierre STEPHAN

Stephan.pierre00@gmail.com

Direction scientifique : Serge SUANEZ et Bernard Fichaut

serge.suanez@univ-brest.fr, bernard.fichaut@univ-brest.fr



Introduction

La présente étude s'inscrit dans la continuité du suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert initié en 2003 à la demande de la commune de Pleubian et du Conservatoire du Littoral. L'objectif est d'analyser les modalités d'évolution de la flèche depuis l'enlèvement de l'enrochement en 2004 (Stéphan *et al.*, 2007, 2008, 2009 ; Fichaut *et al.*, 2010). Dans le cadre de ce rapport, nous présentons les principaux changements morphologiques survenus entre les levés topographiques effectués aux mois de septembre 2010 et septembre 2011 à l'échelle du Sillon.

La méthode que nous avons employée pour reconstituer la topographie de l'estran respecte le protocole de mesure détaillé dans nos précédents rapports. Elle s'appuie sur l'acquisition de mesures topographiques au DGPS (type Trimble) à partir d'une station fixe installée sur la borne IGN située sur le sémaphore de Créac'h Maout, dont les coordonnées géodésiques sont accessibles sur le site de l'IGN (www.ign.fr/ rubrique *Géodésie*).

Du 20 au 24 septembre 2010, nous avons effectué un relevé topographique intégral du Sillon, depuis la plage située à l'ouest de l'épi du Chouk, jusqu'à l'extrémité de la flèche. A cette occasion, 13653 points ont été relevés (fig. 1). Les points invariables (au nombre de 4142) ont été ajoutés afin de construire le modèle numérique (fig. 2) et d'effectuer le bilan morpho-sédimentaire annuel (fig. 3). Le modèle numérique a été réalisé selon le principe du Krigeage avec intégration de lignes de rupture de pente. 405 lignes de rupture de pente ont été levées sur le terrain et intégrées au modèle numérique.

1- Rappel des modifications morphologiques depuis la tempête de mars 2008

Lors de la tempête « Johanna » du 10 mars 2008 toute la partie médiane du Sillon comprise entre les dunes à l'ouest, et la spatule à l'est, avait été submergée. Cette section s'était abaissée en moyenne de 1,5 m et localement l'altitude de la crête dépassait à peine le niveau des plus hautes mers de coefficient 95 à 100 (fig.4E). Près de 100 000 m³ de galets avaient été déversés sur le revers du cordon dont la base avait reculé en moyenne de 10 m et localement de 20 m (fig. 5E). Un tel abaissement du cordon laissait craindre son étalement en cas d'apparition d'une nouvelle forte tempête. Aucun événement de ce type ne s'est produit entre mars 2008 et septembre 2011.

Les relevés effectués depuis cette tempête ont montré que la crête n'a cessé de s'exhausser au cours des 4 dernières années (fig. 4F à 4I), cet exhaussement variant de 20 cm à plus de 1,5 m, le maximum étant atteint dans les secteurs qui avaient été les plus abaissés en mars 2008. Localement même, l'altitude de la crête en septembre 2009 dépassait la hauteur qu'elle avait avant la tempête (fig. 6). A cette date, l'altitude du cordon dépassait partout 11 m cote marine, niveau correspondant aux plus hautes mers astronomiques (coefficient 120). La partie encore la plus surbaissée du Sillon restait la partie médiane entre les profils 15 et 50.

Entre les mois de septembre 2009 et septembre 2010, les principaux changements intervenus durant la période de l'étude se sont produits lors de la tempête de fin mars 2010. Si les vagues ont atteint, à cette occasion, la crête en de nombreux endroits du cordon, la tempête a été globalement constructive. Le recul s'est limité à la zone comprise entre les profils 45 et 55. Partout ailleurs, la crête s'est exhaussée sous l'action d'un phénomène connu en géomorphologie littorale sous l'appellation d'*overtopping*. La figure 7 illustre ce phénomène par un schéma théorique. Les jets de rive des déferlements atteignent tout juste le sommet de l'accumulation, y déposent des galets qui ne sont pas repris par le retrait de la vague, l'essentiel de cette dernière s'infiltrant dans la masse de galets. La comparaison des situations relevées en septembre 2008 et en septembre 2011 au niveau du profil P075 montre la reconstruction de la crête entre ces deux dates (fig. 7). La majeure partie du matériel érodée sur la face exposée du cordon est donc remontée vers le sommet. Les volumes restants ont été transportés le long du cordon en direction de la spatule. Une partie de ce matériel a été redistribué sur le revers de la spatule, une autre partie est venue engraisser le lobe de jusant. Enfin, les relevés ont montré une accrétion sédimentaire importante entre les 3 ados artificiels et le revers du cordon. Les sables soufflés par le vent (transit éolien) ont été partiellement piégés entre les ados 1 et 2. Un colmatage vaseux a été mesuré à proximité de l'ados 3 et s'explique par un ralentissement des courants de marée dans ce secteur.

2- Evolution morphologique entre septembre 2010 et septembre 2011

3-1- Caractéristiques de l'évolution morpho-sédimentaire (fig. 9)

1 : Dans les parties médiane et distale, toute la face exposée du Sillon a été érodée et a perdu environ 7 750 m³ de sédiments.

2 : Une grande partie de ce qui a été érodé sur la face exposée (entre 60 et 70 %) a été transféré sur le sommet du cordon entre l'extrémité de la dune à l'ouest et la spatule à l'est. Le sommet s'est engraisé de plus de 5 000 m³ (fig. 9) et s'est élevé localement de plusieurs décimètres (fig 41).

3 : Localement, entre les profils 45 et 55 (c'est-à-dire entre l'ados n° 3 et l'Île Blanche), les galets ont franchi le sommet du cordon et se sont déversés sur le revers dont la base a reculé de 0,6 à 3,1 m (fig. 51).

4 : Du profil 55 à la base de la spatule, le revers a reculé de quelques décimètres seulement en quelques points précis du cordon (fig. 51).

5 : Une partie de ce qui a été érodé sur la face exposée du Sillon (entre 30 et 40%) a été transférée vers l'extrémité du Sillon par la dérive de plage (fig. 9). Ce transit est estimé à 2 750 m³, soit un déplacement d'environ 2,5 m³/m.l./an (m³ par mètre linéaire et par an). Ce matériel a été redistribué sur le revers de la spatule (fig. 9).

6 : Le revers de la spatule s'est engraisé d'environ 5000 m³ de galets dans sa partie sud (fig. 9). Ce matériel provient de la face exposée du cordon (2750 m³) et de l'érosion de la spatule elle-même dans sa partie nord (2000 m³).

7 : Parallèlement, la pointe du Sillon a été érodée et le matériel enlevé est venu engraisser le lobe de jusant (1250 m³).

8 : Des formes rythmiques (sinuosités) se sont développées sur le revers du cordon où alternent portions en érosion et portions en accrétion (fig. 3). Cela traduit un transit sédimentaire vers le sud-ouest dont la vitesse est estimée entre 1,4 et 3,2 m³/m.l./an selon les secteurs (fig. 9).

9 : En avant des ados n° 1 et 2, la crête du cordon s'est exhaussée de 30 à 40 cm et la dune s'est engraisée (+1500 m³) par le biais d'apports éoliens en provenance du haut de plage. Ce dernier correspond à la zone de départ des sables soufflés par le vent et a connu une érosion estimée à 1300 m³.

10 : Le comblement sableux et vaseux de la zone comprise entre les ados n° 1 et 2 et le revers du cordon s'est poursuivi. Dans ce secteur, le revers est également affecté par un transit sédimentaire en direction du sud-ouest estimé à 1,25 m³/m.l./an.

11 : Sur la plage du Chouck, les transferts sédimentaires sont uniquement transversaux. Au cours de la période d'étude, le sable a eu tendance à migrer du haut vers le bas de l'estran qui s'est engraisé. A l'enracinement du Sillon, la portion de dune qui a vu l'enlèvement de certains blocks en enrochement en 2009 s'est engraisée (+350 m³). La reconquête du versant dunaire par la végétation pionnière a permis un bon piégeage du transit éolien.

3-2- Interprétation de l'évolution morpho-sédimentaire de septembre 2009 à septembre 2010

D'une manière générale, les mesures topo-morphologiques mettent en évidence une évolution de faible ampleur qui s'explique par l'absence d'épisodes morphogènes durant la période d'observation. Les changements relevés entre les mois de septembre 2010 et septembre 2011 sont caractéristiques du fonctionnement du Sillon de Talbert lors des phases de calme morphogénique.

Dans sa quasi-totalité, le cordon a montré une grande stabilité (fig. 51). Le recul concerne uniquement la portion d'environ 300 m, comprise entre les profils 45 et 55 où les réajustements morphosédimentaires sont toujours en cours depuis la suppression, en octobre 2004, des enrochements frontaux installés dans les années 1970. Cette portion de cordon était la seule à encore bénéficier en 2004 de la protection qu'offraient les enrochements contre l'action des vagues. Alors que le reste du Sillon de Talbert poursuivait son recul, que les enrochements se trouvaient à mi-hauteur entre la base et le sommet du cordon et qu'ils ne jouaient plus aucun rôle protecteur, cette zone restait encore accolée à l'ouvrage (fig. 10). Au début des années 2000, les enrochements se situaient donc toujours à leur position d'origine, c'est-à-dire au sommet du cordon et ils empêchaient le déversement des galets sur le revers lors des épisodes de franchissement. Depuis leur enlèvement, ce secteur connaît un recul continu et ne fait que « rattraper le retard pris sur le reste du Sillon » pour lequel le recul n'est que de quelques centimètres entre les mois de septembre 2010 et septembre 2011. Il est tout simplement lié au fait que des galets descendent sur le revers du cordon du fait de sa très forte pente.

En l'absence d'épisodes morphogènes, les transits sédimentaires transversaux ont favorisé la remontée du matériel vers le sommet du cordon et un exhaussement généralisé de la crête. Dans la partie proximale, où le cordon est essentiellement sableux, les sédiments du haut de plage ont été soufflés par le vent et ont été piégés par la végétation dunaire et par le réseau de ganivelles (fig. 11). Le transit éolien résiduel (que le couvert végétal n'a pas réussi à maintenir) s'est déposé dans la zone d'abri entre le revers du cordon et les ados artificiels n° 1 et 2. La dune s'est donc engraisée et consolidée. Dans les parties médiane et distale

où les galets sont en plus grande proportion, le déferlement des vagues a permis la remontée du matériel grossier, depuis la plage vers le sommet du cordon, selon le processus d'*overtopping* (fig. 7). La crête s'est donc exhaussée, le cordon présentant un profil général de plus en plus redressé et devenant de moins en moins susceptible de subir un franchissement par les vagues de tempête.

Durant la période d'étude, les transits longitudinaux (également appelés « dérive de plage ») ont été conformes à la normale. Sur la face exposée du cordon, l'obliquité des vagues au déferlement a donné naissance à une dérive en direction de la spatule (fig. 9). En moyenne, cette dérive est relativement faible. Elle a été estimée à 3700 m³/an entre 1952 et 2006 (Stéphan, 2008). Toutefois, ce déplacement des sédiments prélève les parties proximale et médiane (à l'exception de la plage du Chouck dont le matériel est bloqué par l'épi) d'un volume de sédiment non négligeable et les rend ainsi plus vulnérables. Entre les mois de septembre 2010 et de septembre 2011, le volume de galets déplacé vers la pointe du Sillon est d'environ 2750 m³, soit une quantité moins importante que la normale, probablement en raison de conditions hydrodynamiques plus calmes durant cette période. La moitié sud du Sillon alimente ainsi la moitié nord. Cette tendance naturelle au grignotage est appelée « cannibalisation ». Une fois à la l'extrémité de la flèche, les mesures ont montré que le matériel est repris par les houles qui contournent la pointe et les sédiments sont redistribués sur le revers de la spatule (fig. 9).

Sur le revers, un transit longitudinal inverse, dirigé vers la racine, a été généré par les houles secondaires en provenance du nord-est (fig. 9). Ici, le déplacement des sédiments s'effectuent à pleine mer, lorsque la profondeur d'eau est suffisante pour que les vagues puissent déferler et, par la même, déplacer les galets dans le sens du transit. Ce transit sédimentaire se traduit par le développement de formes rythmiques (sinuosités) sur les parties hautes du revers (fig. 12). Précédemment, le suivi topo-morphologique effectué entre 2006 et 2007 avait montré que ces formes tendaient à s'accroître dans le temps. Les concavités se creusent et conduisent à un amincissement de la crête du cordon par endroit, favorisant l'ouverture de brèche lors des tempêtes, comme ce fut le cas durant l'hiver 2006-2007.

6- Conclusion et perspectives

En définitive, la tendance reste toujours la même depuis la tempête du 10 mars 2008. Après cet épisode qui avait entraîné un recul et un abaissement très marqués du Sillon, et en l'absence de nouvel événement météo-marin paroxysmique, le Sillon poursuit son exhaussement graduel (fig. 4) et retrouve une altitude proche de celle qui précédait la tempête (fig. 6). Entre les profils 80 et 85, là où l'abaissement du cordon a été le plus spectaculaire lors de la tempête Johanna puisqu'il avait perdu 2 m de hauteur, le sommet s'est exhaussé de 1,5 m entre 2008 et 2011. Ponctuellement, autours des profils 30 ou 55, la crête est même plus élevée aujourd'hui qu'elle ne l'était en 2007 (fig. 6). Tout comme l'année dernière, le risque de submersion du cordon a donc encore diminué cette année. Les conclusions sont similaires à celles du précédent rapport : le réajustement morfo-sédimentaire amorcé immédiatement après la tempête Johanna de mars 2008 s'est poursuivi.

L'engraissement de la dune sommitale, entre les profils 5 et 20, est un élément positif qui traduit une tendance à la consolidation du cordon. Rappelons qu'en 2004, ce secteur était l'un des plus fragile du Sillon et que deux larges brèches avaient été artificiellement colmatées lors des travaux de concassage des enrochements. La pose et l'entretien des ganivelles y sont certainement pour beaucoup (fig. 11). Ce type d'opération mérite donc d'être poursuivi afin de permettre un bon piégeage des transits éoliens au sommet du cordon.

Références bibliographiques

Fichaut B., Suanez S., Stéphan P., (2010) – Rapport sur le suivi morphosédimentaire du Sillon de Talbert pour l'année 2010, décembre 2010, 16 p.

Stephan P., Fichaut, B., Suanez, S. (2007) – Rapport d'activité sur le suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert (Commune de Pleubian), 19 p.

Stephan P., Fichaut, B., Suanez, S. (2008) – Deuxième rapport d'activité sur le suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert (Commune de Pleubian - Période 2007-2008), 12 p.

Stephan P., Fichaut, B., Suanez, S. (2009) – Suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert (Commune de Pleubian - Période 2008-2009), 10 p.

Stéphan, P. (2008) – *Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible*, Thèse de doctorat de Géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 558 p.

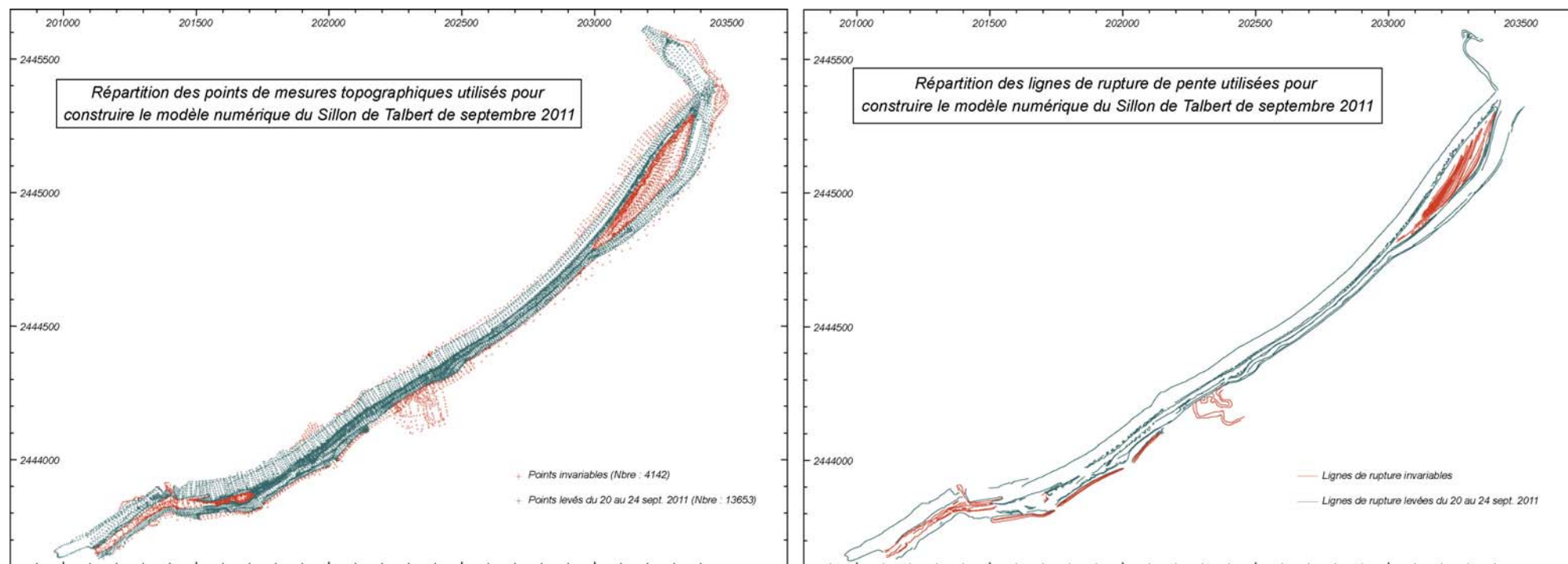


Figure 1 : Données topographiques utilisées pour construire le modèle de terrain de septembre 2011 sur le Sillon de Talbert..

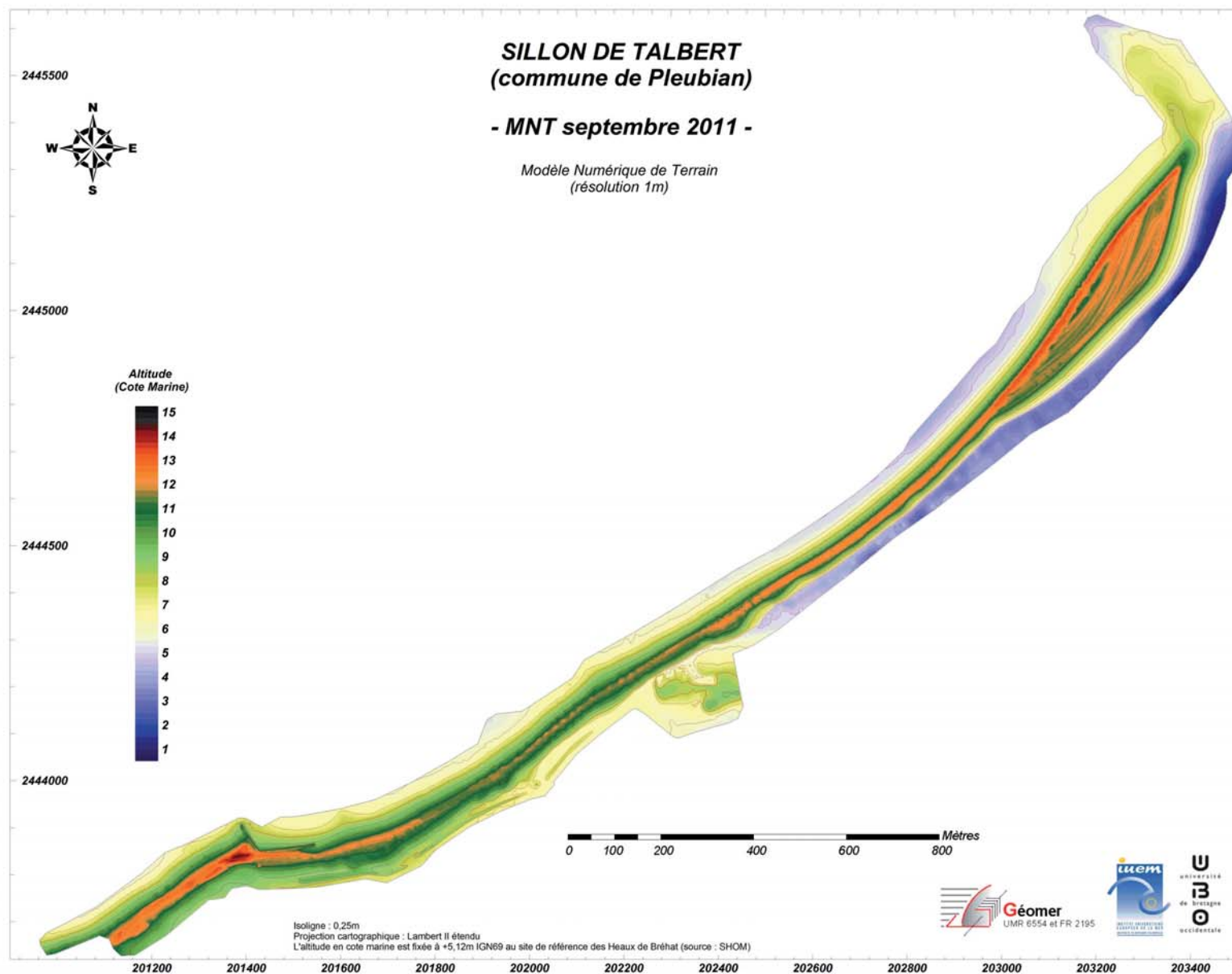


Figure 2 : Modèle Numérique de Terrain du Sillon de Talbert en septembre 2011.

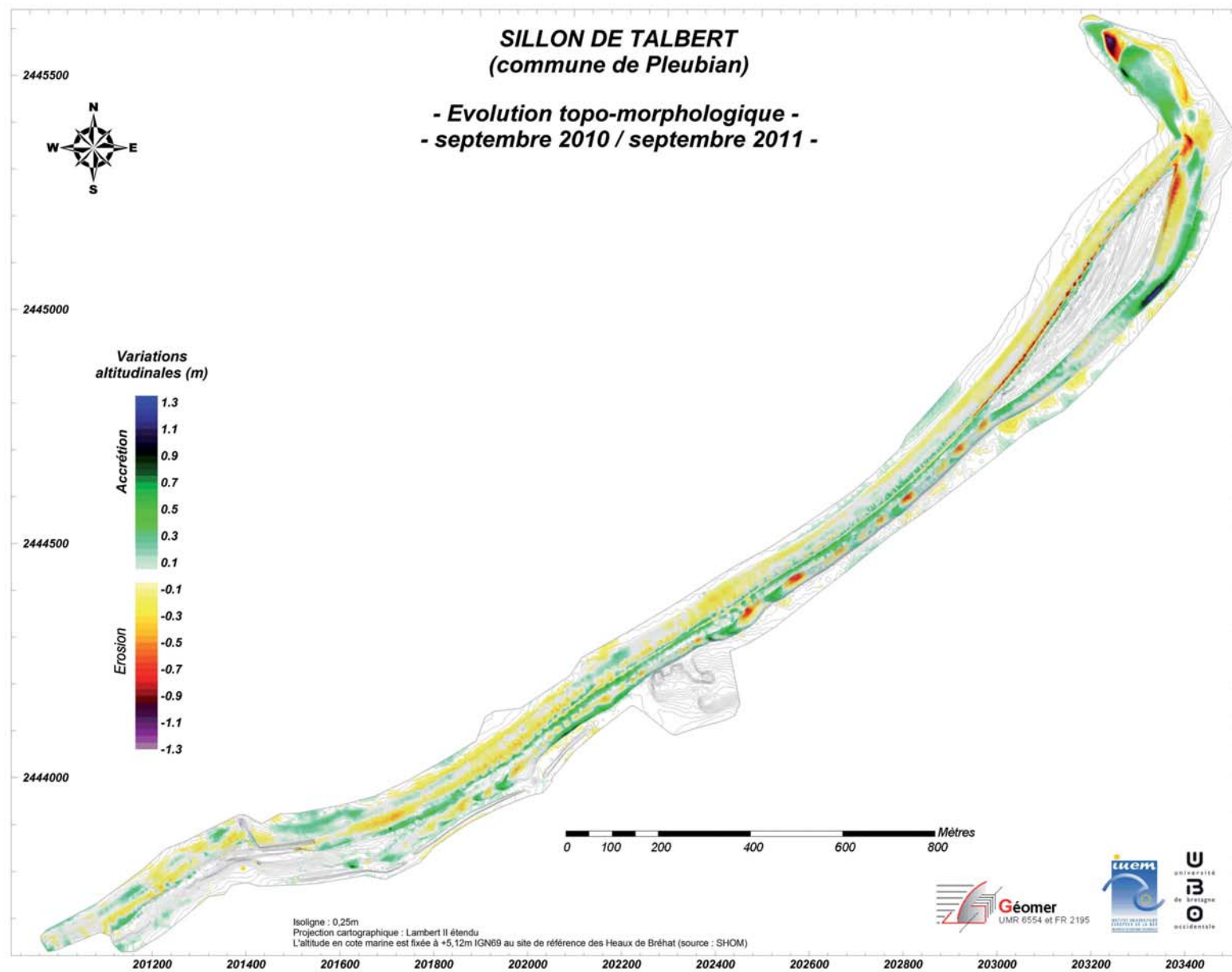


Figure 3 : Evolution topo-morphologique du Sillon de Talbert entre septembre 2010 et septembre 2011.

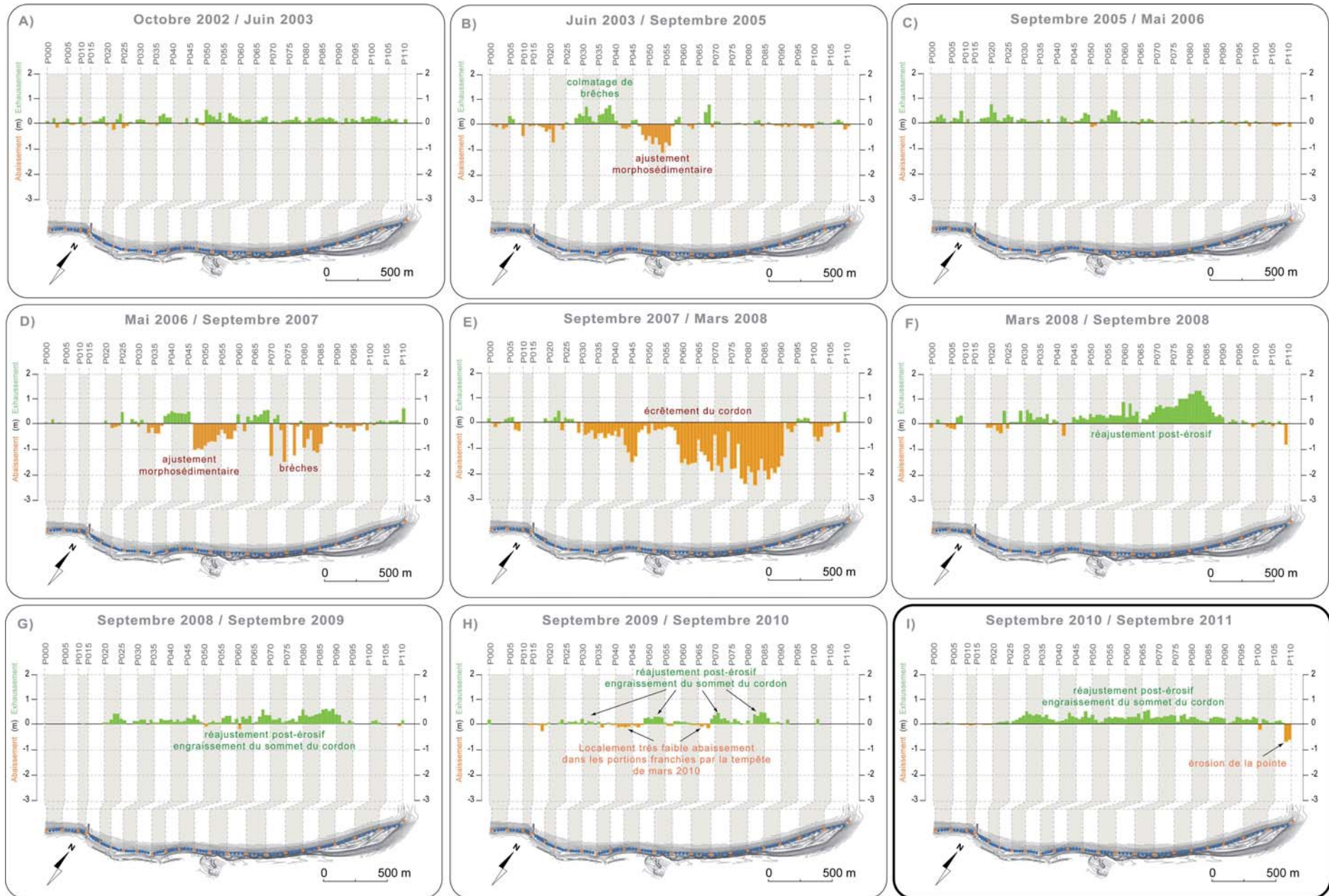


Figure 4 : Exhaussement et/ou abaissement de la crête du Sillon de Talbert entre 2002 et 2011.

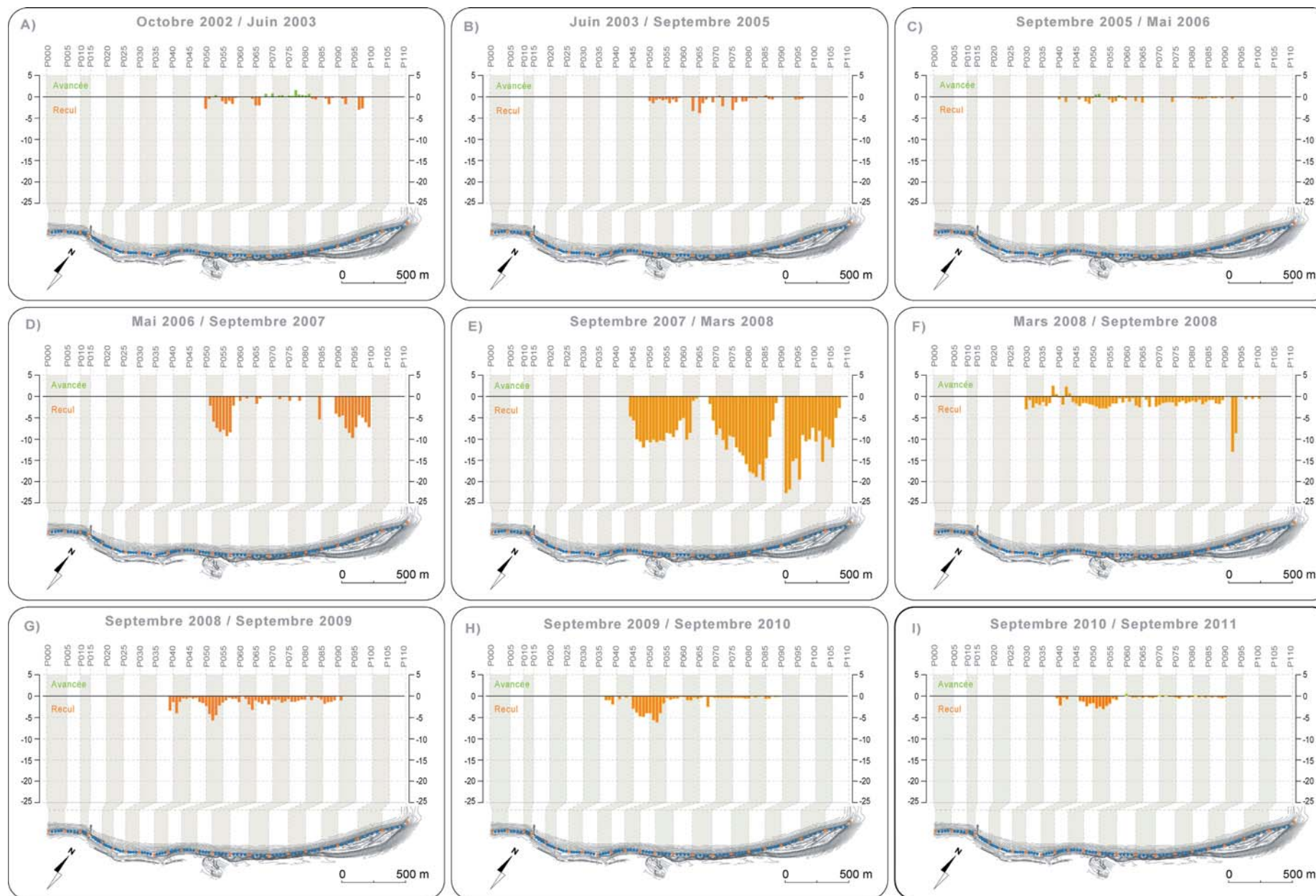


Figure 5 : Recul de la base du revers du Sillon de Talbert entre 2002 et 2011.

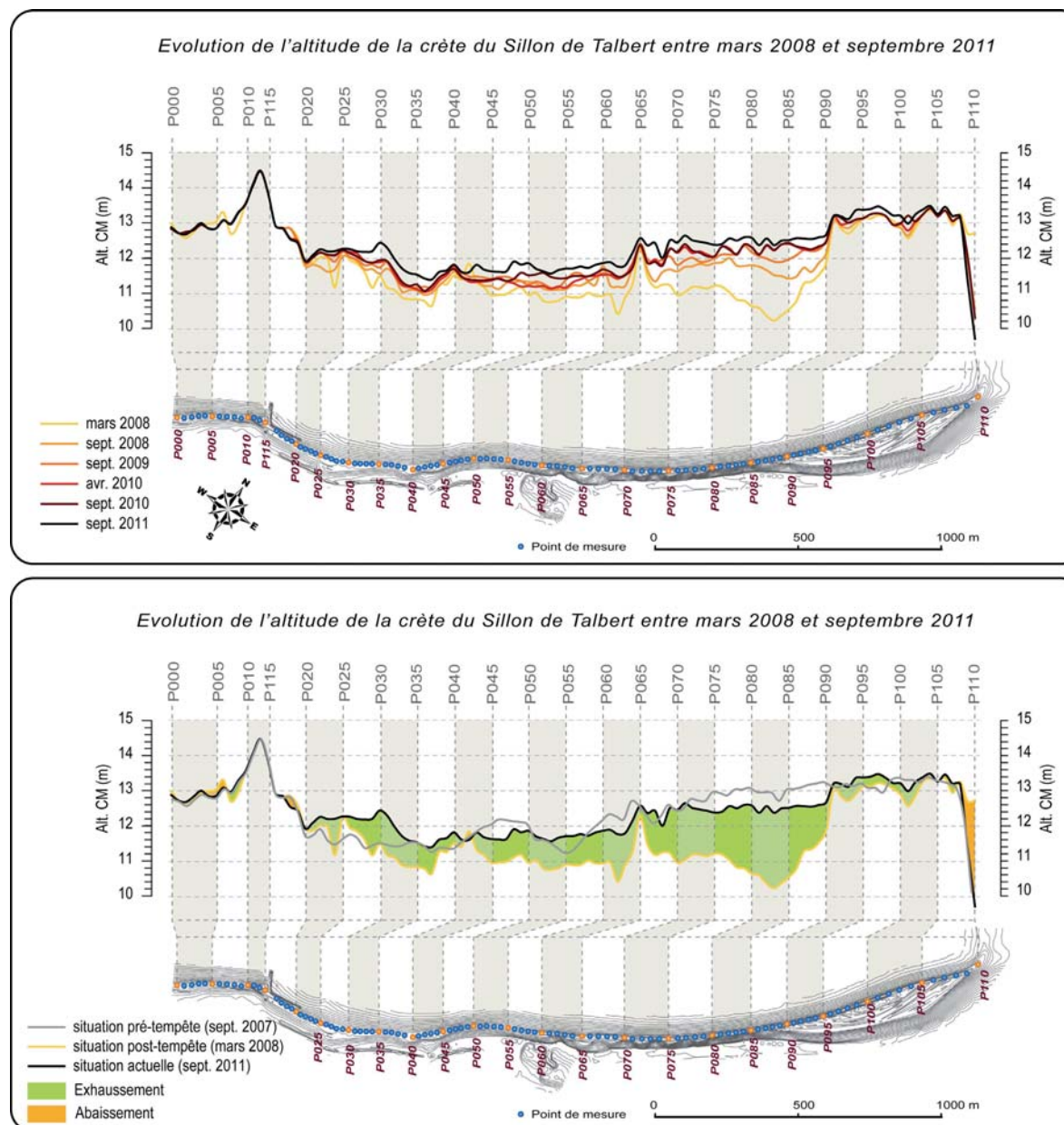


Figure 6 : Variations de l'altitude de la crête du Sillon de Talbert depuis la tempête du 10 mars 2008.

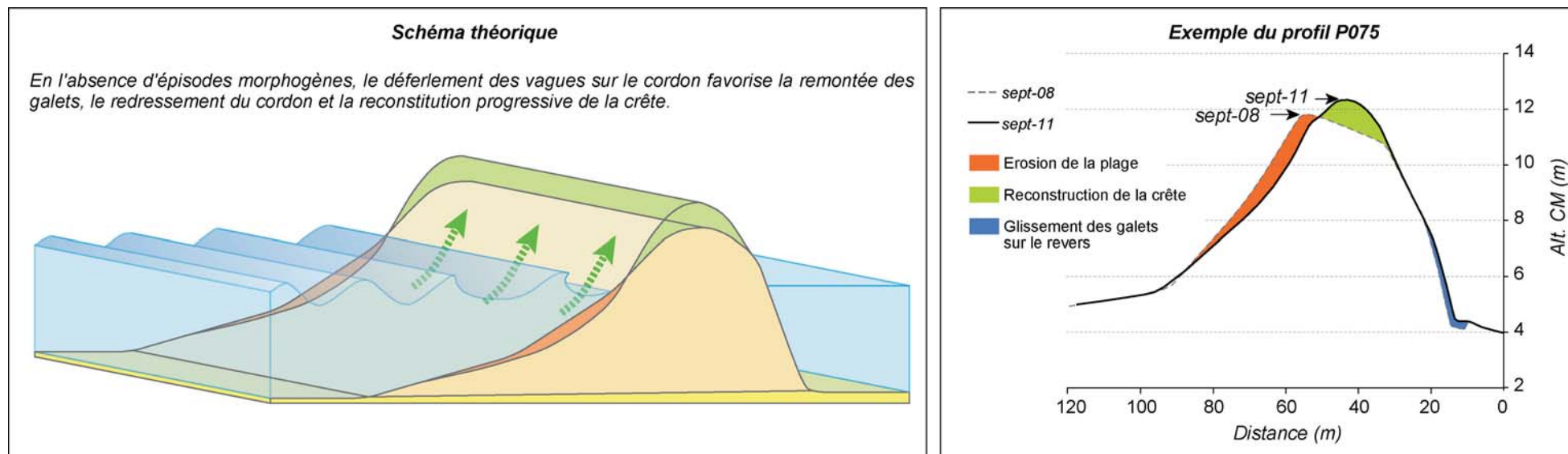


Figure 7 : Schéma théorique du phénomène d'overlapping sur les cordons de galets et illustration par le profil P075 sur le Sillon de Talbert entre septembre 2008 et septembre 2011.

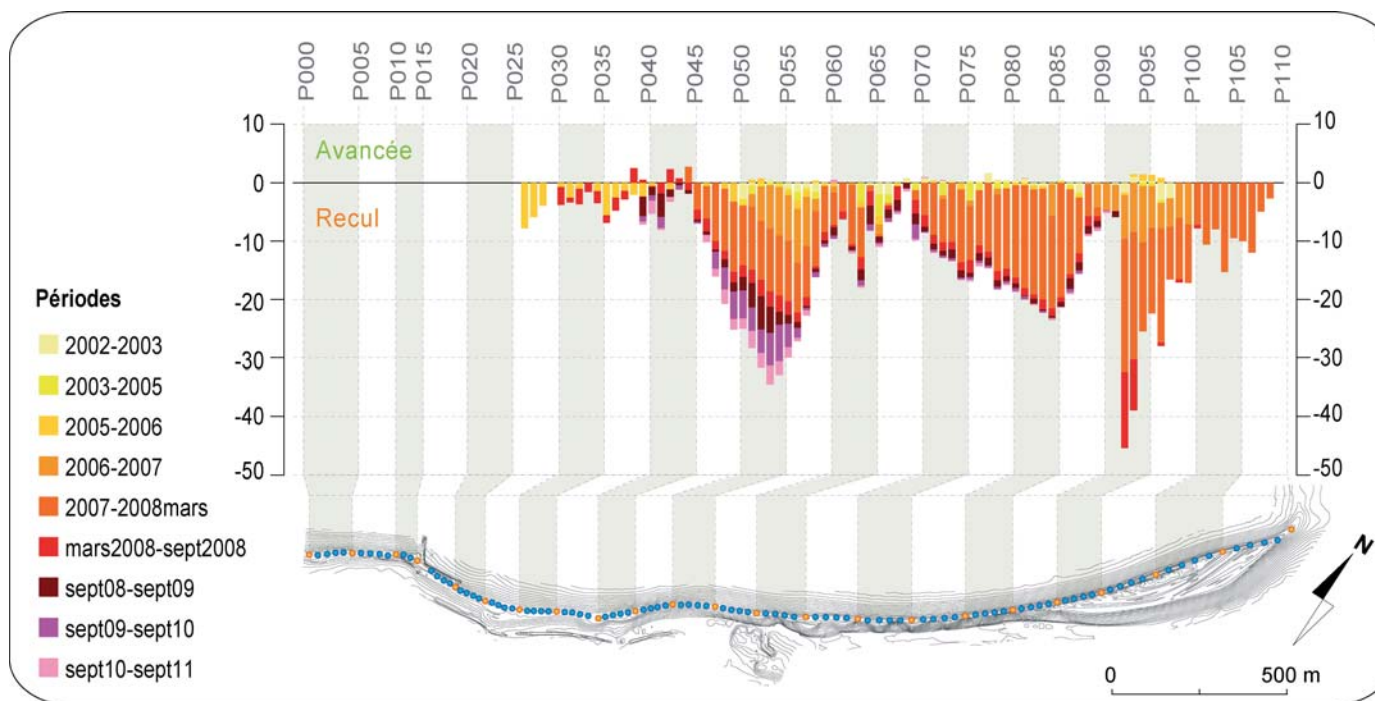
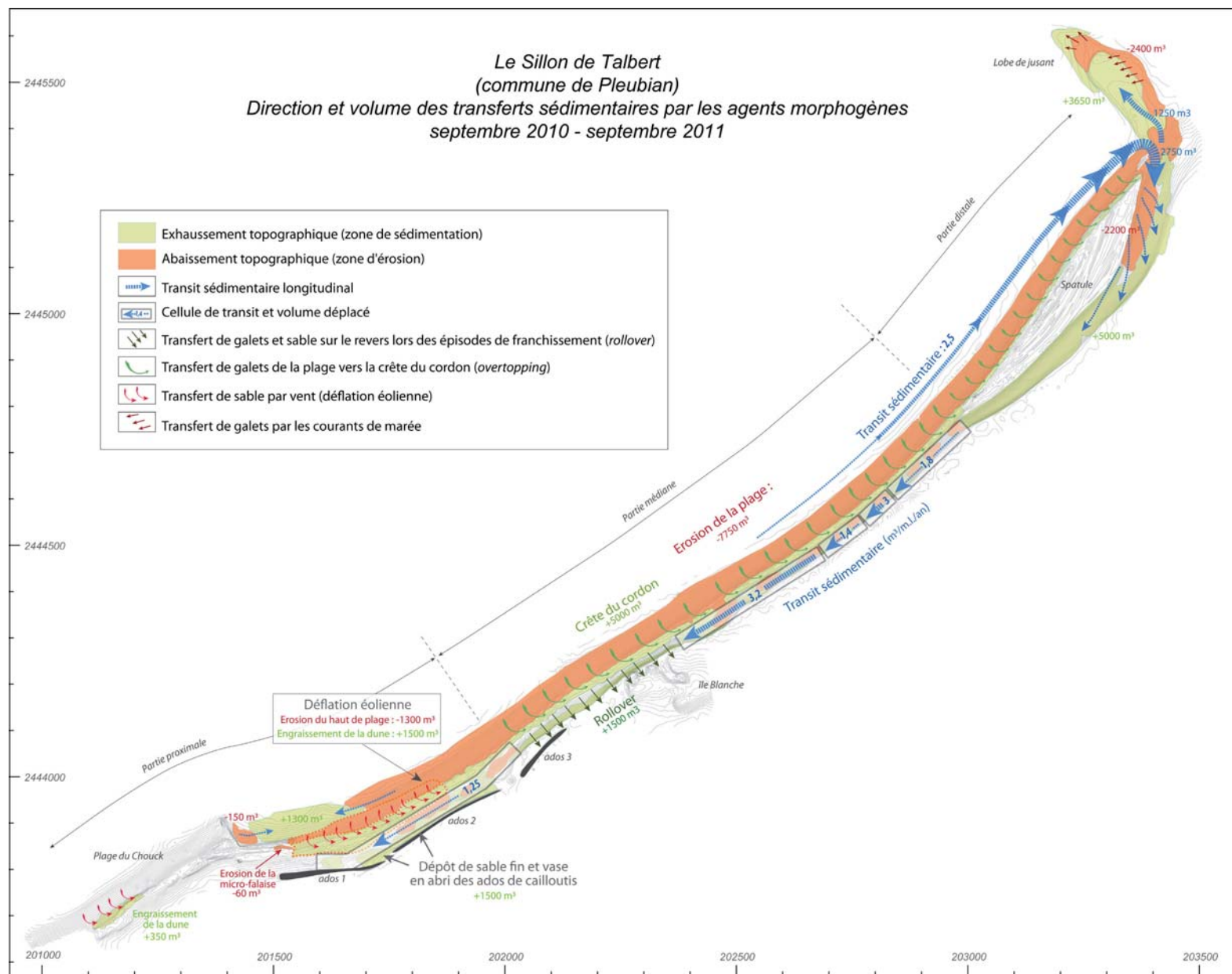


Figure 8 : Recul cumulé de la base du revers du Sillon de Talbert de 2002 à 2011 par période d'observation.



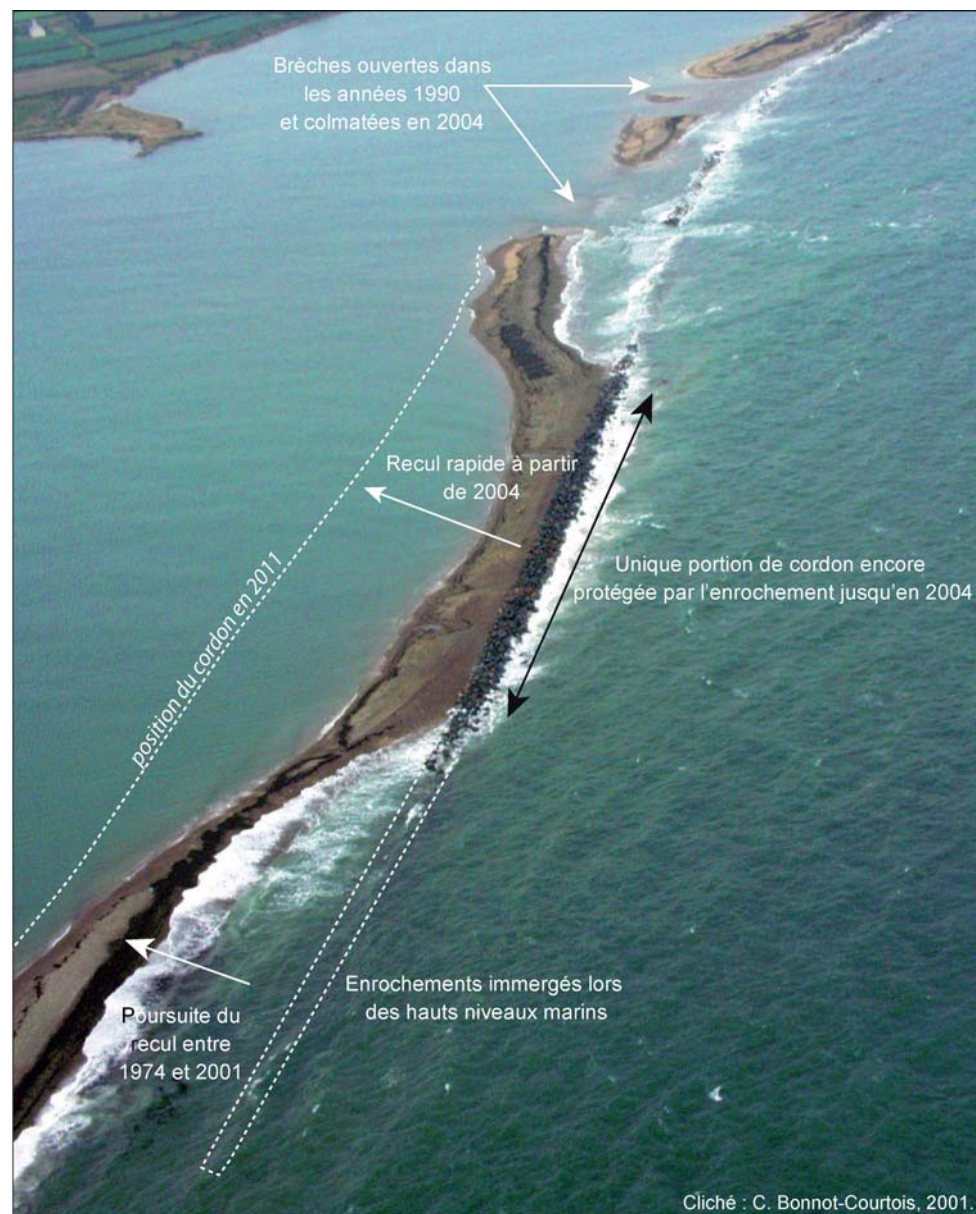


Figure 10 : Vue aérienne d'une partie du Sillon de Talbert lors d'une tempête en septembre 2001.



Figure 11 : Piégeage des transits éoliens par le réseau de ganivelles et reconstitution de la végétation dunaire dans la partie proximale du Sillon de Talbert.



Figure 12 : Formes rythmiques se développant sur le revers du Sillon de Talbert, dans la partie médiane soumise à un transit sédimentaire dirigé vers le sud-ouest. En 2006 (cliché de gauche), ces formes sont bien développées et favoriseront l'ouverture de brèches dans la crête lors des tempêtes de l'hiver 2006-2007. En mars 2008, la tempête Johanna fait reculer le cordon et gomme ces formes sur le revers. En 2011, les sinuosités réapparaissent (cliché de droite).