



UBO

université
de Bretagne
occidentale

Pierre STÉPHAN
Bernard FICHAUT
Serge SUANEZ
Jérôme AMMANN
Isabel TARDIEU
Dorothee JAMES
Antoine MURY
Julien HOURON

Rapport sur le suivi morphosédi- mentaire du sillon de Talbert pour l'année 2018

Février 2019



INSTITUT
UNIVERSITAIRE
EUROPÉEN
DE LA MER



février 2019

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



***Suivi morphologique du Sillon de Talbert pour l'année 2018
(Commune de Pleubian – Période d'octobre 2017 à septembre 2018)***



Maître d'œuvre

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

Réalisation : Pierre STÉPHAN, Bernard FICHAUT, Serge SUANEZ, Jérôme AMMANN, Isabel TARDIEU, Dorothée JAMES, Antoine MURY, Julien HOURON
pierre.stephan@univ-brest.fr; bernard.fichaut@univ-brest.fr ; serge.suanez@univ-brest.fr

Direction scientifique : Pierre Stéphan, Serge Suanez et Bernard Fichaut
pierre.stephan@univ-brest.fr ; serge.suanez@univ-brest.fr ; bernard.fichaut@univ-brest.fr

1-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, 2011, 2012, 2015 ; Fichaut *et al.*, 2010, 2013, 2017). Dans le cadre de ce rapport, nous présentons les principaux changements morphologiques survenus entre les levés topographiques effectués aux mois de septembre 2017 et septembre 2018 à l'échelle du Sillon.

La méthode que nous avons employée pour reconstituer la topographie de l'estran respecte en partie le protocole de mesure détaillé dans nos précédents rapports. Elle s'appuie sur l'acquisition de mesures topographiques au DGPS (type TopCon HiperV) 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](http://www.ign.fr/rubrique/Géodésie)). L'altitude de cette borne a été revue à partir d'un procédé de post-traitement des données GPS et se situe à 42,81 m NGF.

Ce rapport fait suite à l'ouverture, en mars 2018, d'une brèche dans la partie proximale du Sillon, à l'emplacement de l'ancienne zone appelée « taille de guêpe ». A partir du mois de mars 2018, il a donc été décidé de réaliser un suivi de ce secteur à une fréquence plus importante (environ un levé topographique tous les deux mois) afin de suivre au plus près les changements morphologiques dans ce secteur. Nous avons donc opté pour une méthode impliquant le survol de la zone au drone et l'acquisition d'images aériennes.

Enfin, un travail important a été réalisé au cours de l'année 2018 à travers la rédaction d'un article scientifique paru dans la revue *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement* (Annexe 1). Dans cette publication, nous avons approfondi l'analyse des conditions météo-marines expliquant l'évolution du Sillon de Talbert sur la période 2002-2018. Les suivis topographiques réalisés le long des différents profils, ainsi que les mesures de pressions réalisées à l'aide du capteur OSSI ont également été traitées. Ces données apportent des informations inédites sur les conditions de vagues au plus près du Sillon. Puisqu'ils sont consignés sous la forme d'un article scientifique en Annexe 1, les données concernant le suivi du Sillon par profils ne seront pas détaillées davantage dans ce rapport.

2-Méthodologie des relevés

2.1- Source des données utilisées pour le relevé de septembre 2018

Trois semis de points topographiques ont été utilisés pour produire le Modèle Numérique de Terrain de septembre 2018 (fig. 1) :

1- un semis de points « invariables » relevés au DGPS lors des précédentes campagnes de mesures et que nous avons réutilisé dans les secteurs qui n'ont pas enregistré de changements morphologiques perceptibles ;

2- un semis de points relevés au mois de septembre 2018 à l'aide d'un DGPS sur les secteurs mobiles du sillon que nous détaillons dans le point 2.2.

3- un semis de points « invariables » qui couvre les estrans et zones terrestres environnants le Sillon a été ajouté pour améliorer les aspects de visualisation du MNT. Ce semis de point est issu d'un relevé LIDAR réalisé en octobre 2002.

La topographie a été modélisée sous le logiciel Surfer 10 en utilisant le krigeage comme modèle d'interpolation avec intégration des lignes de rupture de pente. La topographie du mois de septembre 2018 (fig.2A) a ensuite été comparée à celle de septembre 2017 afin d'effectuer le bilan morpho-sédimentaire de l'année (fig.2B).

2.2. Les relevés au DGPS

Les relevés au DGPS (modèle TopCon Hyper-V) ont été réalisés du 10 au 14 septembre 2018 à partir d'une station fixe et de 4 mobiles fonctionnant simultanément. Un total de 19118 points de mesure ont été relevés sur le terrain de cette façon (fig. 1). 260 lignes de rupture de pente ont également été relevées sur le terrain afin d'être intégrées aux modélisations numériques. Un ensemble de 11323 points « invariables » relevés au cours des précédentes années au DGPS ont été ajoutés, ainsi que 67 lignes de ruptures de pente « fixes ».

2.3. Le suivi de la brèche entre mars 2018 et février 2019

A partir du mois de mars 2018, nous avons amorcé un suivi topo-morphologique de la brèche formée dans le Sillon, en utilisant une méthode basée sur des survols aériens au drone ou au cerf-volant. Un total de 7 survols a été effectué entre mars 2018 et février 2019 (Tableau 1). Le détail des traitements photogrammétriques sont fournis en Annexe 2.

Notons que cette méthode avait déjà été employée au cours de l'année 2016 pour relever la totalité du Sillon de Talbert. Dans nos précédents rapports, nous avons insisté sur les erreurs significatives liées à ce type de mesures, en particulier lorsqu'elles portent sur de très grandes superficies (Stéphan *et al.*, 2016 ; Fichaut *et al.*, 2017). Dans le cas présent, la zone couverte est circonscrite à un petit périmètre centré sur la brèche, minimisant les erreurs éventuelles. Néanmoins, nous avons pris soins de mesurer systématiquement cette erreur lors des campagnes de mesure. Les altitudes reconstruites par photogrammétrie ont alors été comparées aux altitudes mesurées au DGPS. Les résultats indiquent que les erreurs sont inférieures à ± 2 cm en X, Y et Z.

Date	Technologie	matériel utilisé	Précision horizontale	Précision verticale	Superficie couverte (km ²)	Nombre de points topographiques acquis sur le terrain	Nombre de points topographiques utilisés pour générer le MNT	Résolution du MNT (m)
4-7 sept 2017	DGPS	TopCon Hyper V	+/- 0.07 m	+/- 0.03 m	0,33	14 773	131 942	1
07-mars-18	Survol cerf-volant		+/- 0.02 m	+/- 0.02 m	0.061	>10 ⁸	>10 ⁸	0.0106
22-mars-18	drone	Phantom 4 pro	+/- 0.02 m	+/- 0.02 m	0.048	>10 ⁸	>10 ⁸	0.0124
17-avr-18	Survol cerf-volant		+/- 0.02 m	+/- 0.02 m	0.096	>10 ⁸	>10 ⁸	0.0130
17-juil-18	drone	Phantom 4 pro	+/- 0.02 m	+/- 0.02 m	0.115	>10 ⁸	>10 ⁸	0.0128
13-sept-18	drone	Phantom 4 pro	+/- 0.02 m	+/- 0.02 m	0.116	>10 ⁸	>10 ⁸	0.0135
21-nov-18	drone	Phantom 4 pro	+/- 0.02 m	+/- 0.02 m	0.129	>10 ⁸	>10 ⁸	0.0131
05-févr-19	drone	Phantom 4 pro	+/- 0.02 m	+/- 0.02 m	0.129	>10 ⁸	>10 ⁸	0.0131

Tableau 1 : Inventaire des campagnes de mesures topo-morphologiques réalisées dans le secteur de la brèche entre septembre 2017 et février 2019.

3- Evolutions morphologiques du Sillon dans son ensemble, entre septembre 2017 et septembre 2018

3.1. Vue d'ensemble

Les changements morphologiques mesurés sur le Sillon de Talbert entre septembre 2017 et septembre 2018 traduisent une évolution en deux temps, comme c'est souvent le cas à l'issue d'hivers tempétueux suivis de périodes relativement calmes.

Une première phase, probablement lors de la tempête Eleanor du 5 janvier 2018, a causé un franchissement de la crête par de fortes vagues et, par endroit, un déversement massif des sédiments sur le revers. L'analyse conjointe des conditions de vagues et de marée dans ce secteur du Trégor indique que ce sont les quelques jours qui ont précédé la tempête Eleanor qui ont été les plus érosifs. En effet, les plus fortes houles ont été observées lors des pleines-mers de vive eau des 3 et 4 janvier 2018. Le 3 janvier 2018, la hauteur significative des vagues au large du Sillon était de 5.61 m au moment de la pleine mer. Le flux énergétique des vagues (la capacité des vagues à déplacer les sédiments de la crête) a été l'un des plus importants de ces 15 dernières années (Suanez *et al.*, 2018). Là où la crête n'a pas été franchie, elle a néanmoins subi une érosion. L'ampleur de cette érosion est restée relativement limitée, en tout cas sans commune mesure avec les épisodes morphogènes de mars 2008 (tempête Johanna), de l'hiver 2013-2014 (tempête Anne) ou de février 2016 (tempête Imogen). Ainsi, le Sillon n'a pas subi d'écrêtement spectaculaire. Cela s'explique par le fait que cet épisode est survenu alors que la crête du Sillon était déjà particulièrement basse. En effet, ces dernières années ont été marquées par de nombreux épisodes de franchissement et le cordon n'a pas eu le temps de récupérer. Néanmoins, il faut souligner l'importance des volumes qui ont été érodés sur la plage et déversés sur le revers (entre 30 et 40.000 m³).

Une seconde phase est venue partiellement gommer la signature érosive de l'hiver et s'est traduit par un redressement du profil du cordon, par la formation localisée d'une berme et, dans quelques secteurs spécifiques, par l'accumulation de matériel au sommet du cordon où la crête a connu un exhaussement.

Enfin, l'événement marquant de cette période est la rupture du Sillon dans sa partie proximale. Comme nous l'annoncions dans notre précédent rapport (Stéphan *et al.*, 2018a) et dans une publication récente (Stéphan *et al.*, 2018b), le secteur de la taille de guêpe était en voie de rupture et on pouvait s'attendre à l'ouverture d'une brèche dans un avenir proche. C'est chose faite. Cet épisode s'est produit entre le 3 et le 4 mars 2018 lors des pleines mers de vive-eau. Le cordon étant tellement fragilisé à cet endroit, aucune condition de tempête n'a été nécessaire pour que se produise cette érosion. Ce sont les courants générés par la marée qui ont ouverts, puis creusés la brèche. Nous reviendrons plus en détails sur l'évolution morphologique de ce secteur dans le point 4 de ce rapport.

3.2. Vue de détails

Les principales modifications morphologiques sont synthétisées dans la figure 3 et sont décrites comme suit :

(1, fig. 3) : accrétion de la plage du Chouck

Comme cela est généralement le cas le long de la plage du Chouck, les évolutions morphologiques ont été de faibles ampleurs entre septembre 2017 et septembre 2018. Dans l'ensemble, on peut noter que la plage a enregistré un gain sédimentaire d'environ +4000 m³. Il ne semble pas que la tempête Eleanor ait causé d'érosion de la dune. Le profil P007 (fig. 7) montre une grande stabilité morphologique dans ce secteur. Le front de végétation semble même avoir avancé par endroits, en particulier entre les profils P005 et P012 (fig. 8).

(2, fig. 3) : ouverture d'une brèche dans la partie proximale

Comme nous l'avons indiqué plus haut, une brèche s'est ouverte dans la partie proximale. Le volume de matériel érodé entre septembre 2017 et septembre 2018 est d'environ -2314 m³. Une partie des sédiments évacués par les courants de marée (essentiellement les sables) s'est déposée immédiatement au débouché externe de la brèche, sur la plage. Un lobe d'accrétion s'est formé, représentant +800 m³. Le volume restant ne s'est pas accumulé au débouché interne de la brèche dans le marais puisqu'aucun dépôt significatif n'a été observé. Environ 1500 m³ de sables ont donc été redistribués vers le nord, repris par la dérive littorale. L'ouverture de la brèche s'est traduit par un abaissement significatif de la crête entre les profils P015 et P020 (fig. 4).

(3, fig. 3) : crête et revers de la partie proximale

Lors de l'hiver, les dunes basses qui occupent la partie sommitale du cordon ont été franchies par les vagues et de petits couloirs d'érosion se sont formés. Un transfert de sables depuis la plage vers le sommet et le revers s'est opéré. Le sommet a ainsi gagné +1930 m³, tandis que +5550 m³ de sédiments se sont accumulés sur le revers

entre septembre 2017 et septembre 2018. Ainsi, malgré le franchissement localisé de la crête par les vagues, la dune s'est engraisée et s'est exhaussée d'une vingtaine de centimètres entre les profils P020 et P040 (fig. 4). Sur le revers, l'ensevelissement des ados s'est poursuivi (profil P021, fig. 7) et on a assisté à un déplacement important de sables en direction du sud-ouest, liée à la contre dérive.

(4, fig. 3) : recul du Sillon et érosion de la partie médiane

Dans la partie médiane, la plage a perdu environ -30.000 m^3 de sédiments. Ce chiffre est peut-être sous-estimé en raison des incertitudes dans le calcul des volumétries lorsqu'il porte sur de grandes superficies. La crête a également été érodée de façon significative (-2315 m^3). Cette érosion sommitale s'est traduit par un abaissement localisé du Sillon, sur des portions de 100 à 150 m de longueur, entre les profils P045 et P052, P062 et P065, P071 et P075 (fig. 4). Le matériel a été déversé sur le revers qui a gagné $+39.000 \text{ m}^3$ entre septembre 2017 et septembre 2018. Ces changements se sont soldés par un recul du Sillon compris entre -5 et -10 m en moyenne (fig. 8). C'est ce que montre également le profil P075 (fig. 7). Suite à cet épisode de franchissement, une tendance au redressement du cordon a permis un exhaussement de la crête d'une vingtaine de cm par endroits (fig. 4) et la formation d'une berme au niveau des PMVE.

(5, fig. 3) : érosion mais exhaussement de la partie distale

La partie distale a également enregistré une érosion de la plage (-2640 m^3) et de la partie haute du cordon (-2315 m^3). Seule une faible part de ce matériel s'est accumulée sur la crête ($+740 \text{ m}^3$) conduisant à un exhaussement d'une vingtaine de cm en moyenne entre les profils P090 et P110 (fig. 4) sous l'effet de projections de galets par les fortes vagues. L'essentiel ces changements morphologiques mesurés dans la partie distale sont le fait des déplacements de galets vers la pointe nord-est du Sillon où un volume d'environ $+7000 \text{ m}^3$ s'est accumulé entre les mois de septembre 2017 et de septembre 2018.

(6, fig. 3) : le lobe de jusant

Le lobe de jusant, soumis aux actions conjuguées de la houle et de la marée, a connu une modification de sa morphologie. Une partie des sédiments qui forment les lobes de galets a été repoussé vers l'est sous l'action des houles hivernales, tandis qu'une seconde partie du matériel sédimentaire a été redistribuée vers l'extrémité des lobes sous l'effet des courants de jusant. Les volumes mis en jeu dans ces déplacements sont de l'ordre de 2400 m^3 .

(7, fig. 3) : le revers de la spatule

Les changements mesurés sur le revers de la spatule traduisent à la fois l'accumulation de galets dans cette portion du Sillon et la mise en mouvement d'une partie de ce matériel vers le sud-ouest, comme le signale la succession de portions en érosion et en accrétion. La somme des volumes érodés et accumulés est de $+7000 \text{ m}^3$, et représente le volume de matériel qui a transité le long du Sillon de Talbert entre septembre 2017 et septembre 2018. Ce volume est deux fois plus important que le volume moyen qui transite longitudinalement.

4- De la « taille de guêpe » à la brèche : évolutions topo-morphologiques entre septembre 2017 et février 2019

La figure 9 présente les premiers résultats du suivi mis en place à l'issue de l'ouverture de la brèche dans la partie proximale du Sillon de Talbert. Cette série de cartes montre qu'au cours du mois de mars 2018, aucun changement significatif n'a été mesuré. Le 7 mars 2018, la profondeur de la brèche avait atteint 1.25 m et sa largeur était de 15 m environ. Les levés réalisés par la suite ont montré, en revanche, un approfondissement et un élargissement importants de la brèche dans les mois suivants. En septembre 2018, la profondeur de la brèche était de 3.4 m et sa largeur avait atteint 35 m. La rive ouest de la brèche a été la seule à subir une érosion. La dune basse a été facilement taillée en micro-falaise d'érosion marine que les vagues sont venues régulièrement saper à pleine mer. Le matériel érodé s'est déposé uniquement au débouché externe pour former un lobe de sable sur la plage. A l'intérieur du marais, en revanche, aucun dépôt de sédiments ne s'est mis en place.

Cette dynamique morphologique traduit la prédominance des courants de jusant sur ceux de flot. Les observations faites sur le terrain lors des grands coefficients de marée de septembre 2018 confirment d'ailleurs que seuls les courants de jusant sont suffisamment puissants pour mobiliser les sables. Ces courants se manifestent avant même que la pleine mer ne soit atteinte. Une heure avant la bascule, le niveau de marée est plus élevé dans le marais que sur la plage et entraîne alors la mise en mouvement d'une masse d'eau considérable au travers de la brèche. Ainsi, la rapidité des changements semblent être liée en grande partie à ces différences de niveaux d'eau entre la face exposée et la face abritée du Sillon. Pour mieux comprendre les changements observés et anticiper les évolutions à venir, nous suggérons que des mesures de courantométrie soient réalisées au sein de la brèche.

5- Références bibliographiques

Blaise E., Suanez S., Stéphan P., Fichaut B., David L., Cuq V., Autret R., Houron J., Rouan M., Floc'h F., Arduind F., Cancouët R., Davidson R., Costa S., Delacourt C. - Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*. 21 (3), pp. 267-292.

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

Fichaut, B., Stéphan P., Suanez, S., Blaise E. (2013) – Suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert (Commune de Pleubian - Période 2012-2013), 27 p.

Fichaut B., Stéphan P., Suanez S., Amman J., Grandjean P., (2017) – Rapport sur le suivi morpho-sédimentaire sur le Sillon de Talbert pour l'année 2016. Laboratoire

1-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, 2011, 2012, 2015 ; Fichaut *et al.*, 2010, 2013, 2017). Dans le cadre de ce rapport, nous présentons les principaux changements morphologiques survenus entre les levés topographiques effectués aux mois de septembre 2017 et septembre 2018 à l'échelle du Sillon.

La méthode que nous avons employée pour reconstituer la topographie de l'estran respecte en partie le protocole de mesure détaillé dans nos précédents rapports. Elle s'appuie sur l'acquisition de mesures topographiques au DGPS (type TopCon HiperV) 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](http://www.ign.fr/rubrique/Géodésie)). L'altitude de cette borne a été revue à partir d'un procédé de post-traitement des données GPS et se situe à 42,81 m NGF.

Ce rapport fait suite à l'ouverture, en mars 2018, d'une brèche dans la partie proximale du Sillon, à l'emplacement de l'ancienne zone appelée « taille de guêpe ». A partir du mois de mars 2018, il a donc été décidé de réaliser un suivi de ce secteur à une fréquence plus importante (environ un levé topographique tous les deux mois) afin de suivre au plus près les changements morphologiques dans ce secteur. Nous avons donc opté pour une méthode impliquant le survol de la zone au drone et l'acquisition d'images aériennes.

Enfin, un travail important a été réalisé au cours de l'année 2018 à travers la rédaction d'un article scientifique paru dans la revue *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement* (Annexe 1). Dans cette publication, nous avons approfondi l'analyse des conditions météo-marines expliquant l'évolution du Sillon de Talbert sur la période 2002-2018. Les suivis topographiques réalisés le long des différents profils, ainsi que les mesures de pressions réalisées à l'aide du capteur OSSI ont également été traitées. Ces données apportent des informations inédites sur les conditions de vagues au plus près du Sillon. Puisqu'ils sont consignés sous la forme d'un article scientifique en Annexe 1, les données concernant le suivi du Sillon par profils ne seront pas détaillées davantage dans ce rapport.

2-Méthodologie des relevés

2.1- Source des données utilisées pour le relevé de septembre 2018

Trois semis de points topographiques ont été utilisés pour produire le Modèle Numérique de Terrain de septembre 2018 (fig. 1) :

1- un semis de points « invariables » relevés au DGPS lors des précédentes campagnes de mesures et que nous avons réutilisé dans les secteurs qui n'ont pas enregistré de changements morphologiques perceptibles ;

2- un semis de points relevés au mois de septembre 2018 à l'aide d'un DGPS sur les secteurs mobiles du sillon que nous détaillons dans le point 2.2.

3- un semis de points « invariables » qui couvre les estrans et zones terrestres environnants le Sillon a été ajouté pour améliorer les aspects de visualisation du MNT. Ce semis de point est issu d'un relevé LIDAR réalisé en octobre 2002.

La topographie a été modélisée sous le logiciel Surfer 10 en utilisant le krigeage comme modèle d'interpolation avec intégration des lignes de rupture de pente. La topographie du mois de septembre 2018 (fig.2A) a ensuite été comparée à celle de septembre 2017 afin d'effectuer le bilan morpho-sédimentaire de l'année (fig.2B).

2.2. Les relevés au DGPS

Les relevés au DGPS (modèle TopCon Hyper-V) ont été réalisés du 10 au 14 septembre 2018 à partir d'une station fixe et de 4 mobiles fonctionnant simultanément. Un total de 19118 points de mesure ont été relevés sur le terrain de cette façon (fig. 1). 260 lignes de rupture de pente ont également été relevées sur le terrain afin d'être intégrées aux modélisations numériques. Un ensemble de 11323 points « invariables » relevés au cours des précédentes années au DGPS ont été ajoutés, ainsi que 67 lignes de ruptures de pente « fixes ».

2.3. Le suivi de la brèche entre mars 2018 et février 2019

A partir du mois de mars 2018, nous avons amorcé un suivi topo-morphologique de la brèche formée dans le Sillon, en utilisant une méthode basée sur des survols aériens au drone ou au cerf-volant. Un total de 7 survols a été effectué entre mars 2018 et février 2019 (Tableau 1). Le détail des traitements photogrammétriques sont fournis en Annexe 2.

Notons que cette méthode avait déjà été employée au cours de l'année 2016 pour relever la totalité du Sillon de Talbert. Dans nos précédents rapports, nous avons insisté sur les erreurs significatives liées à ce type de mesures, en particulier lorsqu'elles portent sur de très grandes superficies (Stéphan *et al.*, 2016 ; Fichaut *et al.*, 2017). Dans le cas présent, la zone couverte est circonscrite à un petit périmètre centré sur la brèche, minimisant les erreurs éventuelles. Néanmoins, nous avons pris soins de mesurer systématiquement cette erreur lors des campagnes de mesure. Les altitudes reconstruites par photogrammétrie ont alors été comparées aux altitudes mesurées au DGPS. Les résultats indiquent que les erreurs sont inférieures à ± 2 cm en X, Y et Z.

Date	Technologie	matériel utilisé	Précision horizontale	Précision verticale	Superficie couverte (km ²)	Nombre de points topographiques acquis sur le terrain	Nombre de points topographiques utilisés pour générer le MNT	Résolution du MNT (m)
4-7 sept 2017	DGPS	TopCon Hyper V	+/- 0.07 m	+/- 0.03 m	0,33	14 773	131 942	1
07-mars-18	Survol cerf-volant		+/- 0.02 m	+/- 0.02 m	0.061	>10 ⁸	>10 ⁸	0.0106
22-mars-18	drone	Phantom 4 pro	+/- 0.02 m	+/- 0.02 m	0.048	>10 ⁸	>10 ⁸	0.0124
17-avr-18	Survol cerf-volant		+/- 0.02 m	+/- 0.02 m	0.096	>10 ⁸	>10 ⁸	0.0130
17-juil-18	drone	Phantom 4 pro	+/- 0.02 m	+/- 0.02 m	0.115	>10 ⁸	>10 ⁸	0.0128
13-sept-18	drone	Phantom 4 pro	+/- 0.02 m	+/- 0.02 m	0.116	>10 ⁸	>10 ⁸	0.0135
21-nov-18	drone	Phantom 4 pro	+/- 0.02 m	+/- 0.02 m	0.129	>10 ⁸	>10 ⁸	0.0131
05-févr-19	drone	Phantom 4 pro	+/- 0.02 m	+/- 0.02 m	0.129	>10 ⁸	>10 ⁸	0.0131

Tableau 1 : Inventaire des campagnes de mesures topo-morphologiques réalisées dans le secteur de la brèche entre septembre 2017 et février 2019.

3- Evolutions morphologiques du Sillon dans son ensemble, entre septembre 2017 et septembre 2018

3.1. Vue d'ensemble

Les changements morphologiques mesurés sur le Sillon de Talbert entre septembre 2017 et septembre 2018 traduisent une évolution en deux temps, comme c'est souvent le cas à l'issue d'hivers tempétueux suivis de périodes relativement calmes.

Une première phase, probablement lors de la tempête Eleanor du 5 janvier 2018, a causé un franchissement de la crête par de fortes vagues et, par endroit, un déversement massif des sédiments sur le revers. L'analyse conjointe des conditions de vagues et de marée dans ce secteur du Trégor indique que ce sont les quelques jours qui ont précédé la tempête Eleanor qui ont été les plus érosifs. En effet, les plus fortes houles ont été observées lors des pleines-mers de vive eau des 3 et 4 janvier 2018. Le 3 janvier 2018, la hauteur significative des vagues au large du Sillon était de 5.61 m au moment de la pleine mer. Le flux énergétique des vagues (la capacité des vagues à déplacer les sédiments de la crête) a été l'un des plus importants de ces 15 dernières années (Suanez *et al.*, 2018). Là où la crête n'a pas été franchie, elle a néanmoins subi une érosion. L'ampleur de cette érosion est restée relativement limitée, en tout cas sans commune mesure avec les épisodes morphogènes de mars 2008 (tempête Johanna), de l'hiver 2013-2014 (tempête Anne) ou de février 2016 (tempête Imogen). Ainsi, le Sillon n'a pas subi d'écrêtement spectaculaire. Cela s'explique par le fait que cet épisode est survenu alors que la crête du Sillon était déjà particulièrement basse. En effet, ces dernières années ont été marquées par de nombreux épisodes de franchissement et le cordon n'a pas eu le temps de récupérer. Néanmoins, il faut souligner l'importance des volumes qui ont été érodés sur la plage et déversés sur le revers (entre 30 et 40.000 m³).

Une seconde phase est venue partiellement gommer la signature érosive de l'hiver et s'est traduit par un redressement du profil du cordon, par la formation localisée d'une berme et, dans quelques secteurs spécifiques, par l'accumulation de matériel au sommet du cordon où la crête a connu un exhaussement.

Enfin, l'événement marquant de cette période est la rupture du Sillon dans sa partie proximale. Comme nous l'annoncions dans notre précédent rapport (Stéphan *et al.*, 2018a) et dans une publication récente (Stéphan *et al.*, 2018b), le secteur de la taille de guêpe était en voie de rupture et on pouvait s'attendre à l'ouverture d'une brèche dans un avenir proche. C'est chose faite. Cet épisode s'est produit entre le 3 et le 4 mars 2018 lors des pleines mers de vive-eau. Le cordon étant tellement fragilisé à cet endroit, aucune condition de tempête n'a été nécessaire pour que se produise cette érosion. Ce sont les courants générés par la marée qui ont ouverts, puis creusés la brèche. Nous reviendrons plus en détails sur l'évolution morphologique de ce secteur dans le point 4 de ce rapport.

3.2. Vue de détails

Les principales modifications morphologiques sont synthétisées dans la figure 3 et sont décrites comme suit :

(1, fig. 3) : accrétion de la plage du Chouck

Comme cela est généralement le cas le long de la plage du Chouck, les évolutions morphologiques ont été de faibles ampleurs entre septembre 2017 et septembre 2018. Dans l'ensemble, on peut noter que la plage a enregistré un gain sédimentaire d'environ +4000 m³. Il ne semble pas que la tempête Eleanor ait causé d'érosion de la dune. Le profil P007 (fig. 7) montre une grande stabilité morphologique dans ce secteur. Le front de végétation semble même avoir avancé par endroits, en particulier entre les profils P005 et P012 (fig. 8).

(2, fig. 3) : ouverture d'une brèche dans la partie proximale

Comme nous l'avons indiqué plus haut, une brèche s'est ouverte dans la partie proximale. Le volume de matériel érodé entre septembre 2017 et septembre 2018 est d'environ -2314 m³. Une partie des sédiments évacués par les courants de marée (essentiellement les sables) s'est déposée immédiatement au débouché externe de la brèche, sur la plage. Un lobe d'accrétion s'est formé, représentant +800 m³. Le volume restant ne s'est pas accumulé au débouché interne de la brèche dans le marais puisqu'aucun dépôt significatif n'a été observé. Environ 1500 m³ de sables ont donc été redistribués vers le nord, repris par la dérive littorale. L'ouverture de la brèche s'est traduit par un abaissement significatif de la crête entre les profils P015 et P020 (fig. 4).

(3, fig. 3) : crête et revers de la partie proximale

Lors de l'hiver, les dunes basses qui occupent la partie sommitale du cordon ont été franchies par les vagues et de petits couloirs d'érosion se sont formés. Un transfert de sables depuis la plage vers le sommet et le revers s'est opéré. Le sommet a ainsi gagné +1930 m³, tandis que +5550 m³ de sédiments se sont accumulés sur le revers

entre septembre 2017 et septembre 2018. Ainsi, malgré le franchissement localisé de la crête par les vagues, la dune s'est engraisée et s'est exhaussée d'une vingtaine de centimètres entre les profils P020 et P040 (fig. 4). Sur le revers, l'ensevelissement des ados s'est poursuivi (profil P021, fig. 7) et on a assisté à un déplacement important de sables en direction du sud-ouest, liée à la contre dérive.

(4, fig. 3) : recul du Sillon et érosion de la partie médiane

Dans la partie médiane, la plage a perdu environ -30.000 m^3 de sédiments. Ce chiffre est peut-être sous-estimé en raison des incertitudes dans le calcul des volumétries lorsqu'il porte sur de grandes superficies. La crête a également été érodée de façon significative (-2315 m^3). Cette érosion sommitale s'est traduit par un abaissement localisé du Sillon, sur des portions de 100 à 150 m de longueur, entre les profils P045 et P052, P062 et P065, P071 et P075 (fig. 4). Le matériel a été déversé sur le revers qui a gagné $+39.000 \text{ m}^3$ entre septembre 2017 et septembre 2018. Ces changements se sont soldés par un recul du Sillon compris entre -5 et -10 m en moyenne (fig. 8). C'est ce que montre également le profil P075 (fig. 7). Suite à cet épisode de franchissement, une tendance au redressement du cordon a permis un exhaussement de la crête d'une vingtaine de cm par endroits (fig. 4) et la formation d'une berme au niveau des PMVE.

(5, fig. 3) : érosion mais exhaussement de la partie distale

La partie distale a également enregistré une érosion de la plage (-2640 m^3) et de la partie haute du cordon (-2315 m^3). Seule une faible part de ce matériel s'est accumulée sur la crête ($+740 \text{ m}^3$) conduisant à un exhaussement d'une vingtaine de cm en moyenne entre les profils P090 et P110 (fig. 4) sous l'effet de projections de galets par les fortes vagues. L'essentiel ces changements morphologiques mesurés dans la partie distale sont le fait des déplacements de galets vers la pointe nord-est du Sillon où un volume d'environ $+7000 \text{ m}^3$ s'est accumulé entre les mois de septembre 2017 et de septembre 2018.

(6, fig. 3) : le lobe de jusant

Le lobe de jusant, soumis aux actions conjuguées de la houle et de la marée, a connu une modification de sa morphologie. Une partie des sédiments qui forment les lobes de galets a été repoussé vers l'est sous l'action des houles hivernales, tandis qu'une seconde partie du matériel sédimentaire a été redistribuée vers l'extrémité des lobes sous l'effet des courants de jusant. Les volumes mis en jeu dans ces déplacements sont de l'ordre de 2400 m^3 .

(7, fig. 3) : le revers de la spatule

Les changements mesurés sur le revers de la spatule traduisent à la fois l'accumulation de galets dans cette portion du Sillon et la mise en mouvement d'une partie de ce matériel vers le sud-ouest, comme le signale la succession de portions en érosion et en accrétion. La somme des volumes érodés et accumulés est de $+7000 \text{ m}^3$, et représente le volume de matériel qui a transité le long du Sillon de Talbert entre septembre 2017 et septembre 2018. Ce volume est deux fois plus important que le volume moyen qui transite longitudinalement.

4- De la « taille de guêpe » à la brèche : évolutions topo-morphologiques entre septembre 2017 et février 2019

La figure 9 présente les premiers résultats du suivi mis en place à l'issue de l'ouverture de la brèche dans la partie proximale du Sillon de Talbert. Cette série de cartes montre qu'au cours du mois de mars 2018, aucun changement significatif n'a été mesuré. Le 7 mars 2018, la profondeur de la brèche avait atteint 1.25 m et sa largeur était de 15 m environ. Les levés réalisés par la suite ont montré, en revanche, un approfondissement et un élargissement importants de la brèche dans les mois suivants. En septembre 2018, la profondeur de la brèche était de 3.4 m et sa largeur avait atteint 35 m. La rive ouest de la brèche a été la seule à subir une érosion. La dune basse a été facilement taillée en micro-falaise d'érosion marine que les vagues sont venues régulièrement saper à pleine mer. Le matériel érodé s'est déposé uniquement au débouché externe pour former un lobe de sable sur la plage. A l'intérieur du marais, en revanche, aucun dépôt de sédiments ne s'est mis en place.

Cette dynamique morphologique traduit la prédominance des courants de jusant sur ceux de flot. Les observations faites sur le terrain lors des grands coefficients de marée de septembre 2018 confirment d'ailleurs que seuls les courants de jusant sont suffisamment puissants pour mobiliser les sables. Ces courants se manifestent avant même que la pleine mer ne soit atteinte. Une heure avant la bascule, le niveau de marée est plus élevé dans le marais que sur la plage et entraîne alors la mise en mouvement d'une masse d'eau considérable au travers de la brèche. Ainsi, la rapidité des changements semblent être liée en grande partie à ces différences de niveaux d'eau entre la face exposée et la face abritée du Sillon. Pour mieux comprendre les changements observés et anticiper les évolutions à venir, nous suggérons que des mesures de courantométrie soient réalisées au sein de la brèche.

5- Références bibliographiques

Blaise E., Suanez S., Stéphan P., Fichaut B., David L., Cuq V., Autret R., Houron J., Rouan M., Floc'h F., Arduind F., Cancouët R., Davidson R., Costa S., Delacourt C. - Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*. 21 (3), pp. 267-292.

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

Fichaut, B., Stéphan P., Suanez, S., Blaise E. (2013) – Suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert (Commune de Pleubian - Période 2012-2013), 27 p.

Fichaut B., Stéphan P., Suanez S., Amman J., Grandjean P., (2017) – Rapport sur le suivi morpho-sédimentaire sur le Sillon de Talbert pour l'année 2016. Laboratoire

LETG-Brest Géomer (UMR 6554 CNRS), Université de Bretagne Occidentale, Institut Universitaire Européen de la Mer, avril 2017, 25 p.

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

Stéphan 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.

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

Stéphan P., Fichaut, B., Suanez, S., Blaise E. (2011) – Suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert (Commune de Pleubian - Période 2010-2011), 10 p.

Stéphan P., Fichaut, B., Suanez, S., Blaise E. (2012a) – Suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert (Commune de Pleubian - Période 2011-2012), 14 p.

Stéphan P., Suanez S., Fichaut B. (2012b) – Long-term morphodynamic evolution of the Sillon de Talbert gravel barrier spit, Brittany, France, *Shore & Beach*, 80, 1, pp. 19-36.

Stéphan P., Fichaut B., Suanez S., Blaise E., Autret R. (2015) – Rapport sur le suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert pour l'année 2014, mars 2015, 32 p.

Stéphan P., Fichaut B., Suanez S., Autret R., Houron J. (2018b) – Rapport sur le suivi morpho-sédimentaire sur le Sillon de Talbert pour l'année 2017. Laboratoire LETG-Brest Géomer (UMR 6554 CNRS), Université de Bretagne Occidentale, Institut Universitaire Européen de la Mer, mars 2018, 47 p.

Stéphan P., Suanez S., Fichaut B., Autret R., Blaise E., Houron J., Ammann J., Grandjean P. (2018a). Monitoring the medium-term retreat of a gravel spit barrier and management strategies, Sillon de Talbert (North Brittany, France). *Ocean & Coastal Management*, 158, 64-82.

Suanez S., Stéphan P., Floc'h F., Autret R., Fichaut B., Blaise E., Houron J., Ammann J., Grandjean P., Accensi M., André G., Ardhuin F. (2018) – Fifteen years of hydrodynamic forcing and morphological change leading to breaching of a gravel spit, Sillon de Talbert (Brittany, France). *Géomorphologie : Relief. Processus. Environnement*, 24, 4, 403-428.

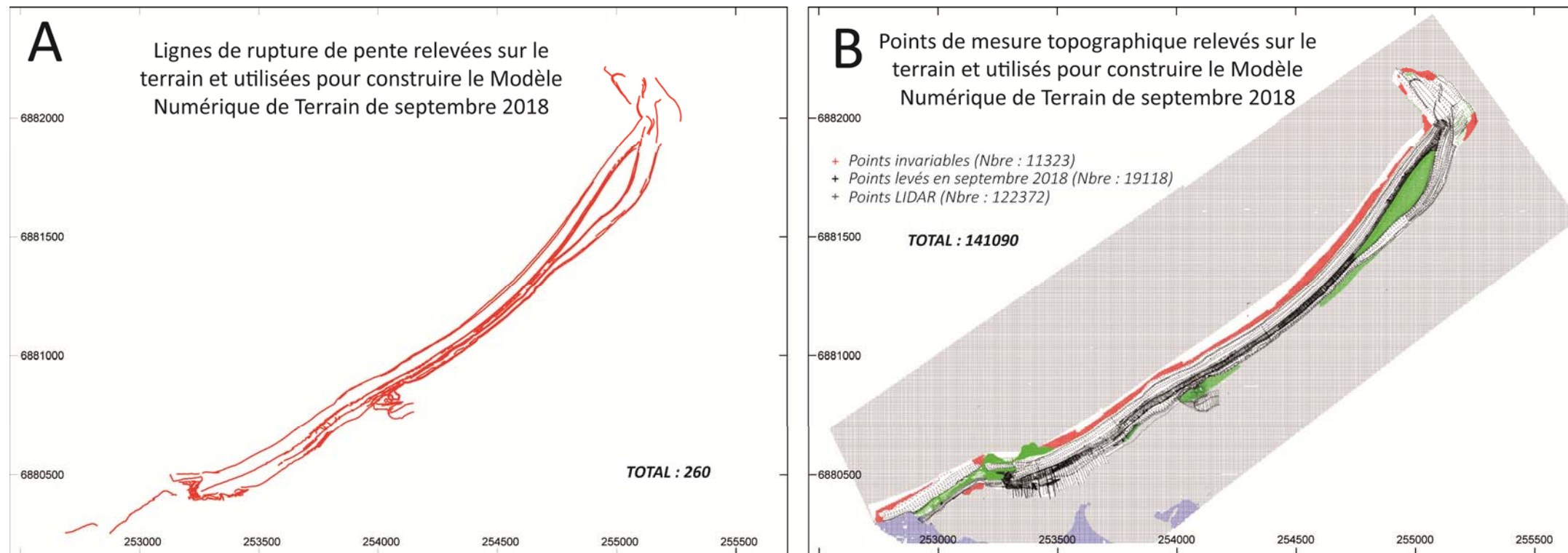


Figure 1 : Données topographiques utilisées pour construire les modèles de terrain de septembre 2018 sur le Sillon de Talbert.
A. Localisation des lignes de rupture de pente relevées. B. Localisation des points topographiques utilisés.

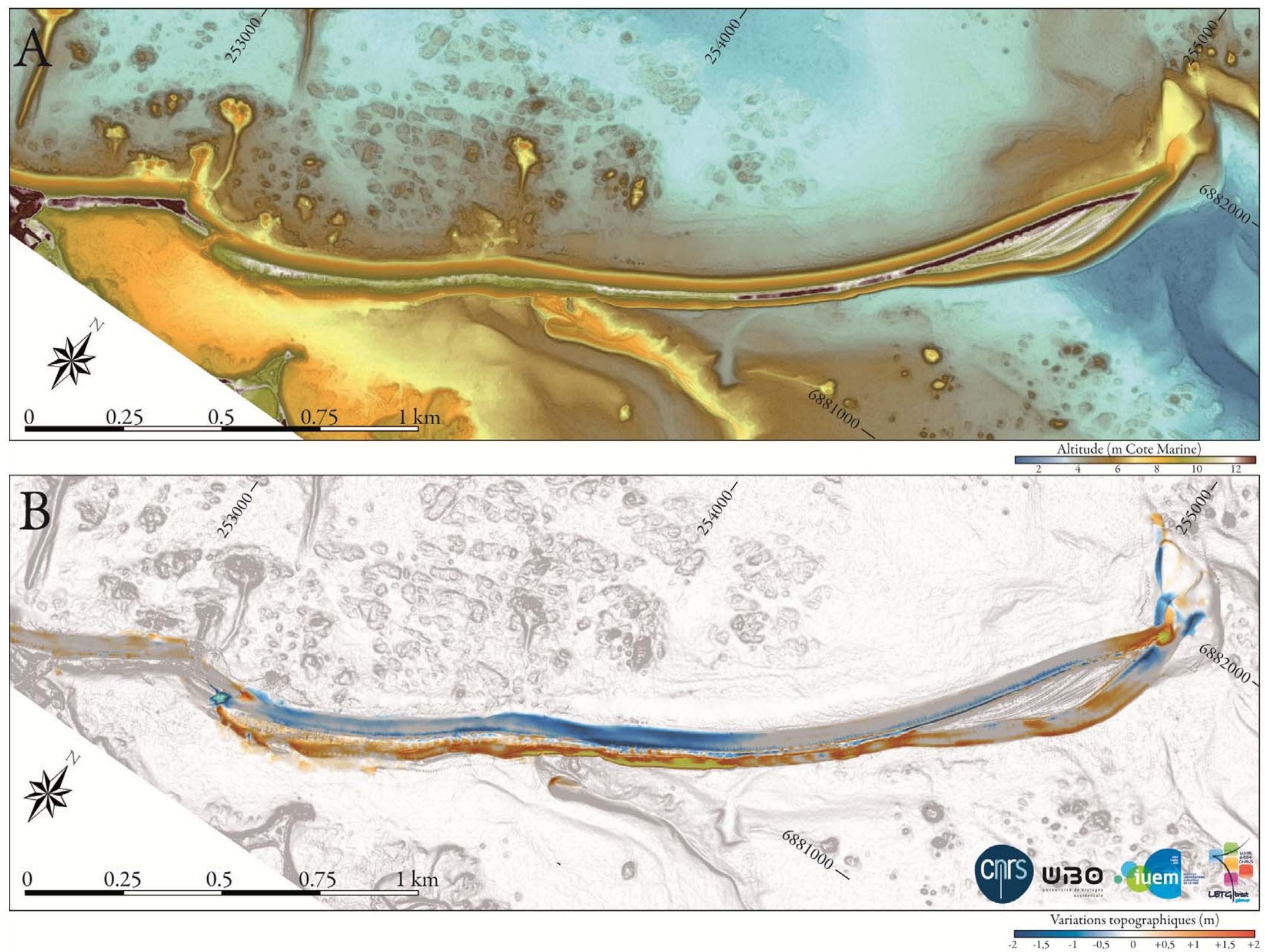


Figure 2 : Modèle Numérique de Terrain du Sillon de Talbert en septembre 2018 (A). Evolution topo-morphologique du Sillon de Talbert entre septembre 2017 et septembre 2018.

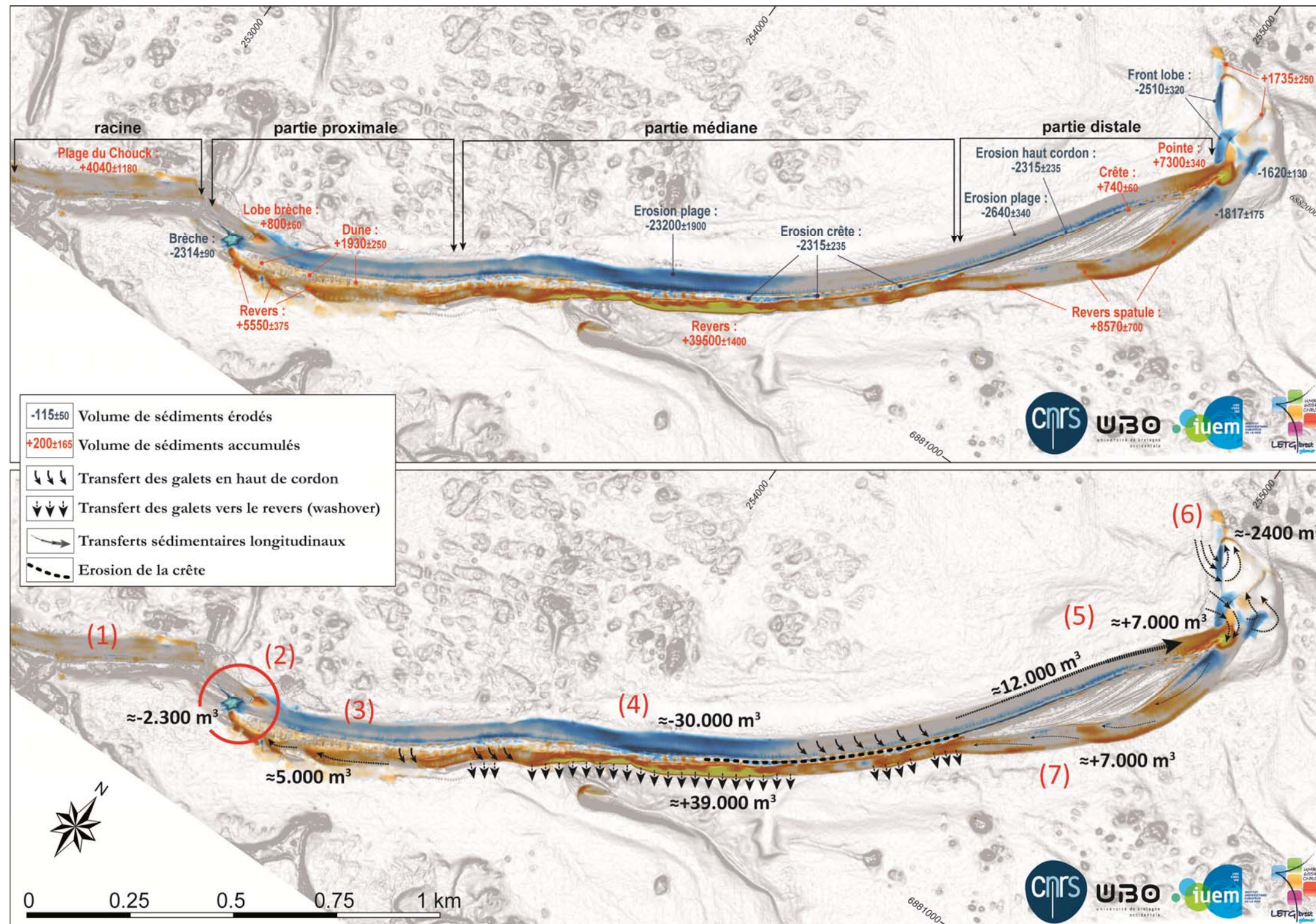


Figure 3 : Dynamiques morphosédimentaires sur le Sillon de Talbert entre septembre 2017 et septembre 2018.

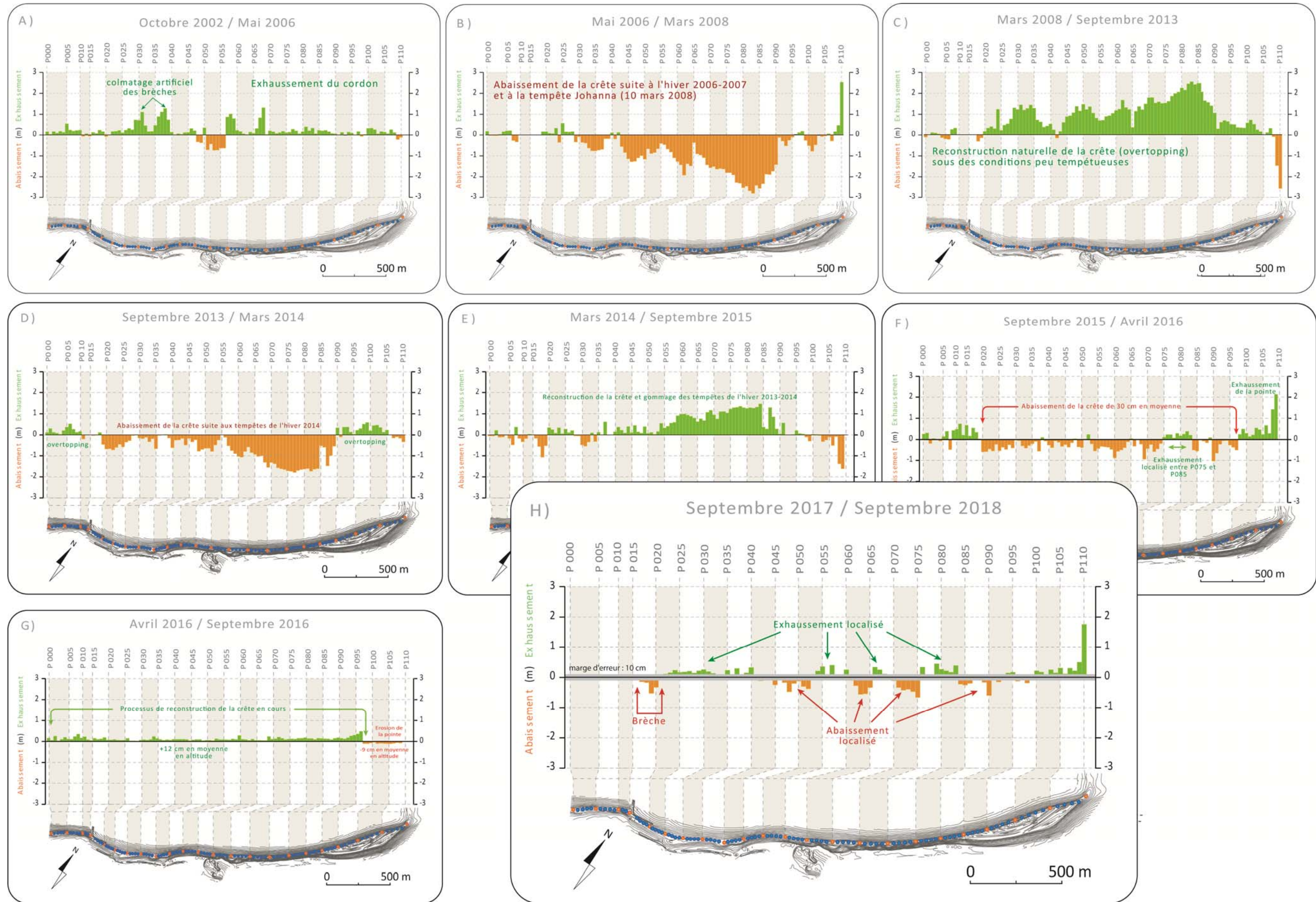


Figure 4 : Variations de l'altitude de la crête du Sillon de Talbert.

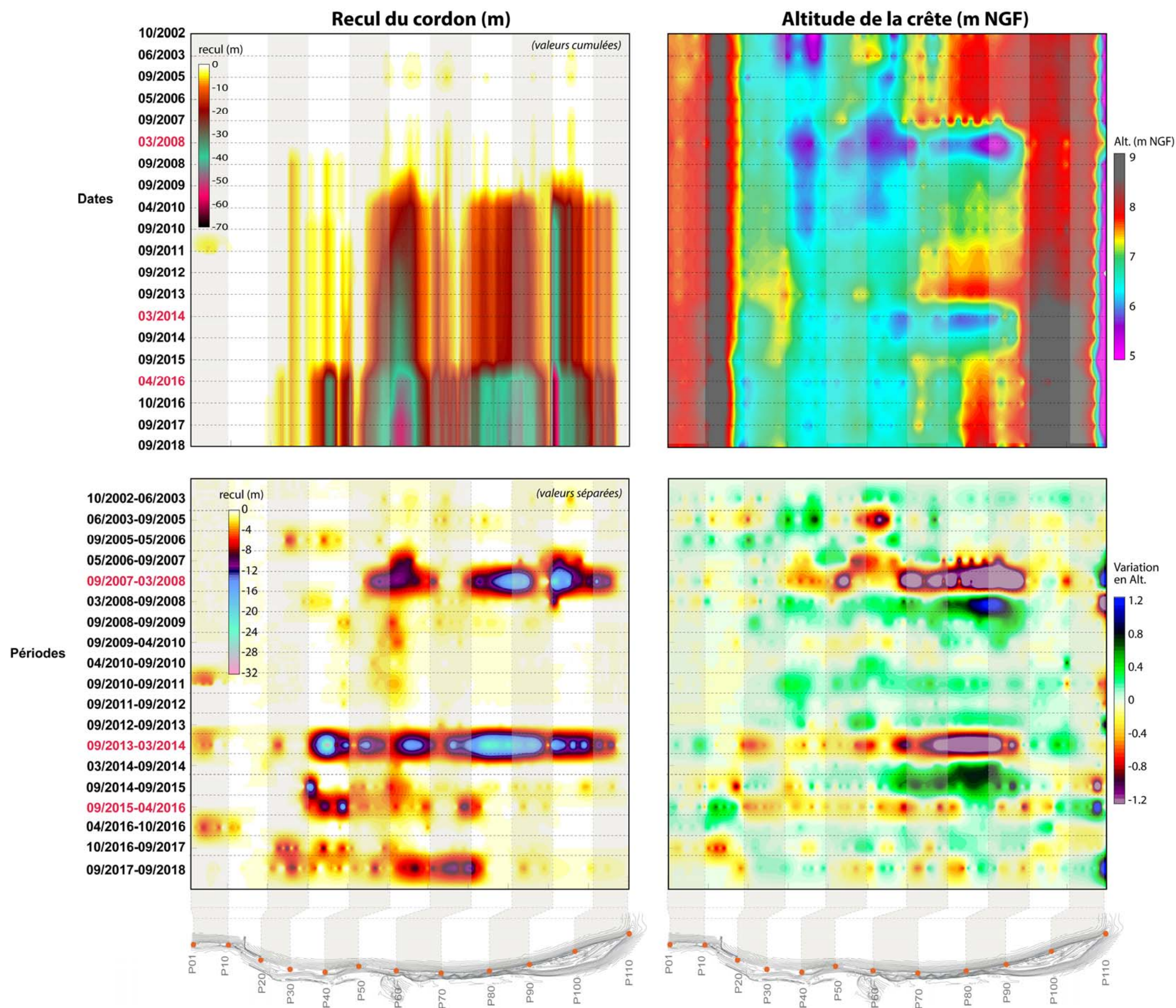


Figure 5 : valeurs du recul et de la hauteur du sillon de Talbert depuis le début des suivis en 2002.

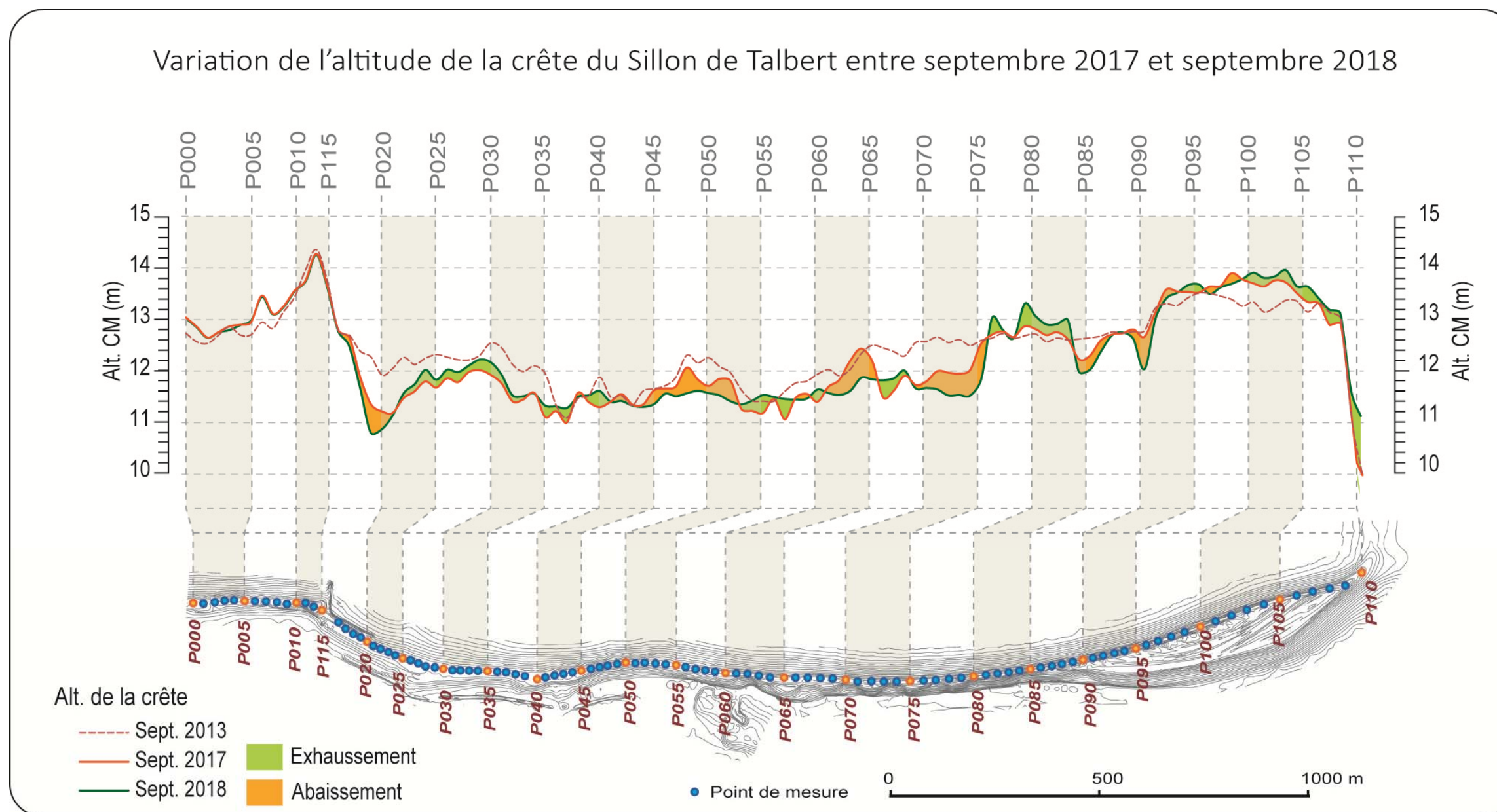


Figure 6 : Variations de l'altitude de la crête du Sillon de Talbert de septembre 2017 à septembre 2018.

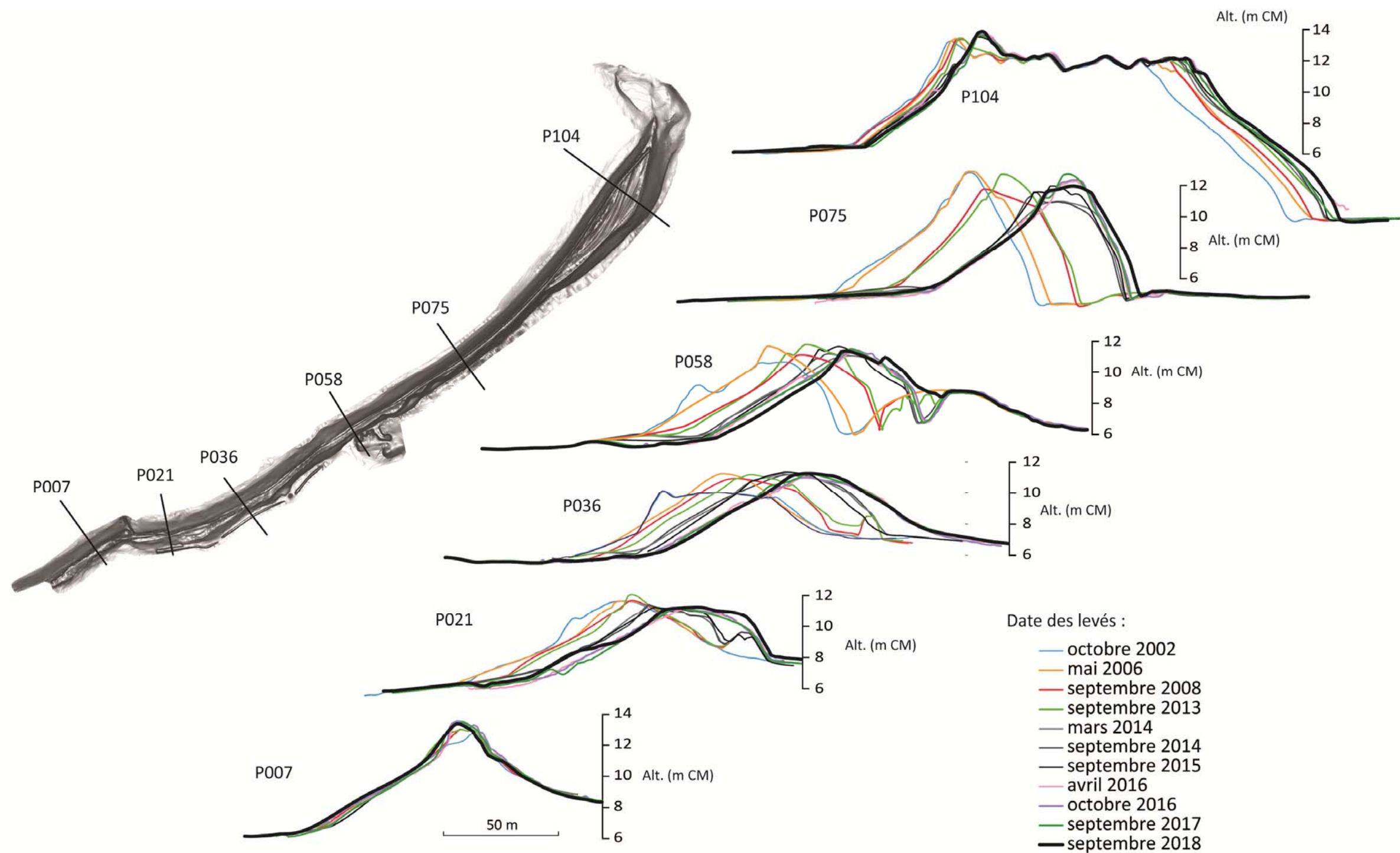


Figure 7 : Evolution des profils transversaux du sillon de Talbert.

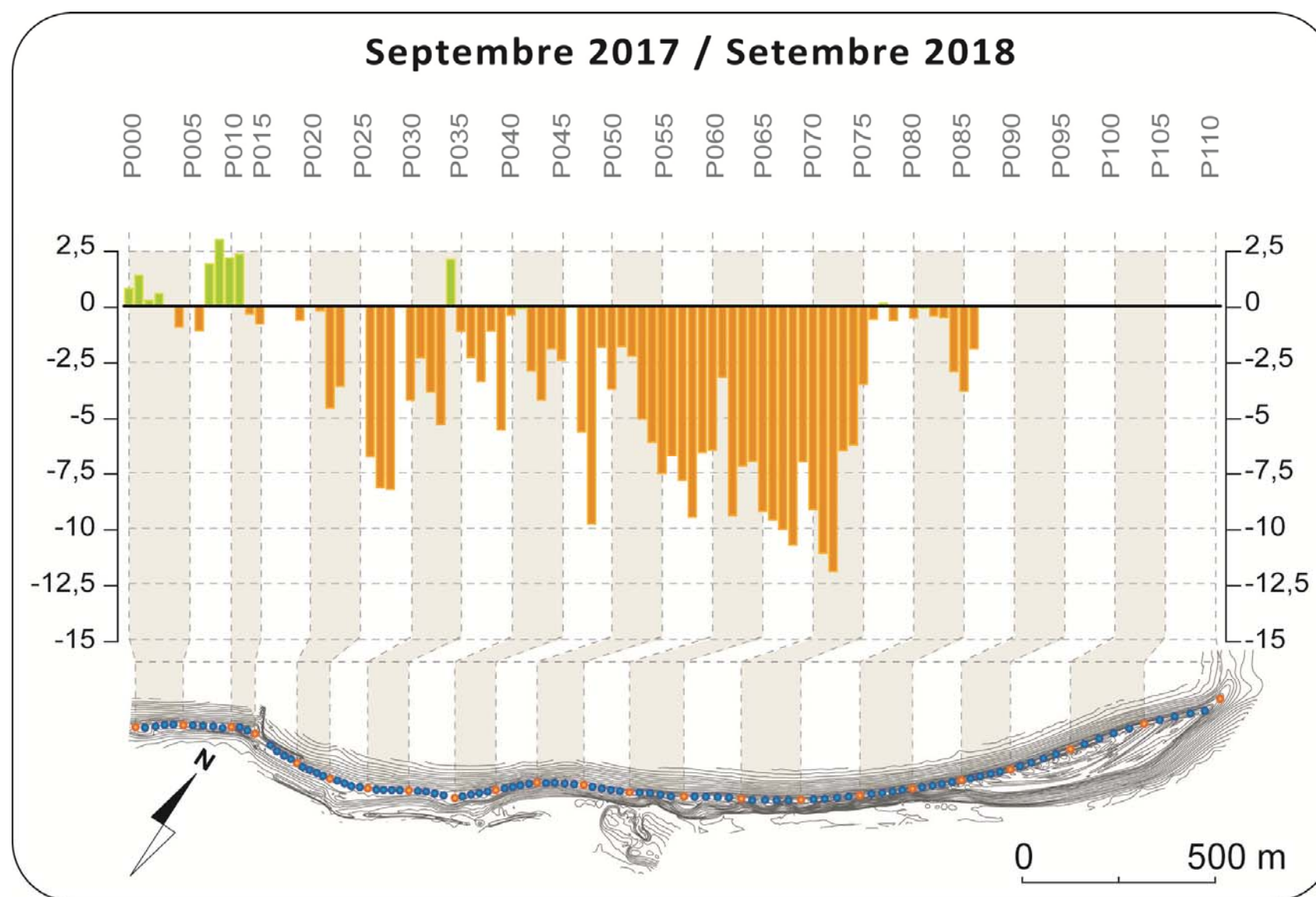


Figure 8 : Recul de la base du revers du Sillon de Talbert entre septembre 2017 et septembre 2018

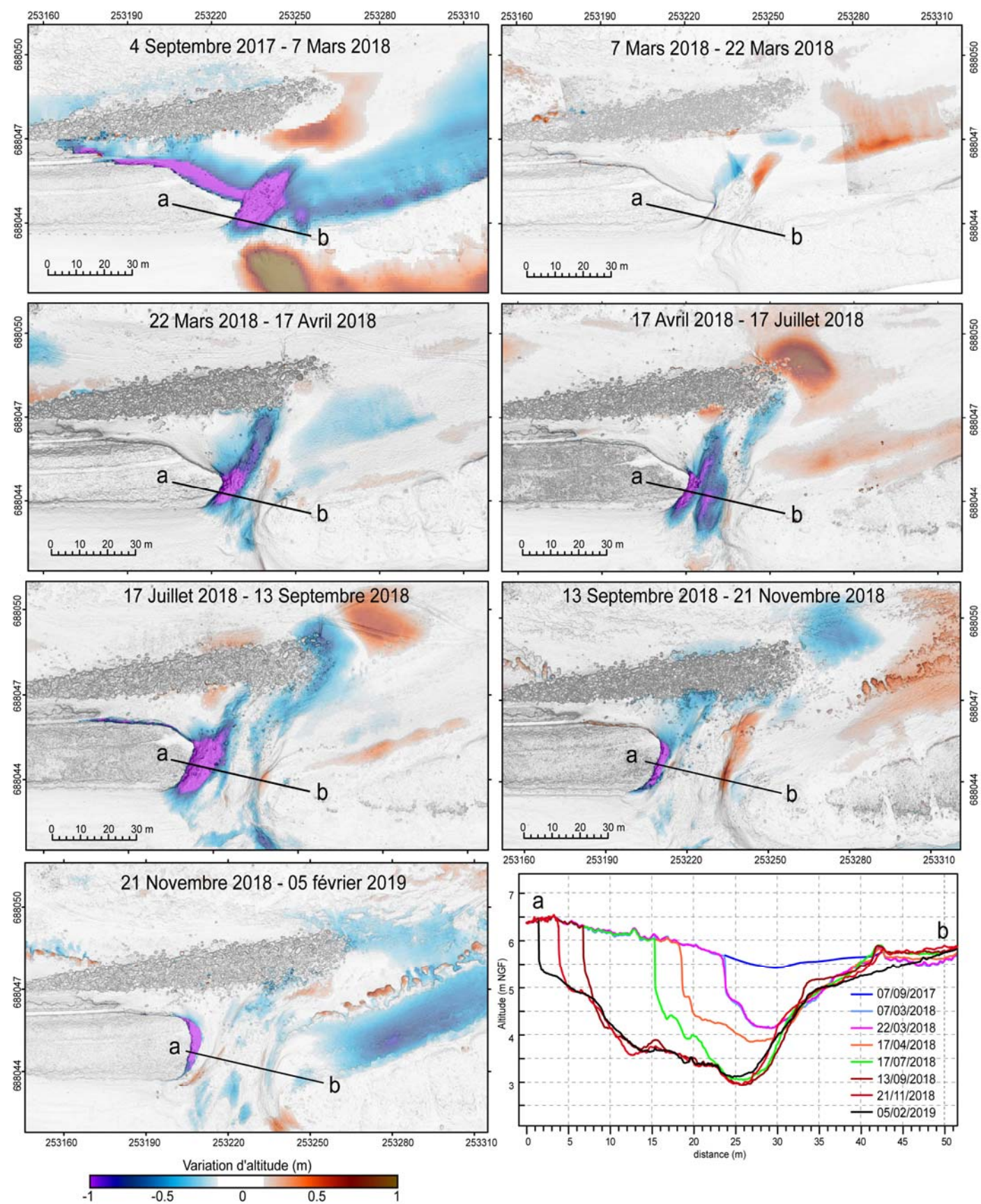


Figure 9 : Evolution topo-morphologique dans le secteur de la brèche (partie proximale du Sillon de Talbert) entre septembre 2017 et février 2019.

Annexe 1

Suarez S., **Stéphan P.**, Floc'h F., Autret R., Fichaut B., Blaise E., Houron J., Ammann J., Grandjean P., Accensi M., André G., Arduin F. (2018).
Fifteen years of hydrodynamic forcing and morphological change leading to breaching of a gravel spit, Sillon de Talbert (Brittany, France).
Géomorphologie : Relief. Processus. Environnement, 24, 4, 403-428.



Fifteen years of hydrodynamic forcing and morphological changes leading to breaching of a gravel spit, Sillon de Talbert (Brittany)

Quinze ans de forçage hydrodynamique et de changements morphologiques aboutissant à la rupture d'une flèche de galets, Sillon de Talbert (Bretagne)

Serge Suanez ^{1*}, Pierre Stéphan ², France Floch ³, Ronan Autret ¹, Bernard Fichaut ¹, Emmanuel Blaise ^{4,1}, Julien Houron ⁵, Jérôme Ammann ⁶, Philippe Grandjean ⁷, Mickaël Accensi ⁸, Gaël André ⁹, Fabrice Arduin ⁸

¹ Université de Bretagne Occidentale, CNRS, UMR LETG 6554, Institut Universitaire Européen de la Mer, 29280 Plouzané, France.

² CNRS, Université de Bretagne Occidentale, UMR LETG 6554, Institut Universitaire Européen de la Mer, 29280 Plouzané, France.

³ Université de Bretagne Occidentale, CNRS, UMR LGO 6538, Institut Universitaire Européen de la Mer, 29280 Plouzané, France.

⁴ Université de La Rochelle, UMR 7266 CNRS - LIENSs (AGILE), Bâtiment ILE, 2, rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France.

⁵ Réserve naturelle régionale du Sillon de Talbert, 22610 Pleubian, France.

⁶ CNRS, Université de Bretagne Occidentale, UMR LGO 6538, Institut Universitaire Européen de la Mer, 29280 Plouzané, France.

⁷ Université de Lyon 1 et ENS-Lyon, CNRS, UMR 5570, 69662 Villeurbanne, France.

⁸ Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale, UMR 6523, Ifremer/CNRS/UBO/IRD, Z.I. Pointe du Diable, CS 10070, 29280 Plouzané, France.

⁹ Service hydrographique et Océanographique de la Marine, 13 rue du Chatellier, CS 92803, 29228 Brest Cedex 2, France.

ABSTRACT

The Sillon de Talbert is situated on the Northern coast of Brittany; it is a large 3.5 km-long swash-aligned gravel spit barrier comprising a volume of sediment of $1.23 \times 10^6 \text{ m}^3$. Since 2002 a morphodynamic survey was carried out. It is based on annual DEMs and monthly beach profile measurements. Waves and water levels are also surveyed using modelling data and field measurements. The 15-years (2002-2017) sediment budget calculation shows that cross-shore transfers are dominant and represent a total volume of $370,000 \text{ m}^3$, while the longshore sediment transfer is estimated at about $50,000 \text{ m}^3$. However, considering the volume of sediment eroded from the beachface (as much as $-411,000 \text{ m}^3$), and the cross-shore and longshore sediment accumulation (reaching $+420,000 \text{ m}^3$), the global sediment budget is balanced for the whole survey period. The landward displacement of the spit due to rollover processes has increased almost doubled during the last 15 years with rates of retreat of 2 m.yr^{-1} between 2002 and 2017, vs 1.2 m.yr^{-1} between 1930 and 2010. Storm events control more than 95% of this retreat due to catastrophic overwash/inundation processes. The spit retreat has led to the opening of a breach in the proximal section at the beginning of March 2018, which has experienced a rapid enlargement ($35 \text{ vs } 15 \text{ m}$) and deepening ($3.4 \text{ vs } 1.25 \text{ m}$) over the last seven months. The morphological evolution of the Sillon de Talbert is driven by anthropogenic forcing (i.e., impact of coastal defence structures, cutting off of longshore sediment transport), and natural forcing such as the depletion of the supply of sediment from the platform, and the increase of extreme storm events over the last few years.

Keywords: gravel spit, survey, storm, sediment budget, rollover, breaching.

RÉSUMÉ

Le Sillon de Talbert est situé sur la côte nord de Bretagne ; c'est une flèche littorale de galets faisant face à la houle, qui s'étend sur 3,5 km et dont le volume de sédiment atteint $1,23 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Depuis 2002 un suivi morphodynamique a été entrepris. Il est basé sur des levés annuels permettant de calculer des MNT, et sur des mesures mensuelles de profils de plage. Le calcul du bilan sédimentaire sur les 15 ans (2002-2017) montre que les transits transversaux sont dominants et représentent un volume total de $370\,000 \text{ m}^3$, alors que le transit longitudinal est estimé à environ $50\,000 \text{ m}^3$. Toutefois, considérant le volume de plus de $-411\,000 \text{ m}^3$ de sédiment érodé à l'avant plage, et le volume des transferts transversaux et longitudinaux atteignant $+420\,000 \text{ m}^3$, le bilan sédimentaire global sur l'ensemble de la période de suivi est équilibré. Le déplacement vers la terre lié au phénomène de rollover a doublé durant les quinze dernières années avec un taux de recul de 2 m/an entre 2002 et 2017, contre $1,2 \text{ m/an}$ entre 1930 et 2010. Les événements tempétueux contrôlent plus de 95 % de ce recul lors des processus catastrophiques de submersion/inondation. Le recul de la flèche a conduit, au début du mois de mars 2018, à l'ouverture d'une brèche dans la partie proximale qui s'est rapidement élargie et approfondie, passant respectivement de 15 à 35 m , et de $1,25$ à $3,4 \text{ m}$, au cours des 7 derniers mois. L'évolution morphologique du Sillon de Talbert est commandée par des forçages anthropiques (i.e., l'impact des ouvrages de défense côtière qui bloquent le transit sédimentaire longitudinal), et des forçages naturels, comme la pénurie de sédiments accumulés sur la plateforme pour l'alimentation de la flèche, ou l'augmentation des événements extrêmes durant les dernières années.

Mots clés : flèche de galets, suivi, tempête, bilan sédimentaire, rollover, brèche.

ARTICLE INFORMATION

Received 15 October 2018.

Received in revised form 20 December 2018.

Accepted 22 December 2018.

*Corresponding author. Tel: +33 (0)2 98 49 86 10
E-mail addresses:

serge.suanez@univ-brest.fr (S. Suanez)
pierre.stephan@univ-brest.fr (P. Stéphan)
france.floch@univ-brest.fr (F. Floch)
ronan.autret@univ-brest.fr (R. Autret)
bernard.fichaut@univ-brest.fr (B. Fichaut)
emmanuel.blaise@univ-lr.fr (E. Blaise)
maison-littoral-pleubian@orange.fr (J. Houron)
jerome.ammann@univ-brest.fr (J. Ammann)
philippe.grandjean@univ-lyon1.fr (P. Grandjean)
mickaël.accensi@ifremer.fr (M. Accensi)
gael.andre@shom.fr (G. André)
fabrice.arduin@ifremer.fr (F. Arduin)

1. Introduction

In the early 1980s the monitoring of beach morphology changes related to forcing conditions, notably in the USA and Australia, has considerably improved the knowledge of beach morphodynamics (Wright and Short, 1984; Birkemeier, 1985; Howd and Birkemeier, 1987; Thom and Hall, 1991; Lee and Birkemeier, 1993; Larson and Krauss, 1994). These surveys were facilitated by the abundant development, particularly from the 1990s onwards, of (i) tools and techniques of topo-morphological measurement, *i.e.*, GPS (Morton et al., 1993; O'Regan, 1996; Rebêlo et al., 2002; Huang et al. 2002; Wheaton et al., 2009; Suanez et al., 2010; St-Hilaire-Gravel et al., 2012), *i.e.*, Unmanned Aerial Vehicles (UAV) (Delacourt et al., 2009; Mancini et al., 2013; Bryson et al., 2013; Autret et al., 2018), *i.e.*, terrestrial and airborne LiDAR (Jason and Woolard, 2002; Sallenger et al., 2003; Zhou and Xie, 2009; Fabris et al., 2010; Xhardé et al., 2011; Montreuil et al., 2013; Crapoulet et al., 2015; Letortu et al., 2015), and (ii) 3D digital processing (Westoby et al., 2012; Fonstad et al. 2013; Jaud et al., 2016, 2017; Letortu et al., 2018). The same may be said about the surveying of hydrodynamic conditions on shallow coastal zones. Although the measurement of waves using pressure transducers has been ongoing since the late 1940s, the improvement of the pressure sensors during the last few decades has considerably facilitated the measurement of gravity-infragravity waves and water levels (Cavaleri, 1980; Bishop and Donelan, 1987; Ruessink, 1998; Dodet et al., 2013). Nowadays, coastal monitoring is considered to be a major challenge in anticipating the response to coastal hazards (Ruggiero et al. 2000; Rieb and Walker 2001). In many countries, it leads to useful recommendations in terms of management policies regarding coastal defence, land use, and planning (Hamm et al. 2002; Meur-Férec et al. 2008). Furthermore, the success of Integrated Coastal Management (ICM) plans in terms of shoreline management requires that they explicitly incorporate a realistic range of coastal processes and responses based on an understanding of the physical environment by means of surveys (Evans, 1992; Solomon and Forbes, 1999).

In 2001, after management of the Sillon de Talbert was transferred to the public French office "Conservatoire du Littoral", a new strategy was adopted in terms of coastal management of this gravel spit barrier (Stéphan et al., 2018a). One of the options consisted of morphological monitoring, as the spit is strongly governed by both cross-shore and longshore dynamics (Pinot, 1994; Stéphan et al., 2012). As described by several authors, gravel spit barriers presenting a single crest are highly sensitive to landward migration due to rollover processes operating over both short term and long term time scales (Carter and Orford, 1984; Orford et al. 1991, 1995; Orford and Carter, 1995). Significant rollover processes occur during extreme events when wave runup, overtop, overwash, or strongly inundate the crest of the barrier (Donnelly et al., 2006; Matias et al., 2012; Masselink and van Heteren, 2014). These morphodynamic processes have been explained by storm-impact scaling models describing the response of the spit barriers to storms. The most effective model was proposed by Orford and Carter (1982), which recognizes four types of storm-impacts driving the gravel-dominated barrier deposits (fig. 1A). The first one deals with the "overtopping" process. In this case, the infiltration of the uprush reaching the crest diminishes the intensity of the backwash and the crest is therefore accreted. The next type is described as a "discrete overwash" when wave runup passes over the crest inducing a slight erosion of the top of the crest. The third type is described as a complete removal of the crest caused by a "sluicing overwash"

process. In that case, extreme water levels generate a competent and unidirectional flow –largely unaffected by percolation– inducing a lowering of the crest. In some cases, the deposition of small-scale back-barrier washover fans is observed. The fourth type takes place during intense storm events, as the height of wave runup increases during the storm, and the "sluicing overwash"

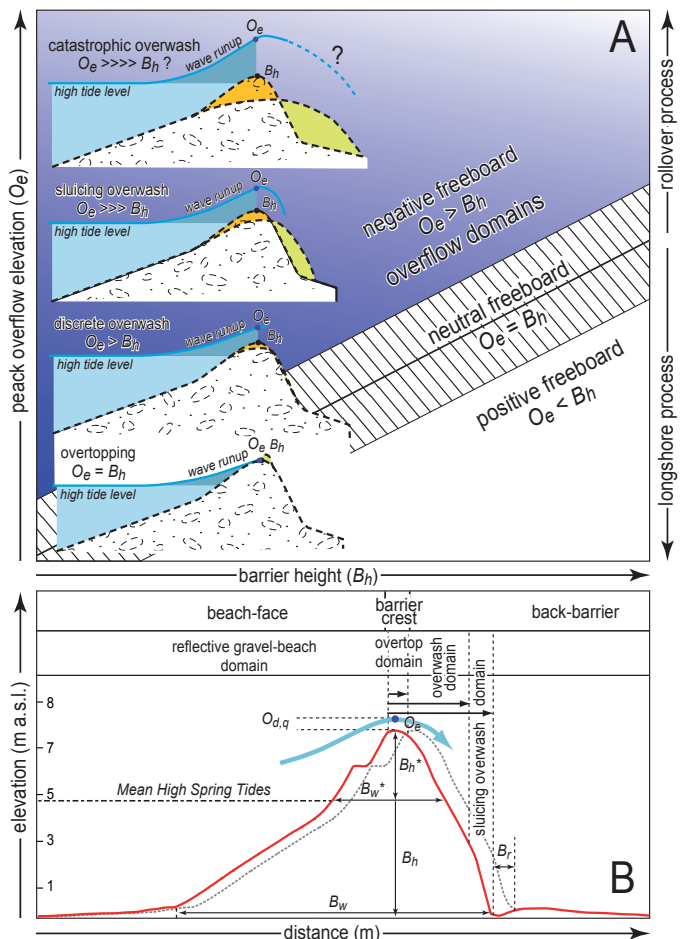


Fig. 1 – Conceptual morphodynamic schemes of gravel-dominated spit barrier.

A. Four types of storm-impacts driving the gravel-dominated barrier deposits proposed by Orford and Carter (1982), adapted for spit barriers where longshore drifting also controls morphodynamic processes. B. Domains of overwash relative to morphometric components of the gravel barrier. The boundaries of "overwash" and "sluicing overwash" domains are schematic, as they are variable across the back-barrier, being dependent upon the magnitude of the overflow (after Orford and Anthony (2011), modified and adapted to the median section beach profile of the Sillon de Talbert). B_w : Barrier width at the back-barrier ground level reference elevation; B_h : Barrier height at the back-barrier ground level reference elevation; B_w^* : Width of the crest at MHST reference elevation; B_h^* : Crest height at MHST reference elevation; $O_{d,q}$: Flow depth (d), and volume discharge (q) overtopping the crest barrier; O_e : Peak overflow elevation; B_r : Barrier retreat.

Fig. 1 – Schémas conceptuels de la morphodynamique des flèches de galets.

A. Quatre types d'impact de tempête modifiant les cordons de galets, proposé par Orford and Carter (1982), adapté aux flèches de galets où les transferts longitudinaux contrôlent également les processus dynamiques. B. Domaines de franchissement en fonctions des composantes morphométriques du cordon de galets. Les limites des domaines de l'« overwash » et de « sluicing overwash » sont schématisées car elles varient transversalement par rapport au cordon en fonction de l'ampleur du franchissement (d'après Orford and Anthony (2011), modifié et adapté au profil de plage de la section médiane du Sillon de Talbert). B_w : Largeur du cordon à la hauteur de référence du sol de l'arrière cordon; B_h : Hauteur du cordon à la hauteur de référence du sol de l'arrière cordon; B_w^* : Largeur du cordon à la hauteur de référence du niveau des PMVE; B_h^* : Hauteur du cordon à la hauteur de référence du niveau des PMVE; $O_{d,q}$: Hauteur du flot (d), et volume du flot (q) franchissant la crête du cordon; O_e : Hauteur maximum du franchissement; B_r : Recul de la flèche.

evolves into “overwashing” processes. In this case, the beachface and the crest are eroded in the form of a breach or throat, and washover fans and splays are deposited on the back-barrier. Generally, this latter extreme storm-impact type leads to barrier retreat due to rollover processes. Following the same approach, Sallenger (2000) and Stockon et al. (2007) identified four impact levels of storms on sandy barrier islands –as opposed to gravel-dominated barriers– that include an “overwash” regime (impact level 3), and culminate in an “inundation” regime (impact level 4) describing hydrodynamic conditions where extreme water levels are sufficient to completely and continuously submerge the barrier island. Therefore, overwash is the fundamental cross-shore mechanism forcing barrier retreat through rollover process, especially during storm events (Orford et al., 1995; Forbes et al., 1991, 1995; Tillmann and Wunderlich, 2013). Erosion processes may also be driven by longshore dynamics; when the sediment supply is depleted the wave energy reworks existing beach deposits through cannibalization (Carter and Orford, 1993). This process principally concerns drift-aligned spit barriers, where longshore process dynamics depends on the balance between the potential longshore transport (Q_y) rate, as an energy term dependent on the angle of breaker approach (α), and the availability of sediment to be transported along the shore by this energy (Orford et al., 2002). Therefore, a drift-aligned barrier is associated with the sediment transport rate $Q_y > 0$, while the barriers in a swash-aligned status are associated with $Q_y \approx 0$.

Cross-shore (*i.e.*, overwashing/rollover) and longshore (*i.e.*, drifting) processes act together to weaken the spit barriers, whose final stage can culminate in the opening of a breach during storm events (Sánchez-Arcilla and Jiménez, 1994; Orford et al., 1996; Thomas and Diaw, 1997; Kraus et al., 2002; Durand et al., 2010). In a recent paper, Orford and Anthony (2011) defined several elements related to barrier form, size, and constituent sediments that act as inertia to storm erosion. The authors detailed an approach based on measuring these components in order to estimate the resistance of the barrier to forcing, and to define the barrier resilience after extreme events (fig. 1B). The first component deals with the size/form of the crest sediment acting as a determinant to sediment transport during overflow. The width of the crest (B_w) measured at the reference elevation of “Mean High Spring Tide” (MHST) determines the sediment volume required to be eroded in order for barrier retreat (B_r) to take place; it also acts as a brake to over-crest flow ($O_{d,q}$ and O_e). Finally, the relative steepness of the overall crest using barrier height (B_h) to barrier width is measured at the reference elevation of “Mean High Spring Tide” (MHST). This last component indexes the overall stability of the crest. However, the authors warned that this morphodynamic evaluation of storm-impact may be experimented only on gravel-dominated barriers evolving under conditions of limited longshore sediment supply, such as swash-aligned single beach-ridge barrier systems (Orford and Anthony, 2011).

In this paper we examine both cross-shore and longshore dynamics through the morphosedimentary survey carried out since 2002 on the gravel spit of the Sillon de Talbert. This monitoring consists of yearly to monthly topo-morphology measurements (*i*) of the entire spit 3D-surface, (*ii*) and along two beach profiles situated on the most retreating zones. This survey is also based on hydrodynamic measurements (wave and water levels) using (*i*) WW3 wave modelling and tide records taken since 2002, and (*ii*) pressure sensor field-records taken since 2012. The quantification of cross-shore and longshore sediment transport has been underway for the past sixteen years. At the same time, the analysis of the hydrodynamic conditions is

achieved by identifying storm events related to erosion phases vs calm periods suitable for barrier resilience. Finally, the morphological functioning of the gravel spit –especially related to cross-shore dynamics– is addressed using the storm-impact model of Orford and Carter (1982), for the entire survey period. The spatio-temporal sequence of beach-crest rebuilding after a storm is also analyzed through the changing position of crest elevation (vertical) and crest movement (horizontal).

2. Study site

The gravel spit barrier of the Sillon de Talbert is located on the northern Brittany coast (France) in the department of *Côtes d’Armor* (fig. 2). According to the classifications (Zenkovitch, 1967; Buscombe and Masselink, 2006), it may be described as a single-ridge drift-aligned barrier that stretches over 3.5 km long. The sediment volume is estimated at $1.23 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Stéphan, 2011). The barrier can be classed as a “composite gravel beach” type (Carter and Orford, 1984; Jennings and Shulmeister, 2002). The beach face is characterised by a break slope point at the mean water level which delimitates the gravel spit accumulation from the large flat rocky platform (slope = 0.01%) covered by thin and patchy periglacial deposits and/or some rare recent sandy sheets. The upper part of the beach face shows steeper slopes of between 5% and 15%. As already described by Stéphan et al. (2012), the barrier can be subdivided into four distinct morphosedimentary units (fig. 3A). Unit 1 corresponds to the proximal sandy section mainly composed by fine to medium sand material (pebbles fraction < 30%). The slope gradient is between 5% and 8% (fig. 3C). The crest height exceeds 8.5 m above sea level (a.s.l.) in places due to the formation of dunes on the top of the barrier (fig. 3D). This section is sheltered by many reefs located in front on the rocky platform. The upper-beach/dune zone is artificially protected by a riprap over a distance of 120 m, and a groin, “*Chouck*”, has been installed at the end of the cell to prevent loss of sediments due to longshore drift oriented to the NE (fig. 2B). Due to its mainly sandy nature, the existence of the dunes and the presence of the coastal defence structures, this section will not be studied in this paper. The proximal gravel section (Unit 2) is composed of a mixed sand and pebble material (pebble fraction < 40%). The barrier presents a low slope gradient of between 5% and 7% (fig. 3C). The crest has a small embryonic sand dune with an elevation around 6 m a.s.l. (fig. 3D). In Unit 3 (median section), the sediment material is mainly composed of pebbles (pebble fraction > 70%). The beach slopes are steeper and the crest is about 7 m a.s.l. (fig. 3C). Unit 4 forms the distal section of the Sillon de Talbert. It corresponds to the most accreted zone of the spit due to the fact that the longshore sediment transport accumulates on this tip zone. The net positive sediment supply explains the enlargement of the back-barrier tip of the spit, whose morphology is characterized by accreted ridges due to wave diffraction (fig. 3B). The pebble fraction exceeds 80%. The beachface slope increases to 15% while the elevation of the crest reaches 7.5 m a.s.l. Due to this morphology, this section is therefore the most reflective part of the spit as shown by rip-current circulation during high tide levels (fig. 3B). These hydrodynamic conditions are related to the formation of beach cusps, which are to this section.

This coastal area is located in a macrotidal to megatidal context with a maximum tidal range of 10.95 m (SHOM, 2016). The most frequent swells come from the WNW with a resultant vector of around 303° (fig. 2). Consequently, the waves break with a slight angle according to the coastline’s orientation ($\approx 67^\circ$). This non-parallel swash alignment ($\alpha > 0$) generates a longshore drift

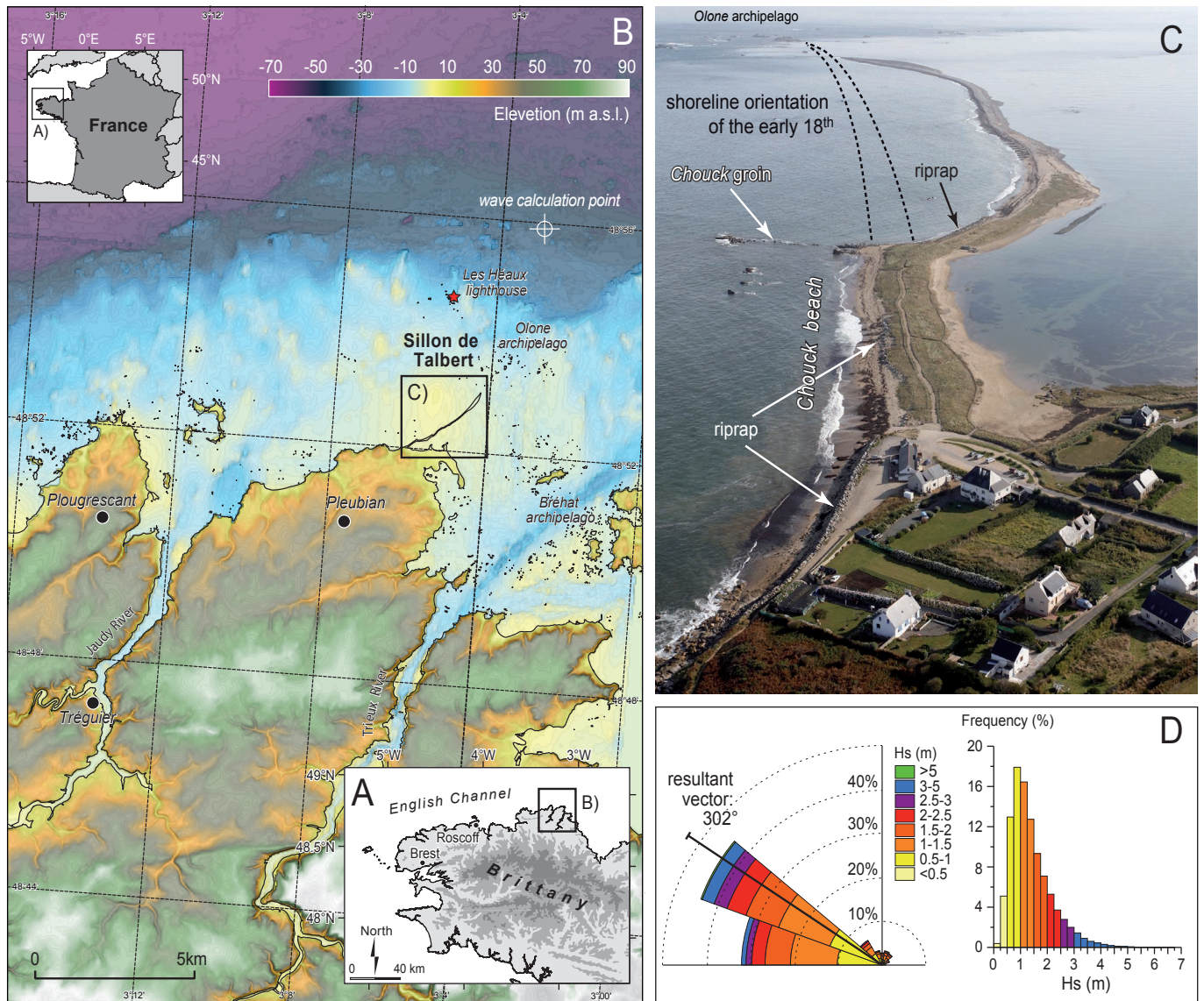


Fig. 2 – Location map.

A. Regional scale. B. Local scale. C. Oblique aerial photo of the Sillon de Talbert taken on the 23 September 2009 (source: D. Halleux) showing the coastal defense structures on the sandy proximal section. D. Wave characteristics. Wave rose and histogram of H_s established from the data obtained by WW3 numerical model over the period 01/01/1994-31/03/2018 at the calculation point 3.047°W , 48.927°N .

Fig. 2 – Carte de localisation.

A. Échelle régionale. B. Échelle locale. C. Photo aérienne oblique du Sillon de Talbert prise le 23 septembre 2009 (source : D. Halleux) montrant les ouvrages de défense côtière sur la section proximale sableuse. D. Caractéristiques de houle. Rose des houles et histogramme des H_s établis à partir des données du modèle WW3 sur la période 01/01/1994-31/03/2018 au point de calcul $3,047^\circ\text{W}$, $48,927^\circ\text{N}$.

oriented to the NE. Modal heights (H_{sig}) of deepwater waves are between 1 and 1.5 m and modal periods (T_{pic}) are between 9 and 10 seconds. During storms wave heights can reach 9 m with periods of 20 seconds.

The analysis of the long-term morphological evolution of the Sillon de Talbert indicates that up to the end of the 17th century it was connected to the islets of the Olone archipelago located to the NE (fig. 2). The detachment of the barrier occurred in the early 18th century and gave rise to a 3.2 km long gravel spit (Stéphan et al., 2012). This is probably due to the severe storm of November 26, 1703, which was one of the most violent events recorded along the south England and northwest French coasts over the past few centuries (Lamb and Frydendahl, 2005). The transformation from anchored barrier to free spit was associated to (i) a slight longshore cannibalization process, which increased throughout the 19th and 20th centuries due to sediment depletion, and (ii) a “cross-shore” landward displacement by rollover facilitated by

the disconnection. Since 1770, the rate of spit retreat has been estimated at $1 \text{ m}\cdot\text{yr}^{-1}$ (Pinot, 1994). More recently, Stéphan et al. (2012) have shown that the average landward migration rate for the entire spit reached $1.1 \text{ m}\cdot\text{yr}^{-1}$ between 1930 and 2010 (fig. 3D). During the same time period, longshore sediment transport through cannibalization from the proximal to the distal section was evaluated at $1.4 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ (Stéphan et al., 2010). From the mid-1970s to the beginning of the 1980s, this caused several coastal defence structures to be installed in order to prevent the retreat of the spit barrier; the 200 m long riprap and the “Chouk” groin (fig. 2B, 3A) were installed on the proximal section, and a 1,400 m long riprap was installed on the median section (Pinot, 1994; Stéphan et al., 2012). A change in coastal management strategy took effect when the Sillon de Talbert became the property of the “Conservatoire du Littoral” in 2001, a major part of the riprap of the median section was removed with the aim of returning the spit barrier to its natural morphological functioning.

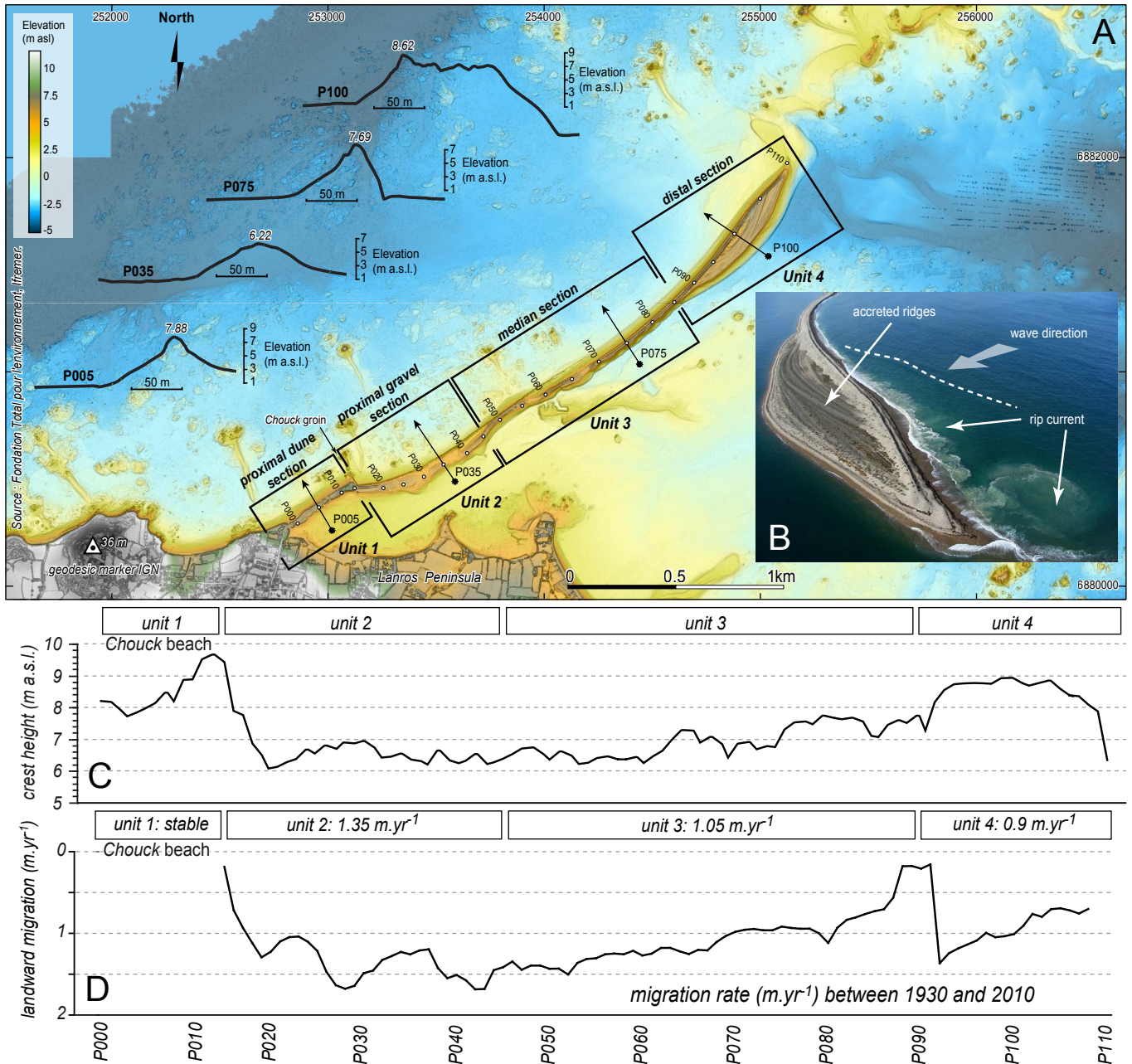


Fig. 3 – Morphological setting of the Sillon de Talbert.

A. Different longshore morphological units of the spit and representative beach profiles of the four units; B. Oblique aerial photo of the distal section (Photo taken on 29 September 2011); C. Crest height (2017); D. Landward spit displacement in m.yr⁻¹ between 1930 and 2010, after Stéphan et al. (2012), modified.

Fig. 3 – Morphologie du Sillon de Talbert.

A. Différentes unités morphologiques de la flèche et profils de plage représentatifs des quatre sections ; B. Photographie aérienne oblique de la partie distale (photo prise le 29 septembre 2011) ; C. Hauteur de la crête (2017) ; D. Recul de la flèche exprimé en m/an entre 1930 et 2010, d'après Stéphan et al. (2012), modifié.

3. Data and methods

3.1. Topo-morphological survey

The topo-morphological survey is based on both yearly DEM and monthly beach profile measurements.

3.1.1. 3D topo-morphological measurements (DEM)

DEM measurements started in October 2002 and are ongoing. These measurements are carried out using various techniques (tab. 1). First, an Airborne LiDAR measurement of the entire spit area was performed in October 2002 with an altimetry accuracy

of ± 10 cm (Boersma and Hoenderkamp, 2003). From the LiDAR raw records, a 3D digital elevation model (DEM) was computed using a kriging interpolation model to produce a regular 1-m grid. The Real-time Kinematic Differential Geographic Positioning System (RTK-DGPS) topographic measurement technique was also used between 2003 and 2018, at least one or twice a year (tab. 1). Each DGPS measurement was horizontally and vertically calibrated using the geodetic marker from the French datum and the geodesic network provided by the IGN (*Institut Géographique National*) located on the study area (fig. 3A). The ground control points (GCPs) were measured to calculate the x, y, and z, with the margin of error reaching ± 5 to 7 cm in x and y, and ± 2 cm in z. These values were taken into account in calculating the margin



of error associated with the sediment budget calculation. Finally, several UAV (Unmanned Aerial Vehicle) flight campaigns and Kite Aerial Photography (KAP) surveys were conducted in 2016 and 2018 (tab. 1). During each UAV campaign, six to seven flights were needed to cover the whole spit area. The survey was performed using an electric hexacopter UAV based on a DS6 multi-rotor platform, equipped for nadir photography with a Nikon D800 reflex camera with a focal length of 35 mm. The flight took place at an altitude of around 115 m, which gave a spatial resolution of 1.7 cm. The camera was set up to acquire RAW images every 10 seconds, allowing a quasi-systematic image side lap higher than 60% for an optimized SfM photogrammetric process. During each aerial survey, ground control points (GCPs) were surveyed using rtk-DGPS

measurements. The margin of error calculated from GCPs reached ± 0.1 m in x , y , and z . For the KAP surveys, aerial images were taken using a Ricoh® GR camera (16.2 MPix resolution, fixed focal length equivalent to 28 mm) connected to the kite line by a BROOXES® Gent-X picavet set. The use of a picavet greatly improved the quality of the kite-aerial photographs. The kite used to carry out the survey was a Delta Trooper by Dan Leigh®, supporting strong wind speeds from 7 to 14 m.s⁻¹. The camera was set to acquire RAW images every 10 seconds, allowing a quasi-systematic image side lap higher than 60% for an optimized SfM photogrammetric process. During each aerial survey ground control points (GCPs) were also surveyed by RTK-GPS measurements giving a margin error of ± 0.02 m in x , y , and z (tab. 1).

Tab. 1 – Inventory of the topo-morphological surveys carried out between 2002 and 2018.

Tab. 1 – Inventaire des levés topo-morphologiques réalisés entre 2002 et 2018.

Date	Technology	material used	source or organism	Horizontal accuracy	Vertical accuracy	Area covered (km ²)	Number of topographic data acquired on the field	Number of topographic data used to generate Grid	Interpolation method	Grid resolution (m)	Coordonnate system
22 September to 8 October 2002	Lidar airborne		IFREMER	± 0.5 m	± 0.1 m	3,49	638 976	638 976	kriging	1	EPSG: 2154 RGF93
15 to 16 June 2003	DGPS survey	Trimble 5700-5800	Private consultancy	± 0.05 m	± 0.05 m	0,27	4 544	123 135	kriging with breaklines	1	EPSG: 27572
18 to 19 September 2005	DGPS survey	Trimble 5700-5800	Private consultancy	± 0.05 m	± 0.05 m	0,34	2 869	121 186	kriging with breaklines	1	EPSG: 27572
29 April to 2 May 2006	DGPS survey	Trimble 5700-5800	LETG-UMR 6554	± 0.07 m	± 0.03 m	0,32	4 732	122 978	kriging with breaklines	1	EPSG: 2154 RGF93
24 to 27 September 2007	DGPS survey	Trimble 5700-5800	LETG-UMR 6554	± 0.07 m	± 0.03 m	0,33	9 808	128 023	kriging with breaklines	1	EPSG: 2154 RGF93
19 March 2008	DGPS survey	Trimble 5700-5800	LETG-UMR 6554	± 0.07 m	± 0.03 m	*	659	no grid	*	*	*
15 to 20 September 2008	DGPS survey	Trimble 5700-5800	LETG-UMR 6554	± 0.07 m	± 0.03 m	0,34	11 731	129 243	kriging with breaklines	1	EPSG: 2154 RGF93
16 to 18 September 2009	DGPS survey	Trimble 5700-5800	LETG-UMR 6554	± 0.07 m	± 0.03 m	0,27	13 704	131 013	kriging with breaklines	1	EPSG: 2154 RGF93
29 to 30 April 2010	DGPS survey	Trimble 5700-5800	LETG-UMR 6554	± 0.07 m	± 0.03 m	0,19	11 801	129 349	kriging with breaklines	1	EPSG: 2154 RGF93
20 to 24 September 2010	DGPS survey	Trimble 5700-5800	LETG-UMR 6554	± 0.07 m	± 0.03 m	0,30	17 685	134 855	kriging with breaklines	1	EPSG: 2154 RGF93
13 to 16 September 2011	DGPS survey	Trimble 5700-5800	LETG-UMR 6554	± 0.07 m	± 0.03 m	0,34	17 795	135 013	kriging with breaklines	1	EPSG: 2154 RGF93
17 to 19 September 2012	DGPS survey	Trimble 5700-5800	LETG-UMR 6554	± 0.07 m	± 0.03 m	0,34	14 962	132 304	kriging with breaklines	1	EPSG: 2154 RGF93
3 to 6 September 2013	DGPS survey	Trimble 5700-5800	LETG-UMR 6554	± 0.07 m	± 0.03 m	0,36	15 618	132 960	kriging with breaklines	1	EPSG: 2154 RGF93
4 to 7 March 2014	DGPS survey	Trimble 5700-5800	LETG-UMR 6554	± 0.07 m	± 0.03 m	0,42	17 925	133 653	kriging with breaklines	1	EPSG: 2154 RGF93
9 to 11 September 2014	DGPS survey	TopCon Hyper V	LETG-UMR 6554	± 0.07 m	± 0.03 m	0,36	19 456	135 421	kriging with breaklines	1	EPSG: 2154 RGF93
28 September to 1 October 2015	DGPS survey	TopCon Hyper V	LETG-UMR 6554	± 0.07 m	± 0.03 m	0,33	30 888	146 154	kriging with breaklines	1	EPSG: 2154 RGF93
5 to 8 April 2016	UAV flights	DRELIO exacopter	LETG-UMR 6554	± 0.1 m	± 0.1 m	*	$> 10^8$	no grid	*	*	*
17 to 20 October 2016	UAV flights	DRELIO exacopter	LETG-UMR 6554	± 0.1 m	± 0.1 m	0,34	$> 10^8$	$> 10^8$	Nearest Neighbour	0.1	EPSG: 2154 RGF93
4 to 7 September 2017	DGPS survey	TopCon Hyper V	LETG-UMR 6554	± 0.07 m	± 0.03 m	0,33	14 773	131 942	kriging with breaklines	1	EPSG: 2154 RGF93

3.1.2. DEM generation and morphological changes analysis

From the RTK-DGPS field measurements, a digital elevation model (DEM) was computed using Surfer software with a kriging interpolation algorithm supporting breaklines to produce a regular 1-m grid. For the UAV and KAP surveys, the SfM photogrammetric process was performed using Agisoft® Photoscan Professional software. We chose this user-friendly commercial software for its ease of use and the quality of data produced (Jaud et al., 2016). For each aerial survey a set of about 250/300 images were processed separately. An orthorectified aerial image at a resolution of 1 cm and a DSM at a resolution of 1 m were produced for comparison with the LiDAR and DGPS DEMs (tab. 1).

The spit contour lines and 3D visualization were generated and the sediment budget due to morphological changes was calculated for each period. Calculation of the sediment budget was accomplished for each survey from the interpolated surface by calculating the volumetric difference between it and the preceding surface based on grid subtraction. DEM of Differences (DoD) were produced following the method implemented by Wheaton et al. (2009). The net change (Δz_{net}) and absolute change (Δz_{max}) were generated from the interpolated surface plots with the vertical change (m) presented for each 1 m² grid cell. The volume calculation focused on (i) the material deposited on the crest by overtopping, (ii) sediment accumulated on the back-barrier slope by overwash processes, and (iii) sediment deposited in the distal section due to the longshore sediment transfer (fig. 4). Each DEM was also sliced into 110 cross-shore transects along which two main morphological indicators, (i) crest lowering/accretion (Δz_{crest}) and (ii) landward spit migration ($\Delta z_{retreat}$), were measured. The quantification of spit retreat was based on the landward limit of the rear of the spit that represents the best shoreline demarcation between gravel sediments of the spit barrier and the mud of the back-barrier low-lying zone.

3.1.3. Beach profile measurements

Since September 2012, two beach profile measurements have been regularly executed along two transects located on the proximal (Unit 2) and medium (Unit 3) spit sections where retreat rates are the most significant (fig. 5). This survey took place at a bi-weekly to monthly frequency using a Leica tacheometer TCR303°. Each measurement was referenced to the geodesic marker from the French datum and the geodesic network provided by the IGN (*Institut Géographique National*). From the position of the control points was measured to estimate the margin of error was estimated at ± 5 to 7 cm in x , y , and ± 2 cm in z .

3.2. Hydrodynamic analysis: data acquisition and methods

3.2.1. Acquisition of offshore wave conditions

Offshore waves were hindcast using the WAVEWATCH III V4.18 spectral model (Tolman, 2014; Roland and Ardhuin, 2014) at coordinates 3.047°W, 48.927°N, at a depth of about -50 m, between 01/01/2002 and 31/03/2018. The system was implemented with unstructured and higher resolution grids on the coastal zone, thus enabling the reproduction of the wave climate in the shallow zone. For the Atlantic coast, the HOMERE hindcast data set (Bouidière et al., 2013), extended to the English Channel, was used. It was forced by the wind fields from the CFSR reanalysis with a resolution ranging from 0.25° to 0.5° (Saha et al., 2010) and by the surface currents generated from an atlas of harmonic tidal constituents obtained from outputs of the MARS circulation model

(Lazure and Dumas, 2008). Wave parameters such as direction (D), wave height (H_{sig}) and period ($T_{m0,1}$) were extracted from this data set for the analysis of offshore wave conditions.

Wave height thresholds corresponding to the maximum H_{sig} , exceeding the 2% exceedance (percentile 98%) wave height of 3.15 m, were used to identify the major storm wave events. The wave energy flux, F , of these major events was calculated using:

$$F = \frac{\rho g^2 H_{sig}^2 T}{64 \pi} \quad [1]$$

where F is expressed per unit crest length of the wave, $\rho = 1,025 \text{ kg.m}^{-3}$ is the density of seawater, $g = 9.81 \text{ m.s}^{-2}$ is the acceleration of gravity, H_{sig} is the significant wave height, and T is the wave period ($T_{m0,1}$).

3.2.2. Wave records in the shallow tidal zone

As part of the survey undertaken on the Sillon de Talbert, the wave conditions in the shallow tidal zone have been recorded since September 2012 using an OSSI-010-003C pressure sensor (Ocean Sensor Systems Inc., accuracy ± 1.5 cm specification). It was deployed along transect B, at -0.461 m a.s.l., which approximately corresponds to the mean sea water level (fig. 5B). Therefore, for about half a day, depending on the tidal range, the sensor is out of the water. A recording frequency of 5 Hz was chosen to reproduce as accurately as possible the wave spectrum. The sensor was calibrated before and after each deployment by comparing the pressure measured at the low tide level (when the sensor is out of the water and thus measures atmospheric pressure) with the atmospheric pressure recorded *in situ*. Wave parameters such as wave height (H_{sig}) and period ($T_{m0,1}$) were also extracted for the time periods corresponding to the high tide level in such a way as to eliminate the lowest values corresponding to records taken in very shallow water depths (when the rising tide starts to submerge the sensor). Extreme wave conditions are defined as events during which the significant wave height H_{sig} exceeds the 2% exceedance wave height of 1.28 m.

3.2.3. Tide gauge records

Tide records were provided by the French hydrographic service (*Service Hydrographique et Océanographique de la Marine* - SHOM) for the referenced tide gauge station of Roscoff, located about 70 km west of the Sillon de Talbert (fig. 2A). From these data sets, surge levels were extracted for the entire survey period (2002-2018). These surge levels were then added to predicted tide levels obtained by modeling the *Les Héaux-de-Bréhat* site (fig. 2A) in order to find the extreme water level component. This was the most relevant methodological approach to estimate the measured tide levels on the Sillon de Talbert, considering there is no tide gauge station referenced in this zone. Significant extreme water levels are identified as an event during which the maximum water level exceeds the 2% exceedance water level of 5.5 m.

3.2.4. In situ water level measurements

Analysis of *in situ* water levels was based on records taken in the tidal zone using the OSSI-010-003C wave gauge sensor (see section 3.2.2.). The height of the water level was computed by taking into account the atmospheric pressure with the following expression:

$$H_{(water\ level)} = (P_{sensor} - P_{atmosphere}) / \rho \cdot g \quad [2]$$

where H is the height of the water column (in m), P_{sensor} is the pressure measured by the sensor (in Pa), $P_{atmosphere}$ is the atmospheric

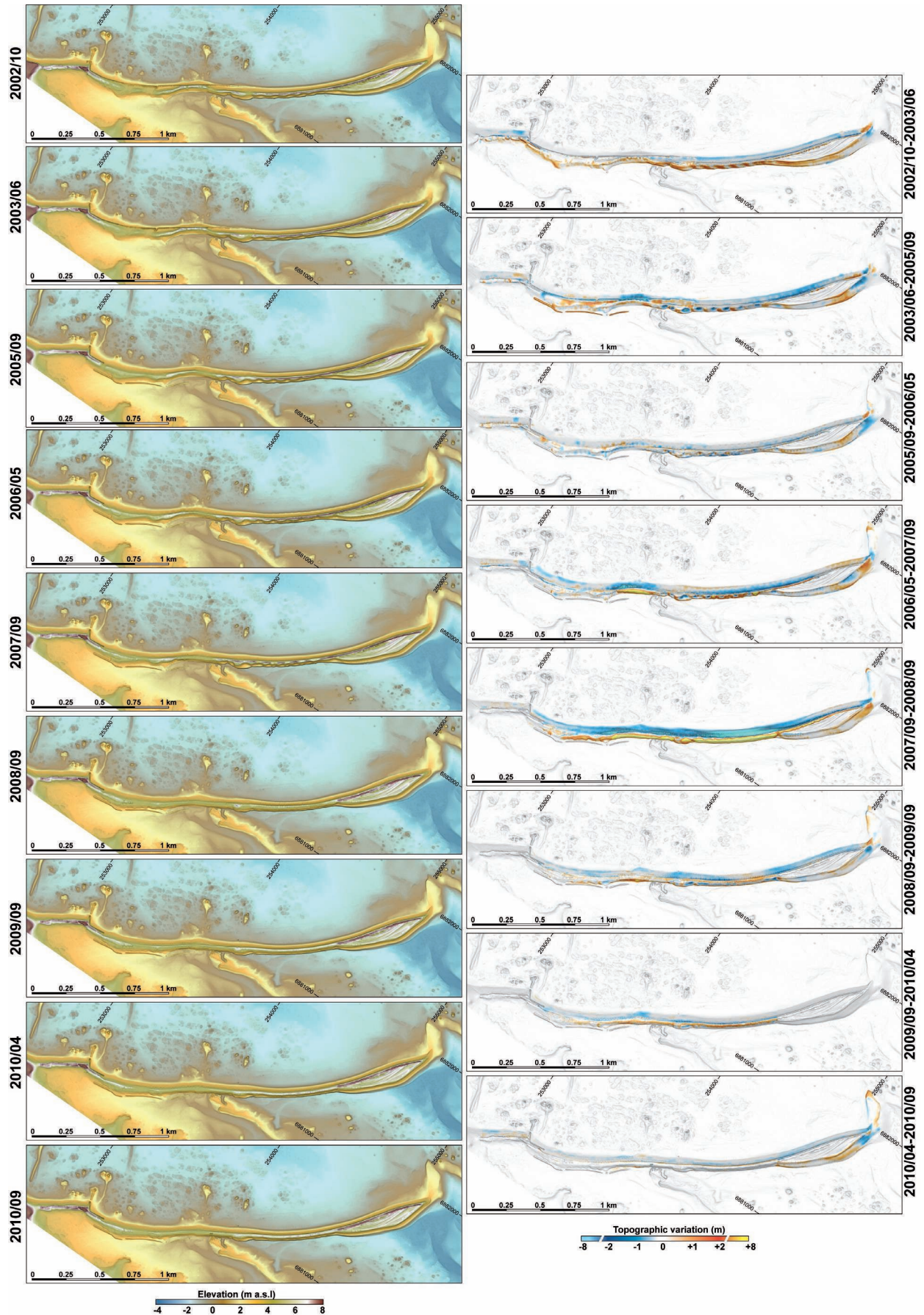


Fig. 4 – DEMs of the Sillon de Talbert gravel spit and sediment budget calculation between 2002 and 2018.

Fig. 4 – MNT de la flèche de galets du Sillon de Talbert et calcul des bilans sédimentaires entre 2002 et 2018.

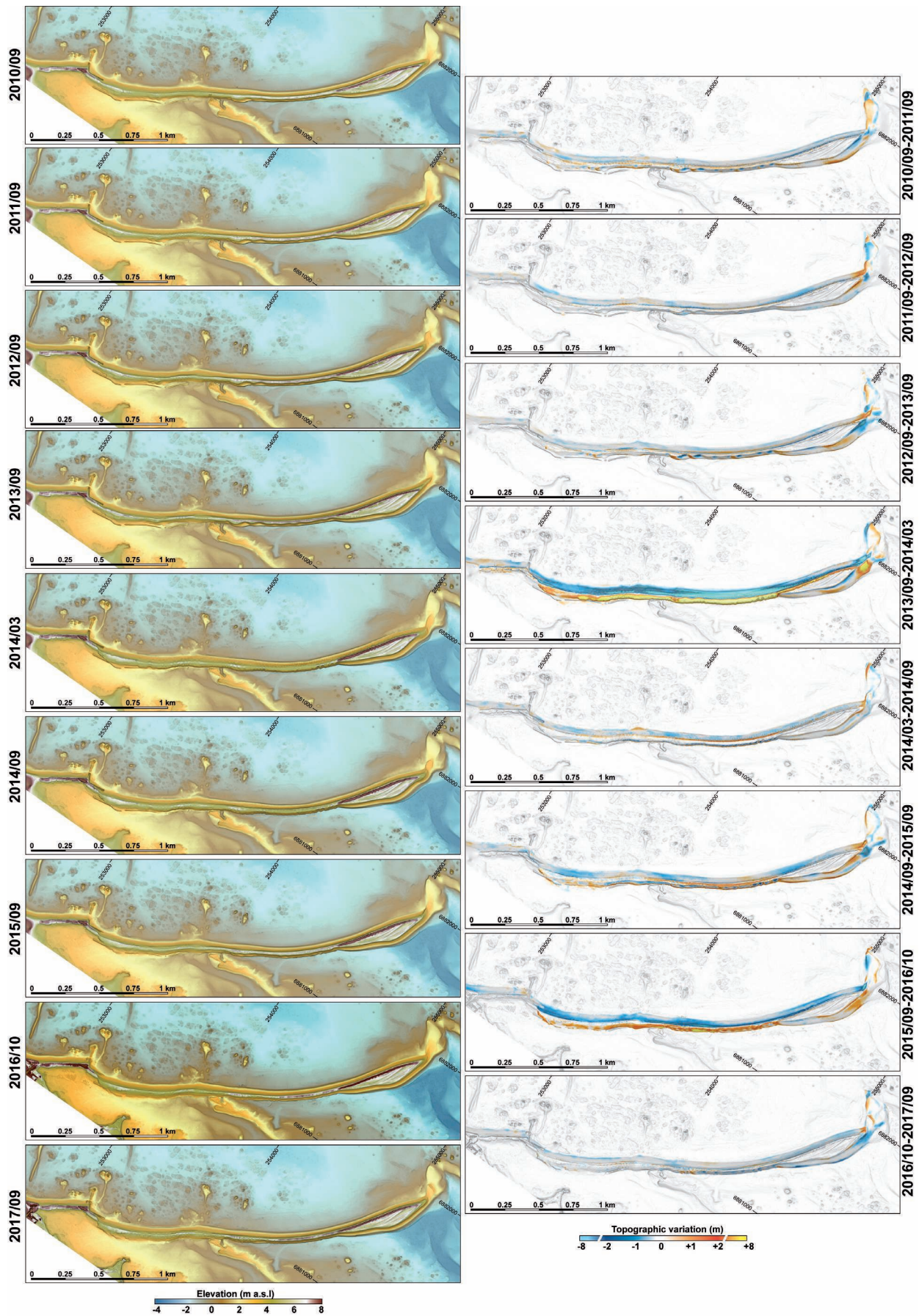


Fig. 4 (continued) – DEMs of the Sillon de Talbert gravel spit and the sediment budget calculation between 2002 and 2018.

Fig. 4 (suite) – MNT de la flèche de galets du Sillon de Talbert et calcul des bilans sédimentaires entre 2002 et 2018.

pressure (in Pa), ρ is the density of water ($= 1,025 \text{ kg.m}^{-3}$), and g is the acceleration of gravity ($= 9.81 \text{ m.s}^{-2}$).

Water levels were smoothed to a moving average of 10 min to filter out deformations of the water surface related to waves, and water levels corresponding to both daily high tides were extracted.

4. Morphodynamic results

4.1. Medium-term morphological analysis based on DEMs

4.1.1. Sediment budget changes

Longshore and cross-shore sediment budget analyses were calculated from the DEMs and DoDs produced over the entire survey period 2002-2017 (fig. 4). Two significant rollover process events affecting the entire spit were clearly identified between 2007 and 2008, and between 2013 and 2014. The sediment budget of these two overwash events is characterized by strong erosion of the seaward beach face and a net accretion on the back-barrier leading to significant spit retreat. As indicated in previous

papers, these two major events are related to the Johanna storm of March 10, 2008 (Stéphan et al., 2010), and the series of storms that occurred during the winter of 2013-2014 (Blaise et al., 2015). However, the periods of overwash are most often followed by recovery periods during which the morphology of the spit is stable and crest-overtopping processes are dominant. These recovery processes occur under fair climate conditions, following periods of intense storm activity, *i.e.*, between 2010-2011, 2011-2012, and 2016-2017. Important morphological changes were also observed on the tip of the spit (*i.e.*, ebb tide lobe) during the survey period. They are related to (i) longshore sediment transport from the proximal to the distal section, and (ii) the sediment removal caused by the interaction of incident waves and the ebb tide currents on this zone. Therefore, the tip of the spit is affected by sediment transfers either to the northwest or to the southeast. Most DoDs indicate an alternation of erosion and accretion sub-cells along the back-barrier beach face of the distal and median sections. This rhythmic morphology reflects the back-barrier longshore sediment transfer, oriented to the SW due to wave diffraction on the tip of the spit.

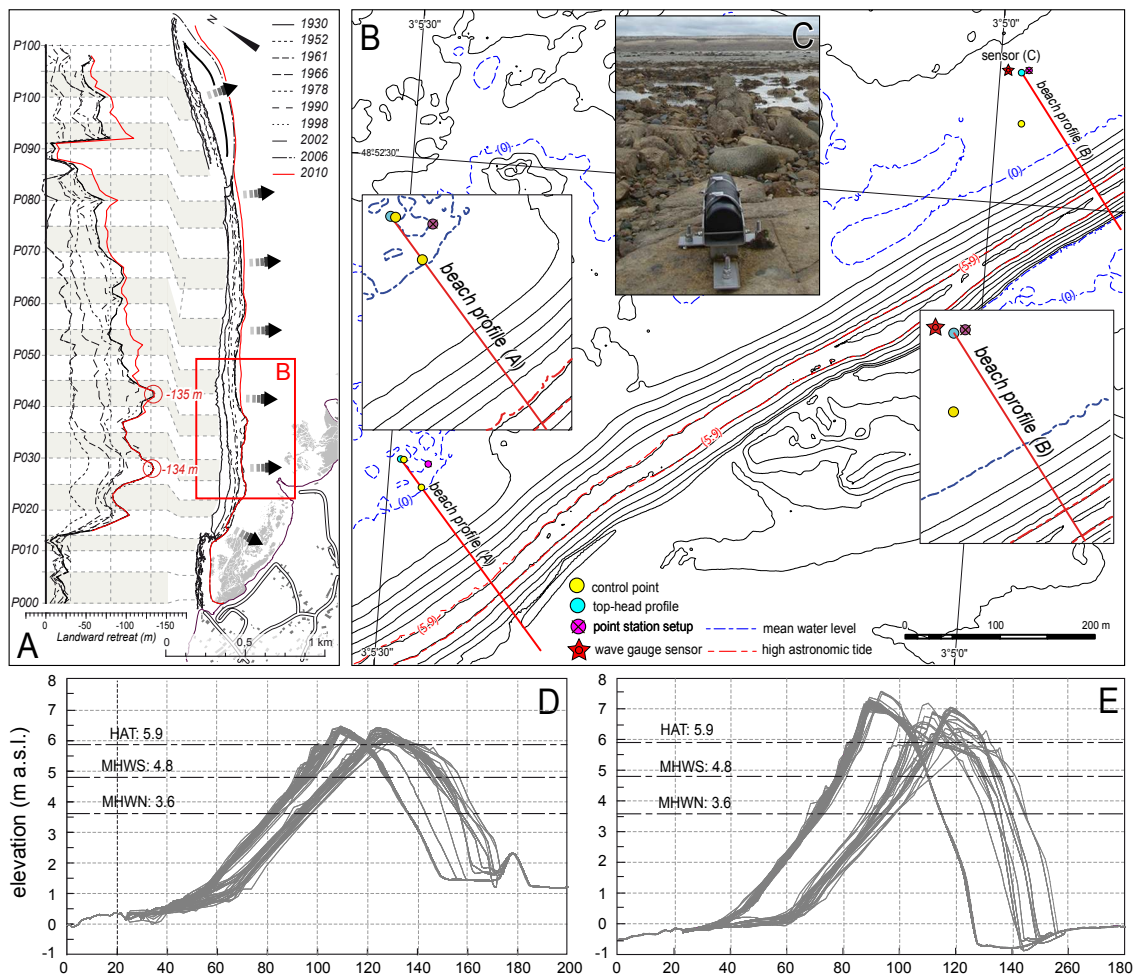


Fig. 5 – Location of the two transects A and B for the monthly beach profile measurements.

A. Shoreline changes indicating the most retreating zone between 1930 and 2010 (after Stéphan et al., 2012). B. Setting of beach profiles A and B (topographic setting and aerial photo from 2015). C. Photo of pressure sensor installed on the top-head of the transect B. D. Envelope of beach profile A realized between the 18 of September, 2012 and the 17 of April, 2018. E. Envelope of beach profile B realized between the 18 of September, 2012 and the 17 of April, 2018.

Fig. 5 – Localisation des deux transects A et B pour le suivi mensuel de profil de plage.

A. Cinématique du trait de côte indiquant les zones les plus en recul entre 1930 et 2010 (d'après Stéphan et al., 2012). B. Installation des profils de plage A et B (la topographie et la photo aérienne datent de 2015). C. Photo du capteur de pression installé en tête de transect du profil B. D. Enveloppe de profils de plage A réalisés entre le 18 septembre 2012 et le 17 avril 2018. E. Enveloppe de profils de plage B réalisés entre le 18 septembre 2012 et le 17 avril 2018.

The sediment budget for the entire period of 2002-2017 remains relatively stable; the seaward beach face erosion is estimated at $-411,000 \pm 26,000 \text{ m}^3$, while the back-barrier deposition is about $+420,000 \pm 20,000 \text{ m}^3$ (fig. 6). The back-barrier deposition of $+420,000 \text{ m}^3$ is the sum of (i) the total overwashing inducing a net volume of about $+370,000 \text{ m}^3$, and (ii) the accretion of the back-barrier at the tip of the spit (*i.e.*, distal section) of about $+50,000 \pm 4,400 \text{ m}^3$ after waves are diffracted on the tip of the spit (fig. 6). The NE seaward longshore sediment transport is relatively constant over time and reaches about $3,200 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ on average. This is mainly due to a cannibalization process from the proximal to the distal section. The SW back-barrier longshore sediment transport acting on the distal and median sections is estimated at 100 to $500 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ (fig. 6).

4.1.2. Dynamics of spit retreat (B_r) and crest evolution (B_h and B_w)

The results concerning the spit migration between 2002 and 2017 show that the average of the net landward displacement of the spit reached about -19 m , -39 m , and -29 m , on the proximal gravel, median, and distal sections, respectively (fig. 7A-C). However, the maximum retreat of up to -66 m was recorded in the first part of the distal section along transect P091, while the proximal gravel and median sections retreated by a maximum of about -53 m (transect P034), and -63 m (transect P052) (fig. 8D). The cumulative frequency (B_r) and the annual frequency (ΔB_r) indicate that there were three years, 2008, 2014, and 2016, during which significant landward displacement took place.

The analysis of the evolution of crest height (B_h) and crest width (B_w) between 2002 and 2017 shows significant variations (fig. 7D-I). In the proximal gravel and median sections, the evolution of the crest elevation is characterized by three major lowering events in 2008, 2014, and 2016. For these three years, the lowering of the crest reached an average of -0.2 to -0.3 m on the proximal gravel section (fig. 7D). It reached an average of -1 m on the median section, notably in 2008 and 2014 (fig. 7E), with a maximum value reaching -2.44 m and -1.79 m , respectively (fig. 8E). However, after

each of these three episodes, recovery processes due to overtopping resulted in crest elevation reaching its pre-storm height, such as on the median section (fig. 7E), or higher than the pre-storm height, such as on the proximal gravel section (fig. 7D). Such is the case on the proximal gravel and median sections following the three years of 2008, 2014, and 2016, where the rise of the crest exceeded $+1 \text{ m}$ (fig. 7G-H). Conversely, parameter B_w , corresponding to the crest width, varies in the opposite direction to that of the crest height (B_h). In general, the width of the crest increases when the latter decreases in height, and *vice versa*. The results show different morphological behaviors concerning the evolution of the distal section (fig. 7F, 7I). This is mainly due to the morphological features of this zone, which are characterized by a massive accumulation of sediments inducing the highest elevation and largest width of the crest (see section 2.). Therefore, the major part of this distal section is rarely impacted by the catastrophic overwash/inundation events that generate crest lowering and crest width enlarging.

4.2. Medium-term hydrodynamic analysis

The results show a clear seasonal variation of wave height (H_{sig}) with a maximum of up to 5 to 6 m during the winter periods, which corresponds to the major storm events that occurred during the survey period (fig. 8A), *i.e.*, January 18, 2005 (5.37 m), February 12, 2007 (5.47 m), December 9, 2007 (6.35 m), December 5, 2008 (5.04 m), February 8, 2016 (5.29 m), and January 17, 2018 (5.17 m). The early spring period may also be affected by extreme significant wave heights, as was the case during the Johanna storm on March 10, 2008 (6 m), and the storm event of March 9, 2016 (5.21 m) (fig. 8A). Significant morphogenetic events combining extreme wave height and water levels were isolated using both wave height and water level thresholds. As indicated in the methodological section (see sections 3.2.1., and 3.2.3.), these thresholds correspond to significant wave events during which the maximum H_{sig} exceeds the 2% exceedance wave height of 3.15 m, and the highest water level exceeds the 2% exceedance water level of 5.5 m (fig. 8A-B). Major morphogenetic events were identified when both thresholds of significant wave height and water level were combined. Following

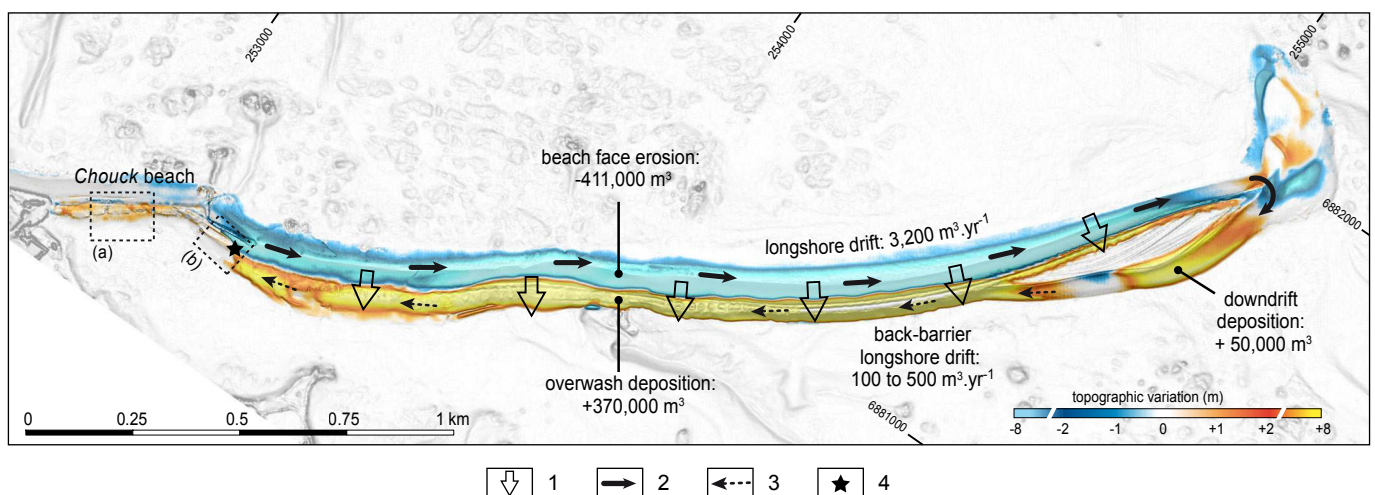


Fig. 6 - Longshore and cross-shore sediment budget of the Sillon de Talbert for the entire survey period 2002-2017 (after Stéphan et al., 2018a, modified).

1. Overwash; 2. Main longshore drift; 3. Secondary longshore drift; 4. Weakened zone (future breach); (a). Location of the photos in the Figure 11; (b). Location of the photos in the Figures 10 and 13.

Fig. 6 - Budget sédimentaire longitudinal et transversal du Sillon de Talbert pour l'ensemble de la période de suivi 2002-2017 (d'après Stéphan et al., 2018a, modifié).

1. Submersion (overwash); 2. Dérive littorale principale; 3. Dérive littorale secondaire; 4. Zone faible (amorce brèche); (a). Localisation des photos de la Figure 11; (b). Localisation des photos des Figures 10 et 13.

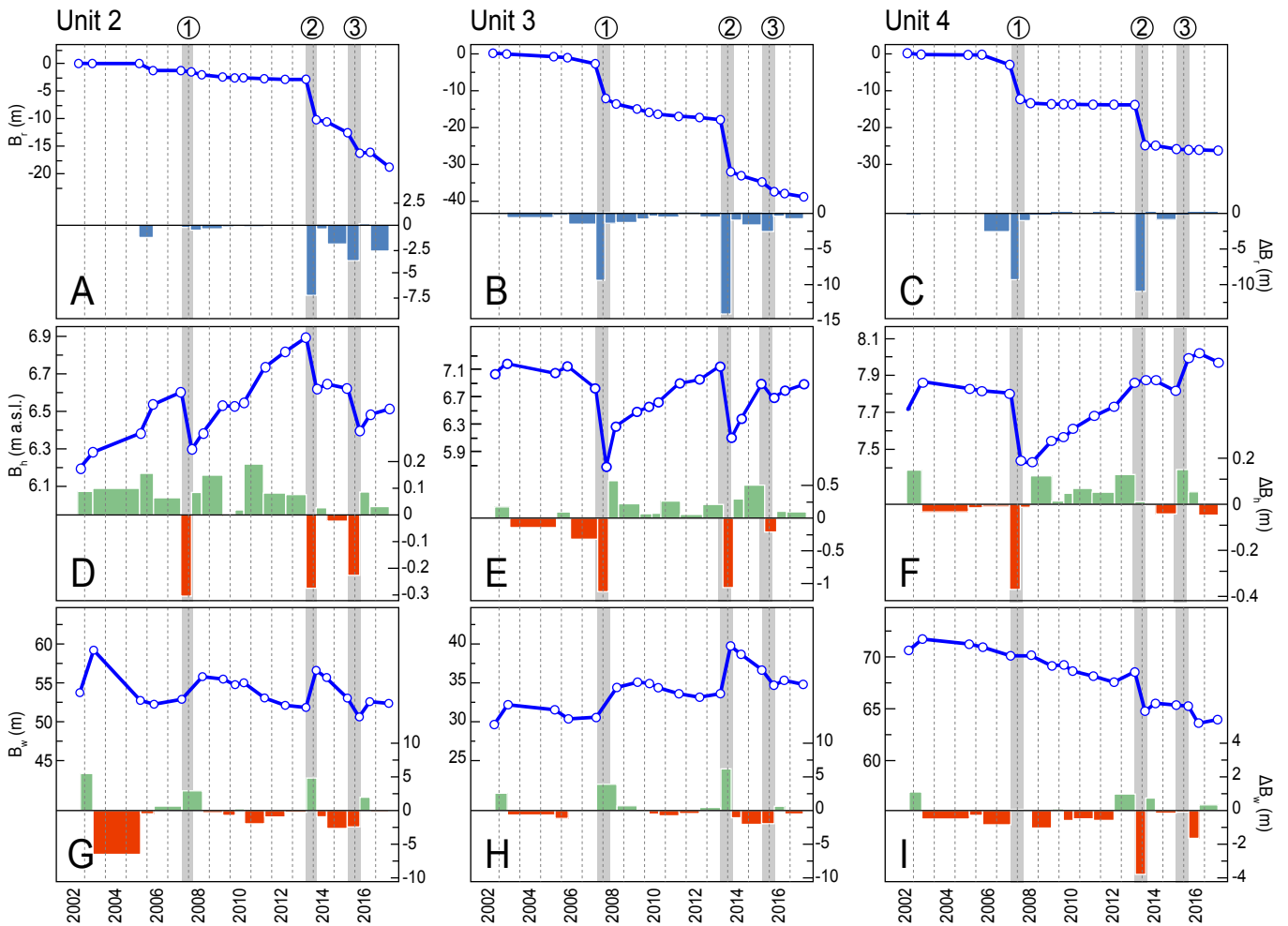


Fig. 7 - Annual morphological changes along the three morphosedimentary units of the Sillon de Talbert from 2002 to 2017.

Unit 2: proximal gravel section; Unit 3: median section; Unit 4: distal section (see Figure 3). A-C: Barrier retreat in cumulative frequency B_r (curve), and frequency ΔB_r (bars), for the proximal gravel section - Unit 2 (A), for the median section - Unit 3 (B), and for the distal section - Unit 4 (C). D-F: Barrier height changes in cumulative frequency B_h (curve), and frequency ΔB_h (bars) for the proximal gravel section - Unit 2 (D), for the median section - Unit 3 (E), and for the distal section - Unit 4 (F). G-I: Barrier width changes in cumulative frequency B_w (curve), and frequency ΔB_w (bars) for the proximal gravel section - Unit 2 (G), for the median section - Unit 3 (H), and for the distal section - Unit 4 (I). Grey bars correspond to main morphogenetic events (1. in 2008; 2. in 2014; 3. in 2016).

this statistical analysis, 11 morphogenetic events were identified (tab. 2, fig. 8A). Some of the storm events identified previously, such as the Johanna storm on March 10, 2008, and the Ruzica/Imogen storm on February 8, 2016 were recognized as major morphogenetic events although they occurred during the high spring tide period (tab. 2). The winter of 2013-2014, notably storm Anne on February 1-2, 2014, and storm Eleanor on January 5, 2018, was also characterized by significant morphogenetic events. As mentioned earlier, other events occurring at the beginning of March were also identified, as was the case in 2007, 2010, and 2016 (tab. 2). However, they were mainly related to very high water levels generated by astronomical tides, while wave heights were not very high, except during the event of 31/03/2010, and the morphological response of the spit did not lead to significant erosion because in that context the wave energy was low (tab. 2).

The comparison of these morphogenetic events with the morphological changes of the Sillon de Talbert spit (*i.e.*, barrier

Fig. 7 - Changements morphologiques annuels le long des trois unités morphosédimentaires du Sillon de Talbert de 2002 à 2017.

Unit 2 : section graveleuse proximale ; Unit 3 : section médiane ; Unit 4 : section distale (cf. Figure 3). A-C : Recul du cordon en fréquences cumulées B_r (courbe), et séparées ΔB_r (barres) pour la section proximale graveleuse - Unit 2 (A), pour la section médiane - Unit 3 (B), et pour la section distale - Unit 4 (C). D-F : Changements de hauteur de cordon en fréquences cumulées B_h (courbe) et séparées ΔB_h (barres) pour la section proximale graveleuse - Unit 2 (D), pour la section médiane - Unit 3 (E), et pour la section distale - Unit 4 (F). G-I : Changements de la largeur du cordon en fréquences cumulées B_w (courbe) et séparées ΔB_w (barres) pour la section proximale graveleuse - Unit 2 (G), pour la section médiane - Unit 3 (H), et pour la section distale - Unit 4 (I). Barres grises correspondent aux évènements morphogènes principaux (1. en 2008 ; 2. en 2014 ; 3. en 2016).

retreat ΔB_r and barrier height ΔB_h) was then analysed (fig. 8C-D). The results show a significant association between these extreme events and the morphological response of the barrier. For example, this is the case for the morphogenetic events related to storm Johanna on March 10, 2008, where a maximum retreat of up to -22 m was recorded on the median and distal sections, and during the winter of 2013-2014 where the cluster of storms generated a maximum retreat reaching -30 m, while the major part of the median section retreated from -20 to -22 m (fig. 8C). The extreme event related to storm Ruzica/Imogen on February 8, 2016 also produced a maximum landward spit migration of up to -20 m on the proximal gravel section, and between -5 to -10 m on the median section. The results obtained for the crest lowering/elevation ΔB_h showed the same behavior with significant crest erosion of up to -2.5 to -2 m in association with these three morphogenetic events (fig. 8D).

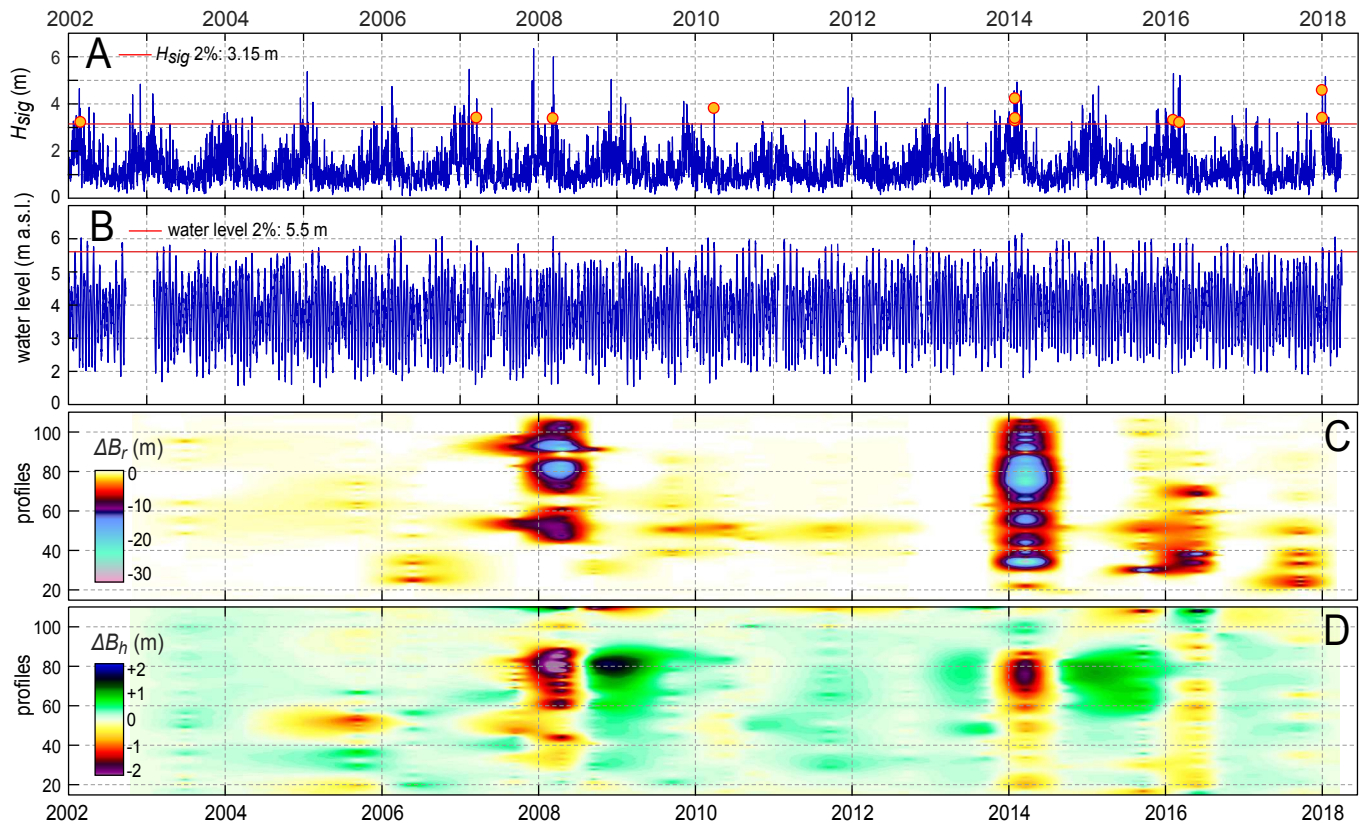


Fig. 8 – Hydrodynamic conditions and morphological changes of Sillon de Talbert from 2002 to 2018.

A. Time series of significant wave heights (H_{sig}) from WW3 modeling data (see the location of the calculation point on Figure 2) where a morphogenetic event (orange dot) is defined as a significant wave event during which the maximum H_{sig} exceeds the 2% exceedance wave height of 3.15 m (threshold red line), combined with water levels exceeding the 2% exceedance water level. B. Time series of water levels (tide and surge calculated from data collected at Les Héaux lighthouse by the SHOM 2016) (see location on Figure 2) for both daily high tides. The threshold red line corresponds to the 2% exceedance water level of 5.5 m a.s.l. C. Barrier retreat along the 110 cross-shore profiles. D. Barrier height variations along the cross-shore profiles.

Fig. 8 – Conditions hydrodynamiques et changements morphologiques du Sillon de Talbert de 2002 à 2018.

A. Série temporelle des hauteurs significatives de houle (H_{sig}) à partir des données WW3 modélisées (voir la localisation du point de calcul sur la Figure 2), où un événement morphogène (point orange) est défini comme un épisode de forte houle durant lequel la hauteur significative (H_{sig}) maximum supérieure au percentile 2 % de 3,15 m (ligne seuil en rouge) a été combiné à un niveau d'eau supérieur au percentile 2 % (ligne seuil en rouge). B. Série temporelle des niveaux d'eau (marée + surcote) calculés à partir des données acquises au phare Les Héaux par le SHOM, 2016 (localisation sur la Figure 2) pour les deux pleines mers journalières. La ligne seuil en rouge correspond au niveau d'eau maximum supérieure au percentile 2 % de 5,5 m a.s.l. C. Recul du cordon le long des 110 radiales de mesures transversales. D. Variations de la hauteur du cordon le long des 110 radiales de mesures transversales.

Tab. 2 – Inventory of the major morphogenetic events combining extreme storm wave heights and water levels.

Tab. 2 – Inventaire des événements morphogènes majeurs combinant des hauteurs de houle de tempête et des niveaux d'eau extrêmes.

Date	Storm name	H_{sig}	Wave dir.	Water level	Time	Wave energy
28/02/2002		3.22	300°	5.63	6:00 AM	6.784×10^7
20/03/2007		3.4	344°	5.56	6:00 AM	4.273×10^7
10/03/2008	Johanna	3.38	296.4°	5.95	7:00 AM	7.578×10^7
31/03/2010		3.81	302°	5.7	6:00 AM	7.898×10^7
01/02/2014	Anne	3.29	295.4°	5.98	6:00 AM	6.471×10^7
01/02/2014	Anne	4.23	298°	5.66	19:00 PM	1.575×10^8
02/02/2014	Anne	3.4	297.4°	5.89	7:00 AM	9.329×10^7
09/02/2016	Ruzica/Imogen	3.3	296.2°	5.54	6:00 AM	8.687×10^7
09/03/2016		3.2	302.4°	5.54	6:00 AM	4.62×10^7
03/01/2018	Eleanor	4.58	303°	5.61	6:00 AM	1.353×10^8
04/01/2018	Eleanor	3.4	300.2°	5.58	7:00 AM	8.344×10^7

The wave energy flux allows to threshold the effectiveness of the storms between them. Le flux énergétique des vagues permet de seuilier l'efficacité des tempêtes entre elles.

4.3. Short-term morphological analysis based on beach profiles

4.3.1. Morphological changes

The high-frequency monitoring of the Sillon de Talbert makes it possible to analyze short-term morphological changes (at the scale of events). The results show very similar evolution along both profiles A and B, characterized by alternating erosive and recovery phases (fig. 9). A first phase, from September 18, 2012 to December 18, 2013, indicated no significant changes. The position of the crest of the spit remained stable (fig. 9A, 9G), and variations in the height of the crest never exceeded ± 20 cm (fig. 9B, 9H). In detail, the envelopes of profiles show the migration of step beachface berms (fig. 9C, 9I).

A second phase characterized by severe erosion took place between the beginning of January 2014 and April 10, 2014. During this period, the crest of the spit lowered by -0.43 m and -1.65 m along profiles A and B, respectively (fig. 9A, 9G), and retreated by about -20 m to -23 m (fig. 9B, 9H). The envelope of profiles extended from December 18, 2013 to April 14, 2014 illustrated the process of rollover leading to a great landward displacement of the

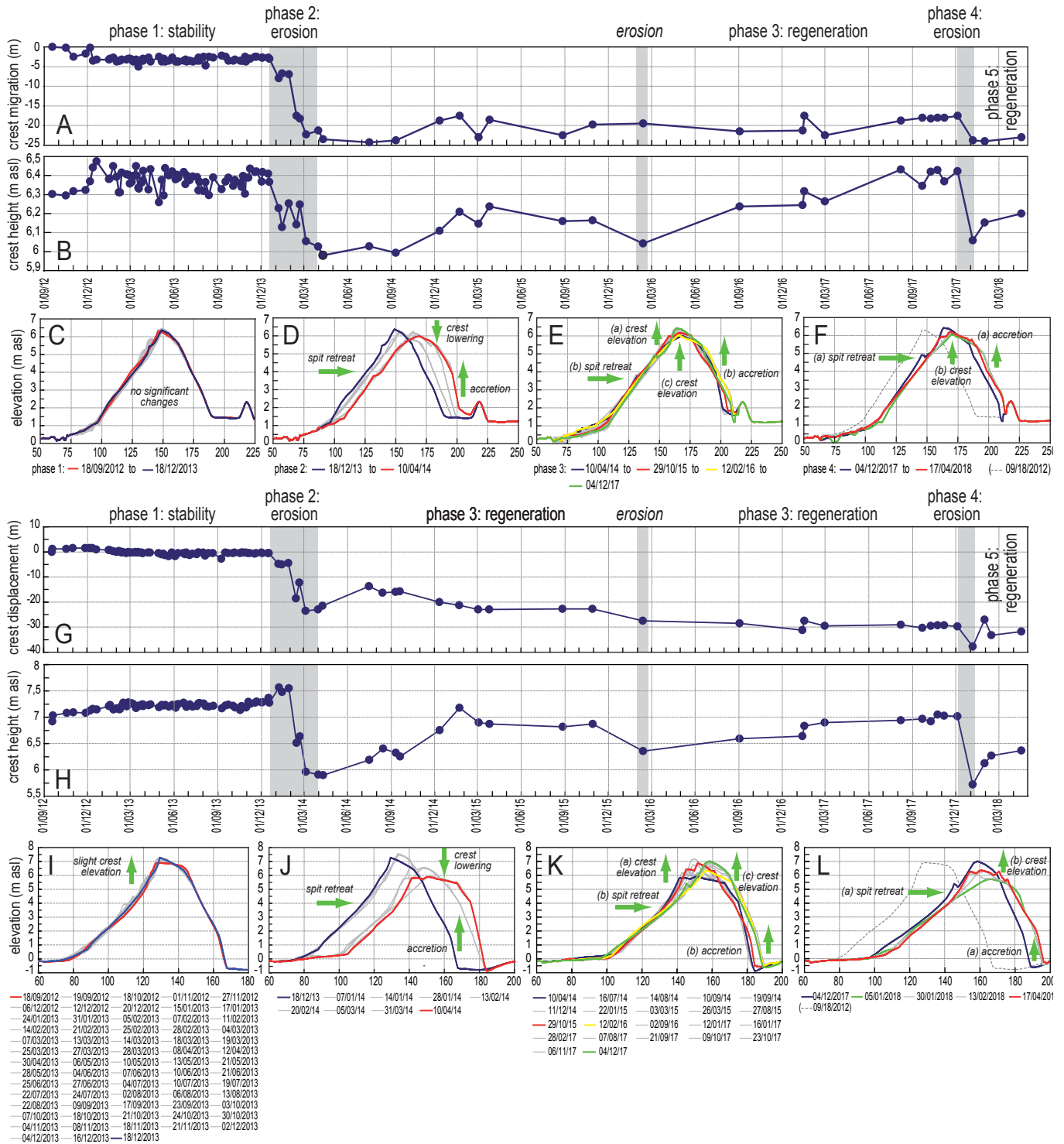


Fig 9 – Short-term morphological changes of profiles A and B between September 2012 and April 2018.

A and G: Crest migration on profiles A and B, respectively, showing 5 distinct phases. B and H: Crest elevation/lowering on profiles A and B, respectively, showing 5 distinct phases. C and I: Envelope of profiles between 18/09/2012 and 02/12/2013, respectively, for profiles A and B describing the first phase characterized by no significant changes. D and J: Envelope of profiles between 02/12/2013 and 10/04/2014, respectively, for profiles A and B illustrating the second phase characterized by severe erosion. E and K: Envelope of profiles between 10/04/2014 and 04/12/2017, respectively, for profiles A and B illustrating the third phase regeneration processes including the short erosive event measured the 12/02/2016. F and L: Envelope of profiles between 04/12/2017 and 17/04/2018, respectively, for profiles A and B describing the erosive event measured the 05/01/2017 (fourth phase) followed by the regeneration processes (fifth phase).

Fig 9 – Changements morphologiques à court terme des profils A et B entre septembre 2012 et avril 2018.

A et G : Déplacement de la crête respectivement des profils A et B montrant 5 phases distinctes. B et H : Élévation/abaissement de la crête respectivement des profils A et B montrant 5 phases distinctes. C et I : Envelopes de profils entre le 18/09/2012 et le 02/12/2013, respectivement pour les profils A et B, décrivant la première phase caractérisée par aucun changement. D et J : Envelopes de profils entre le 02/12/2013 et le 10/04/2014, respectivement pour les profils A et B, illustrant la seconde phase caractérisée par une sévère érosion. E et K : Envelopes de profils entre le 10/04/2014 et le 04/12/2017, respectivement pour les profils A et B, décrivant la troisième phase incluant le court épisode érosif mesuré le 12/02/2016. F et L : Envelopes de profils entre le 04/12/2017 et le 17/04/2018, respectivement pour les profils A et B, décrivant la phase érosive mesurée le 05/01/2017 (quatrième phase), suivi par une cinquième phase régénératrice.



spit (fig. 9D, 9J), for both profiles A and B. This dynamic resulted in an intense erosion of the seaward beach face, and similarly significant accretion on the back-barrier.

From April 2014 to December 2017, a third phase was mainly characterized by the elevation of the crest of the spit reaching about +0.44 m at profile A, and +1.1 m at profile B. However, this phase of recovery was interrupted by a significant episode of crest lowering on February 12, 2016 (fig. 9B, 9H). The envelope of profiles shows that the raising of the crest is related to the retreat of the seaward beach face (fig. 9E, 9K). Therefore, part of the sediment eroded to the beach face contributed to the elevation of the crest. In terms of spit migration, a significant landward displacement of the crest of about 7 m was experienced on profile B as shown by the February 12, 2016 measurement (fig. 9G). The envelope of profiles indicated a net back-barrier landward migration for both profiles A and B during the same event (fig. 9E, 9K).

Between December 4, 2017 and January 5, 2018, a major episode of crest lowering and retreat was experienced on both profiles A and B. Crest lowering reached -0.42 m and -1.28 m on profiles A and B, respectively (fig. 9B, 9H), while the retreat of the crest was about -6.25 m and -8 m, respectively (fig. 9A, 9G). This fourth phase, strongly erosive, indicated that the part of the sediment that eroded from the top of the spit was moved and accreted to the back-barrier (fig. 9F, 9L). A fifth and last phase began at the end of January 2018, and is still ongoing. It is characterized by the crest elevation reaching +0.25 m and +0.64 m on the profiles A and B, respectively (fig. 9B, 9H), while the position of the crest experienced no significant changes (fig. 9A, 9G).

Regarding the crest migration over the entire survey period between September 2012 and April 2018, the proximal gravel section (*i.e.*, profile A) and the median section (*i.e.*, profile B) of the Sillon de Talbert have retreated by about -23 m and -32 m, respectively. This landward displacement due to rollover processes represents a migration rate of about -3.8 to -5.3 m.yr⁻¹ for the last 6 years.

4.3.2. Hydrodynamic forcing and overwashing processes

The Sillon de Talbert experienced more than 30 major storms from September 2012 to January 2018, where, for the present analysis, a storm is defined as an event during which the significant OSSI wave height H_{sig} exceeds the 2% exceedance wave height of 1.28 m (fig. 10). However, taking into account the gaps in the data set when the OSSI was not working, such as the case of the Ruzica/Imogen storm on February 8, 2016, well identified by WW3 offshore waves, this figure is an underestimation. Less than three days after storm Ruzica/Imogen, the waves were still energetic and, combined with a very high spring tide, generated a complete inundation of the proximal section of the spit by catastrophic overwashing (fig. 10E).

Among the 30 storm events inventoried from wave data, seven major episodes were identified as potentially the most morphogenetic because they occurred during the spring tide period (tab. 3, fig. 10). More than half of them occurred during

Tab. 3 – Inventory of the 32 storm events where H_{sig} exceeded the 2% exceedance of 1.28 m, associated to water level.

The highlighting in gray indicates the seven major morphogenetic events when storms occurred during the spring tide period.

Tab. 3 – Inventaire des 32 événements tempétueux où H_{sig} est supérieur à percentile 2 % de 1,28 m, associés aux niveaux d'eau.

Le surlignage en gris indique les 7 événements morphogéniques majeurs survenus durant une période de vive-eau.

#	Storm name	Duration	H_{sig}	Water level	Tide
1	Erich	27/12/2012 17:22	1,31	3,487	neap tide
2		15/01/2013 08:18	1,32	4,943	low spring tide
3		29/01/2013 07:09	1,40	4,743	low spring tide
4		03/11/2013 05:14	1,41	4,725	spring tide
		04/11/2013 05:55	1,38	5,205	
5		21/11/2013 07:29	1,47	3,904	neap tide
6		21/12/2013 20:14	1,57	3,939	neap tide
		22/12/2013 08:05	1,33	3,910	
7	Dirk	24/12/2013 21:47	1,41	3,328	neap tide
8		02/01/2014 06:05	1,31	5,318	spring tide
		03/01/2014 19:25	1,70	5,126	
		04/01/2014 07:46	1,46	5,532	
9		06/01/2014 21:28	1,66	4,337	high neap tide
		07/01/2014 09:59	1,35	4,137	
10		27/01/2014 01:48	1,33	2,829	neap tide
		27/01/2014 14:38	1,41	2,978	
		28/01/2014 03:09	1,37	3,476	
11		01/02/2014 06:52	1,33	5,712	spring tide
		01/02/2014 19:12	1,99	5,338	
		02/02/2014 07:33	1,60	5,529	
12	Petra	05/02/2014 09:26	1,55	4,652	neap tide
		05/02/2014 21:46	1,35	3,822	
13	Ruth	08/02/2014 12:08	1,37	2,638	neap tide
14	Andrea	28/02/2014 04:54	1,45	4,932	low spring tide
		28/02/2014 17:24	1,90	4,485	
15	Christine	03/03/2014 19:27	2,20	5,158	spring tide
		04/03/2014 07:58	1,48	5,221	
16		08/11/2014 06:29	1,28	5,110	spring tide
17		10/12/2014 20:05	1,42	3,548	neap tide
		11/12/2014 08:26	1,81	3,819	
18		27/12/2014 09:29	1,38	4,233	high neap tide
19		10/01/2015 08:30	1,287	3,828	neap tide
20		01/02/2015 03:58	1,44	3,217	neap tide
21		21/02/2015 07:34	1,32	5,595	spring tide
22		23/02/2015 21:16	1,95	4,465	high neap tide
		24/02/2015 09:27	1,95	4,078	
gap: missing data from 31/05/2014 to 08/09/2014					
23		25/11/2015 17:20	1,31	4,786	low spring tide
24		28/11/2015 19:33	1,29	4,576	high neap tide
		29/11/2015 07:43	1,42	4,674	
		29/11/2015 20:13	1,35	4,176	
25		11/01/2016 18:58	1,30	4,834	low spring tide
		12/01/2016 19:49	1,42	4,631	
gap: missing data from 04/02/2016 to 21/03/2016					
gap: missing data from 24/06/2016 to 16/10/2016					
26	Egon	12/01/2017 17:52	1,77	5,000	low spring tide
		13/01/2017 06:12	2,01	4,811	
		13/01/2017 18:42	1,61	4,643	
27		27/02/2017 18:45	1,54	4,928	low spring tide
		28/02/2017 06:55	1,41	5,207	
		28/02/2017 19:15	1,34	4,968	
gap: missing data from 14/07/2017 to 06/09/2017					
28		21/10/2017 18:46	1,47	4,667	high neap tide
		22/10/2017 06:57	1,32	4,488	
29		14/12/2017 15:30	1,31	3,415	neap tide
		15/12/2017 03:41	1,29	3,523	
30		01/01/2018 16:55	1,49	4,593	high neap tide
31	Eleanor	03/01/2018 05:56	1,95	5,368	spring tide
		03/01/2018 06:16	2,10	5,523	
		04/01/2018 06:37	1,55	5,251	
		04/01/2018 07:17	1,53	5,453	
32	Fionn/ Felix	16/01/2018 05:17	1,34	4,113	high neap tide
		16/01/2018 17:47	1,66	4,015	
		17/01/2018 06:07	1,80	4,020	
		17/01/2018 18:27	1,35	3,860	
		18/01/2018 06:28	1,61	4,454	
33		20/01/2018 19:50	1,29	4,055	high neap tide

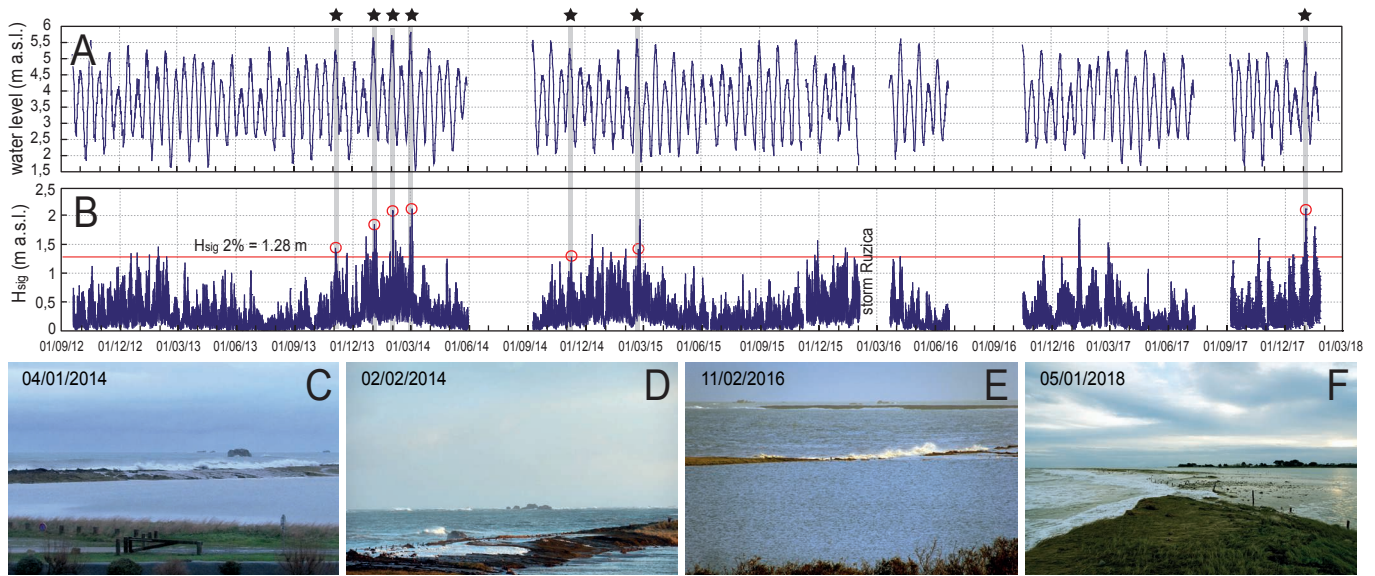


Fig. 10 – Hydrodynamic conditions recorded by the OSSI pressure sensor between September 2012 and January 2018.

A. Water level corresponding to both daily high tide levels. B. Time series of significant wave height H_{sig} with maximum H_{sig} exceeds the 2% exceedance wave height of 1.28 m (red line). Grey bars + red circles and black stars identify the most significant morphogenetic events, where H_{sig} exceeded the threshold of 2% exceedance of 1.28 m combines with spring tide conditions. C and D: sluicing to catastrophic overwash of the Chouck beach (proximal dune section) during the both severe storm events of January 3-4, 2014, and February 2, 2014, respectively. E and F: sluicing to catastrophic overwash of the proximal gravel section (down drift of Chouck groin) during both high energetic periods of February 11, 2016 (less than 3 days after the Ruzica/Imogen storm of February 8, 2016), and January 5, 2018 (less than two days after the Eleanor storm of January 3-4, 2018). Photo credit: 04/01/2014 (Jacky Laveaud); 02/02/2014 (Gabriel Le Boubenec); 11/02/2014 and 05/01/2018 (Julien Houron). See location of the photos in Figure 6.

Fig. 10 – Conditions hydrodynamiques enregistrées par le capteur de pression OSSI entre les mois de septembre 2012 et janvier 2018.

A. Niveaux d'eau correspondant aux deux pleines mers journalières. B. Série temporelle des hauteurs significatives de houle (H_{sig}) avec la hauteur H_{sig} seuil correspondant au percentile 2% de 1,28 m (ligne rouge). Les barres grises + les cercles rouges et les étoiles noires inventorient les événements les plus morphogènes durant lesquels H_{sig} supérieur au seuil de 2% de 1,28 m ont été combinés à une marée de vive-eau. C et D : processus de "lavage" à "catastrophique submersion" (inondation) de la plage du Chouck (section dunaire proximale), respectivement durant les deux tempêtes majeures du 3-4 janvier 2014, et du 2 février 2014. E et F : processus de "lavage" à "catastrophique submersion" (inondation) de la section proximale graveleuse (en aval dérive de l'épi du Chouck), respectivement durant les deux périodes morphogènes du 11 février 2016 (moins de trois jours après la tempête Ruzica/Imogen du 8 février 2016), et du 5 janvier 2018 (moins de deux jours après la tempête Eleanor du 3-4 janvier 2018). Sources photographiques : 04/01/2014 (Jacky Laveaud) ; 02/02/2014 (Gabriel Le Boubenec) ; 11/02/2014 and 05/01/2018 (Julien Houron). Voir la localisation des photos sur la Figure 6.

the winter of 2013-2014, from the end of November 2013 until March 2014. As shown by Blaise et al. (2015), the three storms of January 3-4, February 2, and March 3, 2014 combined with spring tide levels, and had a large impact on the Sillon de Talbert. They induced a significant retreat of the spit as shown by beach profile measurements (fig. 9D, 9J), and the overwash processes affecting the proximal dune section of the spit (fig. 11A-B). Another major event was storm Eleanor on January 3-4, 2018, during which the significant wave height reached more than 2 m during the spring tide period (tab. 3). Here again, the beach profile measurements showed that this storm event caused significant retreat of the spit (fig. 9F, 9L) due to a severe inundation regime as shown on the proximal dune section (fig. 11D). As we indicated earlier, the Ruzica/Imogen storm of February 8, 2016 is missing from this inventory because the pressure sensor was not running at that time. However, as shown by the beach profile measurements, this event was particularly morphogenetic in terms of landward spit migration (fig. 9E, 9K) and overwash processes (fig. 11C).

4.4. Opening of a breach

The retreat of the Sillon de Talbert gravel spit over the entire survey period has led to the weakening of a small section located downdrift of the Chouck groin, at the contact between the proximal sandy and gravel sections (fig. 12). In a previous study, this section, characterized by significant lowering and narrowing of the barrier, was called a "wasp waist" (*i.e.*, *taille de guêpe* in French) (Stéphan et al., 2018a). In 2005, it consisted of a 30 m wide low-elevated sandy dune without vegetation and was connected to

the rip-rap at its base (fig. 13A). During the last decade, this rip-rap was totally disconnected from the base of the barrier due to the retreat of the shoreline and was no longer offering protection against erosion (fig. 13B). The most significant erosion occurred during the winter of 2013-2014 with a shoreline retreat of about -10 m to -15 m (fig. 13C). During that winter the dune was totally flooded by wave runup. Several hundred cubic meters of sediments were overwashed from the seaward beachface to the back-barrier, reducing the width of the vegetated dune to a few meters (fig. 13C). As described earlier (see section 4.1), this topo-morphological evolution is the result of both the longshore (*i.e.*, cannibalization) and cross-shore (*i.e.*, rollover) processes, exacerbated by the interruption of the updrift sediment inputs by the Chouck groin. According to observations made by the warden of the Natural Reserve of Sillon de Talbert, the breach opened during the spring tide at the beginning of March 2018, certainly by the 3rd or 4th when tide levels were highest (fig. 13D-G). The opening of the breach did not occur in a storm context; therefore, the breach was generated by strong tide currents, not by waves.

Since the breach was opened, a specific survey of this zone has been undertaken using KAP (Kite Aerial Photography) and UAVs (Unmanned Aerial Vehicle), such as drones (see section 3.1.1.) (fig. 14). Figure 14 shows that during March 2018 no significant changes occurred (fig. 14B). The depth of the breach reached 1.25 m, and the width was 15 m (fig. 14F). The survey undertaken between March and September 2018 indicated very significant deepening and widening of the breach, reaching 3.4 m depth and 35 m width (fig. 14F). The present situation shows that in the course of the flooding of the breach during the high tides, whether in neap-tide



Fig. 11 – Photos illustrant overwashing processes under a sluicing to inundation regime on the proximal dune section (Chouck beach).

The coarser sediment deposits and the removed vegetation give information about flow velocity and direction. Photo credit: A and B (Serge Suanez); C and D (Julien Houron). See location of the photos in Figure 6.

Fig. 11 – Photos illustrant les processus de submersion (overwash) de la section proximale dunaire (plage du Chouck) par régime de « lavage » à « inondation ».

Les dépôts de sédiments grossiers et la végétation couchée donnent des informations sur la puissance et la direction des flux. Sources photographiques : A et B (Serge Suanez) ; C et D (Julien Houron). Voir la localisation des photos sur la Figure 6.

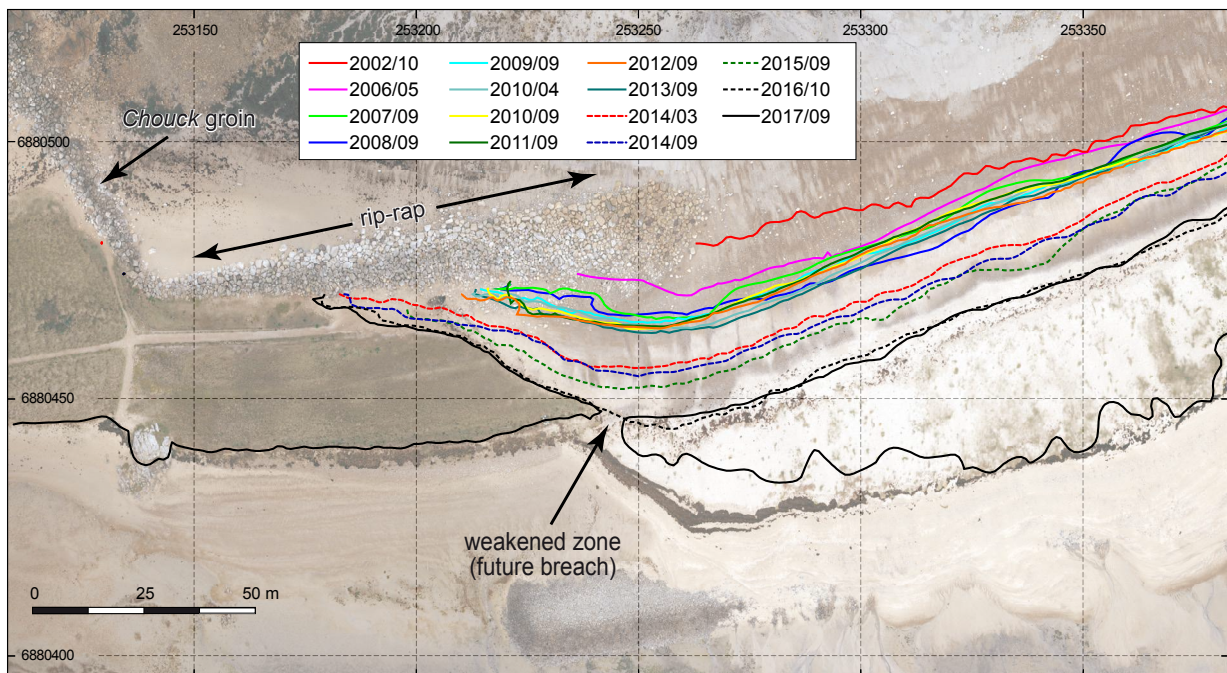


Fig. 12 – Shoreline changes of the proximal section (on the breach zone) between 2002 and 2017.

The limit of the shoreline is defined by the highest astronomical tide level (HAT) extracted from DEMs produced from 2002 to 2017 (after Stéphan et al., 2018a, modified).

Fig. 12 – Cinématique du trait de côte de la section proximale (dans le secteur de la brèche) entre 2002 et 2017.

La limite du trait de côte est définie par le niveau des plus hautes mers astronomiques (PHMA) extrait des MNT produits entre 2002 et 2017 (d'après Stéphan et al., 2018a, modifié).



Fig. 13 - Morphological changes of the proximal section situated downdrift of the Chouck groin between 2005 and 2018.

A. Photo taken on 03/08/2005 showing the dune section –at that time without vegetation– directly fronted by the rip-rap (Photo credit: Julien Houron). B. Photo taken on 01/02/2012 showing the dune section completely covered by vegetation –after the dune restoration was undertaken by the *Conservatoire du Littoral*– disconnected from the rip-rap due to shoreline erosion (Photo credit: Julien Houron). C. Photo taken on 13/02/2014 after the major storm at the beginning of February 2014, which generated severe shoreline erosion and the destruction of dune fences (Photo credit: Serge Suanez). D. Photo taken on 07/03/2018, a few days after the opening of the breach (Photo credit: Serge Suanez). E. Aerial orthophoto of the breach produced by kite aerial photography (KAP) on March 7, 2018 (Photo credit: Pierre Stéphane). F. Photo taken on March 7, 2018 showing the depth of the breach (Photo credit: Serge Suanez). G. Photo taken on April 17, 2018 showing the width of the breach after dynamic enlargement (Photo credit: Serge Suanez). H. Oblique aerial photo of the breach taken on September 13, 2018 during a high spring tide level (Photo credit: Pierre Stéphane). See location of the photos in Figure 6.

Fig. 13 - Changements morphologique de la section proximale située en aval dérive de l'épi du Chouck entre 2005 et 2018.

A. Photo prise le 03/08/2005 montrant la section dunaire –à cette date non végétalisée– connectée à l'enrochement (crédit photo : Julien Houron). B. Photo prise le 01/02/2012 montrant la section dunaire complètement végétalisée –après que la restauration des dunes ait été entreprise par le *Conservatoire du littoral*–, déconnectée de l'enrochement par l'érosion du trait de côte (crédit photo : Julien Houron). C. Photo prise le 13/02/2014 après la grosse tempête du début du mois de février 2014 qui a généré une importante érosion du trait de côte et une destruction des ganivelles (crédit photo : Serge Suanez). D. Photo prise le 07/03/2018, quelques jours après l'ouverture de la brèche (crédit photo : Serge Suanez). E. Ortho-photographie aérienne de la brèche produite par un levé au cerf-volant le 7 mars 2018 (crédit photo : Pierre Stéphane). F. Photo prise le 7 mars 2018 montrant la profondeur de la brèche (crédit photo : Serge Suanez). G. Photo prise le 17 avril 2018 montrant la largeur de la brèche après une phase dynamique d'élargissement (crédit photo : Serge Suanez). H. Photo aérienne oblique de la brèche prise le 13 septembre 2018 durant une pleine mer de vive-eau (crédit photo : Pierre Stéphane). Voir la localisation des photos sur la Figure 6.

or spring-tide contexts, the Sillon de Talbert spit is now cut from its median and distal sections (fig. 13H).

5. Discussion

5.1. Sediment transfers and global sediment budget

The sediment budget analysis of the Sillon de Talbert between 2002 and 2017 has confirmed that both longshore and cross-shore sediment transfers have driven the morphological evolution of

the spit. Cross-shore sediment transfer, reaching 370,000 m³, is significantly dominant. It corresponds to about 30% of the whole spit sediment volume and it is driven by overwash processes only during storm events. Considering the entire survey period, three main storm events and/or storm periods are responsible for these transfers: storm Johanna on March 10, 2008, the 2013-2014 winter period, and storm Ruzica/Imogen on February 8, 2016, which generated 111,540 m³, 175,435 m³, and 40,980 m³, respectively. Based on the sediment accumulation on the distal section (*i.e.*, ebb lobe and tip of the spit), the northeastward longshore sediment transfer

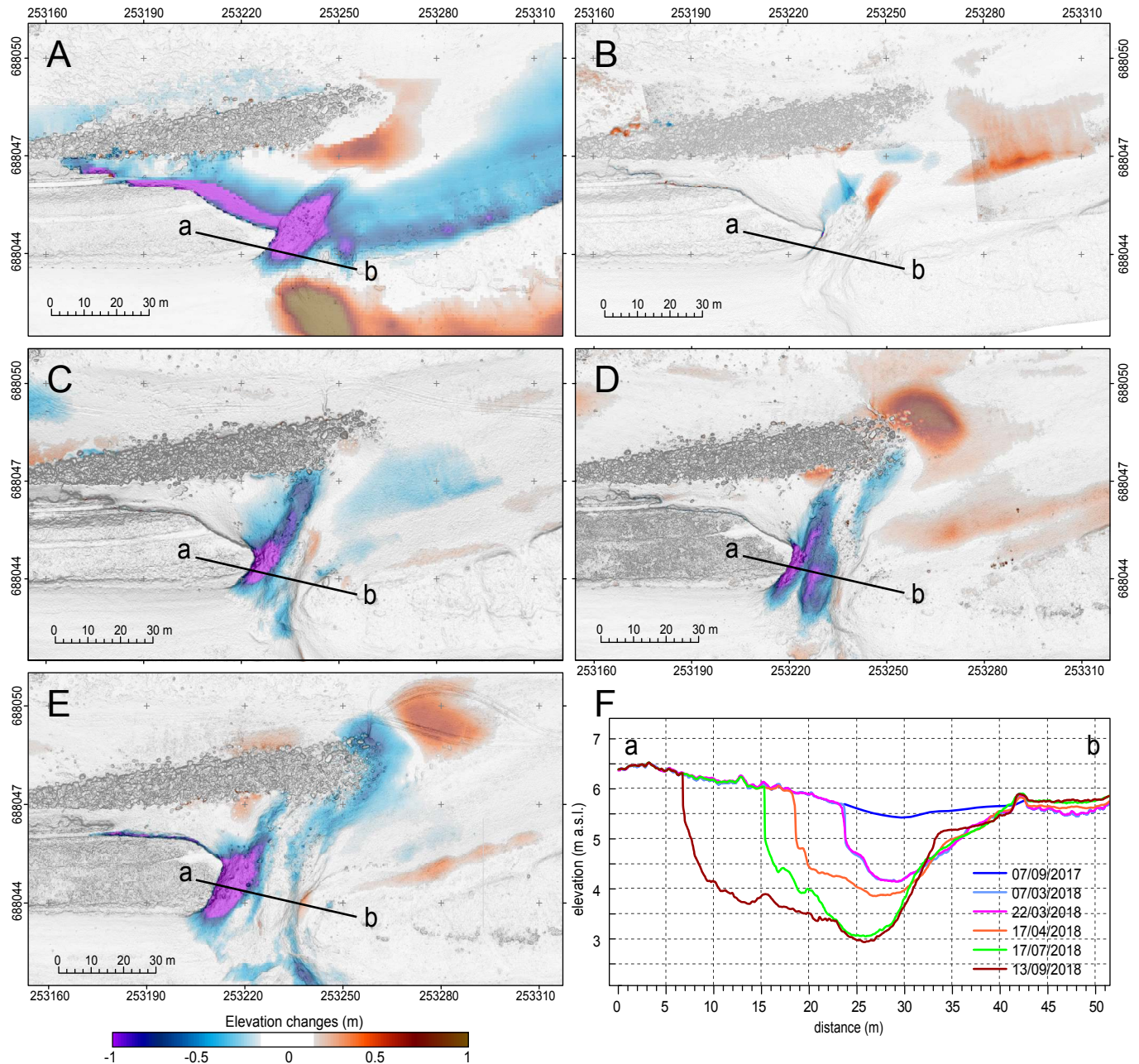


Fig. 14 – Morphological changes of the breach between September 2017 and September 2018.

A. Elevation changes between September 4, 2017 and March 7, 2018. B. Elevation changes between March 7, 2018 and March 22, 2018. C. Elevation changes between March 22, 2018 and April 17, 2018. D. Elevation changes between April 17, 2018 and July 17, 2018. E. Elevation changes between July 17, 2018 and September 13, 2018. F. Morphological changes of the breach along the cross-shore profile a-b.

Fig. 14 – Changements morphologiques de la brèche entre septembre 2017 et septembre 2018.

A. Changements topo-morphologiques entre le 4 septembre 2017 et le 7 mars 2018. B. Changements topo-morphologiques entre le 7 mars 2018 et le 22 mars 2018. C. Changements morphologiques entre le 22 mars 2018 et le 17 avril 2018. D. Changements morphologiques entre le 17 avril 2018 et le 17 juillet 2018. E. Changements morphologiques entre le 17 juillet 2018 et le 13 septembre 2018. F. Changements morphologiques de la brèche le long du profil transversal a-b.

was estimated at about 50,000 m³ (*i.e.*, 3,200 m³.yr⁻¹ between 2002 and 2017). It occurs by cannibalization processes that increased over the survey period, and induced the breach opening on the proximal gravel section. Finally, a secondary southwest back-barrier longshore sediment transport, characterized by migration of rhythmic forms of low amplitude, also drives the morphological changes of the spit. It has been estimated between 100 to 500 m³.yr⁻¹. If we consider the -411,000 m³ volume of sediment eroded from the beachface due to both cross-shore and longshore transfers, and the volume of sediment accumulation reaching +420,000 m³ (*i.e.*, 370,000 + 50,000 m³), it is important to note that the global sediment budget is balanced for the whole survey period. Considering the total volume of sediment in the Sillon de Talbert, up to 1.2 10⁶ m³, 43 years are required for a complete remobilization of this volume by cross-shore and longshore transfers.

5.2. Storminess and acceleration of the barrier retreat

The Sillon de Talbert experienced important landward migration rates during the entire survey period (2002-2017), with maximum values reaching -3 to -4 m.yr⁻¹ on proximal and median sections (fig. 15A). By comparison, the migration rates calculated by Stéphan et al. (2012) over the last decades (1930-2010) indicate maximum values of around -1.5 to -2 m.yr⁻¹. Figure 15B shows the mean migration rates for the entire spit (*i.e.*, averaged value calculated for all 110 transects) calculated by linear regression over the first period of 80 years 1930-2010 (Stéphan et al., 2012), and over the second period of 15 years corresponding to the survey period 2002-2017. Even if we have to be cautious about interpreting these statistical results that have been calculated for two different lengths of time (80 years vs 15 years), the results indicate that the rate of the barrier retreat has increased twofold for the last period beyond 2002 when the monitoring began (*i.e.*, -2 m.yr⁻¹ vs -1.2 m.yr⁻¹) (fig. 15B). However, note that the period between 1961 and 1966 also was characterized by an acceleration of barrier retreat just as significant. As indicated by several authors (Cariolet, 2011, Stéphan et al., 2012, Stéphan et al., 2018b), this period was characterized by two severe storm episodes combined with high spring tide: that of April 5, 1962 and January 17 to 20, 1965. This suggests that variations in the migration rates over the multi-decade time scale may be simply due to the impact of some severe storm events over a short time, without significant change of the long term tendency.

Since 1930, the maximum spit landward migration reached -143 to -160 m, which corresponds to migration rates of -1.6 to -1.8 m.yr⁻¹ (fig. 15A). The short term survey based on monthly beach profile measurements between September 2012 and April 2018, indicated that the proximal gravel section (*i.e.*, profile A) and the median section (*i.e.*, profile B) have retreated about -23 m and -32 m, respectively. This landward displacement due to rollover processes represents a migration rate of about -3.8 to -5.3 m.yr⁻¹ for the last six years. The acceleration of spit landward migration rates during the past fifteen years raises the question of enhanced morphogenetic events in Northern Brittany (due to a more frequent combination between storm waves and high spring tide levels) during recent years as suggested by the analysis of hydrodynamic conditions (fig. 8). However, there is no evidence of an increase in storminess regarding the wave data series.

The morphodynamic analysis indicates that the acceleration of the barrier retreat is mainly related to the impact of four significant storm events. As previously shown by Stéphan et al., 2010, storm Johanna on March 10, 2008 generated a retreat of the entire median section reaching -10 to -20 m, with a maximum retreat up to -22 m on the first part of the distal section. During the winter

of 2013-2014, which was the most dramatic in terms of shoreline erosion (Blaise et al., 2015; Masselink et al., 2016), the cluster of storms generated a maximum retreat reaching -30 m, while the major part of the median section retreated between -20 to -22 m. The third storm event, Ruzica/Imogen, occurring on February 8, 2016, produced a maximum landward spit migration reaching -10 to -20 m on the proximal gravel section, and -5 to -10 m on the median section. Finally, the short-term monitoring based on beach profile measurements showed the severe impact of storm Eleanor on January 3, 2018 in terms of crest lowering, reaching -0.42 m and -1.28 m on profiles A and B (fig. 9B, 9H), while the retreat of the crest was about -6.25 m and -8 m, respectively (fig. 9A, 9G).

Between 2002 and 2017, the entire spit retreat of the proximal gravel section and the median section was up to -63 m and -66 m, respectively. Storm events controlled more than 95% of the retreat due to catastrophic overwash/inundation processes.

5.3. Post-storm resilience processes

The survey indicated that despite severe crest erosion and landward migration of the spit during significant storm events, beach profile regeneration processes take place following these events, so much so as to rebuild the barrier near to its initial state. These processes have been described by Orford (2011) and Orford and Anthony (2011) as the result of negative feedback mechanisms, and they compare the post-storm morpho-sedimentary adjustment of the barrier to a resilience phenomenon. Barrier resilience can be considered in terms of the temporal evolution (regeneration) of barrier height (B_h), and width of the crest (B_w) from pre-event to some point post-event when the crest is re-built and has some form of geomorphological stability (Orford and Anthony, 2011). However, it is important to note that in this case study, the resilience phenomenon do not concern the entire spit barrier which is experiencing long-term retreat trend. The regeneration processes only concern the beachface profile which is changing according to the meteo-oceanic conditions. Therefore, the resilience can be seen as an adaptation of the seaward beach to the wave energy also dependent to the height of the water level (*i.e.*, tide condition). As indicated by Forbes et al. (1995, 2004), long intervals of slow evolution of gravel-dominated barriers are punctuated by episodes of rapid reorganisation, involving breakdown of stable barrier structures and facies patterns, remixing of sediment, and accelerated migration of transgressive systems. As shown by this study, in depleted sediment supply setting, the probability of rebuilding to the original condition is very low. Therefore, the potential for instability may be enhanced by gradual sediment supply depletion and also by storm clustering that may result in sequential impacts without the time for post-storm recovery that lead to breaching.

The results of the survey indicate two different resilience trajectories depending on the section of the spit. (i) On the proximal gravel section (*i.e.*, Unit 2), the reconstruction of the beach crest after storm events resulted in the beach crest being rebuilt to its original height, or higher, as indicated by profile A on Figure 9B, or the average value of B_h on Figure 7D. The rise of the crest due to post-storm rebuilding activity can reach +0.6 m, as was the case after storm Johanna on March 10, 2008, while the net evolution of the crest height for the whole survey period indicates a slight gain from 6.2 to 6.5 m a.s.l. (fig. 7D). (ii) On the median section, the storm-lowering of the crest is always more significant, reaching -1.5 to -1 m (with a maximum value between -1.7 to -2.4 m), as was the case during storm Johanna on March 10, 2008, and during the stormy 2013-2014 winter (fig. 7E, 9H). However, rebuilding the barrier post-storm is also an efficient recovery process, inducing an

elevation of the crest reaching its initial height up to 7 m a.s.l. The difference of crest elevation rebuilding between the proximal gravel and the median section (6.2 to 6.5 m vs 7 to 7.2 m, respectively) is one factor explaining the more rapid landward migration of the barrier for the latter (fig. 15A). Therefore, post-storm resilience processes are more efficient on the median section. This efficiency is also controlled by longshore sediment transport, which induces a significant accretion that increases towards the distal part of the spit, while the proximal section is eroding. This cannibalization process, which has already been described by many authors for many sites

(Aubrey and Gains, 1982; Orford et al., 1996, 2002; Jolicoeur et al., 2010) explains the dislocation of the Sillon de Talbert through the breach opening in its proximal part.

5.4. The breach opening as a response to natural and anthropogenic forcing

The opening of the breach in the beginning of March 2018 is a result of both natural and anthropogenic forcing. The survey revealed significant longshore sediment transport from the proximal to the distal section of the Sillon de Talbert, reaching about $3,200 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$. As shown by the analysis of the shoreline changes of the proximal section, this transfer of sediments occurred through cannibalization processes that have increased over the last centuries/decades (fig. 12). The opening of the breach was clearly predictable, as the final stage of the cannibalization process is the dislocation of the barrier through the breach opening in its proximal part (Kidson, 1964; Aubrey and Gains, 1982; Carter and Orford, 1991; Orford et al., 1991, 1996, 2002; Jolicoeur et al., 2010; Bujalesky and Bonorino, 2015; Sabatier and Anthony, 2015). The cannibalization process is firstly a consequence of the cut off of sediment supply due to the depletion of sediments accumulated on the platform. It is also due to the inefficiency of soft cliff erosion, located updrift from the Sillon de Talbert, in delivering significant volumes of coarse sediments into the littoral cell. As indicated by Stéphan, 2011, and Stéphan et al., 2015, these soft-cliffs, mainly composed of periglacial deposits (head), are now stabilized by the vegetation and/or high perched high on the bedrock at their base, reducing the erosion processes. Secondly, the cannibalization process is also due to anthropogenic forcing caused by the setup of the *Chouck* groin. This hard coastal structure has led to the cut off of longshore sediment transport from the proximal sandy section to the proximal gravel section, inducing an acceleration of the shoreline erosion in this zone. Therefore, one of the options for plugging the breach would be the removal of the *Chouck* groin and the small portion of riprap situated just downstream, which is also a contributing factor to the erosion of the barrier (Stéphan et al., 2018a). The topo-morphological survey of the breach accomplished between March and September 2018 indicated a rapid enlargement (35 vs 15 m) and deepening (3.4 vs 1.25 m).

5.5. Morphodynamic monitoring and variation of meteorological conditions

Medium to short-term morphodynamic monitoring is very efficient in identifying and quantifying the variations in meteorological conditions. Between 2002 and 2007, a long phase was identified as a “calm” period in terms of morphogenetic conditions. The wave conditions showed no significant storm activity, with $H_{sig} < 5 \text{ m}$, except for the event of January 18, 2005 (5.37 m), which occurred during a neap tide period. During this 5-year period no significant morphological changes were recorded (fig. 8).

This “calm” phase was followed by a short period of two years, 2007-2008, characterized by intense morphogenetic events, as shown by both the storm of February 12, 2007 (H_{sig} : 5.47 m), and storm Johanna on March 10, 2008 (H_{sig} : 6 m); both of which occurred during spring tide conditions. During this “erosion” phase, significant spit retreat reaching a maximum of -22 m was recorded, and more than 10% of the total volume of sediment of the barrier ($120,000 \text{ m}^3$ vs $1,200,000 \text{ m}^3$) was transferred from the beachface to the back-barrier (Stéphan et al., 2010). This “erosion” phase was followed by a long 5-year “calm” period that ended in December 2013. Wave heights never exceeded 5 m, and no extreme morphogenetic events were identified except the one of 31/03/2010

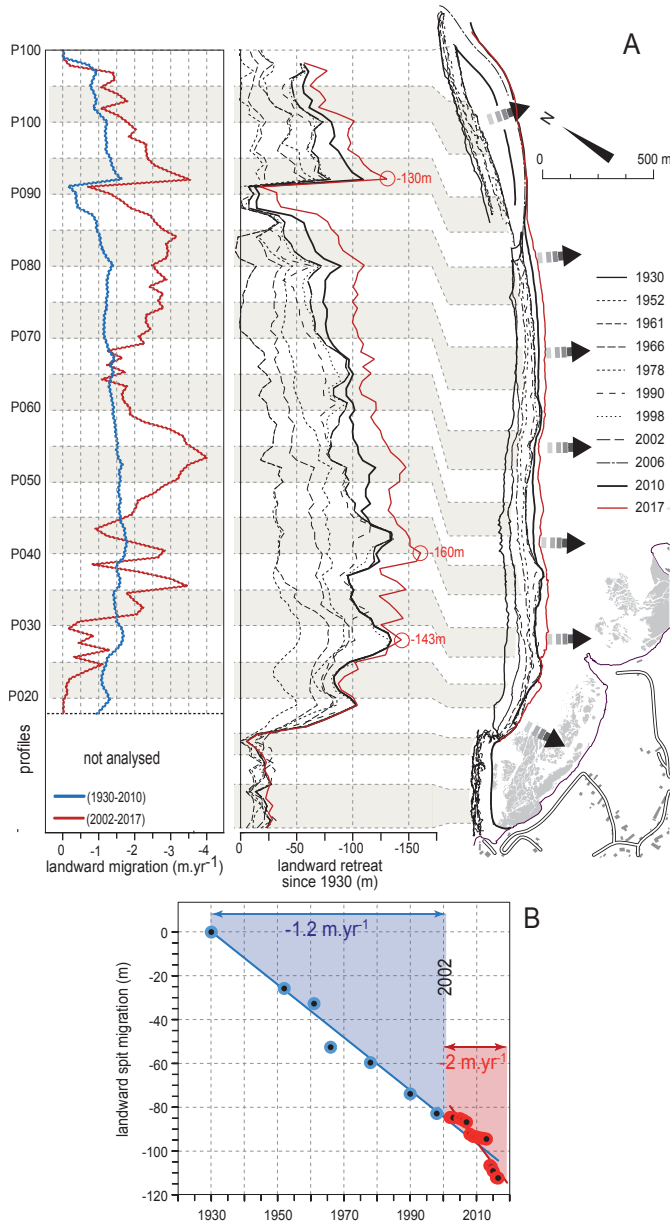


Fig. 15 – Statistical analysis of the spit retreat since 1930.

A. Net landward spit migration and retreating rates ($\text{m} \cdot \text{yr}^{-1}$) calculated for the three proximal, median and distal gravel sections between 1930 and 2017. B. Mean retreating rates ($\text{m} \cdot \text{yr}^{-1}$) for the entire spit (i.e., averaged value calculated for all 110 transects using linear regression).

Fig. 15 – Analyse statistique du recul de la flèche depuis 1930.

A. Migration nette de la flèche vers la terre et taux de recul (m/an) calculés pour les trois sections proximale de galets, médiane et distale, entre 1930 et 2017. B. Moyenne des taux de recul (m/an) pour la flèche entière (i.e., valeur moyenne calculée sur les 110 transects par régression linéaire).

(tab. 2). However, despite the severe meteo-oceanic conditions that characterized this event, the morphological changes experienced by the spit were limited to a small part of the barrier (fig. 8).

The end of the survey period, from the winter of 2013-2014 to 2018, was characterized by intense morphogenetic activity. As indicated by Blaise et al. (2015), the winter of 2013-2014 (from December 2013 to March 2014) was certainly the most erosive one since the winter of 1989-1990 on the entire Brittany coast. The maximum retreat of the spit, up to -30 m, was generated by three major storms that occurred in the beginning of January, February, and March, and which were combined with high spring tide levels (tab. 3). Finally, the event related to the Ruzica/Imogen storm of February 8, 2016 (H_{sig} : 5.29 m) that also produced a maximum spit retreat up to -20 m, and the Eleanor storm of January 17, 2018 (H_{sig} : 5.17 m), have both been identified as severe morphogenetic events leading to significant morphological changes.

Based on monitoring carried out on other study sites situated along the Brittany coast, this alternation of "erosion" and "calm" phases -in terms of morphodynamic conditions- has already been identified and discussed by many authors. This is the case for north Brittany with the survey of shoreline changes of the Saint-Michel-en-Grève Bay (Suanez and Stéphan, 2011), and Vougot beach (Suanez et al., 2015). It is also the case for western Brittany with the monitoring of gravel beaches and barriers of the archipelago of Molène (Suanez et al., 2011), and the Rade de Brest (Stéphan, 2011). Finally, it is also the case for south Brittany with the coastal survey of the "Pays Bigouden" including the Penmarc'h, Treffiagat, Lesconil, Ile-Tudy/Combrit, and Moustierlin beaches (Hallégouët and Hénaff, 2006; Blaise et al., 2015).

6. Conclusion

The topo-morphological monitoring of the Sillon de Talbert undertaken between 2002 and 2018 highlighted particular issues and challenges associated with the morphological and sedimentary functioning of gravel spits. The conceptual approaches used to the longshore and cross-shore dynamics are fully illustrated by the annual DEM measurements, and the monthly beach profile measurements. The main result of this survey is the rapid landward migration of the gravel proximal and median sections between 2002 and 2017, with a maximum average rate of -3 to -4 m.yr⁻¹ (reaching -5.3 m.yr⁻¹ between 2012 and 2018). Regarding the average rate for the whole spit barrier, this landward displacement increased during the last fifteen years to almost twice the rate observed during the 20th century (2 m.yr⁻¹ vs 1.2 m.yr⁻¹). As shown by the hydrodynamic analysis, the storm events control more than 95% of this retreat due to catastrophic overwash/inundation processes (e.g., extreme storm waves combined with high spring tide levels during the Johanna storm of March 10, 2008 and the cluster of storms during the winter 2013-2014 generated a maximum spit retreat of -22 m and -30 m, respectively). Therefore, the possible increase of storm frequency and/or intensity during the next decades would further weaken the Sillon de Talbert. In terms of morphosedimentary behavior, the cross-shore sediment transfers are dominant and represented a total volume of 370,000 m³, while the longshore sediment transfer was estimated at about 50,000 m³. Considering this total volume of 420,000 m³, 43 years would be required to remobilize the total volume of the Sillon de Talbert (i.e., 1.2 10⁶ m³) by cross-shore and longshore transfers. However, considering the volume of sediment eroded from the beachface up to -411,000 m³ due to both cross-shore and longshore transfers, and the sediment accumulation reaching +420,000 m³, the global sediment budget is balanced for the entire survey period. Therefore, these results

clearly illustrate the effectiveness of the rollover process. Finally, the longshore sediment transfer through cannibalization processes due to the cut-off of the longshore sediment transport by coastal defence structures, and the depletion of sediments accumulated on the platform, has led to the opening of a breach in March 2018. The rapid enlargement (35 vs 15 m) and deepening (3.4 vs 1.25 m) of this breach between March and September 2018 raise the question of the future morphological evolution of the spit barrier towards an "island" of gravel deposits.

Acknowledgements

This work was supported by the municipality of Pleubian and the Conservatoire du Littoral. We are grateful to the staff of these two partners who provided technical assistance in the field and many observations during the survey period. This work was also supported by the French "Institut National des Sciences de l'Univers" (INSU) under-program, SNO-DYNALIT. We also thank the French meteorological service *Météo-France* for providing atmospheric pressure data of Ploumanac'h station. We finally thank very much the two reviewers, especially Donald L. Forbes, for their relevant comments that greatly improved the manuscript.

References

- Aubrey D.G., Gains A.G. (1982)** - Rapid formation and degradation of barrier spits in areas with low rates of littoral drift. *Marine Geology*, 49 (3-4), 257-278.
DOI : 10.1016/0025-3227(82)90043-3
- Autret R., Dodet G., Suanez S., Roudaut G., Fichaut B. (2018)** - Long-term variability of supratidal coastal boulders activation in Brittany (France). *Geomorphology*, 304, 184-200.
DOI : 10.1016/j.geomorph.2017.12.028
- Bishop C.T., Donelan M.A. (1987)** - Measuring waves with pressure transducers. *Coastal Engineering*, 11 (4), 309-328.
DOI : 10.1016/0378-3839(87)90031-7
- Birkemeier W. (1985)** - Field data on seaward limit of profile change. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 111 (3), 598-602.
DOI : 10.1061/(ASCE)0733-950X(1985)111:3(598)
- Blaise E., Suanez S., Stéphan P., Fichaut F., David L., Cuq V., Autret R., Houron J., Rouan M., Floc'h F., Arduin F., Cancouët R., Davidson R., Costa S., Delacourt C. (2015)** - Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne, *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 21 (3), 267-292.
DOI : 10.4000/geomorphologie.11104
- Boersma S.M., Hoenderkamp K. (2003)** - Trégor, final report IFREMER, Amsterdam.
- Boudière E., Maisondieu C., Arduin F., Accensi M., Pineau-Guillou L., Jérémy Lepesqueur J. (2013)** - A suitable metocean hindcast database for the design of Marine energy converters. *International Journal of Marine Energy*, 3-4, e40-e52.
DOI : 10.1016/j.ijome.2013.11.010
- Bryson M., Johnson-Roberson M., Murphy R.J., Bongiorno D., (2013)** - Kite Aerial Photography for Low-Cost, Ultra-high Spatial Resolution Multi-Spectral Mapping of Intertidal Landscapes. *PLOS ONE* 8, e73550.
DOI : 10.1371/journal.pone.0073550
- Bujalesky G.G., Bonorino G.G. (2015)** - El Paramo Transgressive Gravel Spit, Tierra del Fuego, Argentina. In Randazzo N., Jackson D., Cooper A. (Eds.), *Sand and Gravel Spits*, Springer Ed., Coastal Research Library 12, Springer, 37-50.

- Buscombe D., Masselink G. (2006)** – Concepts in gravel beach dynamics. *Earth-Science Reviews*, 70 (1-2), 33-52.
DOI : 10.1016/j.earscirev.2006.06.003
- Cariolet J.-M. (2011)** – Inondation des côtes basses et risques associés en Bretagne : vers une redéfinition des processus hydrodynamiques liés aux conditions météo-océaniques et des paramètres morpho-sédimentaires. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 347 p.
- Carter R.W.G., Orford J.D. (1984)** – Coarse clastic barrier beaches: a discussion of the distinctive dynamic and morphosedimentary characteristics. *Marine Geology*, 60 (1-4), 377-389.
DOI : 10.1016/0025-3227(84)90158-0
- Carter R.W.G., Orford J.D. (1991)** – The sedimentary organisation and behaviour of drift-aligned gravel barriers. In Kraus, N.C., Gingerich, K.J., Kriebel, D.L., (Eds), *Coastal Sediments '91: proceedings of a special conference on quantitative approaches to coastal processes*, Seattle, Washington, June 25–27, vol. 1, American Society of Civil Engineers, New York, 934-948.
- Carter R.W.G., Orford J.D. (1993)** – The morphodynamics of coarse clastic beaches and barriers: a short and long-term perspective. *Journal of Coastal Research*, 15 (SI), 158-179.
- Cavaleri L. (1980)** – Wave measurement using pressure transducer. *Oceanologica Acta*, 3 (3), 339-346.
- Crapoulet A., Héquette A., Franck Levoy F., Bretel P. (2015)** – Évaluation de l'évolution du trait de côte et du bilan sédimentaire littoral en baie de Wissant (nord de la France) par LiDAR aéroporté. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 21 (4), 313-330.
DOI : 10.4000/geomorphologie.11146
- Delacourt, C., Allemand, P., Jaud, M., Grandjean, P., Deschamps, A., Ammann, J., Cuq, V., Suanez, S. (2009)** – DRELIO: an unmanned helicopter for imaging coastal areas. *Journal of Coastal Research*, 56 (SI), 1489–1493.
- Dodet G., Bertin X., Bruneau N., Fortunato A.B., Nahon A., Roland A. (2013)** – Wave-current interactions in a wave-dominated tidal inlet. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118, 1587-1605.
DOI : 10.1002/jgrc.20146
- Donnelly C., Kraus N., Larson M., (2006)** – State of knowledge on measurement and modeling of coastal overwash. *Journal of Coastal Research*, 22 (4), 965-991.
DOI : 10.2112/04-0431.1
- Durand P., Anselme B., Thomas Y.-F. (2010)** – L'impact de l'ouverture de la brèche dans la langue de Barbarie à Saint-Louis du Sénégal en 2003 : un changement de nature de l'aléa inondation ? *Cybergeo : European Journal of Geography*, 496.
DOI : 10.4000/cybergeo.23017
- Evans A.W. (1992)** – The application of geomorphology in coastal management studies. *Ocean and Coastal Management*, 17 (1), 47-55.
DOI : 10.1016/0964-5691(92)90061-O
- Fabris M., Baldi P., Anzidei M., Pesci A., Bortoluzzi G., Aliani S. (2010)** – High resolution topographic model of Panarea Island by fusion of photogrammetric, Lidar and bathymetric digital terrain models. *Photogrammetric Record*, 25 (132), 382-401.
DOI : 10.1111/j.1477-9730.2010.00600.x
- Fonstad M.A., Dietrich J.T., Courville B.C., Jensen J.L., Carbonneau P.E., (2013)** – Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 421–430.
DOI : 10.1002/esp.3366
- Forbes D.L., Taylor R.B., Orford J.D., Carter R. W. G., Shaw J., (1991)** – Gravel-barrier migration and overstepping. *Marine Geology*, 97 (3-4), 305-313.
DOI : 10.1016/0025-3227(91)90122-K
- Forbes D.L., Orford J.D., Carter R.W.G., Shaw J., Jennings S.C., (1995)** – Morphodynamic evolution, selforganisation, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coast. *Marine Geology*, 126 (1-4), 63-85.
DOI : 10.1016/0025-3227(95)00066-8
- Forbes D.L., Parkes G.S., Gavin K. Manson G.K., Lorne A. Ketch L.A. (2004)** – Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St Lawrence. *Marine Geology*, 210 (1-4), 169-204.
DOI : 10.1016/j.margeo.2004.05.009
- Hallégouët B., Hénaff A. (2006)** – Evolution récente et gestion des espaces littoraux de l'ouest Cornouaille. In Actes des rencontres de L'ouest Cornouaille « Quelles Pistes de Développement Pour Le Territoire ? », Mai-Juin 2005. Association Ouest Cornouaille Promotion (AOCP), Pont l'Abbé, 20-34.
- Hamm L., Capobianco M., Dette H.H., Lechuga A., Spanhoff R., Stive M.J.F. (2002)** – A summary of European experience with shore nourishment. *Coastal Engineering*, 47 (2), 237-264.
DOI : 10.1016/S0378-3839(02)00127-8
- Howd P.-A., Birkemeir W.-A. (1987)** – Beach and nearshore survey data: 1981-1984, CERC Field Research Facility: Technical Report CERC-87-9. U.S. Army Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi.
- Huang J., Jackson D.W.T., Cooper J.A.G. (2002)** – Morphological monitoring of a high energy beach system using GPS and total station techniques, Runkerry, Co.Antrim, Northern Ireland. *Journal of Coastal Research*, 36 (SI), 390-398.
DOI : 10.2112/1551-5036-36.sp1.390
- Jason W. Woolard J.W., Colby J.D. (2002)** – Spatial characterization, resolution, and volumetric change of coastal dunes using airborne LIDAR: Cape Hatteras, North Carolina. *Geomorphology*, 48 (1-3), 269-287.
DOI : 10.1016/S0169-555X(02)00185-X
- Jaud M., Passot S., Le Bivic R., Delacourt C., Grandjean P., Le Dantec N. (2016)** – Assessing the accuracy of high resolution Digital Surface Models computed by PhotoScan1 and MicMac1 in sub-optimal survey conditions. *Remote Sensing*, 8 (6), 465.
DOI : 10.3390/rs8060465
- Jaud M., Letortu P., Augereau E., Le Dantec N., Beauverger M., Cuq V., Prunier C., Le Bivic R., Delacourt C. (2017)** – Adequacy of pseudo-direct georeferencing of terrestrial laser scanning data for coastal landscape surveying against indirect georeferencing. *European Journal of Remote Sensing*, 50 (1), 155-165.
DOI : 10.1080/22797254.2017.1300047
- Jennings R., Shulmeister J. (2002)** – A field based classification scheme for gravel beaches. *Marine Geology*, 186 (3-4), 211-228.
DOI : 10.1016/S0025-3227(02)00314-6
- Jolicoeur S., Giangioppi M., Bérubé D. (2010)** – Réponse de la flèche littorale de Bouctouche (Nouveau-Brunswick, Canada) à la hausse du niveau marin relatif et aux tempêtes entre 1944 et 2000. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 16 (1), 91-108.
DOI : 10.4000/geomorphologie.7839
- Kidson C. (1964)** – Dawlish Warren, Devon: Late stages in sand spit evolution. *Proceedings of the Geologists' Association*, 75 (2), 167-184.
DOI : 10.1016/S0016-7878(64)80003-1
- Kraus N., Militello A., and Tordorff G. (2002)** – Barrier breaching processes and barrier spit breach, Stone Lagoon, California. *Shore & Beach*, 70 (4), 1-21.

- Lamb H.H., Frydendahl K. (2005)** – Historic storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe, Cambridge University Press, Cambridge.
- Larson M., Krauss N.-C. (1994)** – Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina. *Marine Geology*, 117 (1-4), 75-94.
DOI : 10.1016/0025-3227(94)90007-8
- Lazure P., F. Dumas F. (2008)** – An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources*, 31 (2), 233-250.
DOI : 10.1016/j.advwatres.2007.06.010
- Lee G.-h., Birkemeir W.A. (1993)** – Beach and nearshore survey data: 1985-1991, CERC Field Research Facility: Technical Report CERC-93-3. U.S. Army Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, 26 p.
- Letortu P., Jaud M., Grandjean P., Ammann J., Costa S., Maquaire O., Davidson R., Le Dantec N., Delacourt C. (2018)** – Examining high-resolution survey methods for monitoring cliff erosion at an operational scale. *GIScience and Remote Sensing*, 55 (4), 457-476.
DOI : 10.1080/15481603.2017.1408931
- Letortu P., Costa S., Maquaire O., Delacourt C., Augereau E., Davidson R., Suanez S., Nabucet J. (2015)** – Retreat Rates, Modalities and Agents Responsible for Erosion along the Coastal Chalk Cliffs of Upper Normandy: The Contribution of Terrestrial Laser Scanning. *Geomorphology*, 245, 3-4.
DOI 10.1016/j.geomorph.2015.05.007
- Mancini F., Dubbini M., Gattelli M., Stecchi F., Fabbri S., Gabbianelli G. (2013)** – Using Unmanned Aerial Vehicles (UAV) for high-resolution reconstruction of topography: the structure from motion approach on coastal environments. *Remote Sensing*, 5 (12), 6880-6898.
DOI : 10.3390/rs5126880
- Masselink G., van Heteren S. (2014)** – Response of wave-dominated and mixed-energy barriers to storms. *Marine Geology*, 352, 321-347
DOI : 10.1016/j.margeo.2013.11.004
- Masselink G., Castelle B., Scott T., Dodet G., Suanez S., Jackson D., Floch F. (2016)** – Extreme wave activity during 2013/14 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophysical Research Letters*, 43 (5), 2135-2143.
DOI : 10.1002/2015GL067492
- Matias A., Williams J.J., Masselink G., Ferreira, Ó. (2012)** – Overwash threshold for gravel barriers. *Coastal Engineering*, 63, 48-61.
DOI : 10.1016/j.coastaleng.2011.12.006.
- Meur-Férec C., Deboudt P., Morel V. (2008)** – Coastal risks in France: an integrated method for evaluating vulnerability. *Journal of Coastal Research*, 24 (2B), 178-189.
DOI : 10.2112/05-0609.1
- Montreuil A., Joanna B., Chandler J. (2013)** – Detecting seasonal variations in embryo dune morphology using a terrestrial laser scanner. *Journal of Coastal Research*, 65 (SI), 1313-1318.
DOI : 10.2112/SI65-222.1
- Morton R.A., Leach M.P., Paine J.G., Cardoza M.A. (1993)** – Monitoring beach changes using GPS surveying techniques. *Journal of Coastal Research*, 9 (3), 702-720.
<http://www.jstor.org/stable/4298124>
- O'Regan P.R. (1996)** – The use of contemporary information technologies for coastal research and management-a review. *Journal of Coastal Research*, 12 (1), 192-204.
<http://www.jstor.org/stable/4298474>
- Orford J.D., Carter R.W.G. (1982)** – Crestal overtop and washover sedimentation on a fringing sandy gravel barrier coast, Carnsore Point, Southeast Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, 52 (1), 265-278.
DOI : 10.1306/212F7F2C-2B24-11D7-8648000102C1865D
- 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*, 7 (2), 477-488.
- Orford J.D., Carter R.W.G. (1995)** – Examination of mesoscale forcing of a swash-aligned, gravel barrier from Nova Scotia. *Marine Geology*, 126 (1-4), 201-211.
DOI : 10.1016/0025-3227(95)00078-D
- Orford J.D., Carter, R.W.G. Jennings S.C., Hinton A.C. (1995)** – Processes and timescales by which a coastal gravel-dominated barrier responds geomorphologically to sea-level rise: Story head barrier, Nova Scotia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20 (1), 21-37.
DOI : 10.1002/esp.3290200104
- 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*, 12 (3), 51-85.
<http://www.jstor.org/stable/4298507>
- Orford J.D., Forbes D.L., Jennings S.C. (2002)** – Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology*, 48 (1-3), 51-85.
DOI : 10.1016/S0169-555X(02)00175-7
- Orford J.D. (2011)** – Gravel-Dominated coastal barrier reorganisation variability as a function of coastal susceptibility and barrier resilience. *Coastal Sediments '11*, 1257-1270.
- Orford J.D., Anthony E.J. (2011)** – Extreme events and the morphodynamics of gravel-dominated coastal barriers: strengthening uncertain ground. *Marine Geology*, 290, 41-45.
DOI : 10.1016/j.margeo.2011.10.005
- Pinot J-P. (1994)** – Fixer le plan ou gérer le profil : l'exemple du Sillon du Talbert. *Cahiers Nantais*, 41-42, 307-316.
- Rebêlo L.P., Brito, P.O., Monteiro J.H. (2002)** – Monitoring the Cresmina dune evolution (Portugal) using differential GPS. *Journal of Coastal Research*, 36 (SI), 591-604.
DOI : 10.2112/1551-5036-36.sp1.591
- Rieb G., Walker P., (2001)** – Suivi morphologique du littoral. *Géologues*, 129, 75-79.
- Roland A., Arduin F. (2014)** – On the developments of spectral wave models: numerics and parameterizations for the coastal ocean. *Ocean Dynamics*, 64 (6), 833-846,
DOI : 10.1007/s10236-014-0711-z.
- Ruessink B.G. (1998)** – Bound and free infragravity waves in the nearshore zone under breaking and nonbreaking conditions. *Journal of Geophysical Research*, 103 (C6), 12795-12805.
DOI : 10.1029/98JC00893
- Ruggiero P., Voigt, B., Kaminsky, G. (2000)** – Beach monitoring for enhanced decision-making. *Coastal Society 17th Conference Coasts at the Millennium*, 9-12 July 2000, Portland, Oregon.
- Sabatier F., Anthony E. (2015)** – The Sand Spits of the Rhône River Delta: Formation, Dynamics, Sediment Budgets and Management. In Randazzo N., Jackson D., Cooper A. (Eds.), *Sand and Gravel Spits*, Springer Ed., Coastal Research Library 12, Springer, 259-274.
- Saha S., Moorthi S., Pan H.-L., Wu X., Wang J., Nadiga S., et al. (2010)** – The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of American Meteorology Society*, 91, 1015-1057.
DOI : 10.1175/2010BAMS3001.1

- Sallenger A.H. (2000)** – Storm Impact Scale for Barrier Islands. *Journal of Coastal Research*, 16 (3), 890-895.
http://journals.fcla.edu/jcr/article/view/80902
- Sallenger A.H., Krabill W.B., Swift R.N.; Brock J., List, J.; Hansen M.; Holman R.A.; Manizade S.; Sontag J., Meredith A., Morgan K., Yunkel J.K., Frederick E.B., Stockdon H. (2003)** – Evaluation of airborne topographic LiDAR for quantifying beach changes. *Journal of Coastal Research*, 19 (1), 125-133.
http://www.jstor.org/stable/4299152
- Sánchez-Arcilla A., Jiménez J.A. (1994)** – Breaching in a wave-dominated barrier spit: the Trabucador bar (north-eastern Spanish coast). *Earth Surface Processes and Landforms*, 19 (6), 483-498.
DOI : 10.1002/esp.3290190602
- SHOM (2016)** – Références altimétriques maritimes – Ports de France métropolitaine et d’outre-mer. Côtes du zéro hydrographique et niveaux caractéristiques de la marée. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, Brest.
- Solomon S.M., Forbes D.L. (1999)** – Coastal hazards and associated management issues on South Pacific Islands. *Ocean & Coastal Management*, 42 (6-7), 523-554.
DOI : 10.1016/S0964-5691(99)00029-0
- Stéphan P., Suanez S., Fichaut B. (2010)** – Franchissement et recul des cordons de galets par rollover. Impact de la tempête du 10 mars 2008 dans l’évolution récente du Sillon de Talbert (Côtes d’Armor, Bretagne). *Noröis*, 215, 59-75.
DOI : 10.4000/noröis.3252
- Stéphan P. (2011)** – Quelques données nouvelles sur la mobilité récente et le bilan sédimentaire des flèches de galets de Bretagne. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 17 (2), 205-232.
DOI : 10.4000/geomorphologie.9416
- Stéphan P., Suanez S., Fichaut B., (2012)** – Long-term morphodynamic evolution of the Sillon de Talbert gravel barrier (Brittany, France). *Shore & Beach*, 80 (1), 19-36.
- Stéphan P., Suanez S., Fichaut B. (2015)** – Long-, Mid- and Short-Term Evolution of Coastal Gravel Spits of Brittany, France. In Randazzo N., Jackson D., Cooper A. (Eds.), *Sand and Gravel Spits*, Springer Ed., Coastal Research Library 12, Springer, 275-288.
- Stéphan P., Suanez S., Fichaut B., Autret R., Blaise E., Houron J., Ammann J., Grandjean P. (2018a)** – Monitoring the medium-term retreat of a gravel spit barrier and management strategies, Sillon de Talbert (North Brittany, France). *Ocean & Coastal Management*, 158, 64-82.
DOI : 10.1016/j.ocecoaman.2018.03.030
- Stéphan, P., Dodet, G., Tardieu, I., Suanez, S., David, L. (2018b)** – Dynamique pluri-décennale du trait de côte en lien avec les variations des forçages météo-océaniques au nord de la Bretagne (baie de Goulven, France). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 24 (1), 79-102.
DOI : 10.4000/geomorphologie.11908
- St-Hilaire-Gravel D., Forbes D.L., Bell T. (2012)** – Multitemporal analysis of a gravel-dominated coastline in the Central Canadian Arctic archipelago. *Journal of Coastal Research*, 28 (2), 421-441.
DOI : 10.2112/JCOASTRES-D-11-00020.1
- Stockdon H.F., Sallenger A.H., Holman R.A., Howd P.A. (2007)** – A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes. *Marine Geology*, 238, 1-20.
DOI : 10.1016/j.margeo.2006.11.004
- Suanez S., Cariolet J.-M., Fichaut B. (2010)** – Monitoring of Recent Morphological Changes of the Dune of Vougot Beach (Brittany, France) Using Differential GPS. *Shore & Beach*, 78 (1), 37-47.
- Suanez S., Stéphan P. (2011)** – Effects of Natural and Human Forcing on Mesoscale Shoreline Dynamics of Saint-Michel-en-Grève Bay (Brittany, France). *Shore & Beach*, 79 (2), 19-38.
- Suanez S., Fichaut B., Magne R., Ardhuin F., Corman D., Stéphan P., Cariolet J.-M. (2011)** – Changements morphologiques et bilan sédimentaire des formes fuyantes en queue de comète de l’archipel de Molène (Bretagne, France), *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 17 (2), 187-204.
DOI : 10.4000/geomorphologie.9397
- Suanez S., Cancouët R., Floch F., Blaise E., Ardhuin F., Filipot J.-F., Cariolet J.-M., Delacourt C. (2015)** – Observations and predictions of wave runup, extreme water levels, and medium-term dune erosion during storm conditions, *Journal of Marine Science and Engineering*, 3 (3), 674-698.
DOI : 10.3390/jmse3030674
- Thom B.G., Hall W. (1991)** – Behaviour of beach profiles during accretion and erosion dominated period, *Earth Surface Processes and Landforms*, 16 (2), 113-127.
DOI : 10.1002/esp.3290160203
- Thomas Y.F., Diaw A.T. (1997)** – Suivi (1984-1993) de la rupture de la flèche de Sangomar, estuaire du fleuve Saloum, Sénégal. *Photo Interprétation*, 35, (3-4), 199-208.
- Tillmann, T., Wunderlich, J., (2013)** – Barrier rollover and spit accretion due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation: insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. *Journal of Coastal Research*, 65 (SI), 600-605.
DOI : 10.2112/SI65-102.1
- Tolman H.L. (and the WAVEWATCH III® Development Group) (2014)** – User Manual and System Documentation of WAVEWATCH III® version 4.18, Technical Note 316, NOAA/NWS/NCEP/MMAB, 282 pp. + Appendices.
- Wheaton J.M., Brasington J., Darby S.E., Sear D.A. (2009)** – Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 136-156.
DOI : 10.1002/esp.1886
- Westoby M.J., Brasington J., Glasser N.F., Hambrey M.J., Reynolds J.M., (2012)** – “Structure-from-Motion” photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300-314.
DOI : 10.1016/j.geomorph.2012.08.021
- Wright L.D., Short A.D. (1984)** – Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56 (1-4), 93-118.
DOI : 10.1016/0025-3227(84)90008-2
- Xhardé R., Long B.F., Forbes D.L. (2011)** – Short-term beach and shoreface evolution on a cusped foreland observed with airborne topographic and bathymetric LIDAR. *Journal of Coastal Research*, 62 (SI), 50-61.
DOI : 10.2112/SI_62_6
- Zenkovitch V.P. (1967)** – Processes of coastal development, Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Zhou G., Xie M. (2009)** – Coastal 3-D morphological change analysis using LiDAR series data: a case study of Assateague Island National Seashore. *Journal of Coastal Research*, 25 (2), 435-447.
DOI : 10.2112/07-0985.1



Version française abrégée

Le Sillon de Talbert est une flèche littorale à pointe libre constituée essentiellement de galets, située sur la côte nord de la Bretagne dans le département des Côtes d'Armor (fig. 2). Le volume sédimentaire qui la compose est estimé à $1,23 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Elle s'étend sur 3,5 km de longueur et s'organise autour de quatre unités morphosédimentaires bien distinctes (fig. 3). Si les deux sections, proximale sableuse et distale, restent assez stables, les deux sections, proximale et médiane graveleuses, observent un recul important depuis plusieurs décennies (fig. 3). Depuis 2002 un suivi morphosédimentaire et hydrodynamique a été entrepris, notamment par le laboratoire LETG-Brest à la demande du conservatoire du littoral. Ce suivi, financé par la mairie de Pleubian, s'inscrit dans les actions scientifiques de la Réserve naturelle du Sillon de Talbert. Il est basé sur des levés topomorphologiques annuels permettant de calculer des MNT (fig. 4), auxquels s'ajoutent depuis le mois de septembre 2012 des mesures de profils de plage et des conditions hydrodynamiques (houle et marée) (fig. 5). Le calcul du bilan sédimentaire sur les 15 ans (2002-2017) montre que les transits transversaux sont dominants et représentent un volume total de $370\,000 \text{ m}^3$ (i.e., 30 % du volume sédimentaire de la flèche) (fig. 6). Ces transferts ont été réalisés par overwash, principalement durant les trois épisodes et/ou périodes morphogènes les plus significatifs enregistrés durant la période d'observation. Il s'agit de la tempête Johanna du 10 mars 2008, des tempêtes de l'hiver 2013-2014, et de la tempête Ruzica/Imogen du 8 février 2016, qui ont généré des transferts sédimentaires atteignant respectivement $111\,540 \text{ m}^3$, $175\,435 \text{ m}^3$, and $40\,980 \text{ m}^3$ (fig. 7-8). L'analyse des conditions hydrodynamiques montre que ces trois épisodes et/ou périodes morphogènes ont été caractérisés par la combinaison d'une tempête et d'une marée de vive-eau (fig. 8). Le transit longitudinal lié à la dérive littorale est estimé à environ $50\,000 \text{ m}^3$, soit $3\,200 \text{ m}^3/\text{an}$ entre 2002 et 2017 (fig. 6). Ces transferts longitudinaux ont principalement été réalisés suivant un processus de cannibalisation qui s'est accru au cours du temps, conduisant à une fragilisation de la flèche dans sa partie proximale (fig. 12). Toutefois, considérant le volume de plus de $-411\,000 \text{ m}^3$ de sédiment érodé à l'avant plage, et le volume des transferts transversaux et longitudinaux cumulés atteignant $+420\,000 \text{ m}^3$, le bilan sédimentaire global sur l'ensemble de la période de suivi est équilibré (fig. 6). De même, en tenant compte du volume global de sédiment qui constitue le Sillon

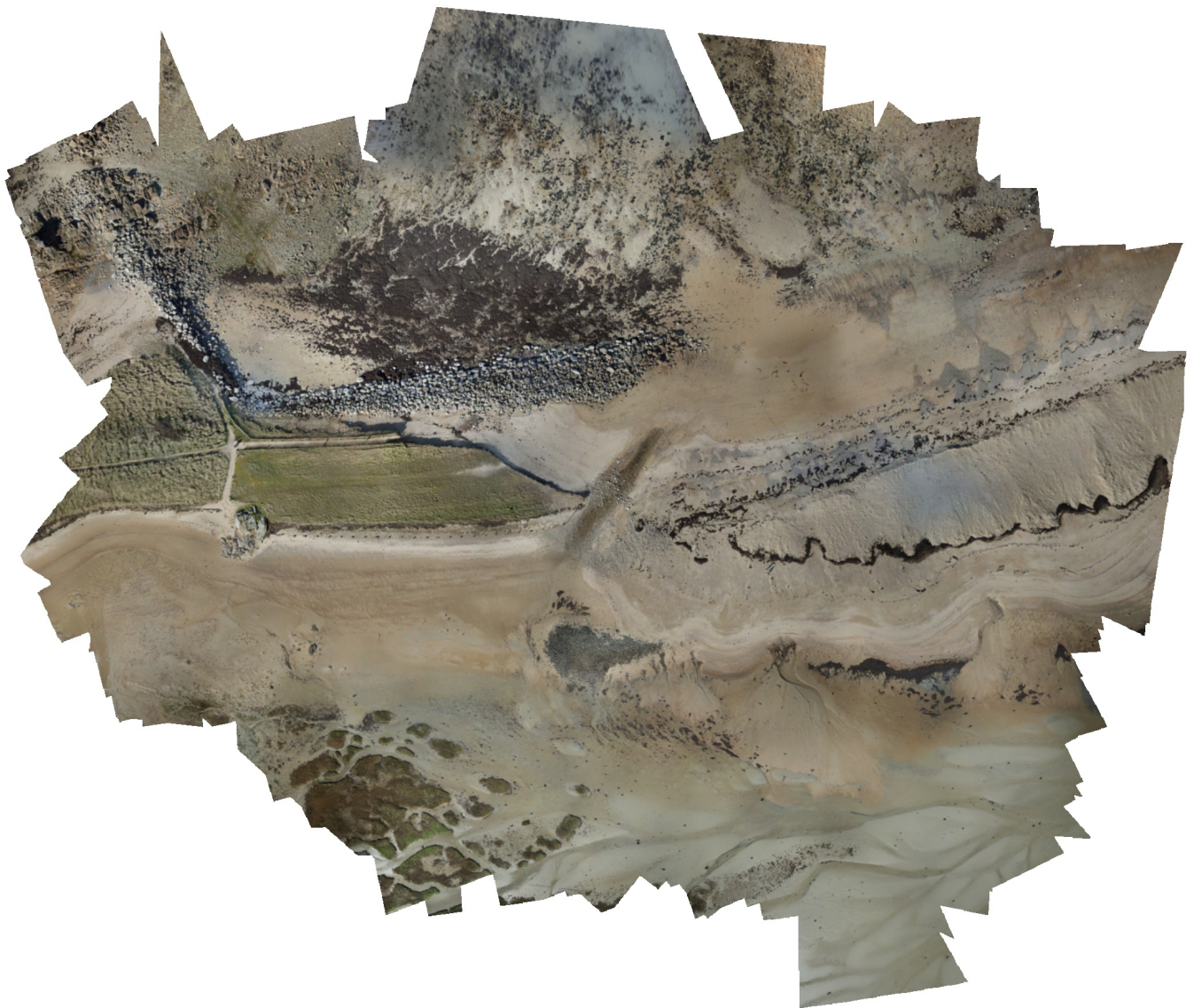
de Talbert (i.e., $1,23 \cdot 10^6 \text{ m}^3$), 43 années sont nécessaires pour une complète remobilisation de ce stock par les transferts transversaux et longitudinaux. Depuis 1930, le déplacement maximum de la flèche vers la terre, lié au phénomène de rollover, a atteint $-1,6$ à $-1,8 \text{ m}/\text{an}$ (fig. 15). Le suivi à court terme réalisé entre les mois de septembre 2012 et avril 2018 (basé sur la mesure de profils de plage) indique que la section proximale graveleuse (i.e., profil A), et la section médiane (i.e., profil B), ont respectivement reculé d'environ -23 m and -32 m (fig. 9). Ces déplacements représentent $-3,8$ à $-5,3 \text{ m}/\text{an}$ pour les 6 dernières années. Ainsi, le recul du Sillon de Talbert a doublé durant les quinze dernières années avec un taux de recul de $2 \text{ m}/\text{an}$ entre 2002 et 2017, contre $1,2 \text{ m}/\text{an}$ entre 1930 et 2010 (fig. 15). Les événements tempétueux contrôlent plus de 95 % de ce recul, notamment durant les processus catastrophiques de submersion/inondation (fig. 10-11). Le recul de la flèche s'est traduit par l'ouverture d'une brèche dans sa partie proximale au début du mois de mars 2018 (fig. 13). Le processus de cannibalisation est le principal responsable de cette rupture. Il s'explique par l'absence d'alimentation en sédiment de la flèche, notamment dans sa partie proximale, dû au tarissement des sources sédimentaires accumulées sur la plateforme. C'est aussi la conséquence d'une très faible alimentation à partir de l'érosion très réduite des falaises meubles (head périglaciaire) situées en amont dérive du Sillon de Talbert qui sont aujourd'hui stabilisées par la végétation et/ou hautement perchées sur un substrat rocheux à leur base. Ce processus de cannibalisation est enfin lié à l'impact de l'épi du Chouck qui bloque le transit sédimentaire longitudinal de la section proximale sableuse vers les sections proximale et médiane graveleuse (fig. 2, 12). Le suivi de cette brèche réalisé entre les mois de mars et septembre 2018 montre qu'elle s'est rapidement élargie et approfondie, passant respectivement de 15 à 35 m , et de $1,25$ à $3,4 \text{ m}$, au cours des 7 derniers mois (fig. 14). Pour autant, la politique de gestion adoptée par le conservatoire du littoral, également approuvée par le conseil scientifique de la Réserve naturelle et les responsables de la Région Bretagne, est de « laisser faire la nature ». Une option supplémentaire serait de retirer les derniers ouvrages de défense côtière situés à la racine du Sillon de Talbert (i.e., l'épi du Chouck et l'enrochement frontal) afin de réamorcer le transit sédimentaire longitudinal dans les deux sections proximale et médiane de la flèche.

Annexe 2

Détail des traitements photogrammétriques (rapports)

Rapport_Breche_2018_03_07

Rapport de traitement
04 February 2019



Données du levé

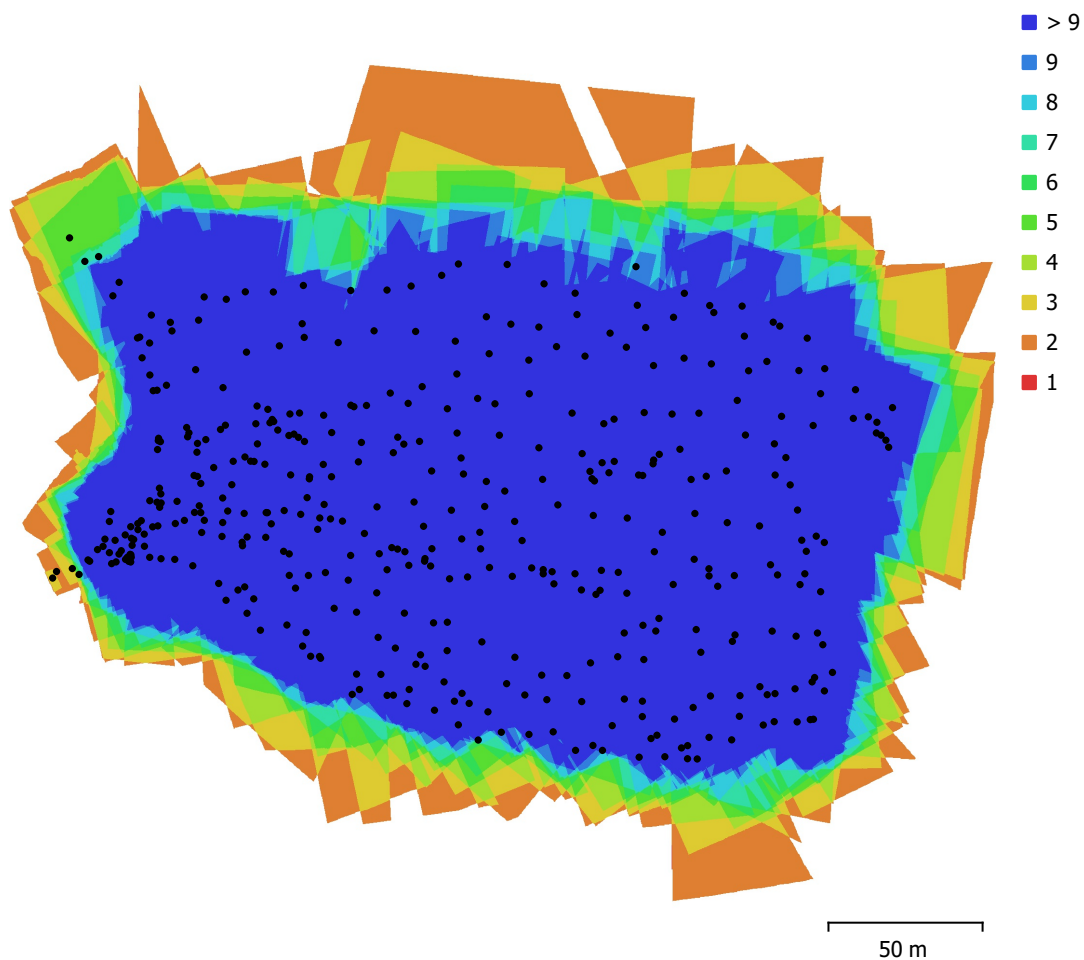


Fig. 1. Emplacements des caméras et chevauchement des images.

Nombre d'images:	423	Stations de caméras:	423
Altitude de vol:	43.5 m	Points de liaison:	41,999
Résolution au sol:	1.06 cm/px	Projections:	462,904
Zone de couverture:	0.0606 km ²	Erreur de reprojection:	0.514 px

Modèle de caméra	Résolution	Longueur focale	Taille de pixel	Précalibré
GR (18.3mm)	4928 x 3264	18.3 mm	4.78 x 4.78 μm	Non

Tableau 1. Caméras.

Calibration de la caméra

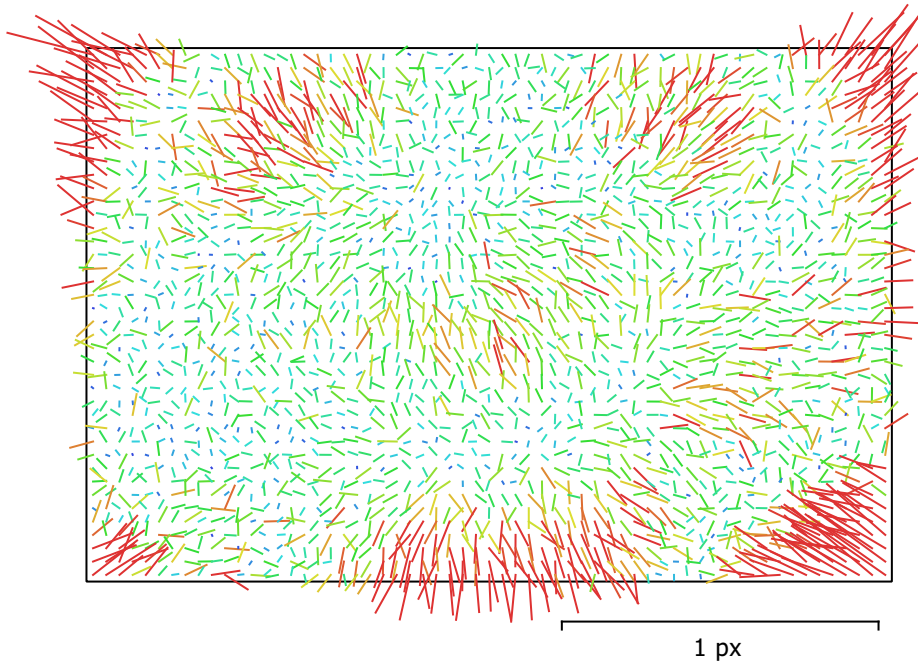


Fig. 2. Résiduelles des points de liaison pour GR (18.3mm).

GR (18.3mm)

423 images

Type	Résolution	Longueur focale	Taille de pixel
Cadre	4928 x 3264	18.3 mm	4.78 x 4.78 μm

	Valeur	Erreur	F	Cx	Cy	B1	B2	K1	K2	K3	P1	P2
F	3844.37	0.051	1.00	-0.02	0.19	0.09	0.09	-0.15	0.17	-0.12	0.04	-0.04
Cx	-42.7557	0.041		1.00	0.04	0.06	-0.21	0.05	-0.05	0.06	0.87	0.04
Cy	-7.48052	0.046			1.00	0.23	0.07	0.02	-0.01	0.02	0.05	0.84
B1	-0.383994	0.0068				1.00	0.02	0.01	-0.04	0.06	0.04	-0.00
B2	0.10513	0.0065					1.00	-0.01	0.01	-0.01	-0.01	0.03
K1	-0.0725439	2.5e-005						1.00	-0.95	0.91	0.03	0.06
K2	0.0893386	9.6e-005							1.00	-0.98	-0.03	-0.02
K3	-0.0189745	0.00011								1.00	0.04	0.03
P1	1.46402e-005	2.4e-006									1.00	0.03
P2	-0.000118005	2.4e-006										1.00

Tableau 2. Coefficients de calibration et matrice de corrélation.

Points de contrôle au sol

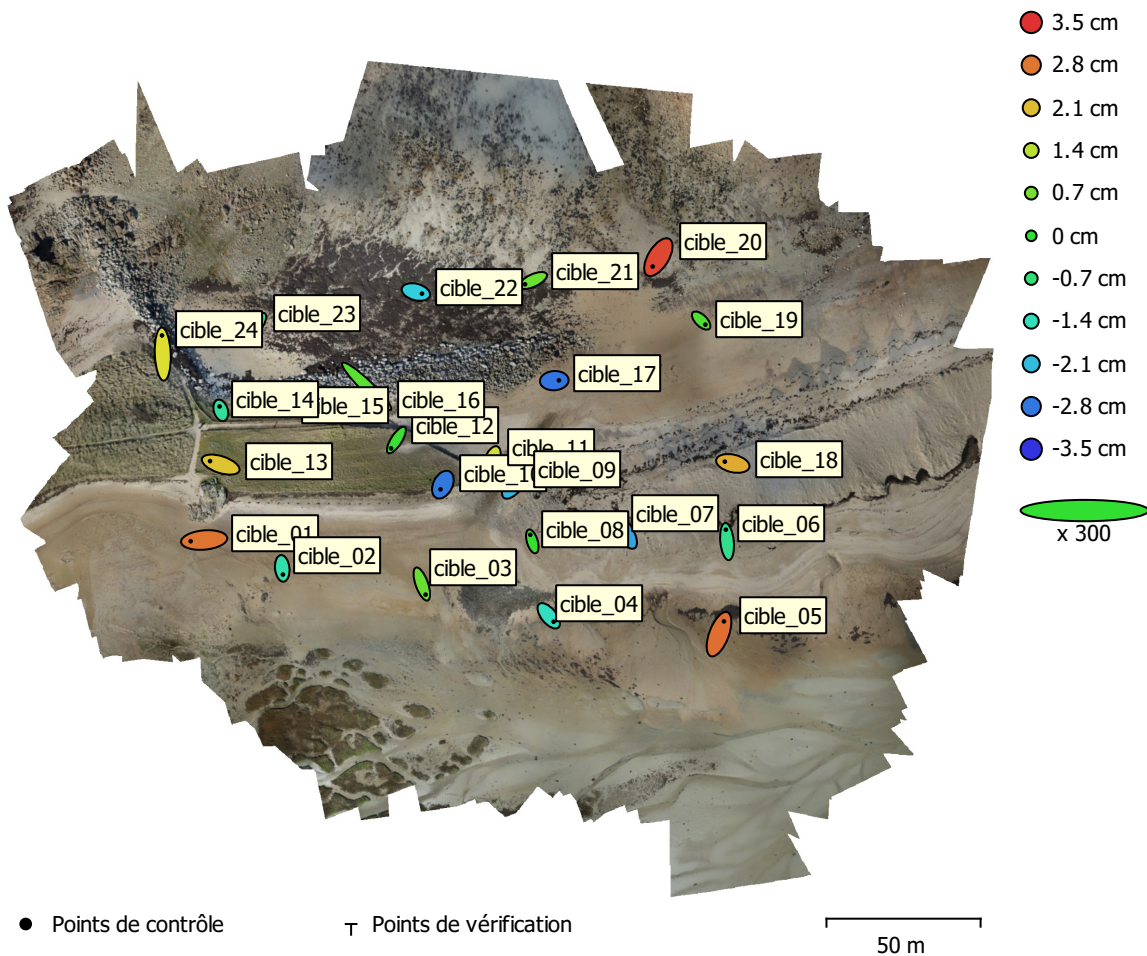


Fig. 3. Emplacements des points de contrôle au sol et estimations d'erreur.

L'erreur Z est représentée par la couleur de l'ellipse. Les erreurs X et Y sont représentées par la forme de l'ellipse. Les emplacements estimés des points de contrôle au sol sont marqués d'un point ou d'une croix.

Nombre	Erreur X (cm)	Erreur Y (cm)	Erreur Z (cm)	Erreur XY (cm)	Total (cm)
24	1.53503	1.89691	1.81511	2.4402	3.04125

Tableau 3. Points de contrôle RMSE.

X - Est, Y - Nord, Z - Altitude.

Etiquette	Erreur X (cm)	Erreur Y (cm)	Erreur Z (cm)	Total (cm)	Image (px)
cible_15	1.21685	-0.869939	-0.571973	1.60146	0.439 (29)
cible_14	-0.263136	0.842468	-1.07965	1.3945	0.125 (34)
cible_01	-2.91786	-0.26233	2.82625	4.07068	0.113 (41)
cible_02	0.140999	-1.3243	-1.22415	1.80892	0.003 (40)
cible_03	0.821674	-2.29361	0.560739	2.50005	0.004 (26)
cible_13	-2.30878	0.752713	2.01638	3.1564	0.043 (32)
cible_05	1.05881	2.7816	2.89306	4.15068	0.060 (17)
cible_07	-1.40852	2.19457	-2.31006	3.48374	0.003 (25)
cible_04	1.05052	-1.28773	-1.43984	2.19886	0.164 (16)
cible_10	-0.50693	-1.00673	-2.77835	2.99828	0.043 (28)
cible_11	-0.680108	-1.88922	1.64594	2.59631	0.046 (27)
cible_08	-0.432234	1.43627	0.0434457	1.50053	0.004 (20)
cible_06	-0.255272	2.56942	-0.911997	2.7384	0.004 (21)
cible_09	1.27558	1.70015	-2.13455	3.01229	0.048 (24)
cible_24	-0.164387	4.03696	1.73006	4.39514	0.003 (20)
cible_23	1.55711	2.03916	-0.991689	2.75068	0.004 (20)
cible_12	-1.15364	-1.79966	0.104464	2.14023	0.043 (22)
cible_16	4.32769	-4.17346	0.406123	6.02591	0.004 (20)
cible_18	-1.7247	0.393222	2.28101	2.88656	0.036 (21)
cible_17	1.01728	0.0636596	-2.81642	2.99518	0.336 (22)
cible_22	1.31642	-0.351916	-1.90837	2.34493	0.004 (16)
cible_21	-1.74676	-0.813386	0.573517	2.01039	0.245 (13)
cible_19	0.904909	-0.874473	0.296174	1.29278	0.070 (17)
cible_20	-1.23744	-2.01794	3.28142	4.04611	0.104 (8)
Total	1.53503	1.89691	1.81511	3.04125	0.139

Tableau 4. Points de contrôle.
X - Est, Y - Nord, Z - Altitude.

Modèle Numérique d'élévation

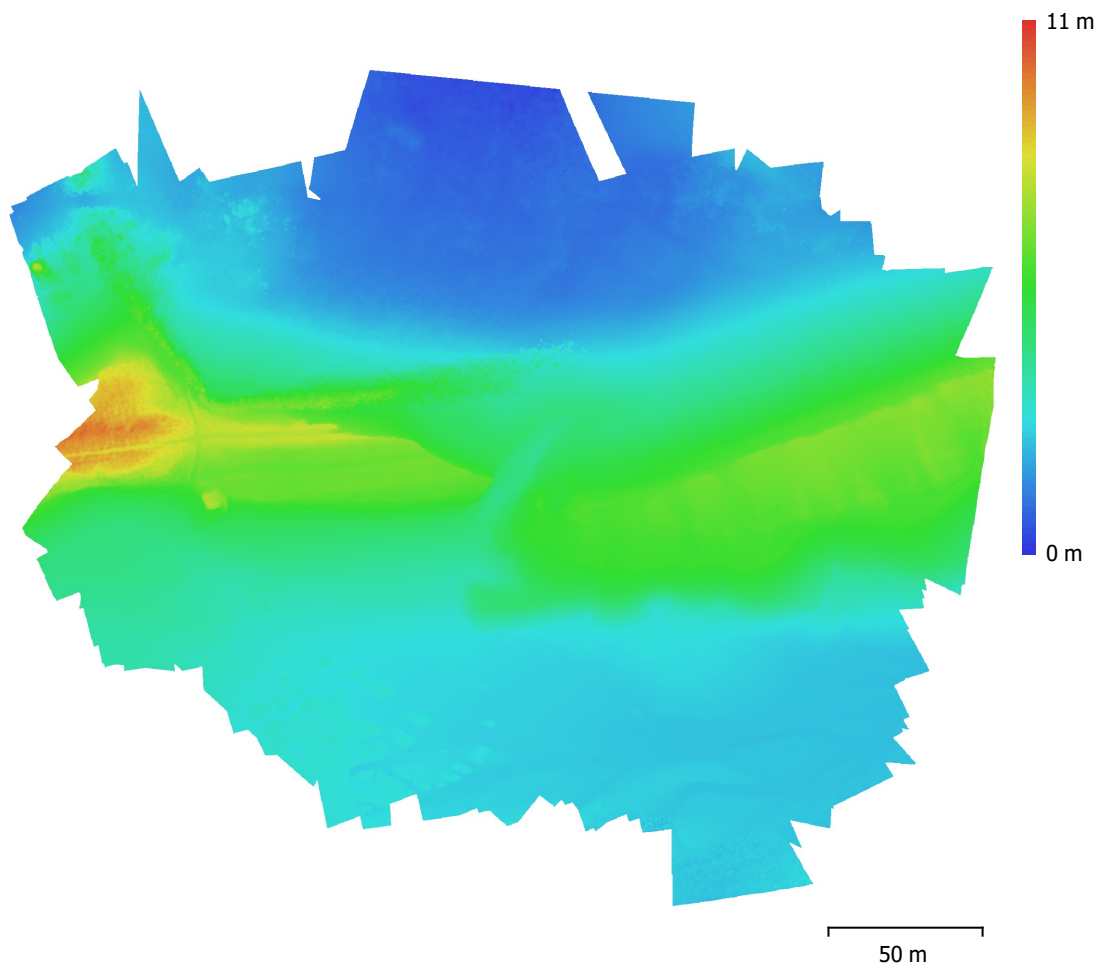


Fig. 4. Modèle numérique d'élévation reconstruit.

Résolution: 2.12 cm/px
Densité des points: 0.222 points/cm²

Paramètres de traitement

Général

Caméras	423
Caméras alignées	423
Repères	24
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)
Angles de rotation	Lacet, Tangage, Roulis

Nuage de point

Points	41,999 de 55,485
Erreur RMS de reprojection	0.145661 (0.513551 px)
Erreur Max de reprojection	0.441199 (14.6299 px)
Taille moyenne de point	3.15665 px
Couleurs des points	3 bandes, uint8
Points-clé	Non
Multiplicité moyenne des points de liaison	12.3126

Paramètres d'alignement

Précision	Haute
Présélection générique	Oui
Limite de points	40,000
Limite de points de liaison	1,000
Ajustement progressif du modèle de la caméra	Oui
Temps de concordance	1 heure 35 minutes
Temps d'alignement	1 minute 14 secondes

Cartes de profondeur

Nombre	423
--------	-----

Paramètres de reconstruction

Qualité	Haute
Mode de filtrage	Agressif
Temps de traitement	1 jour 4 heures

Nuage de points dense

Points	136,427,721
Couleurs des points	3 bandes, uint8

Paramètres de reconstruction

Qualité	Haute
Filtrage de la profondeur	Agressif
Temps de génération des cartes de profondeur	1 jour 4 heures
Temps de génération du nuage de points dense	49 minutes 4 secondes

Modèle

Faces	70,160
Sommets	35,556
Couleurs des sommets	3 bandes, uint8
Texture	4,096 x 4,096, 4 bandes, uint8

Paramètres de reconstruction

Type de surface	Champ de hauteur
Données source	Clairsemé
Interpolation	Activé
Nombre de faces	90,000
Temps de traitement	3 secondes

Paramètres de texturation

Mode de mappage	Orthophoto
Mode de fusion	Mosaïque

Général

Taille de la texture	4,096 x 4,096
Activer le remplissage de trous	Oui
Activer le filtre fantôme	Non
Temps de paramétrisation UV	0 seconde
Temps de fusion	16 minutes 57 secondes

MNE

Taille	20,882 x 14,880
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)

Paramètres de reconstruction

Données source	Nuage dense
Interpolation	Activé
Temps de traitement	20 minutes 14 secondes

Orthomosaïque

Taille	30,154 x 25,538
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)
Couleurs	3 bandes, uint8

Paramètres de reconstruction

Mode de fusion	Mosaïque
Surface	MNE
Activer le remplissage des trous	Oui
Temps de traitement	28 minutes 57 secondes

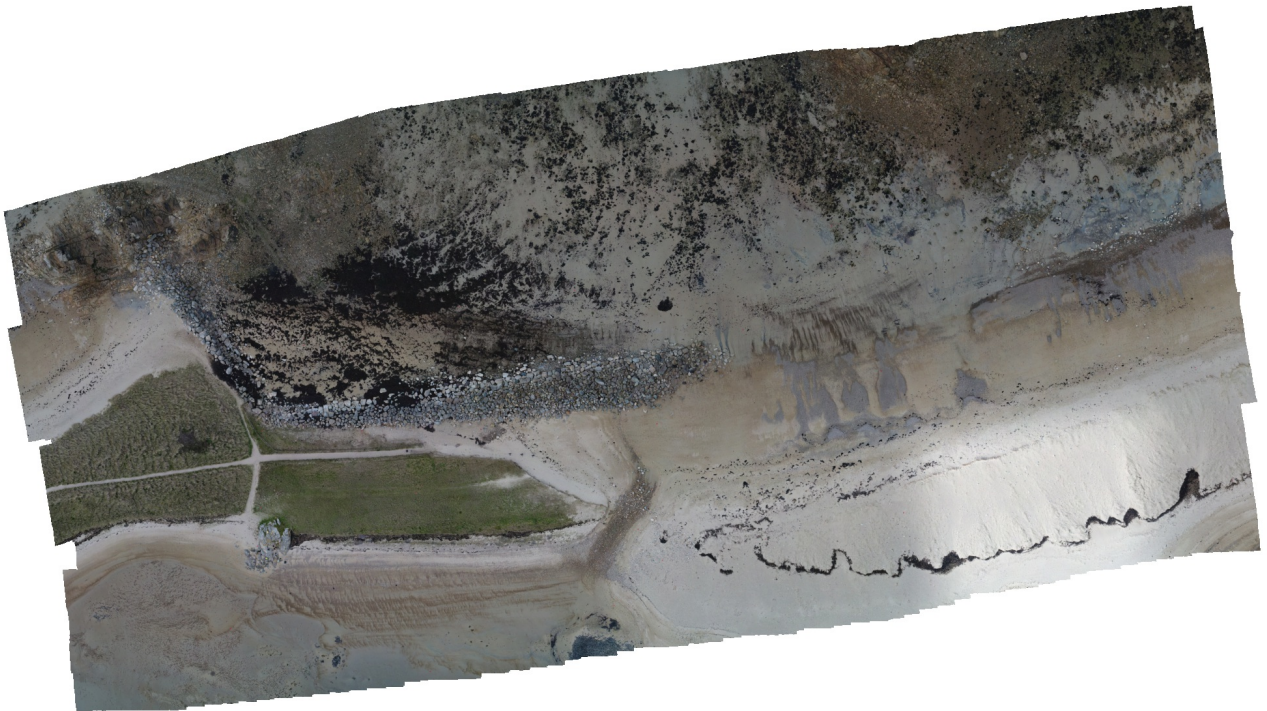
Logiciel

Version	1.5.1 build 7618
Plateforme	Windows 64

Agisoft PhotoScan

Rapport de traitement

26 mars 2018



Données initiales

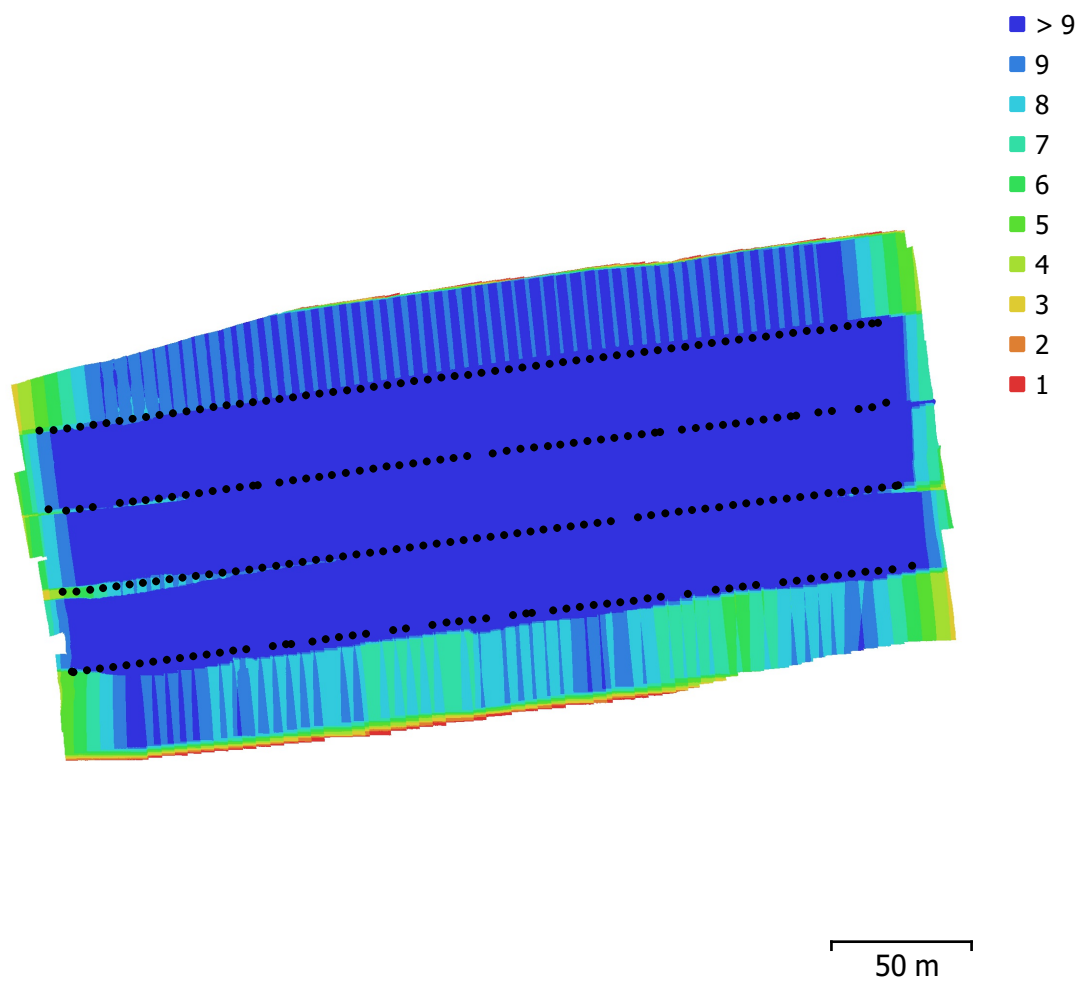


Fig. 1. Emplacements des caméras et chevauchement des images.

Nombre d'images:	244	Positions de caméra:	244
Altitude de vol:	46.7 m	Points de liaison:	23,100
Résolution au sol:	1.24 cm/px	Projections:	245,033
Zone de couverture:	0.0484 km ²	Erreur de reprojection:	0.433 px

Modèle de la caméra	Résolution	Distance focale	Taille de pixel	Précalibré
FC6310 (8.8mm)	4864 x 3648	8.8 mm	2.61 x 2.61 μ m	Non

Tableau 1. Caméras.

Calibration de caméra

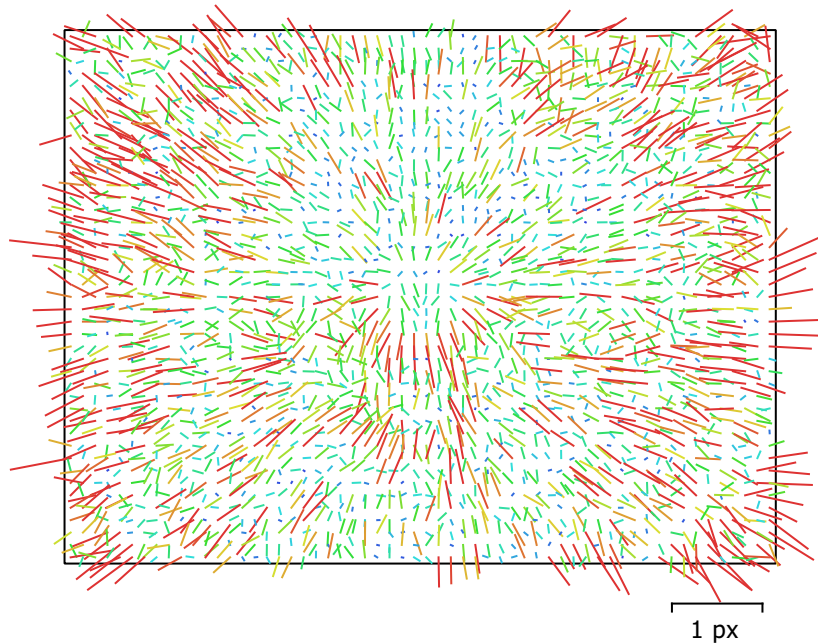


Fig. 2. Résiduelles des points de liaison pour FC6310 (8.8mm).

FC6310 (8.8mm)

244 images

Type
Cadre

Résolution
4864 x 3648

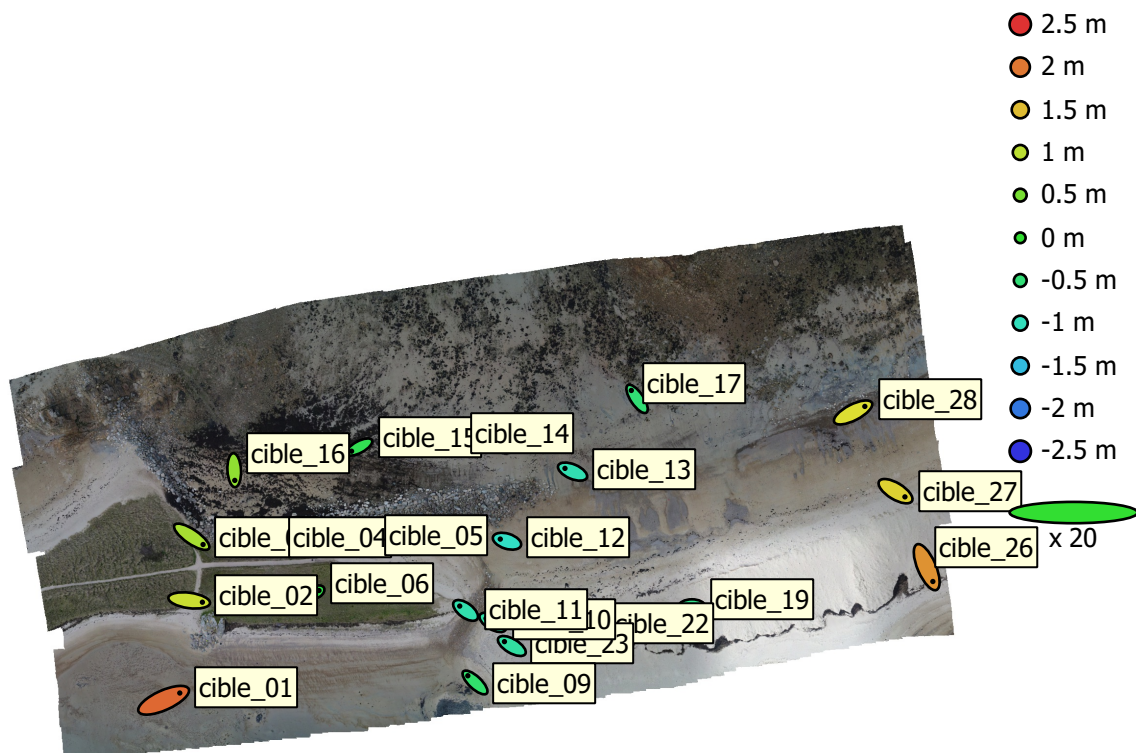
Distance focale
8.8 mm

Taille de pixel
2.61 x 2.61 μm

	Valeur	Erreur	B1	B2	K1	K2	K3	K4	P1	P2
F	3372.58									
B1	1.26634	0.18	1.00	-0.09	-0.03	-0.03	0.05	-0.06	0.06	0.39
B2	0.32836	0.2		1.00	0.05	-0.00	0.00	-0.00	-0.27	-0.06
K1	0.00682568	8.6e-05			1.00	-0.74	0.71	-0.68	0.12	-0.21
K2	-0.0574257	0.00028				1.00	-0.99	0.96	-0.03	0.01
K3	0.096665	0.00051					1.00	-0.99	0.03	0.01
K4	-0.0544944	0.00032						1.00	-0.03	-0.02
P1	-0.00176243	3.4e-05							1.00	-0.03
P2	-0.00183439	3.5e-05								1.00

Tableau 2. Coefficients de calibration et matrice de corrélation.

Points de contrôle terrain



● Points de contrôle † Points de vérification 50 m

Fig. 3. Emplacements des points de contrôle terrain et estimations d'erreur. Erreur Z est représentée par la couleur d'ellipse. Erreurs X, Y sont représentées par la forme d'ellipse. Les emplacements estimés des points de contrôle terrain sont marqués d'un point ou d'un croisement.

Nombre	X erreur (m)	Y erreur (m)	Z erreur (m)	XY erreur (m)	Total (m)
21	0.296173	0.208255	0.976594	0.362062	1.04155

Tableau 3. RMSE de Points de contrôle.
X - Est, Y - Nord, Z - Altitude.

Etiquette	X erreur (m)	Y erreur (m)	Z erreur (m)	Total (m)	Image (px)
cible_26	0.219158	-0.511137	1.80356	1.88736	0.142 (4)
cible_27	0.335401	-0.203201	1.34502	1.40102	0.294 (13)
cible_28	0.418362	0.215176	1.23889	1.32521	0.182 (21)
cible_19	-0.225392	-0.000953504	-0.638868	0.677462	0.225 (7)
cible_22	-0.290069	0.0757539	-0.879552	0.929242	0.053 (9)
cible_23	-0.264043	0.155804	-0.803779	0.860264	0.190 (8)
cible_10	-0.238677	0.139629	-0.829714	0.874578	0.321 (13)
cible_11	-0.208999	0.154545	-0.891442	0.928565	0.191 (17)
cible_09	-0.256209	0.239401	-0.421509	0.548294	0.027 (8)
cible_12	-0.239842	0.0746284	-1.05947	1.08884	0.003 (17)
cible_06	0.0782677	0.0477584	-0.16752	0.19097	0.174 (17)
cible_01	0.575807	0.258207	2.10786	2.2003	0.261 (10)
cible_02	0.47057	-0.0627924	1.10956	1.20685	0.196 (17)
cible_03	0.405038	-0.276562	0.842502	0.97486	0.222 (17)
cible_04	0.146251	-0.130611	0.035625	0.199293	0.011 (18)
cible_05	-0.0816297	-0.0164637	-0.615171	0.620782	0.059 (15)
cible_15	-0.273214	-0.147848	-0.230105	0.386591	0.037 (19)
cible_14	-0.36965	0.0129033	-0.648126	0.74624	0.003 (19)
cible_13	-0.270647	0.114974	-0.926763	0.972296	0.069 (19)
cible_17	-0.204681	0.301646	-0.484386	0.60623	0.240 (20)
cible_16	0.0200161	-0.364283	0.67995	0.771644	0.152 (18)
Total	0.296173	0.208255	0.976594	1.04155	0.171

Tableau 4. Points de contrôle.
X - Est, Y - Nord, Z - Altitude.

Modèle Numérique d'Elevation

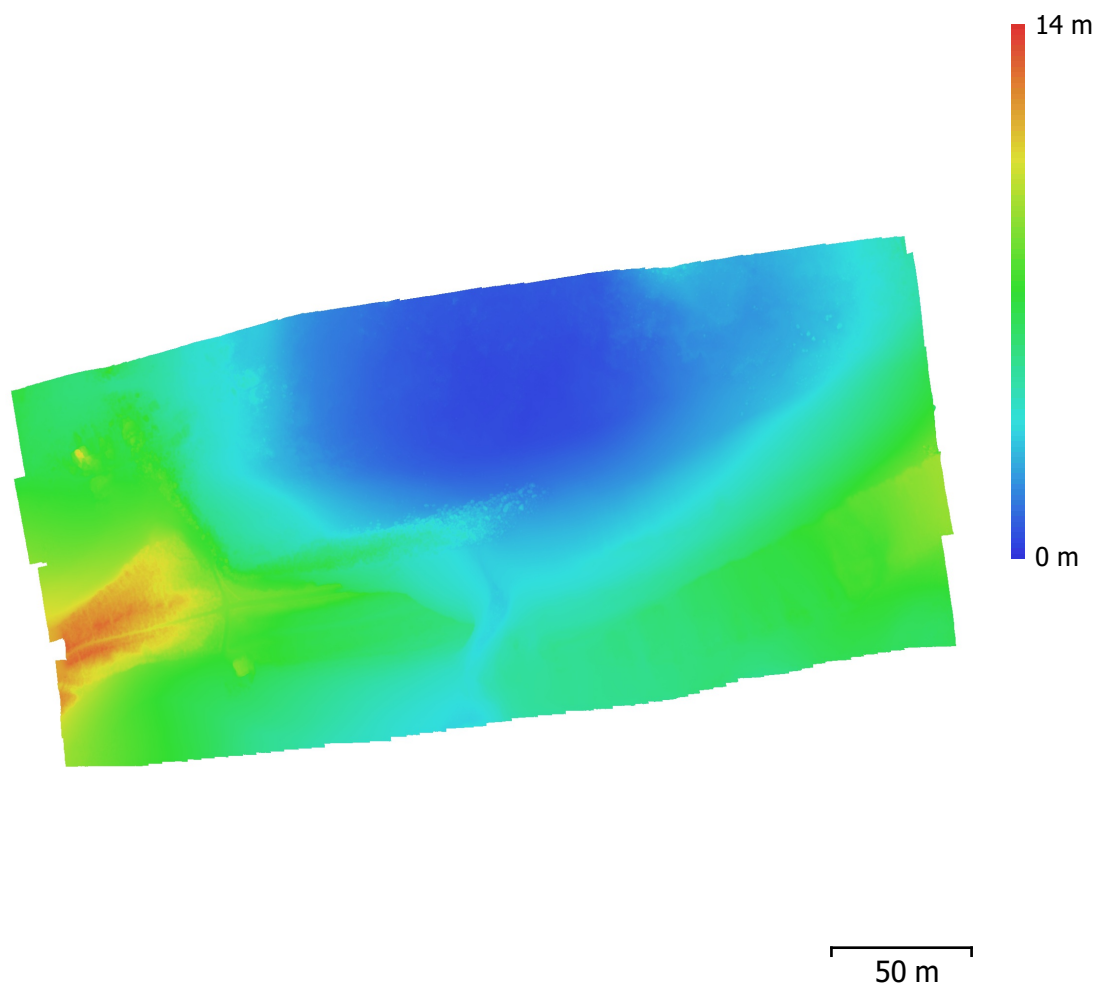


Fig. 4. Modèle numérique d'elevation construit.

Résolution: 4.97 cm/px
Densité des points: 405 points/m²

Paramètres de traitement

Général

Caméras	244
Caméras alignées	244
Repères	21
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)
Angles de rotation	Lacet, Tangage, Roulis

Nuage de point

Points	23,100 de 24,897
Couleurs des points	3 bandes, uint8
Erreur RMS de reprojection	0.193192 (0.4329 px)
Erreur Max de reprojection	0.579419 (9.49181 px)
Moyenne taille de point	2.19756 px
Chevauchement efficace	10.6798

Paramètres d'alignement

Précision	Haute
Présélection générique	Oui
Présélection par références	Oui
Limite de points	40,000
Limite de points de liaison	1,000
Ajustement progressif du modèle de la caméra	Oui
Temps de concordance	35 minutes 22 secondes
Temps d'alignement	52 secondes

Nuage de points dense

Points	24,064,483
Couleurs des points	3 bandes, uint8

Paramètres de reconstruction

Qualité	Moyenne
Filtrage de la profondeur	Modéré
Temps de génération de cartes de profondeur	2 heures 1 minute
Temps de génération d'un nuage de points dense	4 minutes 54 secondes

Modèle

Faces	44,604
Sommets	22,579
Couleurs du sommets	3 bandes, uint8
Texture	4,096 x 4,096, 4 bandes, uint8

Paramètres de reconstruction

Type de surface	Champ de hauteur
Source de donnée	Clairsemé
Interpolation	Activé
Nombre de faces	90,000
Temps de traitement	2 secondes

Paramètres de texturation

Mode de mappage	Orthophoto
Mode de fusion	Mosaïque
Taille de la texture	4,096 x 4,096
Activer remplissage de trous	Oui
Activer le filtre d'images fantômes	Non
Temps de paramétrisation	0 seconde
Temps de fusion	11 minutes 32 secondes

MNE

Taille	10,480 x 5,952
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)

Paramètres de reconstruction

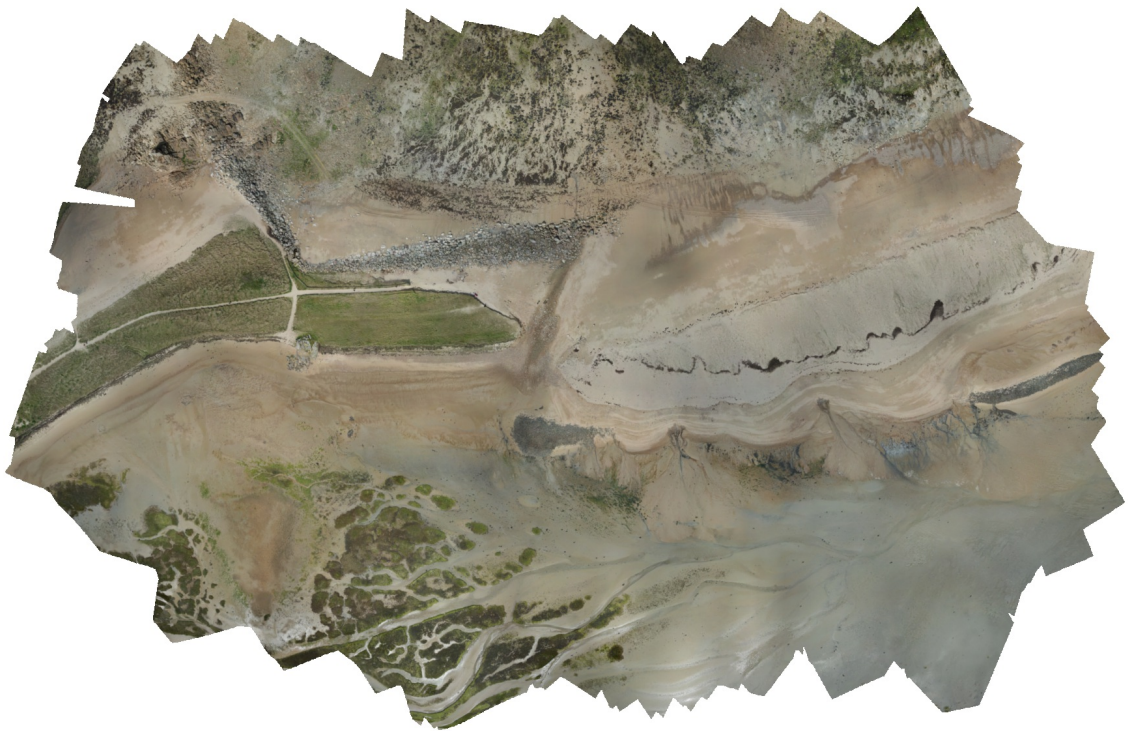
Source de donnée	Nuage dense
Interpolation	Activé

Temps de traitement	4 minutes 5 secondes
Orthomosaïque	
Taille	28,808 x 15,488
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)
Couleurs	3 bandes, uint8
Paramètres de reconstruction	
Mode de fusion	Mosaïque
Surface	MNE
Activer le remplissage des trous	Oui
Temps de traitement	13 minutes 40 secondes
Logiciel	
Version	1.4.1 build 5925
Plate-forme	Windows 64

Rapport_Talbert_20180417

Rapport de traitement

02 mai 2018



Données initiales

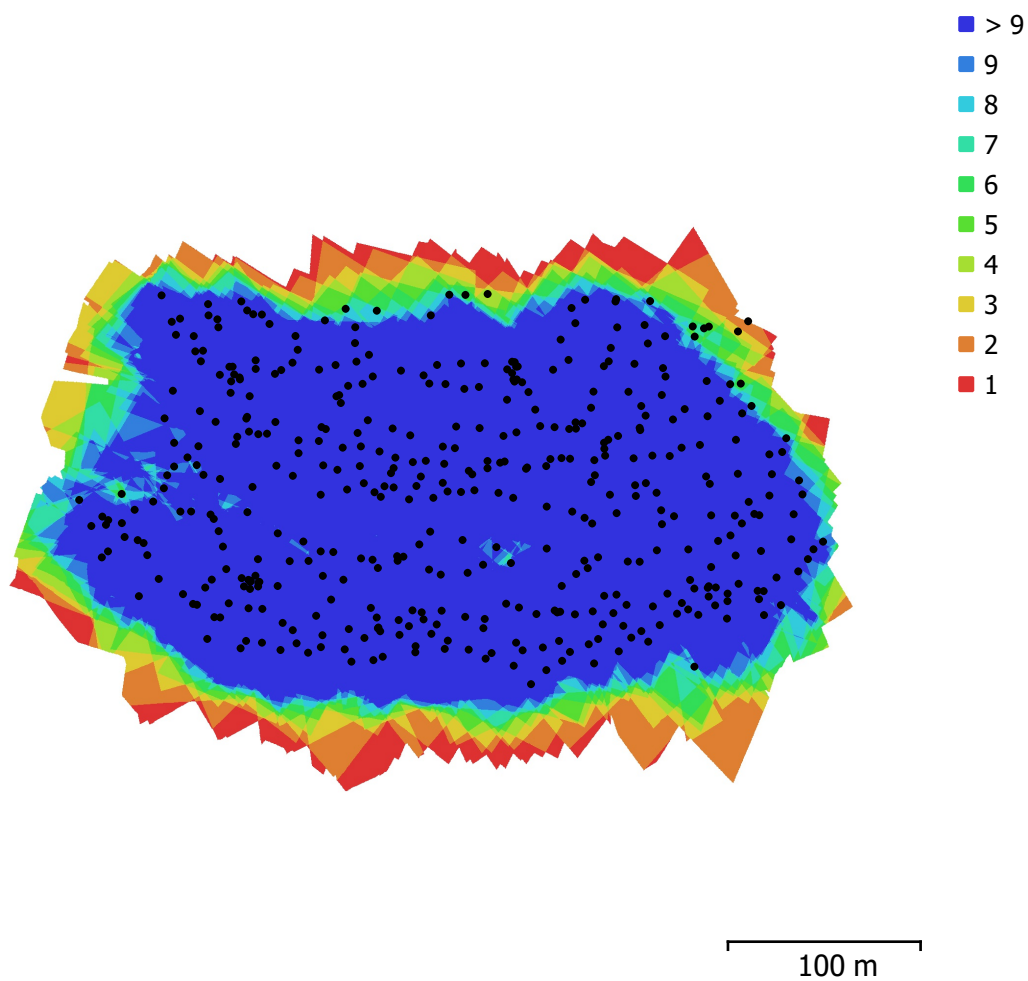


Fig. 1. Emplacements des caméras et chevauchement des images.

Nombre d'images:	434	Positions de caméra:	434
Altitude de vol:	52.7 m	Points de liaison:	249,516
Résolution au sol:	1.3 cm/px	Projections:	1,684,002
Zone de couverture:	0.0965 km ²	Erreur de reprojection:	0.968 px

Modèle de la caméra	Résolution	Distance focale	Taille de pixel	Précalibré
GR (18.3mm)	4928 x 3264	18.3 mm	4.78 x 4.78 μ m	Non

Tableau 1. Caméras.

Calibration de caméra

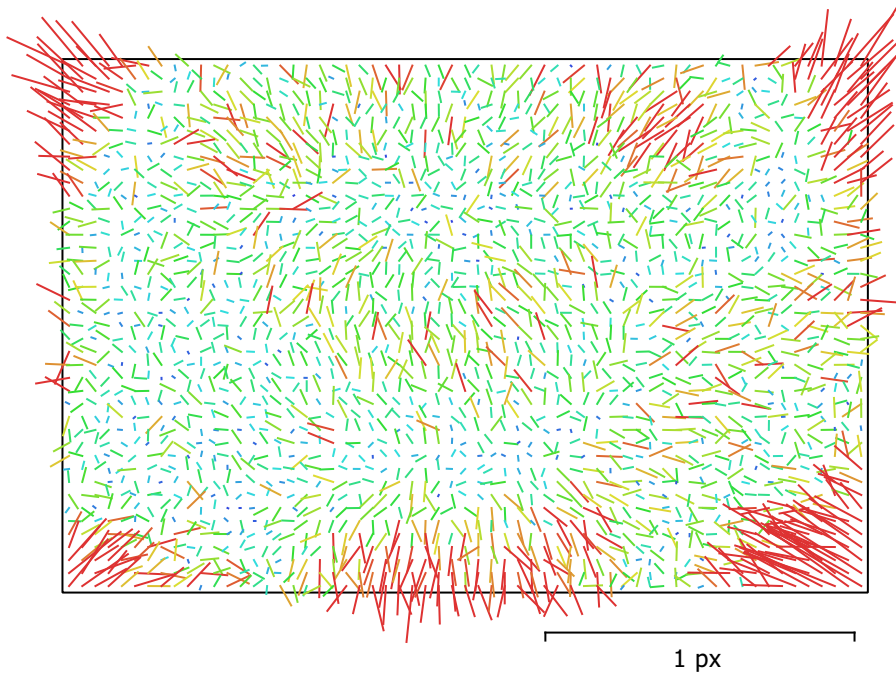


Fig. 2. Résiduelles des points de liaison pour GR (18.3mm).

GR (18.3mm)

434 images

Type
Cadre

Résolution
4928 x 3264

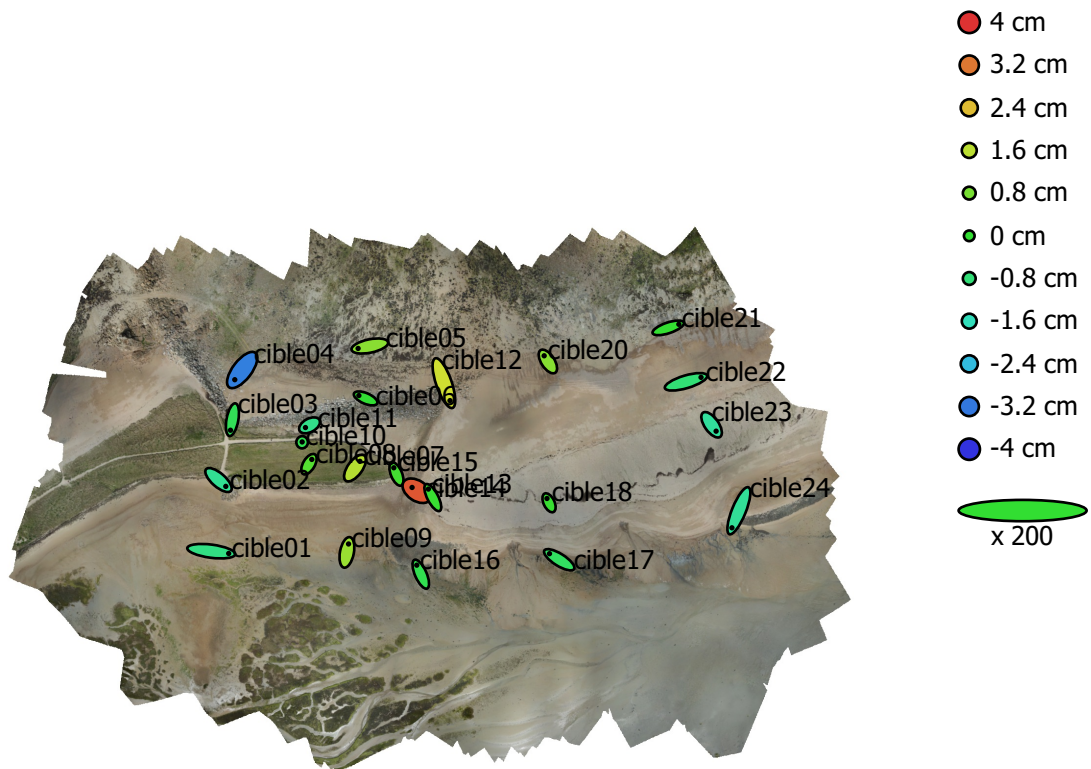
Distance focale
18.3 mm

Taille de pixel
4.78 x 4.78 μm

	Valeur	Erreur	F	Cx	Cy	B1	B2	K1	K2	K3	P1	P2
F	3850.64	0.056	1.00	-0.03	-0.20	-0.00	0.06	-0.14	0.19	-0.15	0.03	-0.30
Cx	-41.3645	0.048		1.00	0.00	0.07	-0.19	0.04	-0.05	0.05	0.87	-0.00
Cy	-13.5757	0.06			1.00	0.19	0.10	-0.02	-0.01	0.01	-0.01	0.91
B1	-0.315285	0.0073				1.00	0.01	0.02	-0.06	0.07	0.05	0.25
B2	0.0236697	0.007					1.00	-0.01	0.01	-0.00	-0.27	0.05
K1	-0.0726202	3.1e-05						1.00	-0.96	0.91	0.02	0.00
K2	0.0901542	0.00012							1.00	-0.98	-0.03	-0.02
K3	-0.0194391	0.00014								1.00	0.04	0.01
P1	6.74398e-06	2.8e-06									1.00	-0.02
P2	-0.000180855	3.3e-06										1.00

Tableau 2. Coefficients de calibration et matrice de corrélation.

Points de contrôle terrain



● Points de contrôle ✕ Points de vérification 100 m

Fig. 3. Emplacements des points de contrôle terrain et estimations d'erreur. Erreur Z est représentée par la couleur d'ellipse. Erreurs X, Y sont représentées par la forme d'ellipse. Les emplacements estimés des points de contrôle terrain sont marqués d'un point ou d'un croisement.

Nombre	X erreur (cm)	Y erreur (cm)	Z erreur (cm)	XY erreur (cm)	Total (cm)
23	3.8631	4.00584	1.30615	5.5651	5.71632

Tableau 3. RMSE de Points de contrôle.
X - Est, Y - Nord, Z - Altitude.

Etiquette	X erreur (cm)	Y erreur (cm)	Z erreur (cm)	Total (cm)	Image (px)
cible15	-1.36764	3.26649	0.200714	3.54693	0.056 (22)
cible14	-2.53235	1.70745	3.58621	4.71053	0.134 (24)
cible13	-2.2913	4.41394	0.0804276	4.97387	0.187 (22)
cible07	2.53062	3.47898	1.52766	4.56521	0.369 (27)
cible08	1.46863	2.47563	0.409269	2.90743	0.218 (22)
cible10	0.0186946	0.177349	-0.344186	0.387642	0.369 (20)
cible11	-2.12829	-1.14996	-1.01717	2.62425	0.458 (23)
cible04	-3.84369	-5.02028	-3.10567	7.04432	0.684 (22)
cible03	-1.00962	-5.46774	-0.430064	5.57678	0.381 (19)
cible02	3.7814	-3.29169	-1.11499	5.13589	0.264 (11)
cible01	9.05902	-1.18253	-0.935789	9.18368	0.224 (27)
cible16	-2.08602	4.68519	-0.343584	5.14008	0.365 (13)
cible24	-3.60952	-8.85041	-1.17508	9.63013	0.554 (18)
cible17	-5.04667	3.1584	-0.544264	5.97835	0.187 (18)
cible18	-1.07988	2.23244	0.0821411	2.48126	0.241 (21)
cible23	2.35156	-3.31301	-1.2362	4.24665	0.599 (16)
cible22	7.80125	2.31171	-0.782395	8.17409	0.366 (14)
cible21	5.49573	1.85424	0.0160738	5.80013	0.312 (10)
cible12	3.15366	-9.07741	1.83249	9.78279	0.395 (20)
cible06	-3.49635	1.49597	-0.00292684	3.80295	0.450 (19)
cible05	-6.105	-1.25189	1.00716	6.3129	0.370 (14)
cible20	-1.92206	2.96349	0.98614	3.66729	0.222 (18)
cible09	0.846665	4.37061	1.20002	4.61076	0.427 (14)
Total	3.8631	4.00584	1.30615	5.71632	0.368

Tableau 4. Points de contrôle.
X - Est, Y - Nord, Z - Altitude.

Modèle Numérique d'Elevation

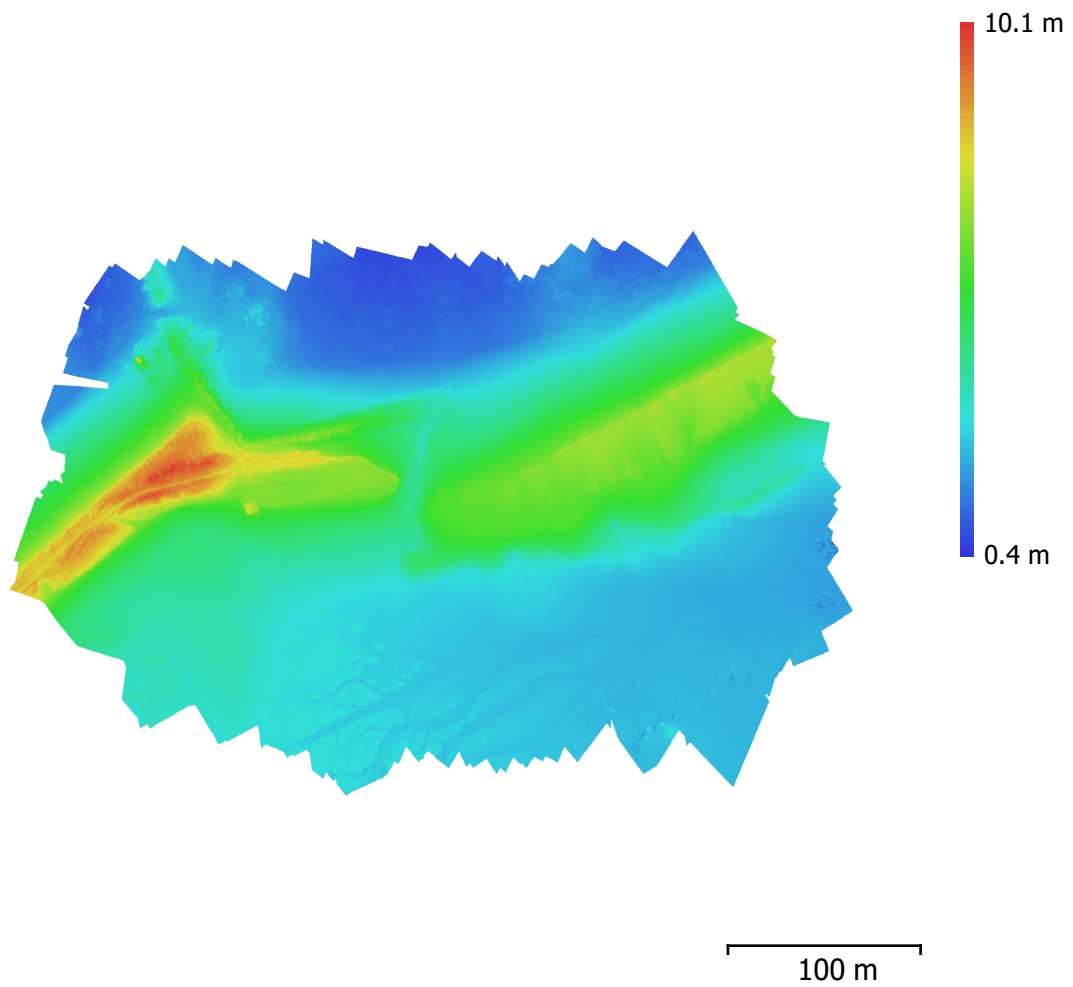


Fig. 4. Modèle numérique d'elevation construit.

Résolution: 5.2 cm/px
Densité des points: 370 points/m²

Paramètres de traitement

Général

Caméras	434
Caméras alignées	434
Repères	23
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)
Angles de rotation	Lacet, Tangage, Roulis

Nuage de point

Points	249,516 de 284,456
Erreur RMS de reprojection	0.14594 (0.967867 px)
Erreur Max de reprojection	0.439466 (32.5697 px)
Moyenne taille de point	6.17543 px
Chevauchement efficace	7.27394

Paramètres d'alignement

Précision	Moyenne
Présélection générique	Oui
Limite de points	40,000
Limite de points de liaison	4,000
Temps de concordance	21 minutes 14 secondes

Nuage de points dense

Points	37,374,597
--------	------------

Paramètres de reconstruction

Qualité	Moyenne
Filtrage de la profondeur	Agressif
Temps de génération de cartes de profondeur	5 heures 4 minutes
Temps de génération d'un nuage de points dense	11 minutes 6 secondes

Modèle

Faces	29,999
Sommets	15,180
Texture	4,096 x 4,096, uint8

Paramètres de reconstruction

Type de surface	Arbitraire
Source de donnée	Clairsemé
Interpolation	Activé
Nombre de faces	30,000
Temps de traitement	7 secondes

Paramètres de texturation

Mode de mappage	Générique
Mode de fusion	Mosaïque
Taille de la texture	4,096 x 4,096
Activer remplissage de trous	Oui
Activer le filtre d'images fantômes	Oui
Temps de paramétrisation	25 secondes
Temps de fusion	14 minutes 20 secondes

MNE

Taille	10,877 x 6,950
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)

Paramètres de reconstruction

Source de donnée	Nuage dense
Interpolation	Activé
Temps de traitement	3 minutes 13 secondes

Orthomosaïque

Taille	20,826 x 12,975
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)
Canaux	3, uint8

Paramètres de reconstruction

Mode de fusion
Surface
Activer le remplissage des trous
Temps de traitement

Mosaïque
Maillage
Oui
2 minutes 40 secondes

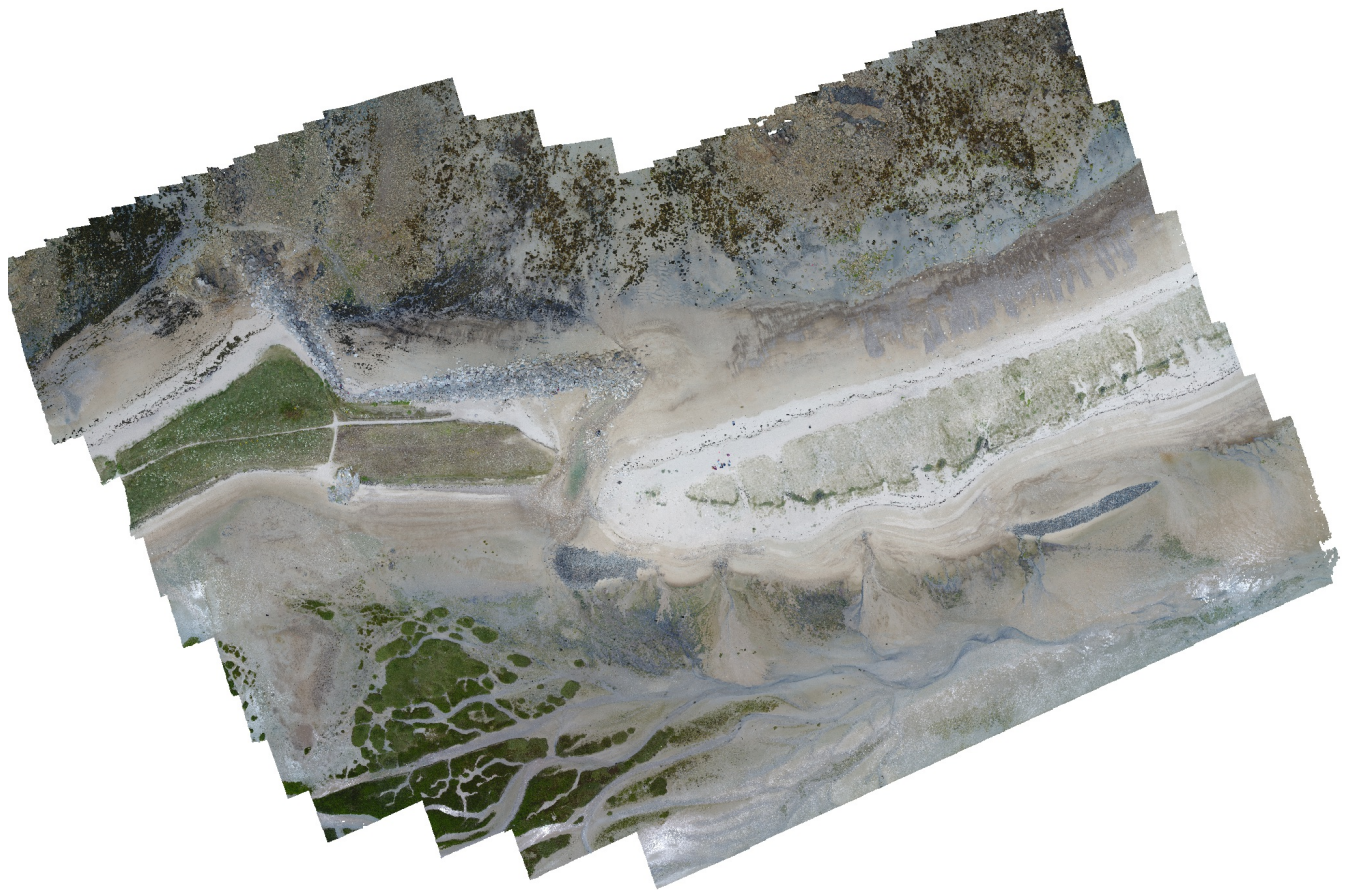
Logiciel

Version
Plate-forme

1.4.0 build 5650
Windows 64

Rapport_Talbert_2018_07_17

Rapport de traitement
25 July 2018



Données du levé

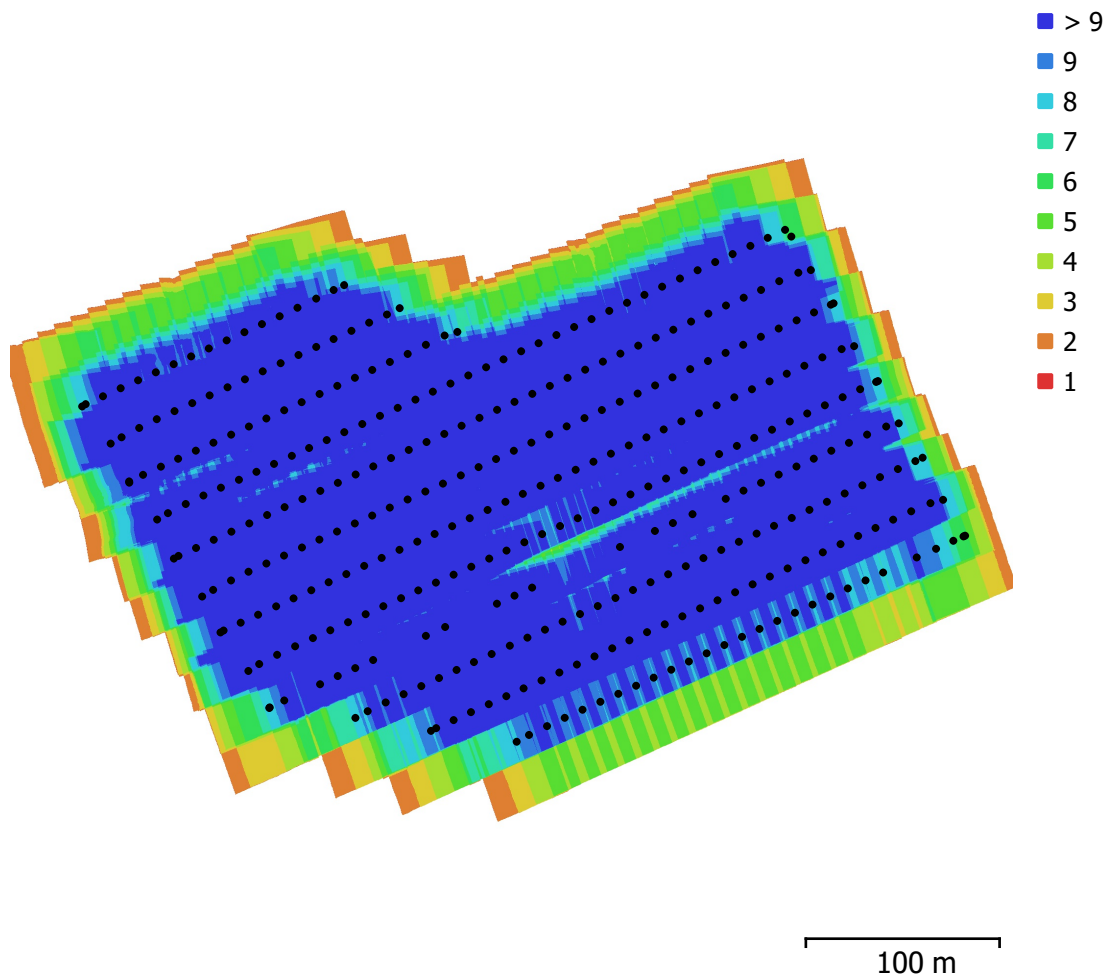


Fig. 1. Emplacements des caméras et chevauchement des images.

Nombre d'images:	365	Stations de caméras:	365
Altitude de vol:	51.8 m	Points de liaison:	223,396
Résolution au sol:	1.28 cm/px	Projections:	1,460,753
Zone de couverture:	0.115 km ²	Erreur de reprojection:	0.612 px

Modèle de caméra	Résolution	Longueur focale	Taille de pixel	Précalibré
FC6310 (8.8mm)	5472 x 3648	8.8 mm	2.41 x 2.41 μ m	Non

Tableau 1. Caméras.

Calibration de la caméra

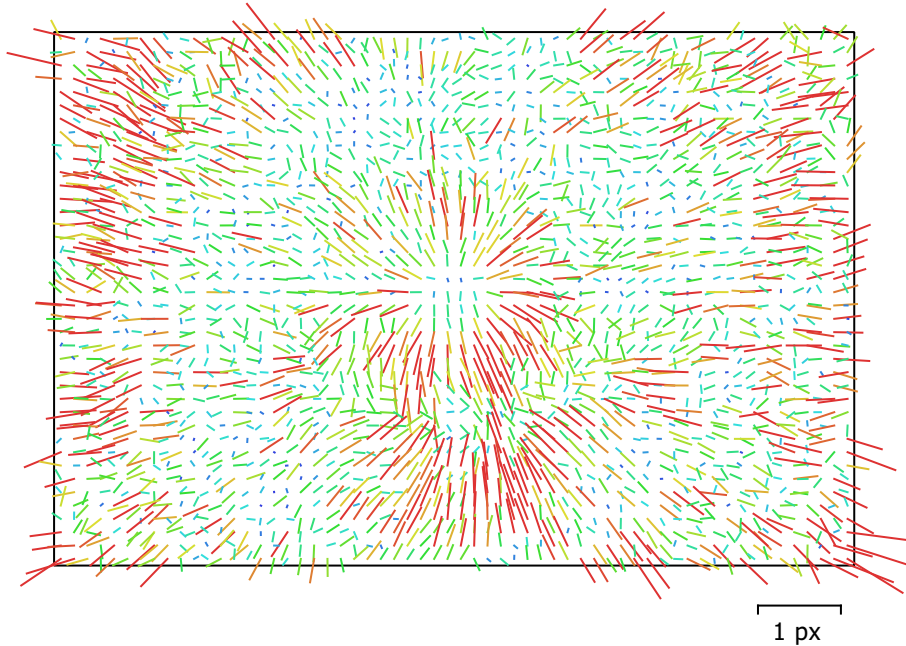


Fig. 2. Résiduelles des points de liaison pour FC6310 (8.8mm).

FC6310 (8.8mm)

365 images

Type
Cadre

Résolution
5472 x 3648

Longueur focale
8.8 mm

Taille de pixel
2.41 x 2.41 μm

	Valeur	Erreur	F	Cx	Cy	K1	K2	K3	P1	P2
F	3669.19	0.43	1.00	0.12	-0.62	0.00	-0.13	0.19	-0.11	0.01
Cx	-3.74972	0.093		1.00	-0.06	-0.00	-0.02	0.03	0.10	0.03
Cy	10.1148	0.12			1.00	-0.01	0.09	-0.12	0.01	0.15
K1	0.00203661	1.5e-05				1.00	-0.95	0.89	0.01	-0.02
K2	-0.0084414	4.5e-05					1.00	-0.98	0.01	-0.03
K3	0.00820839	3.9e-05						1.00	-0.02	0.03
P1	-0.000747517	1.2e-06							1.00	-0.04
P2	-0.000814465	1e-06								1.00

Tableau 2. Coefficients de calibration et matrice de corrélation.

Points de contrôle au sol

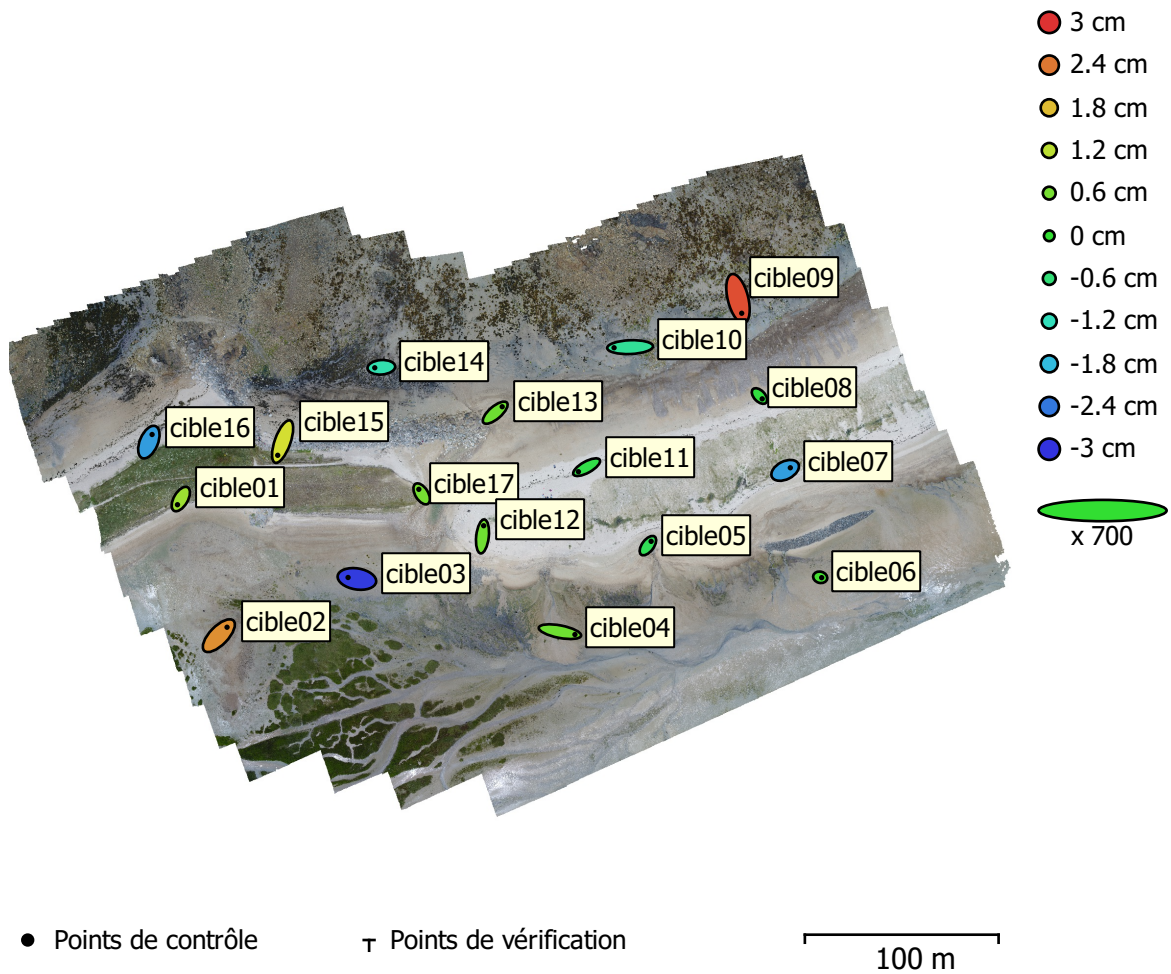


Fig. 3. Emplacements des points de contrôle au sol et estimations d'erreur.

L'erreur Z est représentée par la couleur de l'ellipse. Les erreurs X et Y sont représentées par la forme de l'ellipse. Les emplacements estimés des points de contrôle au sol sont marqués d'un point ou d'une croix.

Nombre	Erreur X (cm)	Erreur Y (cm)	Erreur Z (cm)	Erreur XY (cm)	Total (cm)
17	1.07372	1.01021	1.44711	1.47425	2.0658

Tableau 3. Points de contrôle RMSE.

X - Est, Y - Nord, Z - Altitude.

Etiquette	Erreur X (cm)	Erreur Y (cm)	Erreur Z (cm)	Total (cm)	Image (px)
cible16	0.47554	1.12428	-2.07443	2.40695	0.148 (9)
cible14	-0.97119	-0.0697881	-1.07955	1.45379	0.037 (15)
cible15	-0.721568	-2.01854	1.41876	2.57061	0.132 (15)
cible01	-0.491092	-0.836837	0.924495	1.34021	0.128 (15)
cible10	-2.36549	-0.0939133	-0.879047	2.52529	0.044 (15)
cible09	0.544547	-2.15255	2.75544	3.5387	0.123 (18)
cible13	1.02716	0.878854	0.515254	1.44669	0.159 (15)
cible17	-0.418876	0.669657	0.590172	0.986002	0.022 (12)
cible12	0.17155	1.57886	0.540671	1.67766	0.159 (13)
cible11	-1.21001	-0.670323	-0.194569	1.3969	0.143 (13)
cible03	-1.30093	0.21351	-2.91965	3.20349	0.028 (13)
cible02	1.20765	1.24477	2.1865	2.79082	0.194 (12)
cible05	0.475527	0.632685	-0.318922	0.853304	0.112 (12)
cible04	2.21123	-0.423926	0.518878	2.31051	0.190 (13)
cible07	0.758968	0.384397	-2.05835	2.22724	0.067 (13)
cible08	0.403886	-0.417432	-0.111834	0.591506	0.111 (14)
cible06	0.214338	-0.053999	0.171149	0.279551	0.013 (9)
Total	1.07372	1.01021	1.44711	2.0658	0.121

Tableau 4. Points de contrôle.
X - Est, Y - Nord, Z - Altitude.

Modèle Numérique d'élévation

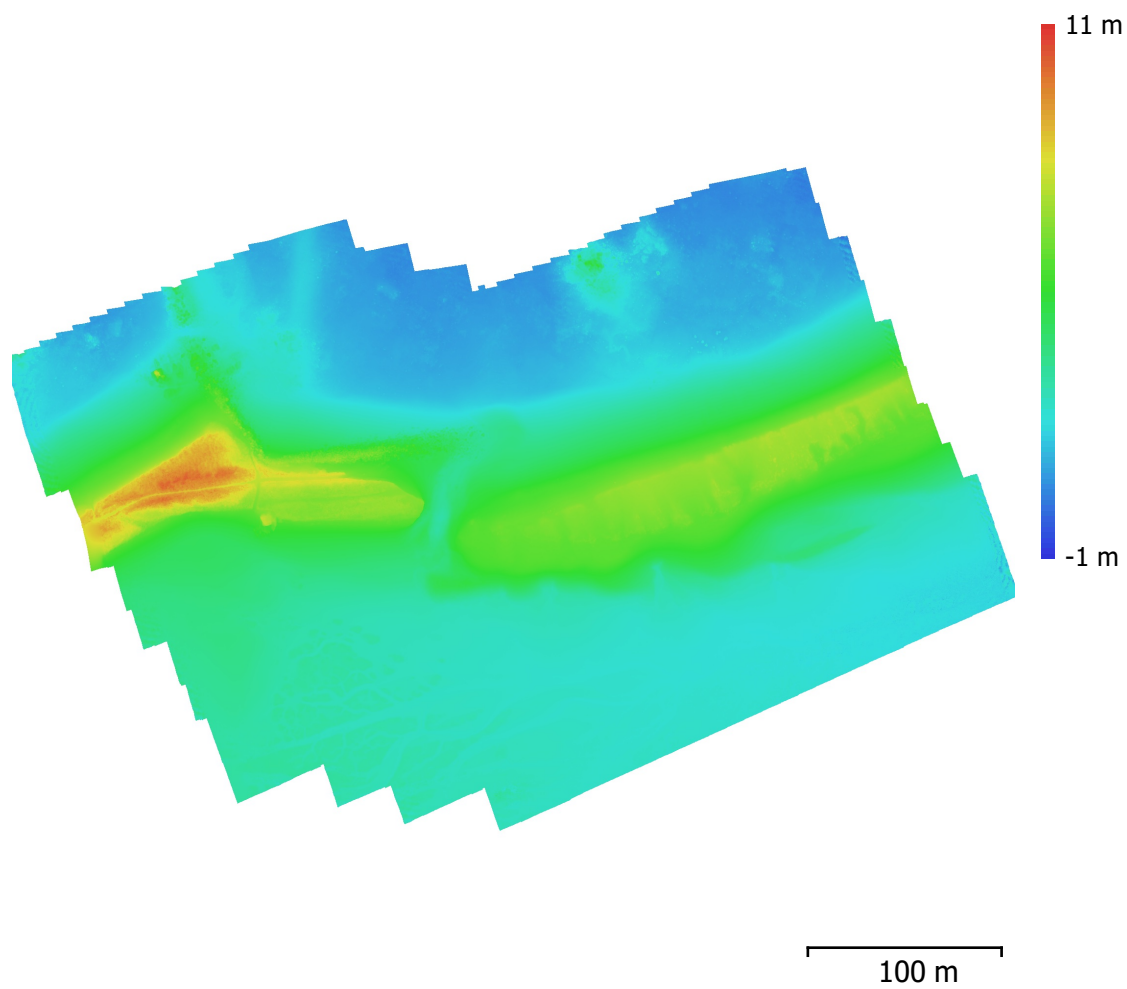


Fig. 4. Modèle numérique d'élévation reconstruit.

Résolution: 2.55 cm/px
Densité des points: 15.3 points/cm²

Paramètres de traitement

Général

Caméras	365
Caméras alignées	365
Repères	17
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)
Angles de rotation	Lacet, Tangage, Roulis

Nuage de point

Points	223,396 de 235,802
Erreur RMS de reprojection	0.19871 (0.611571 px)
Erreur Max de reprojection	0.808291 (17.8144 px)
Taille moyenne de point	3.11705 px
Couleurs des points	3 bandes, uint8
Points-clé	Non
Multiplicité moyenne des points de liaison	6.66801

Paramètres d'alignement

Précision	Haute
Présélection générique	Oui
Présélection par références	Oui
Limite de points	40,000
Limite de points de liaison	4,000
Ajustement progressif du modèle de la caméra	Non
Temps de concordance	1 heure 37 minutes
Temps d'alignement	8 minutes 53 secondes

Paramètres d'optimisation

Paramètres	f, cx, cy, k1-k3, p1, p2
Ajustement progressif du modèle de la caméra	Non
Durée d'optimisation	27 secondes

Nuage de points dense

Points	203,236,908
Couleurs des points	3 bandes, uint8

Paramètres de reconstruction

Qualité	Haute
Filtrage de la profondeur	Agressif
Temps de génération des cartes de profondeur	12 heures 30 minutes
Temps de génération du nuage de points dense	20 minutes 58 secondes

MNE

Taille	24,003 x 15,417
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)

Paramètres de reconstruction

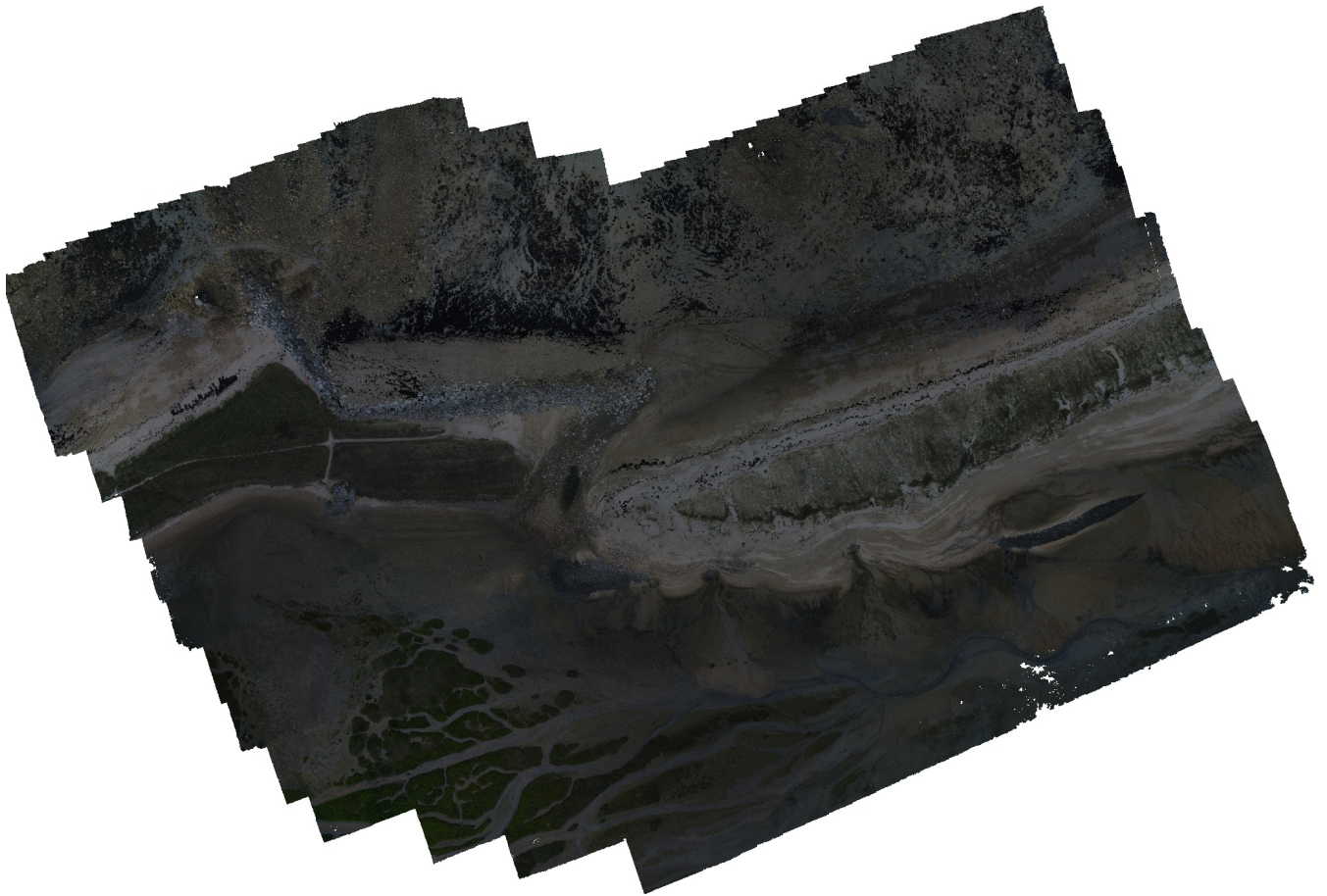
Données source	Nuage dense
Interpolation	Activé
Temps de traitement	4 minutes 53 secondes

Logiciel

Version	1.4.2 build 6205
Plateforme	Windows 64

Rapport_Talbert_2018_09_13

Rapport de traitement
18 September 2018



Données du levé

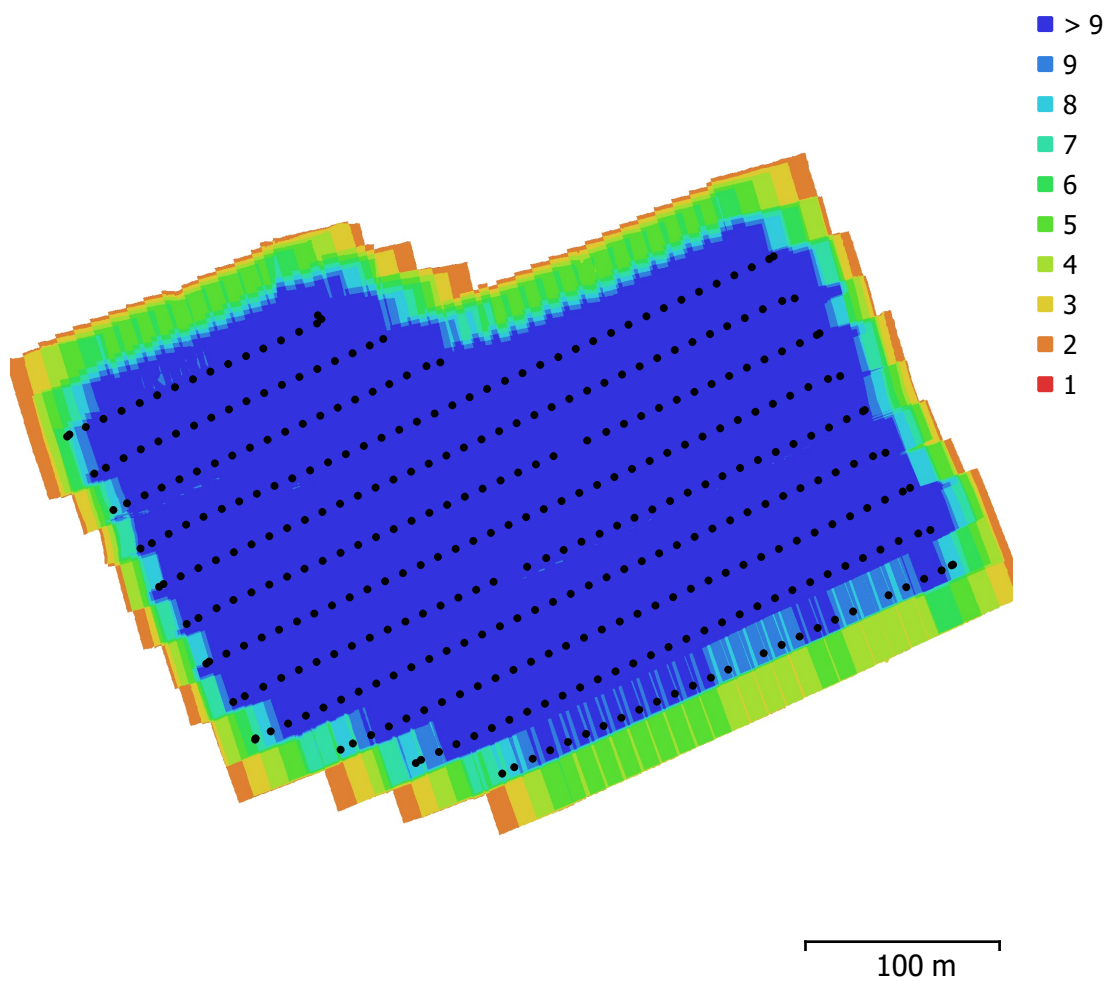


Fig. 1. Emplacements des caméras et chevauchement des images.

Nombre d'images:	373	Stations de caméras:	373
Altitude de vol:	54.1 m	Points de liaison:	211,421
Résolution au sol:	1.35 cm/px	Projections:	1,396,426
Zone de couverture:	0.116 km ²	Erreur de reprojection:	1.36 px

Modèle de caméra	Résolution	Longueur focale	Taille de pixel	Précalibré
FC6310 (8.8mm)	5472 x 3648	8.8 mm	2.41 x 2.41 μ m	Non

Tableau 1. Caméras.

Calibration de la caméra

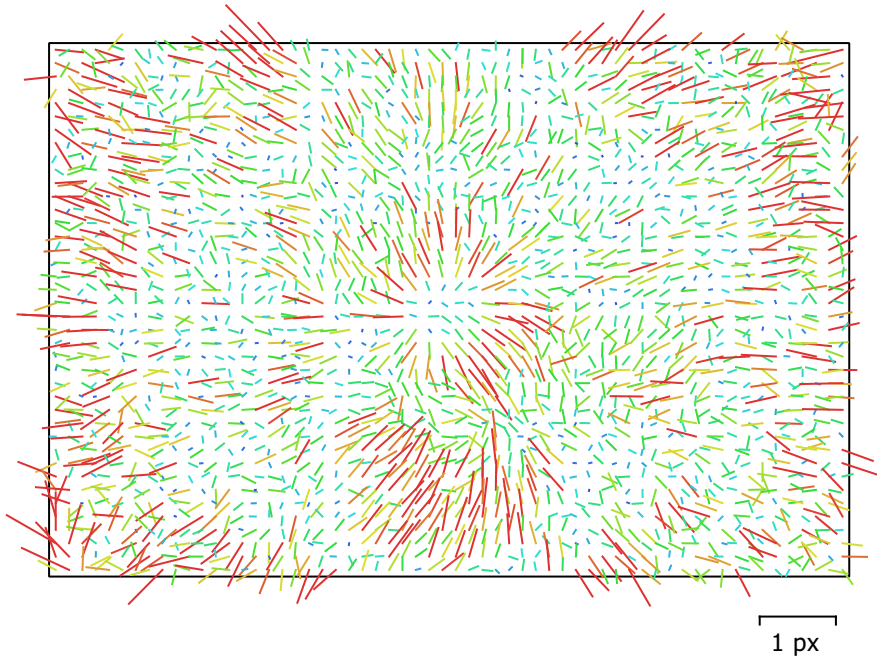


Fig. 2. Résiduelles des points de liaison pour FC6310 (8.8mm).

FC6310 (8.8mm)

373 images

Type
Cadre

Résolution
5472 x 3648

Longueur focale
8.8 mm

Taille de pixel
2.41 x 2.41 μm

	Valeur	Erreur	F	Cx	Cy	B1	B2	K1	K2	K3	K4	P1	P2
F	3565.86	1.2	1.00	0.06	-0.36	0.49	-0.13	-0.11	0.06	-0.08	0.10	-0.07	0.00
Cx	-544.961	0.46		1.00	0.04	-0.09	0.67	0.00	-0.01	0.00	0.00	0.09	0.07
Cy	-792.244	0.5			1.00	-0.75	0.01	0.07	-0.05	0.05	-0.05	0.05	0.06
B1	79.2433	0.067				1.00	-0.09	-0.08	0.05	-0.06	0.06	-0.15	0.06
B2	-24.9467	0.057					1.00	0.02	-0.01	0.01	-0.01	-0.06	0.06
K1	0.00176257	4.6e-05						1.00	-0.96	0.91	-0.86	-0.01	-0.08
K2	-0.00173342	0.00014							1.00	-0.99	0.96	-0.02	-0.00
K3	0.000295856	0.00016								1.00	-0.99	0.01	0.01
K4	0.000264326	6.4e-05									1.00	-0.01	-0.00
P1	-0.00129707	3.6e-06										1.00	0.08
P2	-0.00105854	3.2e-06											1.00

Tableau 2. Coefficients de calibration et matrice de corrélation.

Points de contrôle au sol

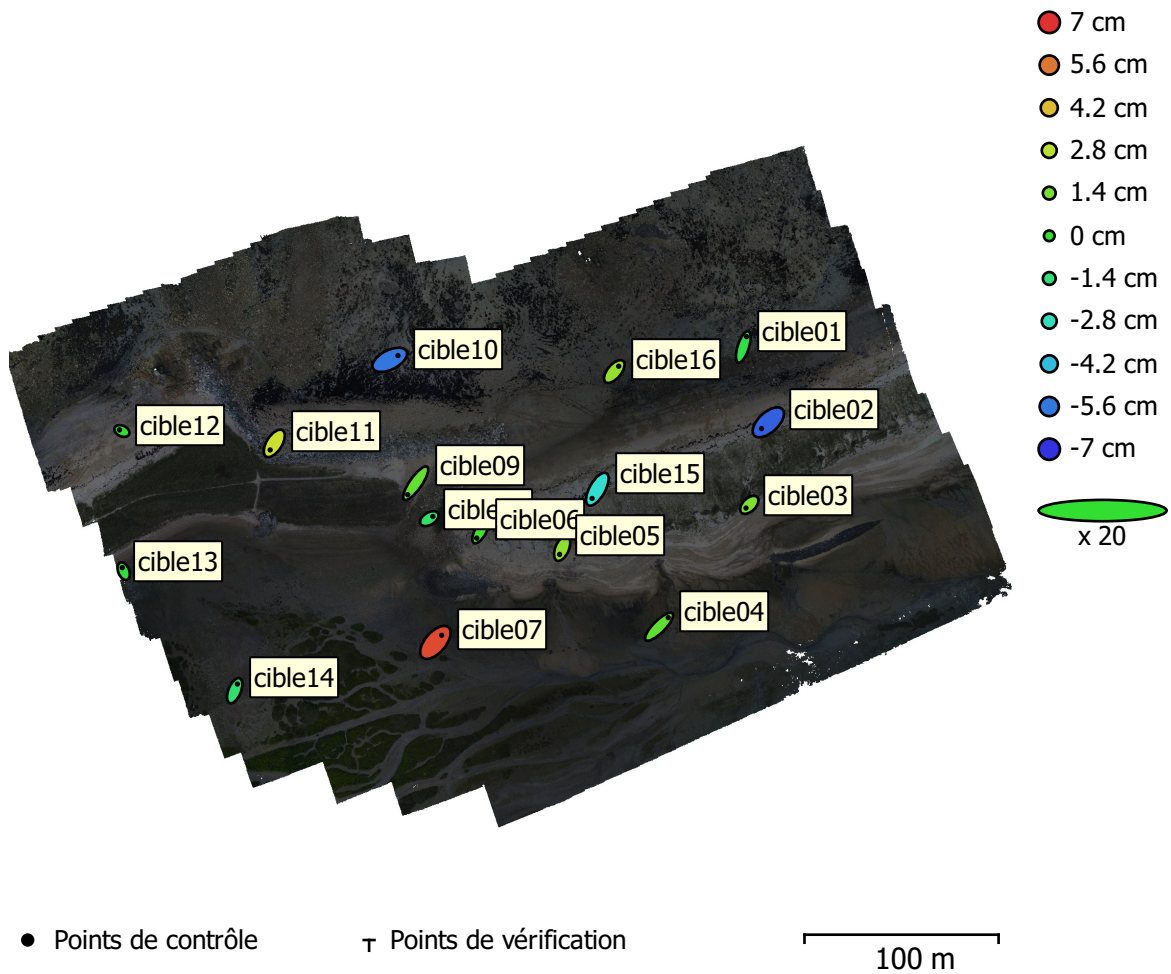


Fig. 3. Emplacements des points de contrôle au sol et estimations d'erreur.

L'erreur Z est représentée par la couleur de l'ellipse. Les erreurs X et Y sont représentées par la forme de l'ellipse. Les emplacements estimés des points de contrôle au sol sont marqués d'un point ou d'une croix.

Nombre	Erreur X (cm)	Erreur Y (cm)	Erreur Z (cm)	Erreur XY (cm)	Total (cm)
16	26.8036	34.9913	3.01787	44.0775	44.1807

Tableau 3. Points de contrôle RMSE.

X - Est, Y - Nord, Z - Altitude.

Etiquette	Erreur X (cm)	Erreur Y (cm)	Erreur Z (cm)	Total (cm)	Image (px)
cible12	-12.2403	5.68586	-0.0169242	13.4964	0.234 (15)
cible11	-21.3258	-33.8171	3.12288	40.1016	0.416 (15)
cible10	42.2748	21.594	-5.61004	47.801	0.374 (14)
cible09	-41.2519	-58.9803	0.995269	71.9818	0.456 (14)
cible08	18.2239	11.2643	-0.985832	21.4468	0.513 (16)
cible06	-19.3102	-34.6881	0.402822	39.7028	0.507 (14)
cible13	-7.37937	17.944	-0.18318	19.403	0.754 (4)
cible14	13.9012	34.1099	-1.15977	36.852	0.757 (10)
cible07	32.3391	37.2215	6.54797	49.7407	0.465 (13)
cible04	46.8336	46.8773	0.892961	66.2696	0.260 (15)
cible03	-16.901	-16.5211	1.5441	23.6849	0.452 (13)
cible02	-34.9813	-32.249	-6.07509	47.9645	0.519 (13)
cible05	-13.0532	-30.695	1.88991	33.4087	0.483 (9)
cible01	16.9973	53.0183	-0.419807	55.6779	0.300 (15)
cible16	22.7573	27.1768	2.00389	35.5033	0.504 (17)
cible15	-26.8893	-47.6047	-3.20382	54.7678	0.635 (13)
Total	26.8036	34.9913	3.01787	44.1807	0.474

Tableau 4. Points de contrôle.
X - Est, Y - Nord, Z - Altitude.

Modèle Numérique d'élévation

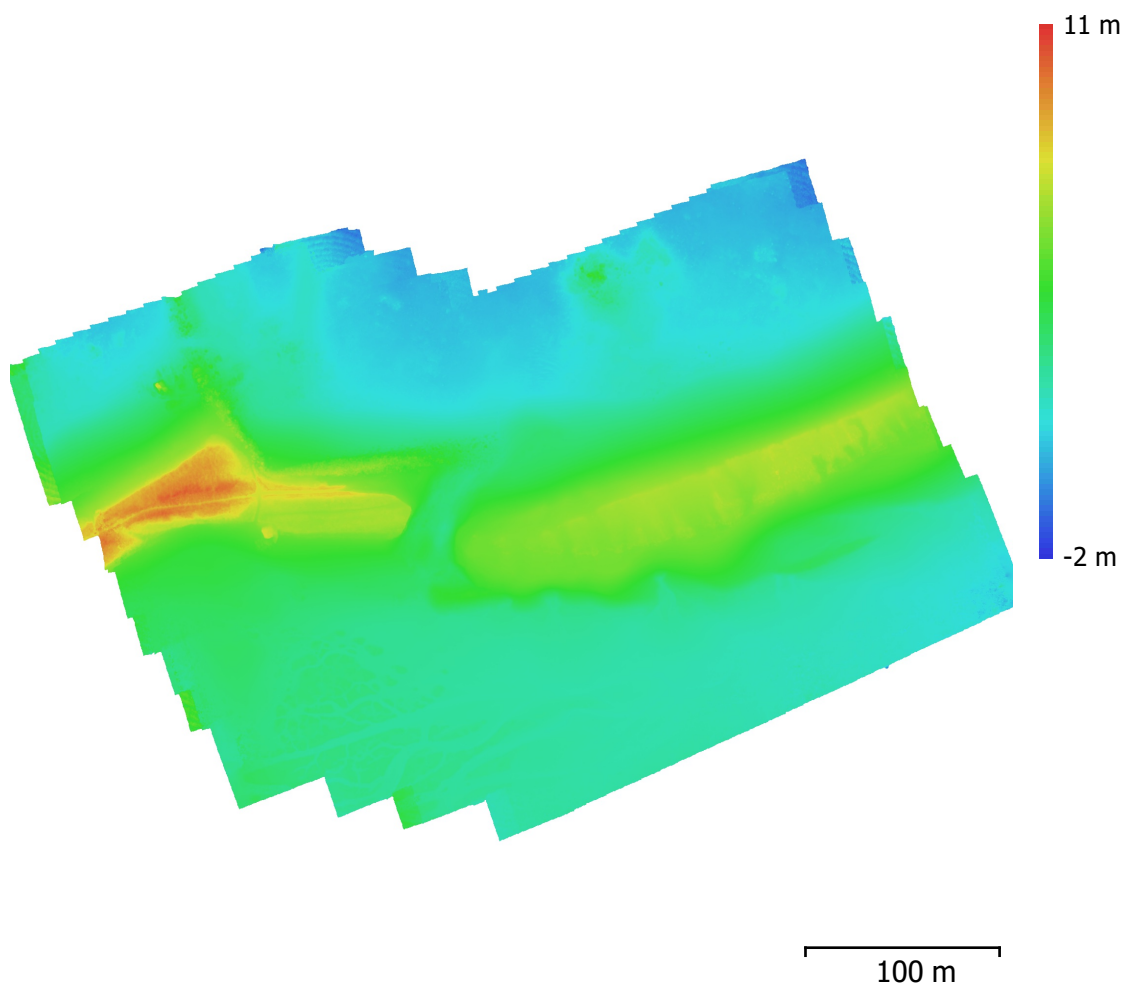


Fig. 4. Modèle numérique d'élévation reconstruit.

Résolution: 2.69 cm/px
Densité des points: 13.8 points/cm²

Paramètres de traitement

Général

Caméras	373
Caméras alignées	373
Repères	16
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)
Angles de rotation	Lacet, Tangage, Roulis

Nuage de point

Points	211,421 de 236,166
Erreur RMS de reprojection	0.332775 (1.35655 px)
Erreur Max de reprojection	2.29559 (39.9738 px)
Taille moyenne de point	4.38724 px
Couleurs des points	3 bandes, uint8
Points-clé	Non
Multiplicité moyenne des points de liaison	6.8873

Paramètres d'alignement

Précision	Haute
Présélection générique	Oui
Présélection par références	Oui
Limite de points	40,000
Limite de points de liaison	4,000
Ajustement progressif du modèle de la caméra	Oui
Temps de concordance	27 minutes 32 secondes
Temps d'alignement	5 minutes 30 secondes

Paramètres d'optimisation

Paramètres	f, b1, b2, cx, cy, k1-k4, p1, p2
Ajustement progressif du modèle de la caméra	Non
Durée d'optimisation	43 secondes

Nuage de points dense

Points	193,492,830
Couleurs des points	3 bandes, uint8

Paramètres de reconstruction

Qualité	Haute
Filtrage de la profondeur	Agressif
Temps de génération des cartes de profondeur	6 heures 40 minutes
Temps de génération du nuage de points dense	26 minutes 27 secondes

MNE

Taille	23,214 x 14,911
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)

Paramètres de reconstruction

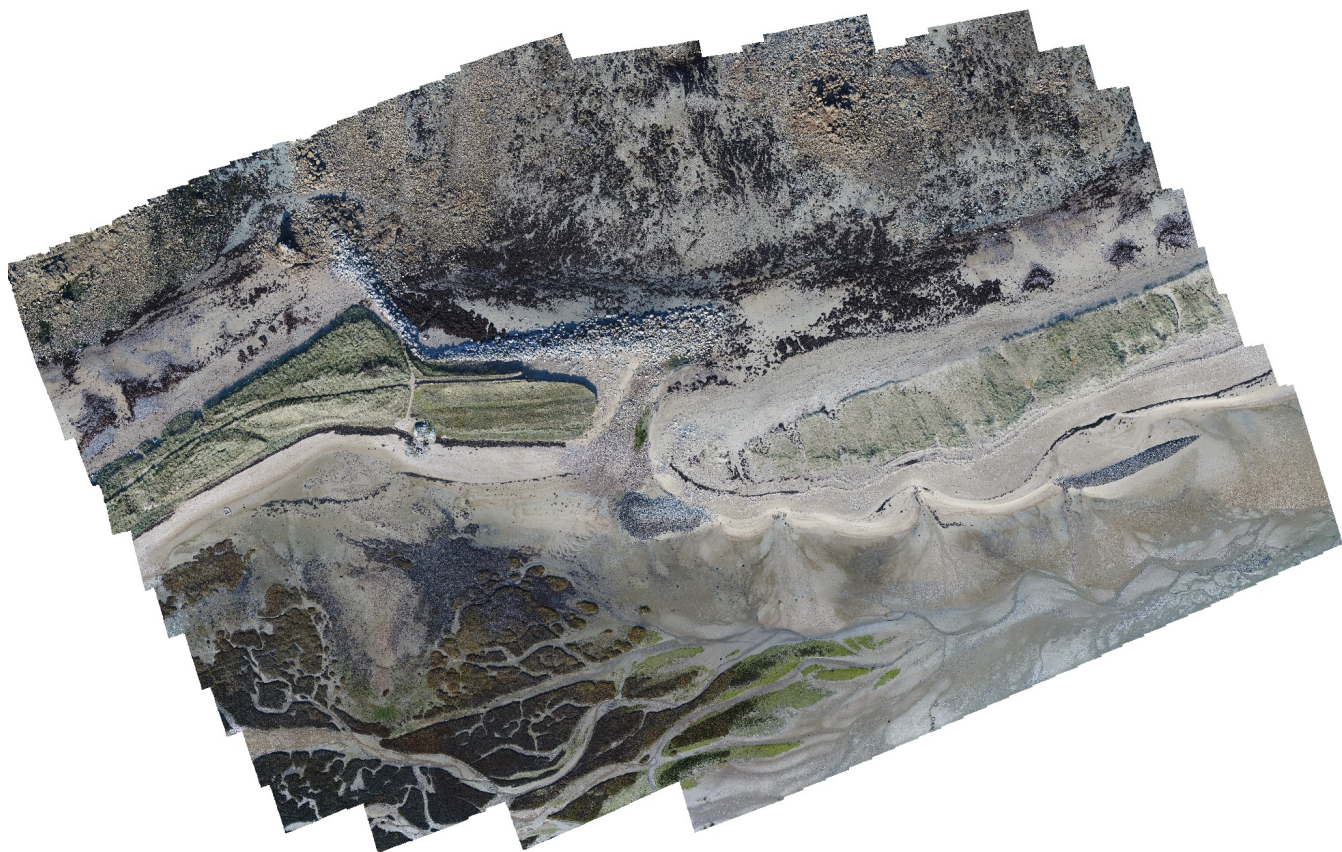
Données source	Nuage dense
Interpolation	Activé
Temps de traitement	4 minutes 32 secondes

Logiciel

Version	1.4.3 build 6529
Plateforme	Windows 64

Rapport_Talbert_2018_11_21

Rapport de traitement
31 January 2019



Données du levé

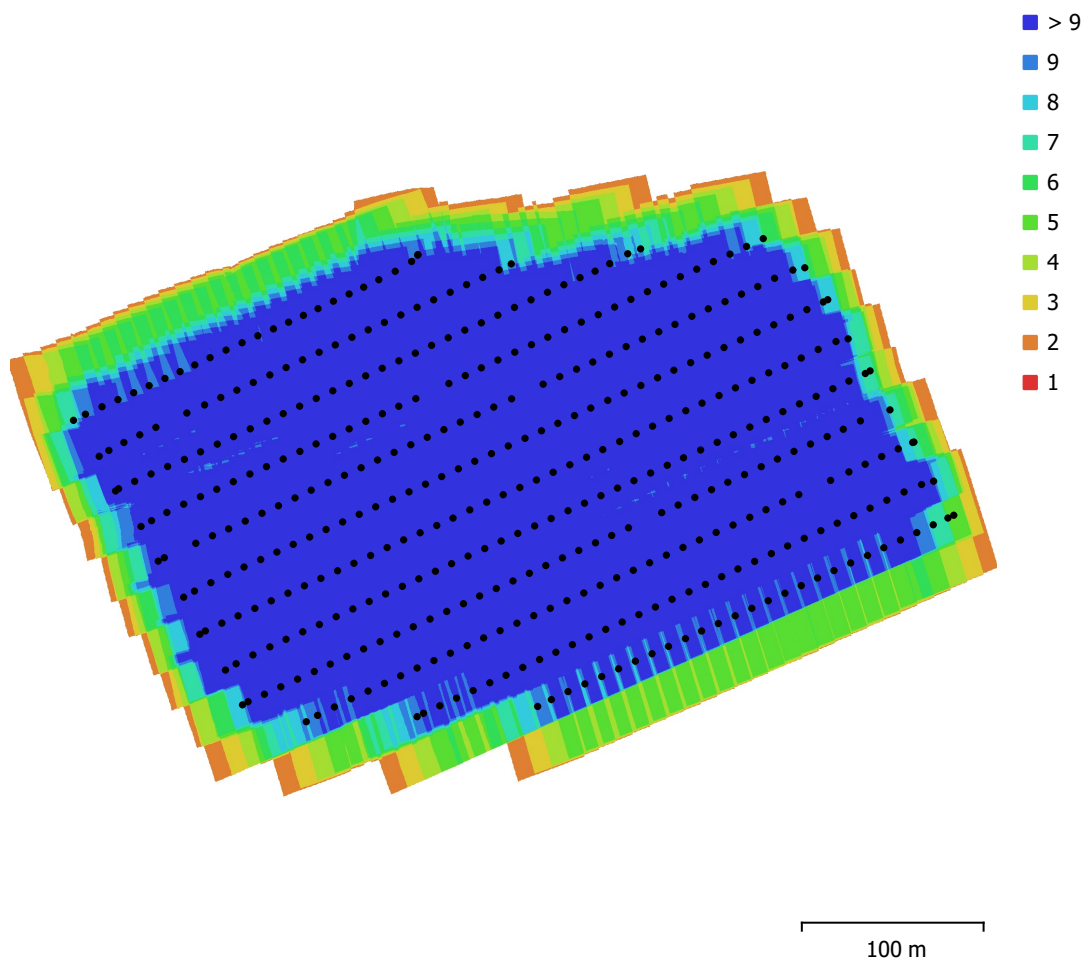


Fig. 1. Emplacements des caméras et chevauchement des images.

Nombre d'images:	422	Stations de caméras:	422
Altitude de vol:	52.8 m	Points de liaison:	241,183
Résolution au sol:	1.31 cm/px	Projections:	1,023,327
Zone de couverture:	0.129 km ²	Erreur de reprojection:	2.26 px

Modèle de caméra	Résolution	Longueur focale	Taille de pixel	Précalibré
FC6310 (8.8mm)	5472 x 3648	8.8 mm	2.41 x 2.41 μ m	Non

Tableau 1. Caméras.

Calibration de la caméra

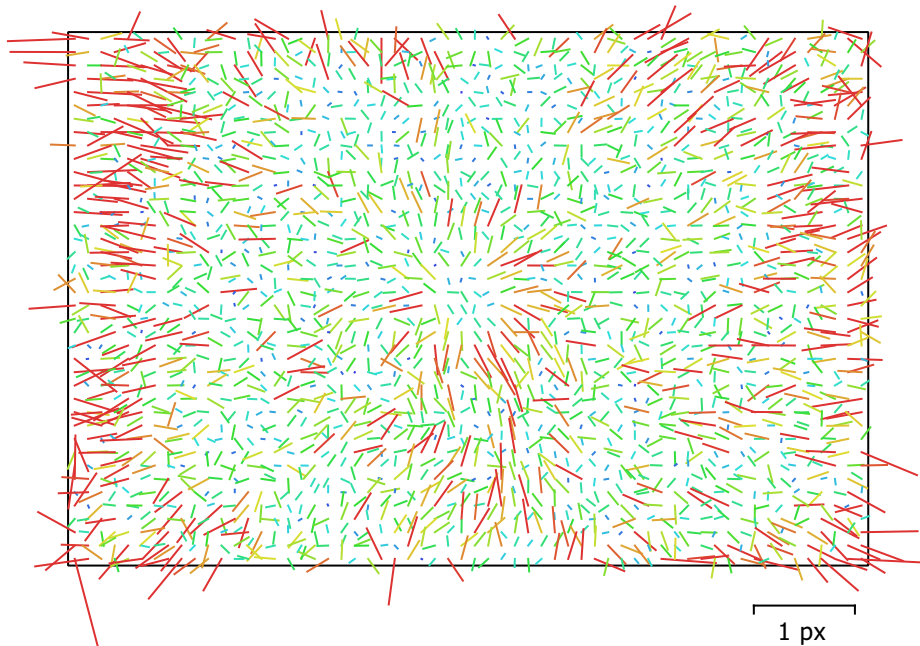


Fig. 2. Résiduelles des points de liaison pour FC6310 (8.8mm).

FC6310 (8.8mm)

422 images

Type
Cadre

Résolution
5472 x 3648

Longueur focale
8.8 mm

Taille de pixel
2.41 x 2.41 μm

	Valeur	Erreur	F	Cx	Cy	K1	K2	K3	P1	P2
F	3673.38	0.94	1.00	0.19	-0.60	-0.03	-0.05	0.08	-0.09	0.04
Cx	-6.9656	0.15		1.00	-0.14	-0.00	-0.02	0.03	0.22	-0.03
Cy	10.5772	0.19			1.00	0.01	0.02	-0.04	-0.01	0.14
K1	0.00462277	6.5e-005				1.00	-0.97	0.91	0.03	-0.02
K2	-0.006384	0.0002					1.00	-0.98	-0.02	-0.00
K3	0.00671875	0.00018						1.00	0.01	0.01
P1	-0.00084962	4.1e-006							1.00	-0.06
P2	-0.000884109	3e-006								1.00

Tableau 2. Coefficients de calibration et matrice de corrélation.

Points de contrôle au sol

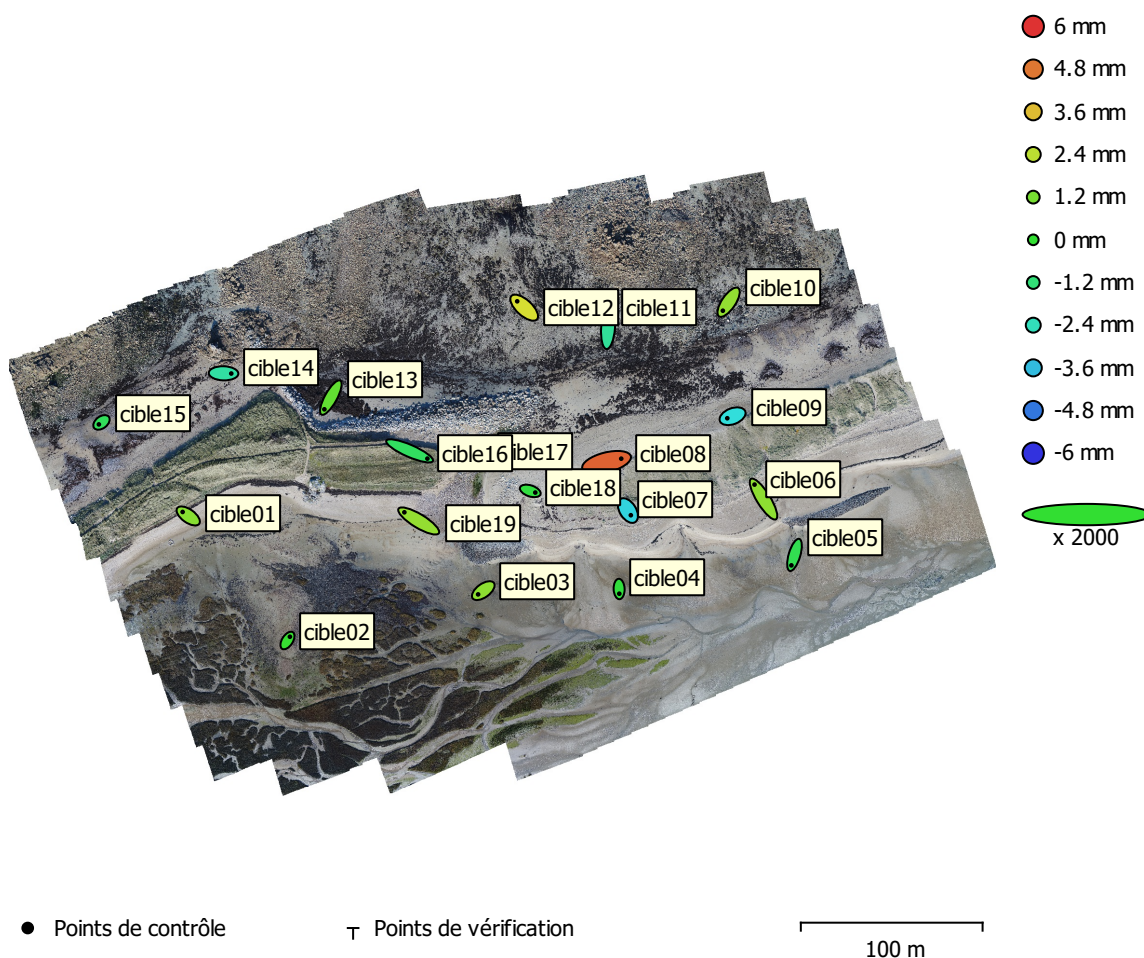


Fig. 3. Emplacements des points de contrôle au sol et estimations d'erreur.

L'erreur Z est représentée par la couleur de l'ellipse. Les erreurs X et Y sont représentées par la forme de l'ellipse. Les emplacements estimés des points de contrôle au sol sont marqués d'un point ou d'une croix.

Nombre	Erreur X (mm)	Erreur Y (mm)	Erreur Z (mm)	Erreur XY (mm)	Total (mm)
19	4.5539	4.05287	2.27003	6.0962	6.50513

Tableau 3. Points de contrôle RMSE.

X - Est, Y - Nord, Z - Altitude.

Etiquette	Erreur X (mm)	Erreur Y (mm)	Erreur Z (mm)	Total (mm)	Image (px)
cible14	4.24239	-0.121829	-1.95143	4.67127	0.032 (15)
cible02	1.34237	2.06697	0.0937192	2.46639	0.008 (15)
cible03	-2.84504	-2.06112	1.58974	3.85613	0.004 (15)
cible04	0.0952619	-2.5869	-0.192511	2.5958	0.010 (14)
cible05	-1.71486	-5.75001	-0.535162	6.02409	0.003 (14)
cible06	-4.93353	7.95732	1.6036	9.49896	0.021 (15)
cible09	-2.90142	-1.11838	-2.95664	4.29077	0.016 (13)
cible10	-3.1668	-4.67483	1.69724	5.89604	0.007 (17)
cible11	0.581894	8.00062	-1.77163	8.21506	0.015 (16)
cible12	-3.84072	3.49719	2.87426	5.93656	0.007 (14)
cible13	-3.56518	-6.44203	0.8297	7.40937	0.007 (16)
cible07	1.6207	-2.56125	-3.18108	4.39385	0.023 (13)
cible08	8.06602	2.01503	5.16729	9.78886	0.014 (12)
cible18	2.7503	-0.909999	-0.229488	2.90602	0.009 (13)
cible17	6.93435	1.16843	-4.67072	8.44192	0.012 (15)
cible16	9.77888	-4.26084	-0.806973	10.6973	0.008 (12)
cible19	-7.87875	4.76376	1.71795	9.36587	0.006 (14)
cible15	-1.43987	-1.08895	-0.703801	1.93762	0.016 (14)
cible01	-3.07891	2.18803	1.47365	4.05448	0.004 (12)
Total	4.5539	4.05287	2.27003	6.50513	0.014

Tableau 4. Points de contrôle.
X - Est, Y - Nord, Z - Altitude.

Modèle Numérique d'élévation

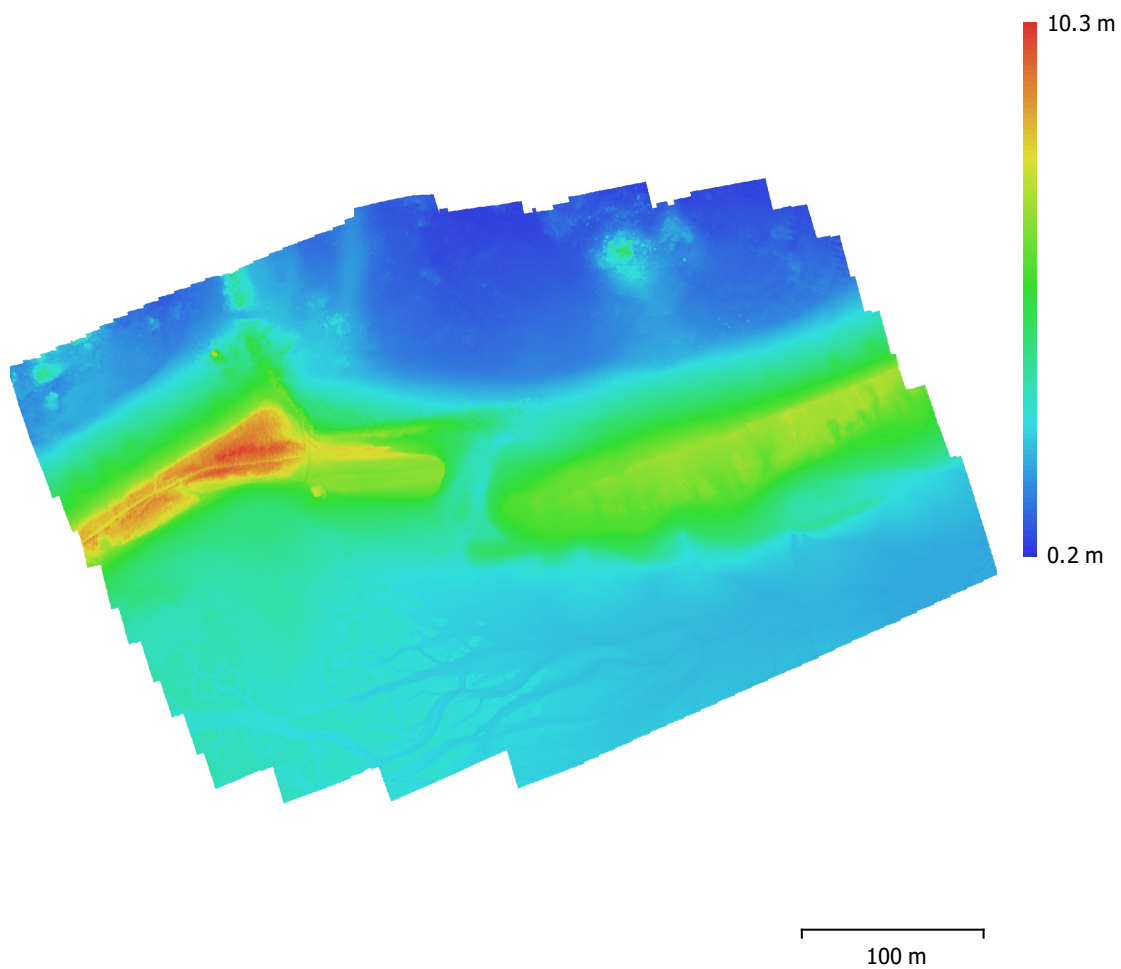


Fig. 4. Modèle numérique d'élévation reconstruit.

Résolution: 2.62 cm/px
Densité des points: 0.146 points/cm²

Paramètres de traitement

Général

Caméras	422
Caméras alignées	422
Repères	19
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)
Angles de rotation	Lacet, Tangage, Roulis

Nuage de point

Points	241,183 de 261,637
Erreur RMS de reprojection	0.1384 (2.26232 px)
Erreur Max de reprojection	0.50083 (45.9536 px)
Taille moyenne de point	15.4345 px
Couleurs des points	3 bandes, uint8
Points-clé	Non
Multiplicité moyenne des points de liaison	4.44579

Paramètres d'alignement

Précision	Basse
Présélection générique	Oui
Présélection par références	Oui
Limite de points	40,000
Limite de points de liaison	4,000
Ajustement progressif du modèle de la caméra	Non
Temps de concordance	7 minutes 51 secondes
Temps d'alignement	8 minutes 12 secondes

Paramètres d'optimisation

Paramètres	f, cx, cy, k1-k3, p1, p2
Ajustement progressif du modèle de la caméra	Non
Durée d'optimisation	27 secondes

Cartes de profondeur

Nombre	422
--------	-----

Paramètres de reconstruction

Qualité	Haute
Mode de filtrage	Agressif
Temps de traitement	3 heures 54 minutes

Nuage de points dense

Points	218,562,648
Couleurs des points	3 bandes, uint8

Paramètres de reconstruction

Qualité	Haute
Filtrage de la profondeur	Agressif
Temps de génération des cartes de profondeur	3 heures 54 minutes
Temps de génération du nuage de points dense	52 minutes 20 secondes

MNE

Taille	24,671 x 17,161
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)

Paramètres de reconstruction

Données source	Nuage dense
Interpolation	Activé
Temps de traitement	6 minutes 31 secondes

Logiciel

Version	1.5.0 build 7492
---------	------------------

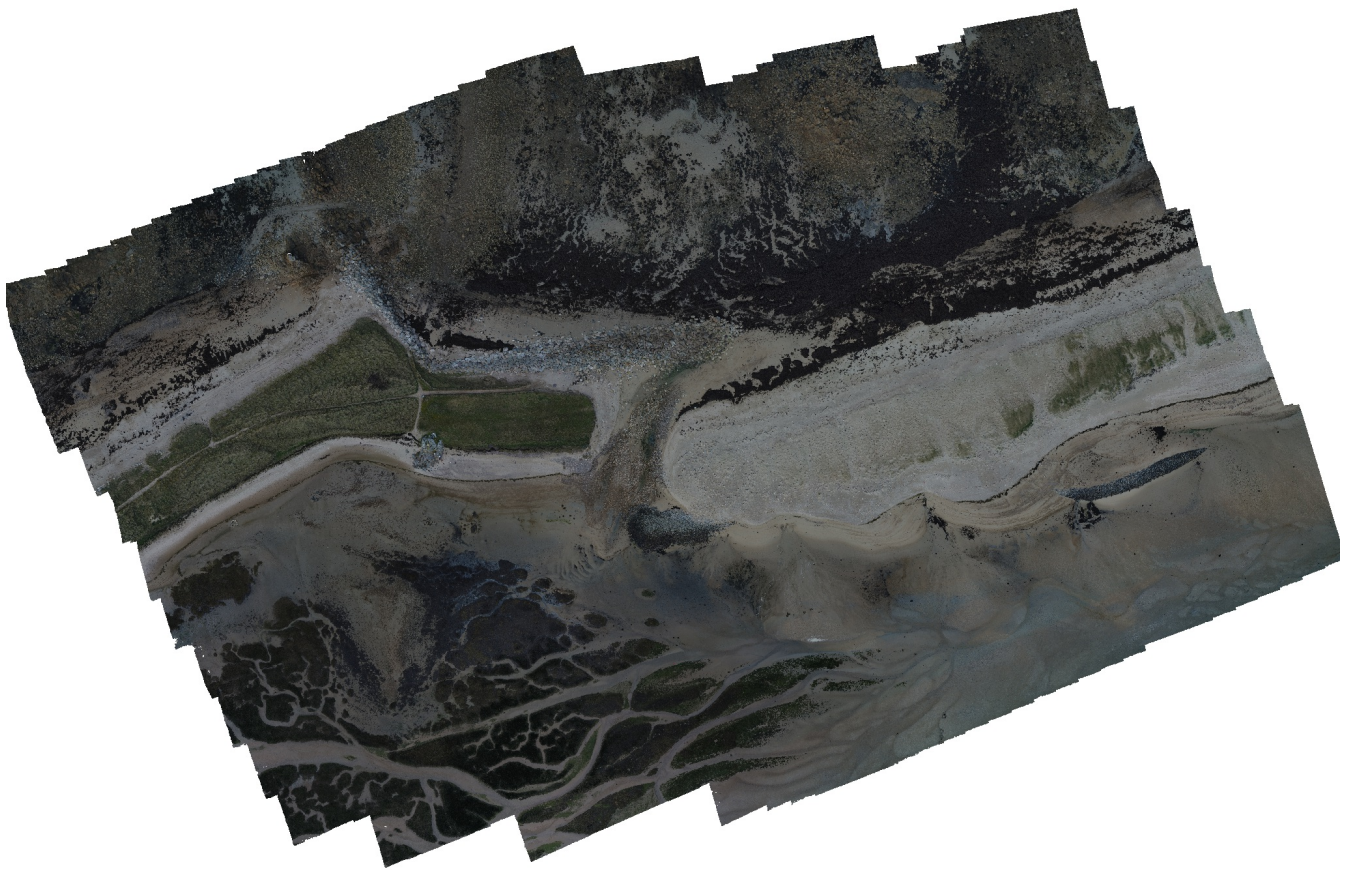
Général

Plateforme

Windows 64

Rapport_Breche_2019_02_05

Rapport de traitement
07 February 2019



Données du levé

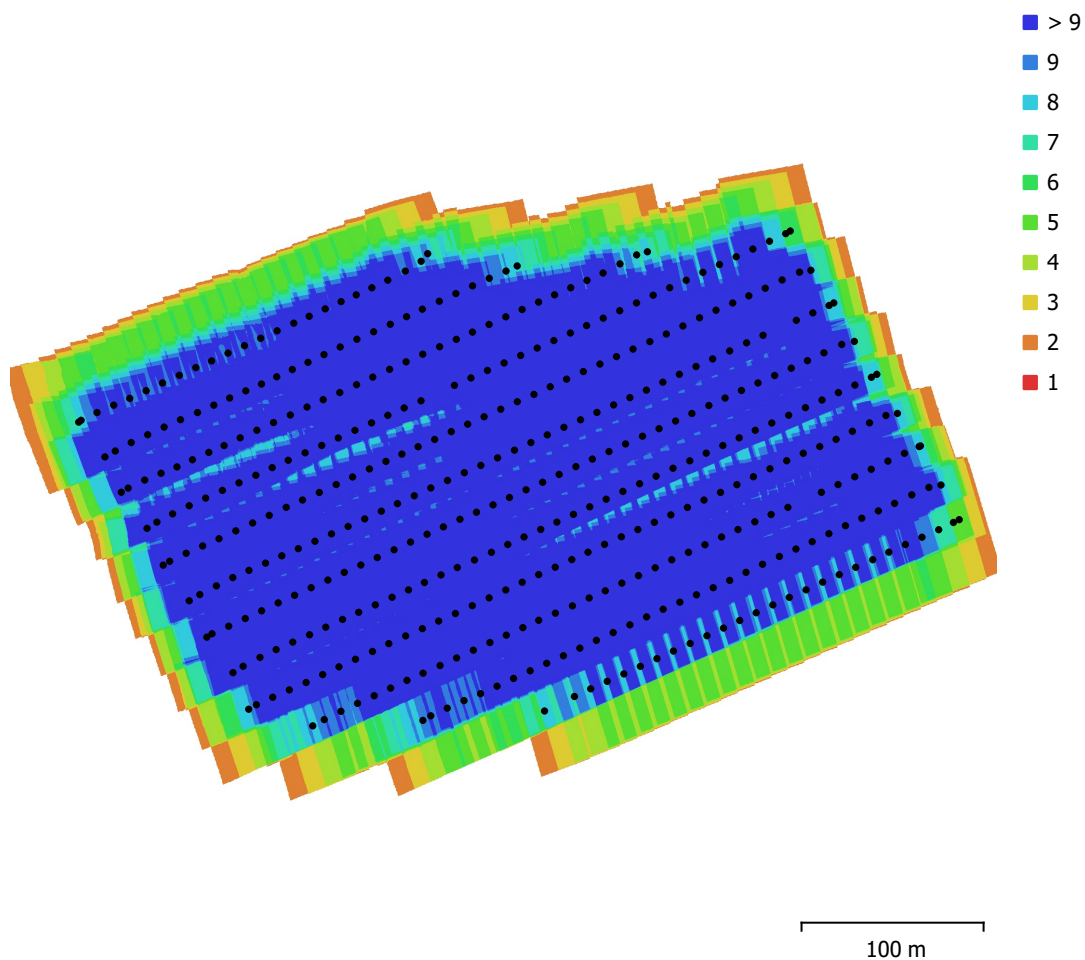


Fig. 1. Emplacements des caméras et chevauchement des images.

Nombre d'images:	427	Stations de caméras:	426
Altitude de vol:	50.4 m	Points de liaison:	251,916
Résolution au sol:	1.25 cm/px	Projections:	1,016,841
Zone de couverture:	0.128 km ²	Erreur de reprojection:	2.2 px

Modèle de caméra	Résolution	Longueur focale	Taille de pixel	Précalibré
FC6310 (8.8mm)	5472 x 3648	8.8 mm	2.41 x 2.41 µm	Non

Tableau 1. Caméras.

Calibration de la caméra

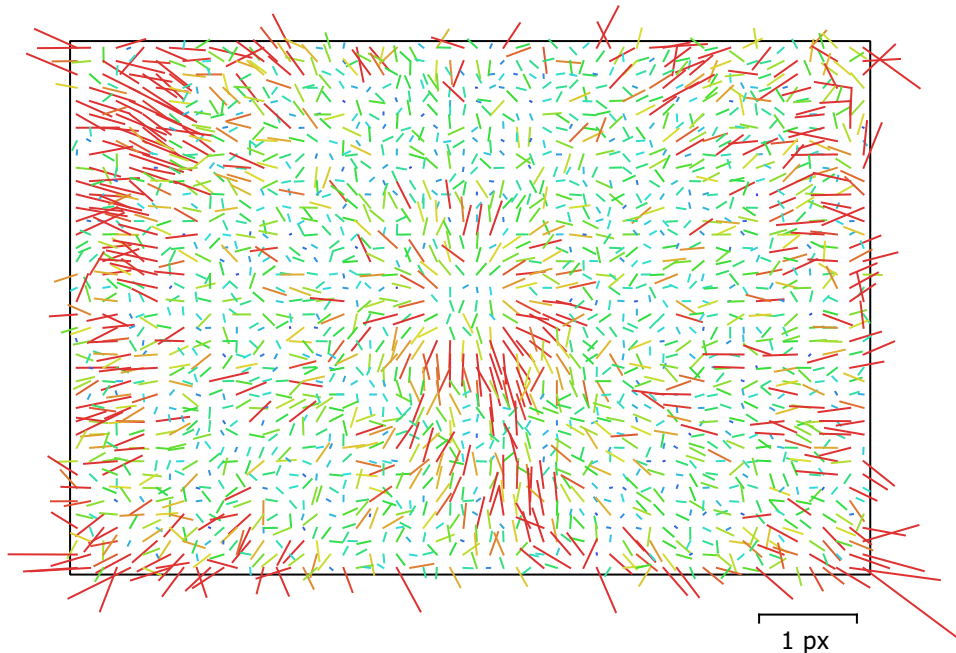


Fig. 2. Résiduelles des points de liaison pour FC6310 (8.8mm).

FC6310 (8.8mm)

427 images

Type
Cadre

Résolution
5472 x 3648

Longueur focale
8.8 mm

Taille de pixel
2.41 x 2.41 μm

	Valeur	Erreur	F	Cx	Cy	K1	K2	K3	P1	P2
F	3672.16	1	1.00	0.15	-0.69	0.00	-0.09	0.12	-0.08	0.09
Cx	-5.07722	0.15		1.00	-0.14	-0.02	-0.00	0.01	0.29	-0.05
Cy	-2.99851	0.2			1.00	0.00	0.04	-0.07	0.01	0.03
K1	0.00416095	7e-005				1.00	-0.97	0.91	-0.01	-0.02
K2	-0.00953679	0.00022					1.00	-0.98	0.01	-0.01
K3	0.00984605	0.0002						1.00	-0.02	0.01
P1	-0.000911819	4.3e-006							1.00	-0.11
P2	-0.000909002	3.2e-006								1.00

Tableau 2. Coefficients de calibration et matrice de corrélation.

Points de contrôle au sol

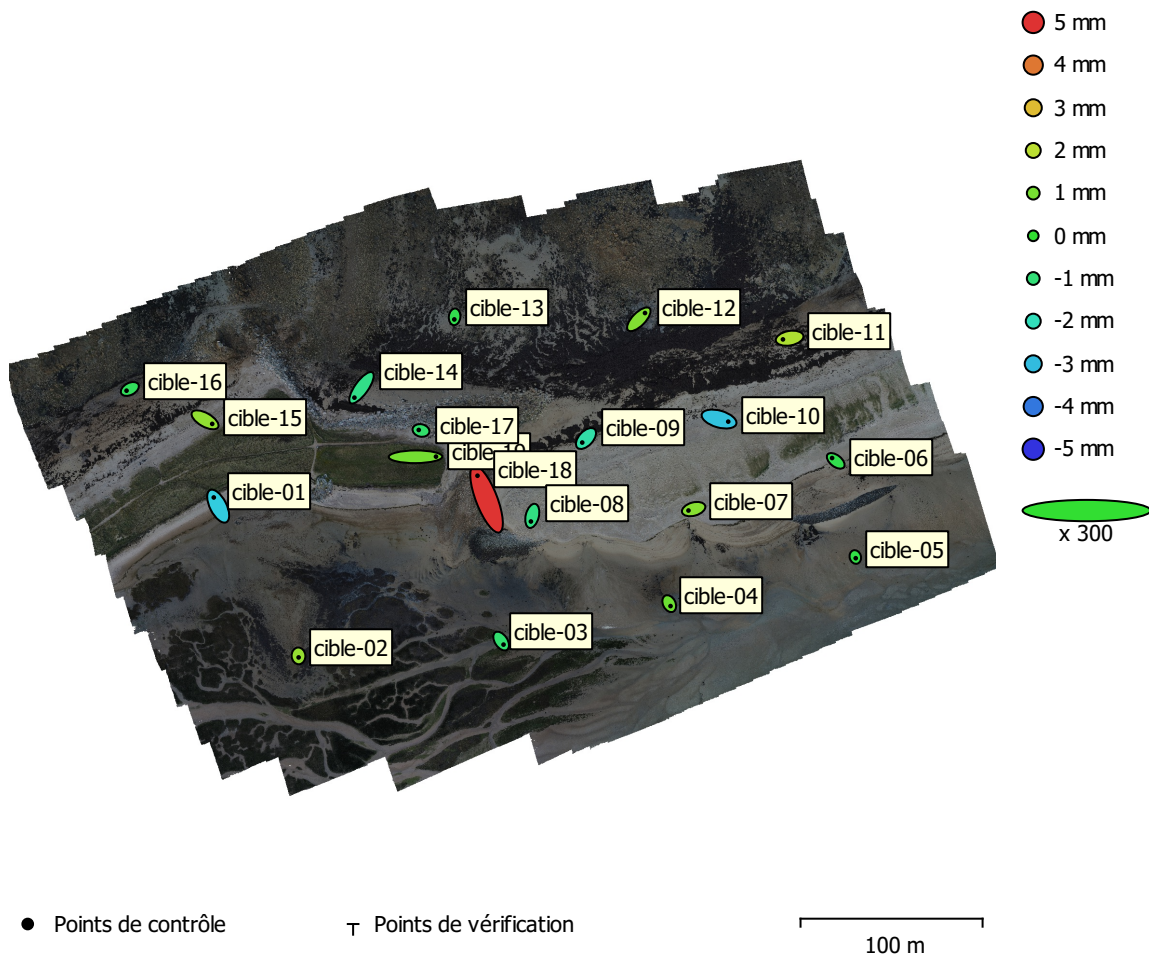


Fig. 3. Emplacements des points de contrôle au sol et estimations d'erreur.

L'erreur Z est représentée par la couleur de l'ellipse. Les erreurs X et Y sont représentées par la forme de l'ellipse. Les emplacements estimés des points de contrôle au sol sont marqués d'un point ou d'une croix.

Nombre	Erreur X (cm)	Erreur Y (cm)	Erreur Z (cm)	Erreur XY (cm)	Total (cm)
19	2.47546	2.48313	0.178297	3.50626	3.51079

Tableau 3. Points de contrôle RMSE.

X - Est, Y - Nord, Z - Altitude.

Etiquette	Erreur X (cm)	Erreur Y (cm)	Erreur Z (cm)	Total (cm)	Image (px)
cible-02	0.0430252	-0.559071	0.143761	0.57886	0.017 (11)
cible-01	-1.61884	3.1802	-0.275605	3.57914	0.011 (15)
cible-15	2.62167	-1.48614	0.13879	3.01679	0.017 (11)
cible-16	-1.20939	-0.630129	-0.0605432	1.36505	0.020 (10)
cible-14	-2.59831	-3.61572	-0.1252	4.45424	0.021 (15)
cible-19	7.49313	0.0519697	0.0952008	7.49392	0.258 (9)
cible-18	-3.32229	8.56121	0.497098	9.19668	0.107 (14)
cible-17	-0.828834	0.184268	-0.0830585	0.853123	0.173 (12)
cible-03	0.873667	-1.28925	-0.0884487	1.5599	0.008 (15)
cible-08	-0.511534	-2.05646	-0.115694	2.12229	0.020 (13)
cible-05	0.142895	-0.451393	-0.0293445	0.474379	0.004 (10)
cible-07	-1.89002	-0.522619	0.124089	1.96487	0.012 (13)
cible-04	0.462048	-0.89233	0.0829288	1.00828	0.006 (15)
cible-06	-1.33442	1.03938	-0.0388902	1.69189	0.026 (12)
cible-10	3.35633	-0.945088	-0.289783	3.49888	0.021 (11)
cible-09	-1.37625	-1.48532	-0.170529	2.03207	0.025 (11)
cible-11	-2.44123	-0.435376	0.17917	2.48621	0.027 (12)
cible-12	2.26022	2.29805	0.114422	3.22532	0.015 (16)
cible-13	-0.101233	-0.9496	-0.0400371	0.955819	0.031 (16)
Total	2.47546	2.48313	0.178297	3.51079	0.070

Tableau 4. Points de contrôle.
X - Est, Y - Nord, Z - Altitude.

Modèle Numérique d'élévation

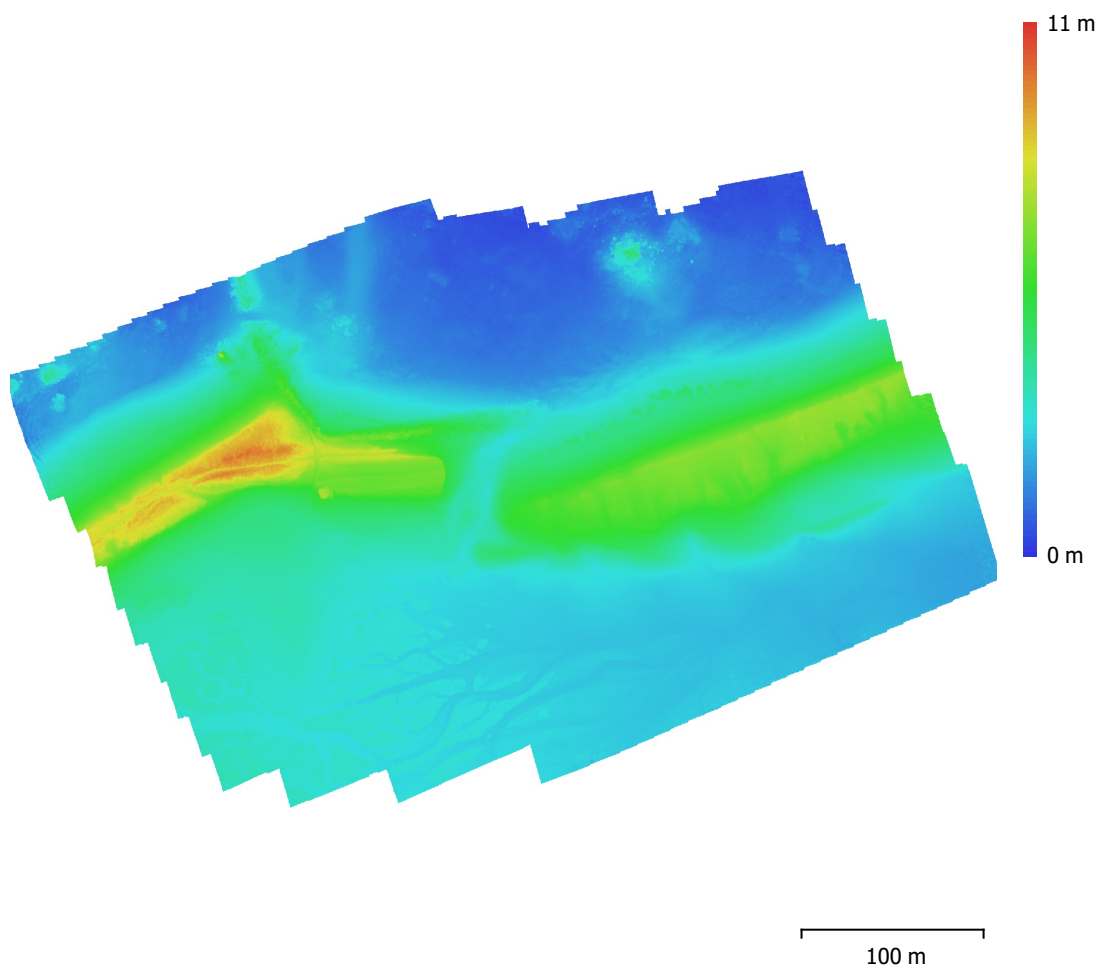


Fig. 4. Modèle numérique d'élévation reconstruit.

Résolution: 2.49 cm/px
Densité des points: 0.161 points/cm²

Paramètres de traitement

Général

Caméras	427
Caméras alignées	426
Repères	19
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)
Angles de rotation	Lacet, Tangage, Roulis

Nuage de point

Points	251,916 de 271,709
Erreur RMS de reprojection	0.136935 (2.20039 px)
Erreur Max de reprojection	0.93183 (55.6956 px)
Taille moyenne de point	15.4667 px
Couleurs des points	3 bandes, uint8
Points-clé	Non
Multiplicité moyenne des points de liaison	4.20353

Paramètres d'alignement

Précision	Basse
Présélection générique	Oui
Présélection par références	Oui
Limite de points	40,000
Limite de points de liaison	4,000
Ajustement progressif du modèle de la caméra	Non
Temps de concordance	3 minutes 4 secondes
Temps d'alignement	1 minute 43 secondes

Paramètres d'optimisation

Paramètres	f, cx, cy, k1-k3, p1, p2
Ajustement progressif du modèle de la caméra	Non
Durée d'optimisation	26 secondes

Cartes de profondeur

Nombre	426
--------	-----

Paramètres de reconstruction

Qualité	Haute
Mode de filtrage	Agressif
Temps de traitement	4 heures 24 minutes

Nuage de points dense

Points	222,888,648
Couleurs des points	3 bandes, uint8

Paramètres de reconstruction

Qualité	Haute
Filtrage de la profondeur	Agressif
Temps de génération des cartes de profondeur	4 heures 24 minutes
Temps de génération du nuage de points dense	50 minutes 34 secondes

MNE

Taille	26,596 x 18,777
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)

Paramètres de reconstruction

Données source	Nuage dense
Interpolation	Activé
Temps de traitement	5 minutes 32 secondes

Logiciel

Version	1.5.1 build 7618
---------	------------------

Général

Plateforme

Windows 64