RAPPORT DE STAGE DE RECHERCHE

MASTER 2 SCIENCES DE LA TERRE, DES PLANÈTES ET DE L'ENVIRONNEMENT
PARCOURS TERRE & PLANÈTES

Évolution de la partie émergée et immergée du prisme littoral dans le secteur de Véran : impact de l'abandon de structures de défense côtière

28/05/2021

Auteur

HURTREZ Lénaïg

Sous la direction de

FLEURY Jules
SABATIER François

Résumé Depuis le début du XXe siècle, le site de Véran situé sur le littoral de Grande Camargue (Golfe du Lion, France) est confronté à une érosion côtière forte et durable. Dans le but de protéger l'activité salicole du site, pilier du développement économique local depuis la fin du XIXe siècle, des ouvrages de défense côtière ont été mis en place, en particulier une digue longitudinal construite en 1972. Bien que cette digue ait répondu aux problématiques locales en fixant le trait de côte, les conséquences néfastes de cet aménagement ainsi que la modification des enjeux socioéconomiques et environnementaux du site ont conduit à l'abandon de celle-ci en 2012. Outre la question économique du coût d'entretien de cette digue, cette décision fait partie d'un plan de gestion adaptative du trait de côte. Ce dernier prône le rétablissement d'un fonctionnement naturel du site et de sa résilience de façon à lutter de manière naturelle et efficace contre les conséquences du réchauffement climatique: la montée du niveau marin et la recrudescence des tempêtes. Ce travail a pour but d'évaluer la réponse morphodynamique du prisme littoral du site de Véran suite à la mise en place et à la destruction progressive de la digue. L'analyse de la bathymétrie de la plage immergée montre que la digue est responsable d'une érosion accrue et d'un ralentissement voir d'une fixation des barres d'avant-côte. Sa destruction facilite les intrusions marines sur la plage émergée à l'origine d'une accrétion liée aux dépôts d'overwash mais également d'une érosion par la mise en place de chenaux d'écoulement et par la reprise du recul du trait de côte.

1 Introduction

1.1 Contexte général

A l'interface entre le milieu terrestre et marin, le littoral est un milieu particulièrement dynamique. En effet, il a été montré que 70 % des rivages dans le monde sont soumis à l'érosion (Godard, 2002). En outre, dans le contexte actuel du réchauffement climatique, un accroissement des processus d'érosion et de submersions marines des plages est à prévoir (Godard, 2002). L'importance des enjeux écologiques et socio-économiques associés à la conservation des plages, a vu naître des politiques de lutte contre l'érosion. Ainsi, les fronts de zones urbaines, touristiques et industrielles ont été massivement aménagées au moyen d'infrastructures de protection côtière, censées prévenir le recul des côtes et la submersion des terres (Samat, 2007).

Cette artificilisation lourde et rapide du littoral, à une époque où l'urgence et le manque de connaissance approfondie du phénomène érosif justifiaient des interventions lourdes (Samat, 2007) a parfois été considéré comme un facteur aggravant et non améliorant de l'équilibre des systèmes côtiers (e.g, Samat, 2007). En modifiant les conditions de transport sédimentaire, ces ouvrages ont été à l'origine d'une érosion accrue, décalant parfois le phénomène érosif sur des zones encore épargnées (e.g, Samat, 2007).

Face à ce constat, de nombreux acteurs ont mis en place des politiques de gestions adaptatives visant à restaurer un fonctionnement naturel des zones littorales (www.conservatoire-du-littoral.fr (1)). En effet, il a été montré que les zones humides en bon état écologique peuvent considérablement réduire les effets de l'exposition aux risques naturels en servant de barrières de protection ou de zones tampons naturelles (1). Elles peuvent par exemple stocker et ralentir la circulation de l'eau lors des inondations et diminuent la force et l'intensité des vagues (1).

Le littoral du site de Véran situé entre la Pointe de Beauduc et le Grau de la Dent en Grande Camargue (Golfe du Lion, France) s'intègre parfaitement dans cette évolution du mode de gestion du littoral.

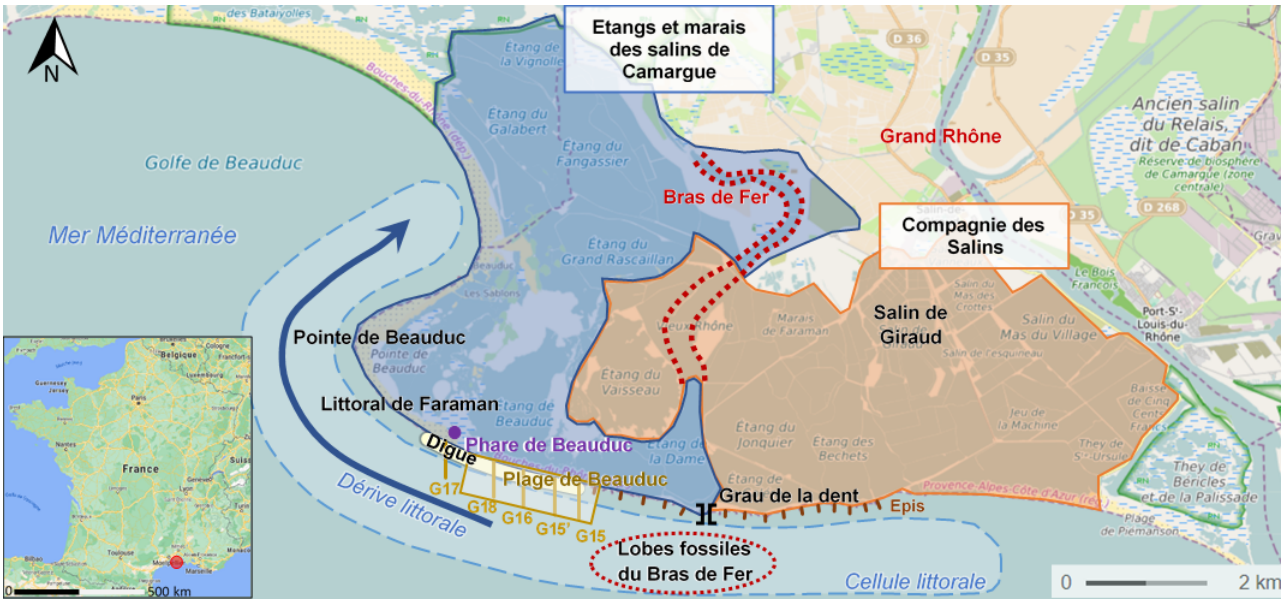

FIGURE 1 – Localisation et principaux éléments structurants du site de Véran

1.2 Présentation du site

Située à l'est du Golfe du Lion, la Camargue est la plus vaste zone humide d'Europe -140 000 hectares- le seul véritable delta en France et le second d'importance en Méditerranée (1)(figure 1). Le Rhône, qui a façonné ce delta au gré de ses divagations successives ne comprend aujourd'hui plus que deux bras actifs, le Petit Rhône à l'ouest et le Grand Rhône à l'est, entre lesquels s'individualise la région de la Grande Camargue (1). Les bancs de sables de cette région, remaniés depuis des siècles par les cou-

rants côtiers, ont isolés de nombreux étangs et lagunes en arrière de la côte (Certain, 2002). Ce milieu particulier a ainsi acquis au fil des années de multiples fonctions écologiques mondialement reconnues (1).

Le littoral camarguais a commencé à prendre sa forme actuelle dès le début du 18e siècle. Suite à une importante crue en 1711, le bras principal du Rhône, celui du canal du Bras de Fer, qui débouchait au droit du phare de Faraman a brusquement migré à l'est où il a pris sa configuration actuelle du Grand Rhône (Sabatier, 2001) (figure 1). Les lobes progradant fossiles du delta du Rhône, hérités de la période du Petit Age Glaciaire comme celui du Bras de Fer jouent encore un rôle dans la dynamique littorale actuelle (Suanez, 1997). Ils constituent notamment des stocks sédimentaires mobilisables par l'érosion marine (Samat, 2007).

Le littoral camarguais est soumis à une érosion intense (e.g, Sabatier et Suanez, 2003). Il présente un fonctionnement sous la forme de cellules littorales (Komar et McDougal, 1988). Ces cellules sont chacune formée d'un secteur en accumulation alimenté, via le courant de dérive littorale, par un secteur en érosion. Le fonctionnement théorique d'une cellule repose sur le principe de conservation de la masse sédimentaire. C'est-à-dire que le budget sédimentaire accrétion-érosion doit être nul. Cependant, une cellule littoral n'est pas un système fermé dans la mesure où elle reçoit des apports externes (fluviaux, éoliens) et supporte des pertes vers le large.

Le littoral du site de Véran présente l'une de ces cellules et fera l'objet de ce rapport (figure 1). Ainsi, il subit une érosion importante à l'est, sur le littoral de Faraman avec un recul moyen de -6,2 m.an^{-1} entre 1942 et 2012 et une accrétion à l'ouest au niveau de la Pointe de Beauduc de +13,5 m.an^{-1} en moyenne entre ces mêmes dates (1). Ces deux dynamiques côtières sont connectées par un transport sédimentaire longitudinal dominant vers l'ouest de 49 000 à 532 000 m^{3}.an^{-1} (Samat, 2007; Sabatier, 2001).

Le fort recul du trait de côte et l'envahissement fréquent des étangs par les eaux marines lors des tempêtes perturbent la circulation hydrologique du complexe salinier de Salin-de-Giraud, situé en arrière de la côte (Suanez, 1997). Une digue longitudinal est alors construite en 1972 pour protéger cette activité économique locale. Elle a alors pour rôle de contenir les inondations liées aux tempêtes et de stabiliser "définitivement" le rivage en recul (Samat, 2007). Suite à une tempête cinquantenale en 1997, la digue a été complètement détruite puis reconstruite l'année suivante au même endroit sous la forme d'une digue frontale de 2,7 km de long (figure 1)(Brunel, 2010). D'autres ouvrages de protection côtière, notamment des épis ont été massivement installés à la fin du XXe siècle à l'est de de la digue.

En fixant la position du rivage, la mise en place de ces aménagements a répondu, du moins en apparence, aux conditions et problématiques locales. En effet, (Brunel, 2010) ont montré que ces ouvrages ont permis de gagner 50 à 100 m de largeur de plage en 2000.

Bien que ce constat puisse paraître positif, une accélération de l'érosion suite à la mise en place de ces ouvrages a été constatée, notamment sur la plage immergée (Samat, 2007)). En parallèle, des difficultés économiques ont amenée l'exploitation salicole de Salin-de-Giraud à vendre entre 2009 et 2012 une partie de sa propriété le long du littoral de Faraman au Conservatoire du littoral, afin de poursuivre son activité sur une zone plus restreinte.

En l'absence d'enjeux socio-économiques important et dans l'objectif d'une gestion adaptative du site, le Conservatoire du Littoral a pris la décision d'arrêter le maintien et l'entretien de la digue frontale. Outre l'aspect financier de l'entretien de la digue, cette décision fait partie d'un plan d'action visant à rendre au système côtier sa dynamique naturelle et sa résilience.

Ainsi, depuis 2009, les tempêtes successives ont provoquées des brèches sur quatre secteurs de la digue frontale (1) et celle-ci a complètement disparu au sud-ouest du phare de Beauduc. Le littoral y reprend sa tendance naturelle au recul (1).

1.3 Problématique

L'intérêt de l'étude du site de Véran et de sa digue frontale s'élève à différents niveaux : (1) Actuellement, l'impact de l'élévation du niveau marin sur les zones tampons humides est encore incertain (1). Un suivi de la morphodynamique du littoral du site de Véran permettra donc d'améliorer la connaissance de ce type de milieu et d'évaluer l'efficacité des mesures de gestion qui ont été prises (1). Sur la base de ce suivi, des modèles ou scénarios prospectifs sur l'interaction entre la zone tampon et l'élévation

du niveau marin pourront être proposés à l'avenir afin d'améliorer la qualité de gestion du site. Si ce mode de gestion plus naturel et moins coûteux de la frange littorale se révèle efficace, il pourra faire office de modèle pour d'autres sites similaires en France et dans le monde. (2) Du point de vue de l'ingénierie et de la géomorphologie côtière, l'étude de l'impact de la digue sur la morphodynamique du site de Véran est pertinente car comme le souligne l'étude (Samat, 2007), les relevés de terrain autour des digues sont peu nombreux ce qui rend difficile toute généralisation quant à l'efficacité et l'impact de ces ouvrages sur les plages (Samat, 2007). En outre, comme la partie ouest de la digue de Véran s'est effondrée, il est possible de comparer l'évolution de la plage avec et sans la présence de la digue. (3) Comme la gestion du site de Véran implique une mutualisation des données produites par les partenaires du réseau (CEREGE, Tour du Valat,...), il est possible d'effectuer des comparaisons entre les différentes méthodes d'acquisition de données afin de favoriser l'utilisation de celles qui sont les plus fiables. En effet, la connaissance d'une bathymétrie précise est nécessaire à la fois pour la gestion côtière, la calibration des travaux d'ingénierie et l'estimation des stocks sédimentaires disponibles pour le littoral.

Le but de cette étude est donc d'effectuer un suivi de la morphodynamique actuelle et passée du littoral de Véran en lien avec l'évolution de la digue afin de comprendre son fonctionnement et de proposer une prédiction de l'évolution future du site.

Pour ce faire, trois études ont été effectuées : (1) une évaluation de la qualité des données bathymétriques acquises par satellite, encore peu utilisées dans la littérature ; (2) une estimation du bilan sédimentaire de la plage immergée à l'échelle de la cellule littorale et de la plage émergée ; (3) la réalisation d'un suivi de la morphodynamique des barres d'avant-côte. Les deux derniers points ont été mis en relation avec la présence et le démantèlement de la digue.

2 Matériel et méthodes

Dans toute la suite du rapport, les données ont été projetées ou converties selon la projection plane conique conforme Lambert 93, associée au réseau géodésique français RGF 93. Le système vertical utilisé pour les données d'altitude est le système IGN 69.

2.1 Jeux de données utilisés et méthodes d'acquisition

Semis de points de sonde (2006)

Les données bathymétriques levées au sondeur mono-faisceau le 29/05/2006 par la société SEMANTIC-TS (Brunel, 2010) ont été traitées dans ce rapport. Un sondeur mono-faisceau est un système acoustique de cartographie des fonds marins situé sous la coque d'un navire. Il émet des impulsions sonores dans l'eau à intervalle régulier. Les profondeurs sont ensuite déduites du temps mis par l'onde pour faire l'aller-retour entre le navire et le fond. Selon la société SEMANTIC-TS, la marge d'erreur verticale maximale du sondeur mono-faisceau n'excède pas ± 0,20 m. Les données de 2006 utilisées se présentent sous la forme d'un semis de points répartis selon 7 profils transversaux et 33 profils longitudinaux couvrant des profondeurs comprises entre 0,82 et 35,5 m et totalisant 1 386 188 points de mesure.

MNT satellites 2013-2019

Dans le cadre du projet Space for Shore, visant à mettre en place des services opérationnels de surveillance de l'érosion côtière, la société privée i-Sea a produit, à une fréquence annuelle de 2013 à 2015, puis saisonnière -printemps/automne- de 2016 à 2019, des cartes bathymétriques -autrement appelées Modèles Numériques de Terrain (MNT)- de la zone d'étude. La technique utilisée par i-Sea pour produire ces MNT se nomme l'inversion bathymétrique et repose sur l'utilisation de satellites. Lorsqu'un satellite prend des images de la surface de l'eau, il enregistre au sein des pixels la quantité de lumière réfléchie par cette surface. Or, cette lumière, initialement émise par le Soleil a tout d'abord traversée la colonne d'eau avant d'être réfléchi par le fond marin puis par la surface de l'eau. C'est pourquoi cette quantité de lumière réfléchie captée par le satellite s'exprime en fonction de seulement quelques paramètres caractérisant la colonne d'eau et le fond marin dont notamment, la profondeur. La profondeur peut ensuite être estimée à partir de ces différents paramètres qui sont, eux, déterminés grâce aux images elle-mêmes et aux sondages bathymétriques. Les cartes bathymétriques réalisées par i-Sea ont été conçues à partir des images du satellite Landsat-8 entre 2013 et 2015. Ces cartes ont une résolution de 15 m. Les cartes réalisées entre 2016 et 2019 ont

quant à elles été conçues à partir des images du satellite Sentinel-2. Leur résolution est légèrement supérieure, de 10 m.

MNT LiDAR 2009-2013

Le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) et l'institut national de l'information géographique forestière (IGN) se sont associés pour construire une base de données altimétrique à haute résolution et continue terre-mer sur la bande littorale du territoire français. Cette base de donnée se nomme Litto3D et nous a permis d'obtenir un MNT continu terre-mer à 1 m de résolution sur notre zone d'étude. Les données altimétriques qui constituent ce MNT ont été acquises par la technique de LiDAR (Light Detection and Ranging). Le LiDAR est un système de mesure de terrain basé sur l'émission d'impulsion d'ondes lumineuses par un laser aéroporté. La profondeur ou l'altitude est calculée à partir du temps mis par le signal réfléchi pour parvenir au récepteur du LiDAR. Généralement, un système de balayage comme un miroir oscillant dévie le faisceau laser de part et d'autre de l'avion, de façon à couvrir une bande de terrain à chaque passage.

Chaque secteur du MNT a été caractérisé par un LiDAR particulier, adapté au type de terrain. Ainsi, les altitudes inférieures à -6,5 m ont été mesurées par un LiDAR bathymétrique avec une résolution de 0,5 m. La frange côtière entre -6,5 m et 0,3 m environ a été caractérisée par un LiDAR mixte topo-bathymétrique avec une résolution de 0,2 m en milieu émergées et 0,3 m en milieu immergées. Enfin, pour les altitudes supérieures à 0,3 m autour des zones en eau comme les étangs, les mesures ont été effectuées par un LiDAR topographique avec une précision de 0,2 m. L'altitude de la surface des zones en eau comme les étangs n'ont pas été mesurées. Comme différents instruments ont été déployés pour quadriller la zone d'étude, ce MNT présente des données acquises à des dates différentes. Ainsi, les données bathymétriques dans leur ensemble ont été acquise le 11 juillet 2013 à l'exception du large de la Pointe de Beauduc pour lequel les données ont été acquises en juin 2011 et 2012. Les données topographiques datent quant à elle de mai 2009. Pour simplifier la lecture par la suite, on référera à ce MNT sous le nom de LiDAR 2013.

MNT LiDAR 2016

Dans le cadre du projet de gestion adaptative des étangs et marais des salins de Camargue, la Tour du Valat a été amenée à produire un MNT continu terre-mer sur le site d'étude. Les données de ce MNT ont été acquises le 26/09/2016 par une technologie LiDAR. La précision finale du MNT est de $\pm 0,10m$. Les artefacts présents sur le pourtour du MNT ont été repérés et supprimés manuellement à l'aide du système d'information ArcGIS.

Données photogrammétriques

La photogrammétrie est une technique qui consiste à reconstituer le relief d'une zone à partir d'images de celle-ci, acquises selon différents points de vues et de la connaissance précise de la position et de l'altitude de certains points au sol (Ground Control Points : GCPs) (brunier 2016 dans margaria). Des données photogrammétriques acquises par le CEREGE le 11 mars 2020 sur la plage de Beauduc (figure 1) ont été utilisées et traitées dans ce rapport. Les images de la plage ont été prises avec le drone Phantom 4 Pro. Trois vols de drone à 140 m d'altitude ont été nécessaire pour couvrir toute la zone étudiée, soit une aire d'environ 1,13 km^2. 509 images au total ont été prises avec une résolution de l'ordre de 3,8 cm par pixel et un recouvrement de 70 à 85 %. Afin de repérer les points de position et d'altitude connues sur les images, des cibles noires et blanches de 50x50 cm ont préalablement été disposés le long de la plage. Au nombre de 48, leur position et leur altitude a été mesurée précisément par GPS. De plus, deux transects dont les points constitutifs sont nommés Ground Truth Points (GTPs) ont été levés sur la zone. Ces points permettent de vérifier a posteriori la calibration du MNT construit.

2.2 Construction de modèles numériques de terrain (MNT)

Un Modèle Numérique de Terrain ou MNT est une représentation numérique continue de la topographie ou de la bathymétrie (Australia). Il se présente généralement sous la forme d'une image dont chaque pixel est caractérisé par des coordonnées horizontales de positionnement et par une coordonnée verticale correspondant à une valeur d'altitude ou de profondeur. Sa structure de données simple et sa

grande disponibilité en ont fait un outil très populaire, notamment en géomorphologie (Australia).

2.2.1 Interpolation d'un semis de points

Les données bathymétriques acquises en 2006 sont particulièrement intéressantes du fait qu'elles soient représentatives de la morphologie du site avant que la digue ne soit abandonnée. Cependant, les données à disposition formant un semis de points ne permettent pas d'avoir une vision continue de l'avant-côte. C'est pourquoi il a été nécessaire de construire, à partir de ces points, un MNT par interpolation.

Traitement préliminaire

Un échantillon aléatoire de 10 % des points a préalablement été retiré du jeu de donnée. Ces 10% servent à estimer la qualité du MNT construit a posteriori, c'est pourquoi ils ne sont pas utilisés dans la conception de ce dernier.

Selon l'étude de (Liu *et al.*, 2007), un jeu de données dense peut-être réduit de 50 % de sa densité de départ, sans compromettre la qualité du MNT résultant. Le temps de traitement nécessaire à l'élaboration du MNT peut donc être réduit de moitié (Liu *et al.*, 2007). C'est pourquoi il a été décidé de ne conserver du fichier contenant 90 % des points de départ uniquement 50 % des points. Somme toute, le total des points utilisés pour fabriquer ce MNT est de 623 785.

Choix de la résolution du MNT

La méthode d'acquisition des données de 2006 implique la présence d'une alternance de zones très denses en points, le long des profils, avec des zones vides de données (zones inter-profils). De plus, l'espacement inter-profil est variable le long du site. Cette particularité ne permet pas d'utiliser les formules traditionnellement appliquées pour estimer la résolution du MNT à construire, celles-ci étant adaptées à des jeux de données répartis de façon régulière ou aléatoire (Shannon, 1949). L'espacement moyen inter-profil des profils longitudinaux les plus proches de la côte -la principale zone d'intérêt- d'environ 20 m a finalement été retenu pour la résolution du MNT.

Choix des méthodes d'interpolation

Les algorithmes d'interpolation prédisent à partir d'un nombre limité de points de position et d'altitude connues, l'altitude dans les pixels pour lesquels cette valeur est inconnue (Šiljeg *et al.*, 2015). Cette prédiction se base sur le principe que les objets répartis spatialement sont corrélés spatialement, c'est à dire que les zones proches ont des caractéristiques similaires. L'étape d'interpolation permet donc de passer d'un ensemble discontinu de points à une surface continue (MNT).

Le choix de la méthode d'interpolation utilisée est important car il influe sur la précision et la qualité du MNT final (Australia). Après comparaison de quatorze méthodes d'interpolation, (Šiljeg *et al.*, 2015) conclu qu'il n'y a pas de méthode d'interpolation universelle montrant les meilleurs résultats pour tout type de données. Ainsi, il est nécessaire de tester et déterminer la méthode d'interpolation la plus efficace pour chaque jeu de données particulier. La méthode de krigeage ordinaire, souvent décrite comme efficace (Šiljeg *et al.*, 2015), la méthode TIN (Triangular Irregular Networks) qui a obtenu de très bons résultats dans l'étude de (Australia) et l'algorithme *TopoToRaster* proposé par ArcGIS ont été testés ici.

Choix du MNT final

Afin de choisir parmi les trois méthodes d'interpolation testées celle qui donne le MNT de meilleur qualité, deux paramètres statistiques ont été calculés. Le premier correspond à l'erreur quadratique moyenne, *Root Mean Square Error* (RMSE). Il s'agit du paramètre le plus utilisé dans la littérature pour déterminer la précision des MNT (Šiljeg *et al.*, 2015) et s'exprime de la façon suivante :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(p_i - m_i)^2} \qquad (1)$$

où n est le nombre de points écartés de la fabrication du MNT pour la vérification, p_i est la valeur d'altitude prédite pour le point i et m_i sa valeur d'altitude mesurée.

Le deuxième paramètre choisi est l'erreur moyenne absolue ou *Mean Absolute Error* (MAE) qui est également un très bon indicateur de performance pour mesurer la précision des valeurs prédites dans les MNT :

$$MAE = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}|p_i - m_i| \quad (2)$$

La RMSE donne un poids plus important aux valeurs aberrantes tandis que la MAE donne une meilleure vision d'ensemble, moins perturbée par ces valeurs. Comme ces deux formules font intervenir la différence entre les valeurs prédites et les valeurs mesurées des points, plus les paramètres sont faibles et proche de 0 et meilleure est l'interpolation. Les MNT ont ensuite été classés en fonction des résultats qu'ils ont obtenus pour ces différents paramètres (tableau 2).

Table 1 – Estimation de la qualité des interpolations testées avec les paramètres statistiques MAE et RMSE. (r) indique le rang associé au paramètre de la colonne précédente

méthode d'interpolation	MAE (m)	r	RMSE (m)	r	rang moyen
TopoToRaster	0,097	3	0,17	1	2
TIN	0,094	2	0,20	3	2,5
Krigeage	0,064	1	0,19	2	1,5

Quelle que soit la méthode d'interpolation, les valeurs de la MAE sont très proches de 0. Ceci témoigne, comme on pouvait s'y attendre, d'une erreur très faible des modèles le long des profils, là où les mesures sont abondantes (tableau 2). Bien que plus élevées, les valeurs de RMSE restent relativement faibles. En effet, dans le cas de la méthode TIN dont la RMSE est la plus élevée, la RMSE et donc, la précision gobale du MNT, est de 20 cm (tableau 2).

L'évaluation de la qualité des MNT par des points situés le long des profils, là où les mesures sont les plus denses est nécessairement biaisé. Il faut donc garder en tête que les paramètres statistiques sont probablement sous-estimés. Afin d'obtenir une évaluation plus pertinente de la qualité des MNT, il aurait été judicieux de retirer certains profils lors de la construction du MNT afin de s'en servir pour la validation. En effet, ces données auraient constituées de meilleures références du fait de leur plus grande indépendance vis à vis des autres points utilisés pour la construction du MNT.

En outre, la proximité des paramètres obtenus pour les différentes méthodes d'interpolation montre que ces dernières sont toutes pertinentes pour la fabrication du MNT souhaité. A ce stade, il semble qu'en moyenne la méthode de krigeage donne les meilleures résultats, suivi de près par la méthode TopoToRaster (tableau 2). Ces deux modèles ont été départagés sur la base de la qualité visuelle des MNT produits et d'un profil bathymétrique.

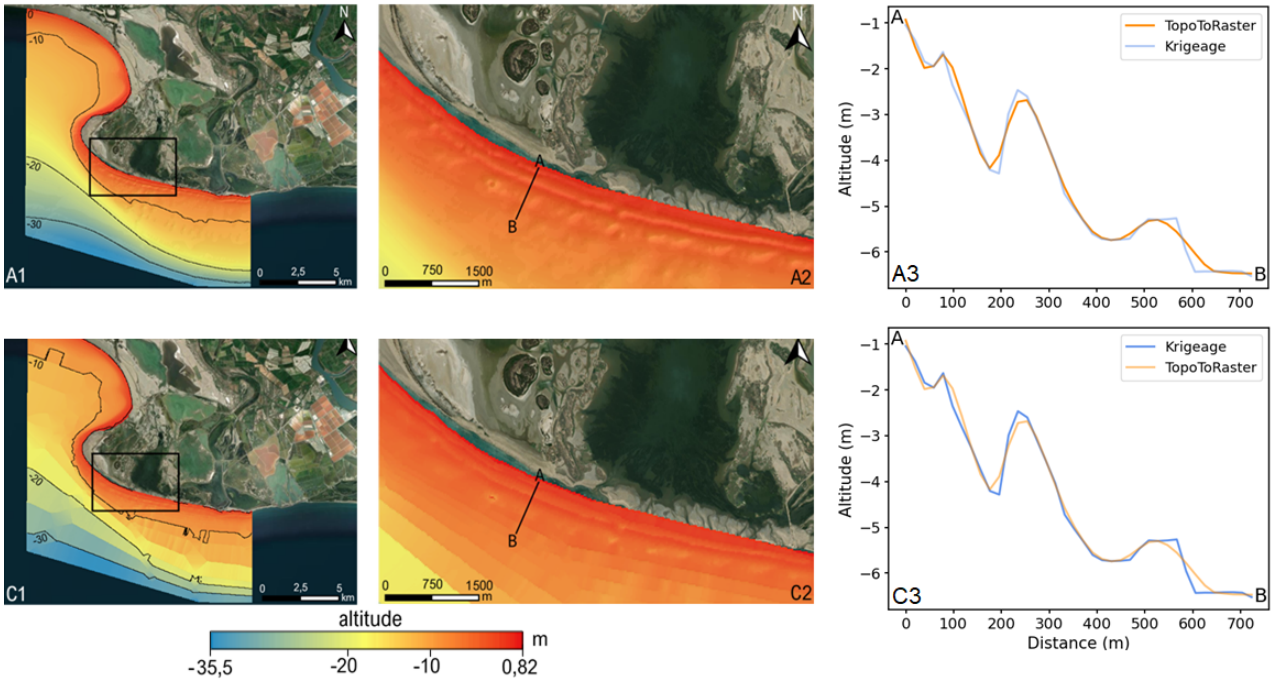

FIGURE 2 – MNT résultant des méthodes d'interpolation TopoToRaster (A1) et Krigeage (C1). Les lignes de niveau sont exprimées en mètres. Le rectangle noir indique la localisation du grossissement des figures A2 et C2. Sur ces figures, le trait noir indique la position du trait de coupe A-B des figures A3 et C3. Sur ces figures, le profil concerné est en couleur plus foncé.

Sur la figure 2, le MNT issu de la méthode d'interpolation de krigeage présente de nombreux artefacts. Ceux-ci sont visibles sur le MNT par la présence de figures géométriques comme des losanges par exemple mais également sur les courbes de niveau dont les tracés sont parfois crénelés. Le profil bathymétrique correspondant à cette méthode montre également une certaine angularité au niveau des barres d'avant-côte, là où les points de mesures sont les plus nombreux. En revanche le MNT et le profil issu de la méthode TopoToRaster ne présente pas d'artefact visible et semble représenter correctement la morphologie de la plage immergée. C'est pourquoi le MNT issu de la méthode TopoToRaster a finalement été conservé.

2.2.2 Photogrammétrie

Le traitement des données photogrammétriques a été effectué via le logiciel de traitement Agisoft Metashape. Le protocole développé par l'USGS (https ://uas.usgs.gov/nupo/pdf/PhotoScanProcessingDSLRMar2017.pdf) a été suivi. Comme le processus de traitement comporte de nombreuses étapes, seul le principe général sera exposé ici.

Dans un premier temps, le logiciel procède à la détection de points clés facilement reconnaissables par leur singularité sur les photos prisent par le drone. Puis, en se basant sur les phénomènes de parallaxe, la position de chaque photo lorsqu'elle a été prise est déterminée. A cette étape, les photos sont relativement bien disposées et les points clés forment un premier nuage de points de faible densité servant de squelette au MNT.

La deuxième étape consiste à positionner précisément sur chaque image les cibles visibles et renseigner leurs coordonnées mesurées sur le terrain. La précision moyenne du positionnement de ces cibles est de 0,02 m. Chaque image étant rattachée à une ou plusieurs cibles, le principe de stéréoscopie peut s'appliquer plus facilement. Il est alors possible d'améliorer la position des images et de densifier le nuage de points initial. 215 954 points ont finalement été utilisés pour la construction du MNT. Les images peuvent quant à elles être associées pour former une orthophoto (figure 8).

La précision du MNT est ensuite évaluée sous ArcGIS en comparant l'altitude des points de profils mesurée (GTPs) avec celle modélisée par Agisoft Metashape. L'incertitude du MNT a ainsi été estimée à 0,05 m pour les zones émergées et 0,19

m pour les zones immergées (chenaux). La déviation des rayons lumineux dans l'eau implique que les profondeurs estimées pour ces zones soient en réalité des profondeurs apparentes et non réelles. De plus, la présence de vaguelettes à la surface de l'eau altère la modélisation du fait des différences visibles d'une image à l'autre.

2.3 Modélisation de la propagation de houles

Les relevés bathymétriques ont généralement deux utilités dans le domaine de la géomorphologie côtière : établir des calculs de bilans sédimentaires et servir de morphologie pour des modélisations numériques comme la propagation de la houle. Lorsque les données utilisées pour fabriquer ces cartes bathymétriques sont de mauvaise qualité, il se peut que les cartes résultantes soient tout de même d'une précision suffisante pour satisfaire l'une ou l'autre de ces utilisations.

L'acquisition de données bathymétriques par images satellites (ici, Landsat et Sentinel) est encore peu utilisée dans la littérature. Il est donc difficile d'évaluer la qualité de ces données et par conséquent, d'en faire bon usage. A l'inverse, la méthode LiDAR a déjà été éprouvée et est reconnue comme étant fiable et très précise (Liu *et al.*, 2007). En utilisant les données LiDAR comme référence, la qualité relative des données bathymétriques acquises par les satellites Landsat et Sentinel a été évaluée, notamment dans le cadre d'une utilisation de ces données dans un modèle de simulation de propagation de houles.

En effet, on dispose de deux MNT couvrant notre zone d'étude en 2013, dont l'un est issu de données LiDAR (11/07/2013) et l'autre de données du satellite Landsat (15/08/2013). Les acquisitions de ces différentes données sont donc séparées de 36 jours. En 2016, deux MNT de la zone ont été acquis. L'un par le satellite Sentinel 2A (02/09/2016) et l'autre par un LiDAR (26-27/09/2016). Ces deux acquisitions sont séparées de 24-25 jours. Comme aucun épisode de tempête n'a eu lieu entre les acquisitions par LiDAR et par satellites en 2013 et 2016 et au vu du faible nombre de jours qui sépare respectivement ces acquisitions, on peut raisonnablement faire l'hypothèse que la morphologie des fonds marins n'a pas été modifiées entre les acquisitions LiDAR et satellites respectives. Ainsi, les potentiels différences visibles entre les données satellites et la référence LiDAR sont interprétées comme étant liées aux méthodes d'acquisition utilisées et non pas aux processus naturels.

Swan (Simulating WAves Nearshore) est un modèle 3D de propagation des vagues développé à l'Université de technologie de Delft. Il modélise de façon aléatoire des vagues générées au large par le vent et les propagent dans les régions côtières. Dans ce rapport, c'est la version 3.2 de SwanOne qui a été utilisée. SwanOne est une interface graphique qui facilite l'utilisation de Swan. Elle utilise le programme complet de Swan en mode 1D, ce qui rend les opérations plus faciles et plus rapides. Le mode 1D suppose que la bathymétrie peut être représentée par des lignes de niveau parallèles le long de la côte, de sorte qu'elle puisse être caractérisée entièrement par un transect normal au trait de côte moyen. Trois transects perpendiculaires au trait de côte ont donc été tracés respectivement pour les données Landsat/LiDAR 2013 et Sentinel/LiDAR 2016 (figure 4). Leur position a été choisie en se référant aux différentiels bathymétriques entre les données Landsat et LiDAR 2013 et Sentinel et LiDAR 2016 (figure 4). Un transect -respectivement S_{13} et S_{16} en 2013 et 2016- a été tracé dans une zone où les différences bathymétriques entre les données satellites et LiDAR était très faibles voire négligeables. Deux autres transects ont été tracés au contraire dans des zones où les bathymétries des satellites et du LiDAR présentaient de fortes différences -transects D^1_{13} et D^2_{13} en 2013 et D^1_{16} et D^2_{16} en 2016-. Ces deux extrêmes permettront d'estimer précisément dans quels cas les écarts bathymétriques éventuels des données satellites par rapport aux données LiDAR peuvent influencer les résultats d'une simulation de propagation de houles.

Sur la base de la morphologie LiDAR, les profils issus des images satellites sont prolongés vers la côte de façon à ne pas perturber le fonctionnement de SwanOne. Néanmoins, ces portions sont exclues de l'analyse (en pointillés sur les figures 5 et 6). Les simulations ont été faites en choisissant une hauteur de houle initiale de 2 m avec un temps de propagation de 7 secondes. Le choix de cette hauteur de houle correspond à une tempête annuelle et aux contraintes du modèle. En effet, les bathymétries débutent vers -4 m et une houle trop forte en entrée perturberait le fonctionnement du modèle.

2.4 Différentiels de MNT et calculs de bilans sédimentaires

Pour évaluer l'évolution de la plage émergée et immergée, nous avons soustrait des MNT établis à des dates différentes pour construire des MNT différentiels. Ce type de MNT permet d'évaluer et de quantifier très simplement les mouvements sédimentaires qui ont eu lieu pendant la période de temps séparant les deux MNT soustraits.

Lors de la construction d'un MNT différentiel, la résolution des MNT soustraits doit être identique. Dans cet objectif, la résolution du MNT le plus fin a été adaptée à celle du MNT le moins bien résolu. De plus, les maillages des MNT comparés doivent être alignés, sans quoi, des artefacts risquent d'être créés lors de la soustraction. Pour ce faire, le logiciel Geomorphic Change Detection (GCD) qui recale automatiquement les maillages des MNT à soustraire a été utilisé.

L'incertitude des différentiels (Err_{DIFF}) estimée à partir de celle des deux MNT qui en sont à l'origine ($Err_{MNT}^{t=0}$ et $Err_{MNT}^{t=1}$) est défini par (Rosati et Kraus, 1999) comme étant :

$$Err_{DIFF} = \sqrt{(Err_{MNT}^{t=0})^2 + (Err_{MNT}^{t=1})^2} \qquad (3)$$

Cette estimation se base en partie sur le fait que les erreurs des deux MNT soustraits peuvent se compenser sur certaines zones et s'additionner sur d'autres. La moyenne résultante est donc inférieure à la somme en tout point des erreurs entre les deux MNT soustraits.

Afin de faciliter la comparaison du rythme d'évolution des fonds marins entre différentes périodes temporelles, les différentiels exprimés en mètres, ont été pondérés par la période de temps séparant les deux MNT à leur origine.

La profondeur de fermeture -6 à 10 m sur le site de Véran (samat thèse)- correspondant à la limite sous-marine à partir de laquelle les variations bathymétriques sont négligeables n'étant pas atteinte par les MNT LiDAR 2013 et 2016 utilisés, le bilan sédimentaire total de la cellule littorale n'a pas pu être évalué. La quantification des échanges sédimentaires porte donc uniquement sur la section de la plage immergée comportant les barres d'avant-côte et donnera un aperçu des ordres de grandeur des échanges, pertes et gains. Il est également à noté que dans le cadre de l'utilisation du MNT LiDAR 2016, certaines parties de la zone des barres d'avant-côte sont manquantes.

Par ailleurs, les zones en eau de la plage de Beauduc ont été exclues des analyses de bilan sédimentaire en raison de l'imprécision des profondeurs qui y sont modélisées.

2.5 Caractérisation de la morphodynamique des barres d'avant-côte

La plage sous-marine est la rampe de remontée du sable vers la côte par les vagues. Sous l'effet de la convergence des transports sédimentaires provoqués par les courants dans la zone de déferlement (Certain, 2002), le sable s'y accumule en quantité importante en formant des reliefs géométriques semblables à des dunes plus ou moins parallèles au rivage (Certain, 2002) aussi appelées barres sableuses d'avant-côte (Dubarbier, 2014). Ces barres ont une morphologie dissymétrique comportant un front à forte pente côté terre, une crête correspondant au sommet de la barre et un revers à pente douce côté mer. Leur morphologie varie selon les paramètres physiques (marée, houle,...) météorologiques (intensité et direction du vent...) ou géologiques (granulométrie...)(Aleman, 2013). Elles présentent des motifs réguliers sous forme de crêtes rectilignes parallèles à la côte (barres linéaires) ou irréguliers, parfois rythmiques (en festons). Ce sont des morphologies communes à de nombreux littoraux sableux micro- à macrotidaux. Ces systèmes de barres peuvent être constitués d'une ou plusieurs entités (Certain, 2002).

Ces barres jouent un rôle essentiel dans la morphodynamique de la plage et la pérennité du littoral. En effet, elles sont considérées comme des tampons visant à réduire l'énergie des vagues incidentes à la côte, en les forçant à déferler, limitant ainsi l'action érosive de ces dernières sur le haut de plage (Dubarbier, 2014). De plus, elles représentent des réservoirs de sédiments important (Dubarbier, 2014).

2.5.1 Comparaison longitudinale de la morphologie des barres

Afin d'étudier l'évolution de la morphologie des barres en lien avec la digue et le courant de dérive littoral, cinq profils -G15, G15', G16, G17 et G18 (figure 1)- répartis le long de la digue ont été tracés pour les différentes dates disponibles. Les dates pour lesquelles la fosse au pied de la digue est visible ont été présentées par la suite (2013 et 2016).

Le profil G17 situé au droit d'une zone d'effondrement importante de la digue est considéré comme étant représentatif d'une évolution naturelle de la bathymétrie.

2.5.2 Suivi de la dynamique des barres

Les barres d'avant-côte ont la particularité de se déplacer au cours du temps. Leur dynamique représente la plus grande source de variabilité du profil de plage. Elle est donc déterminante dans le fonctionnement sédimentaire de l'avant-côte et donc dans la position du rivage (Dubarbier, 2014). C'est pourquoi une étude de la dynamique transverse des barres en relation avec la présence et la destruction progressive de la digue a été effectuée.

L'outil statistique DSAS (Digital Shoreline Analysis System) permet de mesurer quantitativement l'évolution géographique entre plusieurs objets linéaires vectorisés à différentes dates données. Traditionnellement utilisé pour le suivi du trait de côte, il a été exploité ici pour observer l'évolution au cours du temps de la position des barres d'avant-côte. Le fonctionnement du programme repose sur le calcul de la distance entre une ligne de référence et les différents objets linéaires vectorisés. Pour ce faire, il créé des transects à intervalles réguliers perpendiculaires à la ligne de référence. La distance entre la ligne de référence et les objets linéaires vectorisés est déduite de la position des points d'intersection entre les objets linéaires vectorisés et les transects. Les transects ont été espacés de 10 m dans le cas de cette étude.

Afin d'utiliser cet outil, les différentes crêtes des barres d'avant-côte ont été vectorisées manuellement sur ArcGIS sur l'ensemble du secteur en érosion mis en évidence dans la partie 3.2, à savoir, de la Pointe de Beauduc jusqu'à l'est du Grau de la Dent. Les barres ont été vectorisées sur l'ensemble des MNT disponibles, offrant alors une période d'observation totale de 2006 à 2019. Afin de couvrir une période plus longue et combler le manque de données entre certaines dates, ces MNT ont été complétés par plusieurs images satellites -provenant principalement du CRIGE PACA (Centre de Ressources en Informatique Géographique)- sur lesquelles les barres étaient suffisamment visibles pour être vectorisées. La période totale d'observation a ainsi pu être étendue de 1998, date de reconstruction de la digue, à 2020 et a été enrichis des dates intermédiaires suivantes : 2003, 2008, 2009 et 2011. L'incertitude (I) sur le positionnement des barres d'avant côte a été estimée à ± 10 m.

Afin d'être correctement identifiées, les barres d'avant-côte vectorisées ont été comparées d'une année sur l'autre pour chaque date analysée. Sur l'ensemble de la période d'observation, cinq barres différentes ont ainsi été repérées. Etant uniquement visible sur le MNT de 2006, aucune mesure n'a été effectuée sur la cinquième barre la plus au large. Le traitement des données avec DSAS a donc été réitéré pour chacune des quatre barres restantes et ce pour toutes les dates.

Le mouvement des barres a tout d'abord été calculé sur la période d'étude complète, de 1998 à 2020, puis entre chaque date disponible pour une analyse plus fine de la mobilité littorale. Les périodes de temps entre chaque date sont assez disparates et sont comprises entre 24 jours au minimum et 5 ans au maximum. Afin de comparer les variations nettes de la position des barres sur les différentes périodes temporelles, le mouvement des barres a été exprimé en m.an^{-1}. Lorsque les dates exactes des images satellites n'étaient pas connues (1998, 2003, 2008, 2009, 2020), elles ont été fixées au 1er janvier. L'erreur sur le déplacement des barres en m.an^{-1} ($Err_{dep}^{m/an}$) entre deux dates ($date_1$ et $date_2$) s'expriment de la façon suivante :

$$Err_{dep}^{m/an} = \frac{\sqrt{(I)^2 + (I)^2}}{date_1 - date_2} \tag{4}$$

3 Résultats

3.1 Comparaison des données LiDAR et satellites dans le cas d'une utilisation pour des bilans sédimentaires

La qualité des données bathymétriques acquises par les satellites Landsat et Sentinel relativement aux données LiDAR, connues pour leur précision (Liu *et al.*, 2007), a été estimée dans deux cadres différents : premièrement, dans le cadre d'une utilisation des relevés bathymétriques pour effectuer des bilans sédimentaires, objet de cette section, et deuxièmement, dans le cadre d'un modèle de simulation de propagation de houle, qui fera l'objet de la section suivante.

3.1.1 Profils bathymétriques

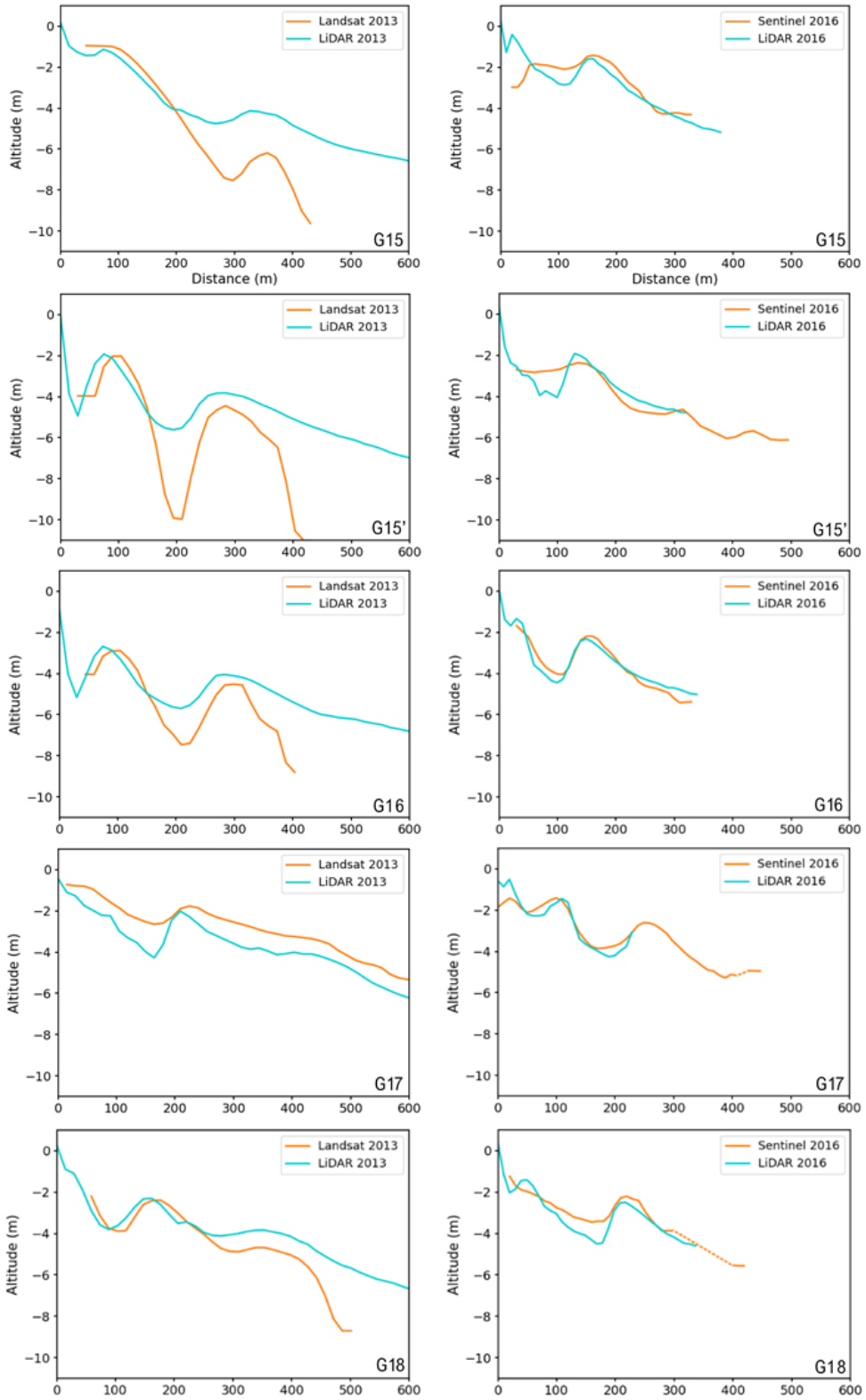

FIGURE 3 – Profils bathymétriques comparatifs des méthodes d'acquisition LiDAR (en bleu) et satellites -Landsat en 2013 et Sentinel en 2016- (en orange). Le nom des profils est indiqué en bas à droite de chaque figure

Il existe des différences d'altitude de parfois plusieurs mètres entre les profils bathymétriques Landsat et LiDAR 2013 (figure 3). Par exemple, dans le cas du profil G15 de 2013, la barre d'avant-côte externe, visible sur le profil Landsat est plus profonde de près de 2 m par rapport à celle visible sur le profil LiDAR. Ces écarts sont d'autant plus flagrants au niveau des fosses. Les fosses représentées sur le profil Landsat sont plus profondes de l'ordre de 1 à 4 m que les fosses du profil LiDAR. Ces écarts de profondeur sont en revanche beaucoup moins marqués entre les profils Sentinel et LiDAR 2016 qui restent très proches au niveau des barres d'avant-côte avec une différence de profondeur qui ne dépasse pas 30 cm (figure 3). Les profils restent également relativement proches au niveau des fosses avec une différence de profondeur ne dépassant pas 1 m.

En revanche, la position en x des différentes barres d'avant-côte et des fosses sont proches de celle du LiDAR que ce soit pour les profils Landsat et Sentinel (figure 3). Pour les profils Landsat, un décalage ($\simeq$ 20 m) des barres vers le large par rapport au LiDAR est visible. On observe également un petit décalage ($\simeq$ 10 m) des profils Sentinel par rapport au LiDAR en 2016. Ce dernier est cependant deux fois moins important que dans le cas du Landsat.

On remarque une accentuation systématique des profondeurs des bathymétries Landsat 2013 à partir de -4 m environ, peu compatible avec la morphologie habituelle de l'avant-côte. Seul le profil Landsat G17 en 2013 fait exception en suivant la tendance du LiDAR, plus proche de la morphologie traditionnelle de l'avant-côte. Ce plongement n'est pas particulièrement visible sur les profils de 2016 notamment en raison du fait qu'ils s'arrêtent pour la plupart autour de 400-500 m (figure 3). Il est donc difficile de savoir si les données acquises par le satellite Sentinel présentent ou non ce même artefact.

3.1.2 Différentiels bathymétriques

Différentiel bathymétrique Landsat/LiDAR

La tendance des données Landsat à montrer une accentuation de la profondeur au large par rapport aux donnée LiDAR, est confirmée par le différentiel bathymétrique Landsat/LiDAR (figure 4A). En effet, cette anomalie n'est pas ponctuelle et semble quasiment continue à l'échelle du site. Au sud-est de celui-ci, la profondeur des données Landsat est accentuée de 1 à 8 m par rapport aux données LiDAR au-delà de 4 m de profondeur. Cette même tendance se retrouve à partir de 2 m de profondeur au niveau de la Pointe de Beauduc et au nord de celle-ci avec une profondeur accentuée de 0,39 à 3 m. En revanche, l'ouest du littoral de Faraman est caractérisé par une bathymétrie Landsat relativement moins profonde que la bathymétrie LiDAR (de l'ordre de 0,39 à 2 m). La présence de cette zone est singulière comparée au reste du site et marque une rupture brutale avec la tendance générale. Elle pourrait potentiellement correspondre à une zone de jonction entre deux images satellites ou à une bande de passage du LiDAR. De manière générale, au plus proche de la côte -au-dessus de 4 m de profondeur au sud et 2 m de profondeur au nord-, les différences entre les méthodes Landsat et LiDAR sont faibles voir négligeables.

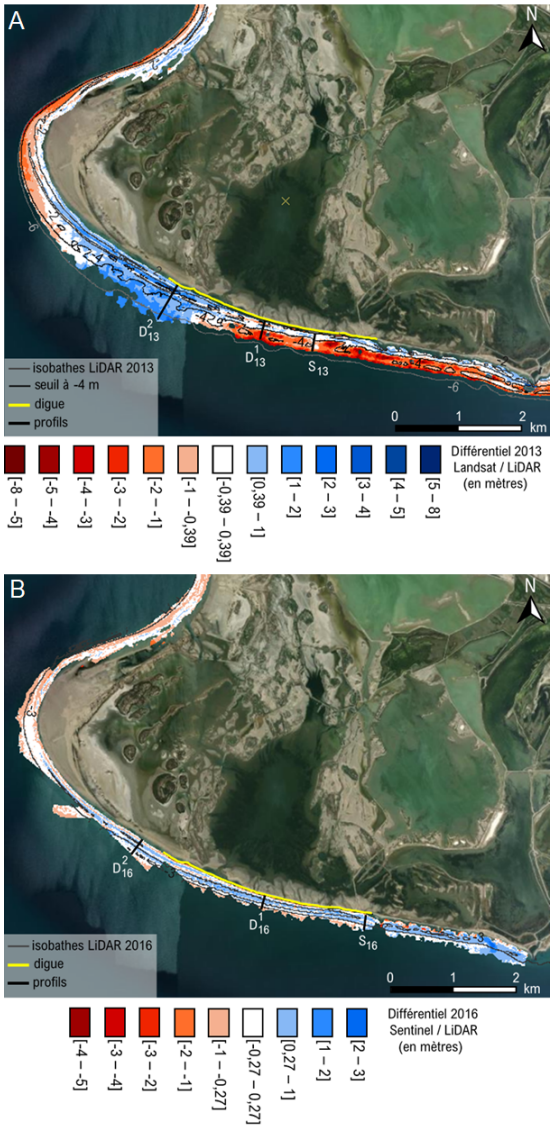

FIGURE 4 – Différentiels bathymétriques entre le MNT issu des données du satellite Landsat (15/08/2013) et le MNT issu des données LiDAR du 11/07/2013 (A) ; et entre le MNT issu des données du satellite Sentinel (02/09/2016) et le MNT issu des données LiDAR du 26-27/09/2016 (B). Les valeurs négatives en dégradé de rouge indiquent que les données bathymétriques des satellites sont plus profondes que les données LiDAR. A l'inverse, les valeurs positives en dégradé de bleu indiquent que les données satellites sont moins profondes que les données LiDAR. La couleur blanche correspond à la plage d'erreur. Les différences ne sont pas significatives dans cette zone. Les profils utilisés dans la simulation de propagation de houle sont indiqués par des traits noirs.

Différentiel bathymétrique Sentinel/LiDAR

Les différences bathymétriques entre les données Sentinel et LiDAR sont bien moins importantes que dans le cas du Landsat (figure 4. A l'échelle du site, les différences bathymétriques n'excèdent pas ± 1 m. Les différences les plus marquées sont très ponctuelles et visibles entre autres dans les zones très proches de la côte. Par exemple, certaines zones très petites au nord de la Pointe de Beauduc présentent une profondeur accentuée de 2 à 4 m par rapport au LiDAR de référence. Cependant, les différences bathymétriques majeurs sont systématiquement visibles au niveau de la batterie d'épis à l'est du site. En effet, la profondeur est exagérée de 0,27 à 5 m autour de chaque épis.

3.1.3 Synthèse

Afin de quantifier la précision des données Landsat et Sentinel, différents paramètres statistiques ont été calculés en prenant comme références respectives les données LiDAR de 2013 et 2016.

TABLE 2 – Estimation de la précision des MNT issus des données Landsat (L) et Sentinel (S) relativement aux données LiDAR. Deux paramètres statistiques sont estimés, la RMSE et le R^2 en fonction de certains seuils de profondeur dans la prise en compte des données pour les calculs des paramètres.

	RMSE (m)		R^2	
seuils	L	S	L	S
∅	1,16	0,51	0,83	0,91
-2 m	0,57	0,49	0,76	0,65
-4 m	0,71	0,49	0,85	0,88

La RMSE globale pour le MNT issu des données Landsat et Sentinel est respectivement de 1,16 m et 0,51 m. Ainsi, les données Sentinel sont près de deux fois plus précises que les données Landsat si on considère les MNT entiers. En revanche, en prenant en compte uniquement les valeurs d'une profondeur inférieure à 2 m, la RMSE du MNT Landsat tombe à 0,57 m contre 0,49 m pour le MNT Sentinel. Ainsi, lorsque les données Landsat dont la profondeur est systématiquement surestimée ne sont pas prises en compte dans l'estimation de la précision des MNT, la précision des MNT Landsat et Sentinel est très proche ($<$ 10 cm).

Avec un seuil des données prises en compte dans les calculs à moins de 4 m, la RMSE du MNT Landsat augmente de 14 cm par rapport au seuil de 2 m. La précision est donc altérée car les erreurs d'estimation de profondeur dans le nord du site au-delà de 2 m de profondeur ont été prises en compte dans les calculs. Pour avoir une vision globale de la qualité générale des données Landsat, c'est la valeur de 0,57 m estimée avec un seuil de 4 m qui a été retenue. Avec un seuil de 4 m dans le cas du MNT Sentinel, on obtient une précision de 0,49 m. On peut donc constater que la précision du MNT Sentinel est très peu variable en fonction des seuils testés, ce qui montre que les données Sentinel sont moins sujettes aux valeurs abberantes. C'est pourquoi la précision retenue pour ce MNT est celle calculée à partir de tous les points, c'est à dire 0,51 m.

Le R^2 témoigne d'une meilleure corrélation générale entre les profondeurs des données Sentinel et LiDAR que dans le cas des données Landsat. Ainsi, les données Sentinel sont globalement plus proches des données LiDAR et donc, plus précises que les données Landsat.

Pour conclure, les données bathymétriques du satellite Landsat sont suffisamment précises pour être utilisable à des fins de bilans sédimentaires à faible profondeur, ici, inférieure à 2 m pour l'ensemble du site. En fonction des zones, cette profondeur peut être augmentée. C'est le cas pour le sud du site d'étude où les données Landsat sont encore fiables jusqu'à 4 m de profondeur. En fonction du lieu d'étude, il est donc possible d'élargir la zone de données utilisables. Ce constat est inhérent à la méthode de mesure de la bathymétrie par satellite pour laquelle les mesures sont d'autant moins précises que l'eau est agitée et qu'elle manque de clarté. Au-delà du seuil de 2 m au nord du site et de 4 m au sud, les données Landsat surestiment de façon non négligeable les profondeurs. Ces données là ne sont donc pas utilisables dans le cadre de calculs de bilans sédimentaires, sous peine d'amener à de faux résultats.

Les données Sentinel sont de manière générale plus précises que les données Landsat, et ce, quelques soient les profondeurs étudiées. Elles sont donc utilisables dans leur quasi-totalité pour établir des bilans sédimentaires. En revanche, il est conseillé de ne pas prendre en compte les données trop proches de la côte et sur le pourtour des ouvrages de défense côtière transversaux car elles sont très souvent abberantes.

3.2 Comparaison des données LiDAR et satellites dans le cas d'une utilisation pour un modèle de propagation de houle

On peut constater de manière générale que les profils concernant H_{m_0} (hauteur de vague significative spectrale) sont moins bruités que les profils de $H_{2\%}$ car ces derniers profils concernent les vagues les plus hautes et donc les vagues de tempête pour lesquelles le déferlement est moins bien contraint.

3.2.1 Comparaison de la bathymétrie Landsat et LiDAR

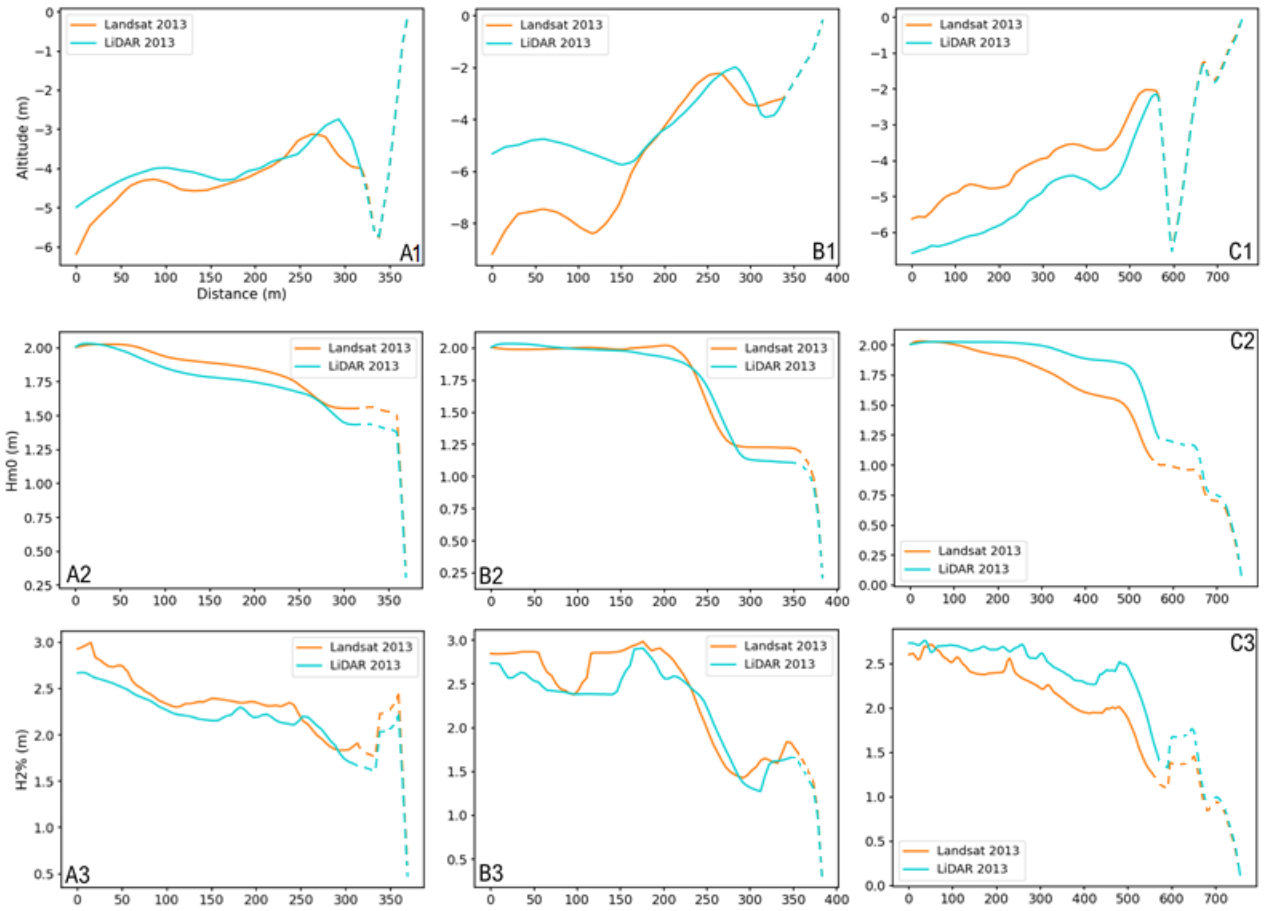

FIGURE 5 – Simulation de la propagation de la houle le long des profils S_{13} (A1), D^1_{13} (B1) et D^2_{13} (C1). Les paramètres représentés en fonction de la distance sont la hauteur de vague significative spectrale (H_{m_0}) et la hauteur des vagues dont la hauteur est surpassée par 2% des vagues dans un champ d'ondes ($H_{2\%}$). Les parties en pointillées sont celles qui ont été ajoutées à la main et qui ne seront pas analysées.

Pour les profils S_{13}, D^1_{13} et D^2_{13} montrent une cohérence générale entre les simulations de H_{m_0} obtenues à partir des profils issus de la méthode satellite Landsat ou LiDAR, que les profils initiaux soient similaires ou très différents. Les différences sont essentiellement causées par le point de déferlement. Par exemple, le déferlement sur la barre interne est plus précoce dans le cas de la bathymétrie Landsat pour les profils S_{13} et D^1_{13}. En moyenne, l'utilisation de la bathymétrie Landsat surestime H_{m_0} de 5,8 et 0,8 cm et $H_{2\%}$ de 11 et 12 cm respectivement sur les profils S_{13} et D^1_{13}. Sur le profil D^2_{13}, la bathymétrie Landsat sous-estime les simulations de hauteurs de houle de 13 cm (H_{m_0}) et de 22 cm ($H_{2\%}$) par rapport à la bathymétrie LiDAR.

3.2.2 Comparaison de la bathymétrie Sentinel et LiDAR

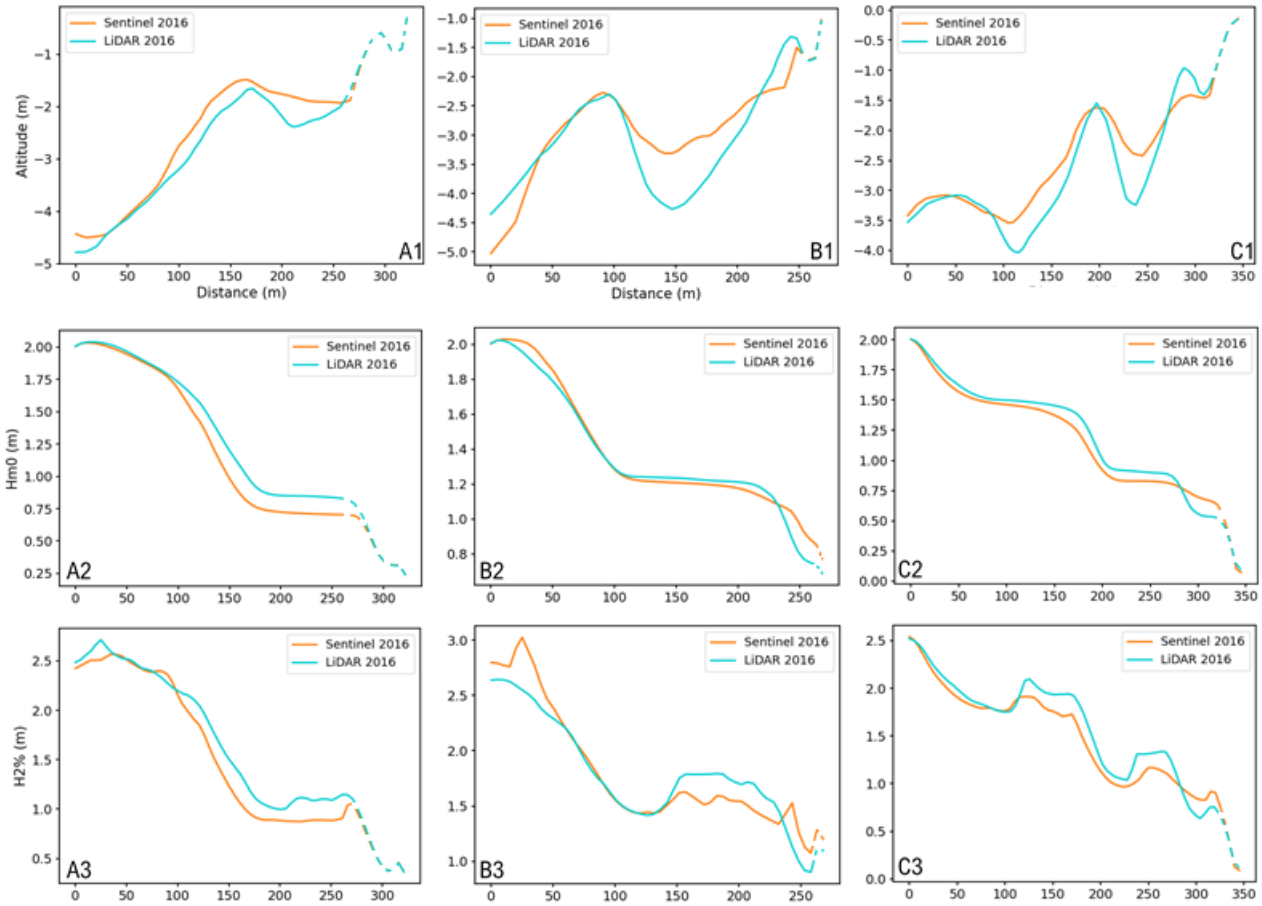

FIGURE 6 – Simulation de la propagation de la houle le long des profils S_{16} (A1), D^1_{16} (B1) et D^2_{16} (C1). Les paramètres représentés en fonction de la distance sont la hauteur de vague significative spectrale (H_{m_0}) et la hauteur des vagues dont la hauteur est surpassée par 2% des vagues dans un champ d'ondes ($H_{2\%}$). Les parties en pointillées sont celles qui ont été ajoutées à la main et qui ne seront pas analysées.

De manière générale pour les profils S_{16}, D^1_{16} et D^2_{16}, un déferlement de la houle est modélisé sur les différentes barres d'avant-côte (figure 6). Ainsi, dans le cas du profil D^2_{16} sur lequel trois barres sont visibles, on observe une succession de trois déferlements de la houle. Il y a donc une cohérence générale entre les simulations obtenues à partir des profils issus de la méthode satellite Sentinel ou LiDAR, que les profils initiaux soient similaires ou très différents.

La position des différentes barres d'avant-côte sur les trois profils sont très similaires entre les deux méthodes d'acquisition étudiées. Ainsi, le déferlement de la houle modélisée est synchrone pour les méthodes LiDAR et Sentinel.

On observe une sous-estimation sur les profils S_{16} et D^2_{16} de la hauteur de houle lorsque l'on utilise la bathymétrie de Sentinel de 8,2 cm et 0,8 cm pour H_{m_0} et 11 cm et 1,8 cm respectivement pour $H_{2\%}$. A l'inverse, sur le profil D^1_{16}, les hauteurs moyennes de houles sont faiblement sur-estimées ; de 1,2 pour H_{m_0} et de 0,6 cm pour $H_{2\%}$ respectivement.

3.2.3 Synthèse

L'utilisation des bathymétries Sentinel dans un modèle de propagation de la houle procurent des résultats supérieurs à ceux obtenus avec une bathymétrie Landsat. Ce résultat s'explique par la meilleure qualité des MNT obtenus avec les images Sentinel. Malgré ces différences, il semble raisonnable de considérer que la méthode d'inversion bathymétrique peut être utilisée lorsque l'on désire utiliser un modèle de propagation de houle dans des secteurs dépourvus de mesures in-situ. Il faut cependant noter qu'il est préférable d'utiliser ces méthodes à faible profondeur, notamment dans le cas des données issues du satellite Landsat. Les profondeurs très problématiques mises en évidence dans la

section précédente n'ont en effet que peu été testées ici.

3.3 Bilans sédimentaires de la cellule littorale

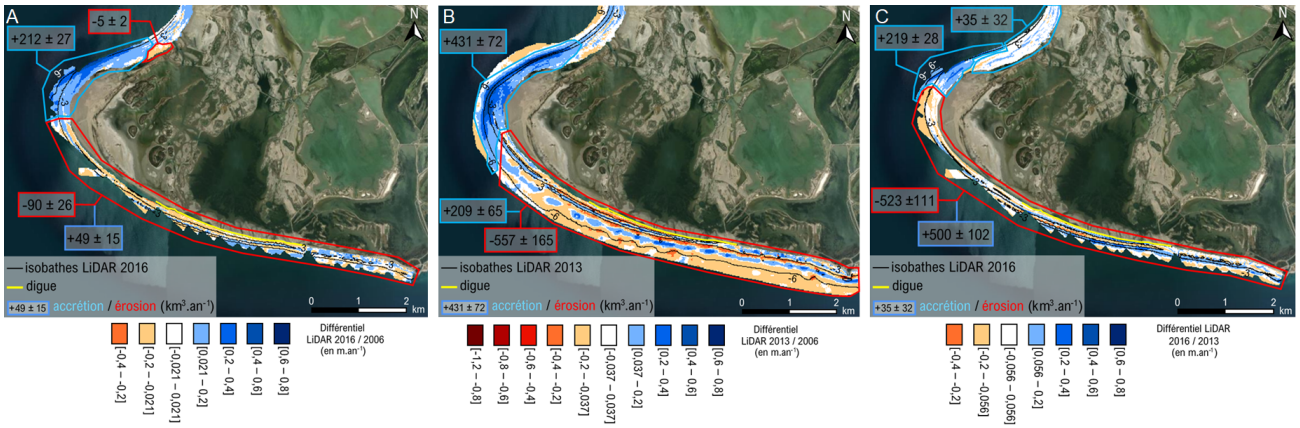

FIGURE 7 – Différentiels bathymétriques et bilans sédimentaires entre 2006 et 2016 (A), 2006 et 2013 (B) et 2016 et 2013 (C)

3.3.1 Bilan sédimentaire décennal

La comparaison bathymétrique entre 2006 et 2016 révèle deux tendances opposées de part et d'autre de la Pointe de Beauduc : au nord, une zone d'accumulation de + 212 ± 27 km^3.an^{-1} et un secteur globalement en érosion au sud qui connait des pertes de -90 ± 26 km^3.an^{-1} (figure 7 A). Ces pertes sont probablement sous-estimée du fait du manque de données sur la zone. Par ailleurs, on observe de petites bandes d'accumulation au sein de cette dernière zone. Cette alternance linéaire d'accrétion et d'érosion est l'expression du déplacement transverse des barres d'avant-côte et des fosses qui les sépares. L'accrétion est dominante au large de la partie est de la digue, contrairement à la partie ouest, où la tendance est érosive. Au droit des épis, la tendance majoritaire est à l'accumulation. L'accumulation sur l'ensemble de cette zone est de +49 ± 15 km^3.an^{-1}. La zone principale d'accumulation de la Pointe de Beauduc est bordée au nord par une petite zone en érosion de -5 ± 2 km^3.an^{-1}. Une petite zone d'accumulation est présente au niveau du Golfe de Beauduc. Cette dernière sera négligée par la suite car elle est probablement alimentée par le courant ouest-est originaire des Saintes-Maries de la Mer. Elle ne fait donc pas partie de la cellule littorale étudiée.

Le bilan sédimentaire total de la cellule à long terme -10 ans- est significativement positif, de l'ordre de +166 ± 70 km^3.an^{-1}.

3.3.2 Bilan sédimentaire à moyen terme -7 ans

Au moyen terme, sur 7 ans, les deux grands secteurs en accrétion au niveau de la Pointe de Beauduc et en érosion au large du littoral de Faraman , constitutifs de la cellule littorale, sont bien visibles (figure 7 B). La zone en accrétion est légèrement plus étendue au large le long de la limite avec la zone en érosion par rapport à la délimitation visible au long terme. L'accrétion est de +431 ± 72 km^3.an^{-1}. L'érosion le long du littoral de Faraman est quant à elle de l'ordre de -557 ± 165 km^3.an^{-1}. Le déplacement du système de barres d'avant-côte est très bien visible par l'alternance de bandes linéaires en érosion et en accrétion. Un gain sédimentaire autour des épis est également visible. Au total, le gain sédimentaire sur la zone en érosion est de +209 ± 65 km^3.an^{-1}. La petite zone en érosion qui borde la partie en accrétion de la Pointe de Beauduc au niveau du Golfe est toujours présente. Au-delà de 6 m de profondeur environ et quelque soit la zone étudiée, la plage immergée est en érosion.

Le bilan sédimentaire total de la cellule à moyen terme -7 ans- est positif, de l'ordre de +83 ± 302 km^3.an^{-1}. C'est cependant deux fois moins important que le bilan déterminé pour la cellule littorale au long terme. Ce bilan peut s'expliquer par la présence complète des données sur la zone en érosion, contrairement au cas de la comparaison à long terme. Le bilan érosif calculé est en effet plus impor-

tant.

3.3.3 Bilan sédimentaire à court terme -3 ans

Sur une courte période de temps -3 ans-, l'accrétion au niveau de la Pointe de Beauduc et l'érosion sur toute la partie sud du site sont également repérables (figure 7 C). Ainsi, à toutes les échelles testées, la zone étudiée se comporte effectivement comme une cellule littorale. Cependant, l'étendue des deux secteurs principaux de la cellule est nettement différente à court terme. En effet, la zone en accrétion est 2,5 fois moins étendue que dans le bilan à long terme, pour lequel l'extension du MNT différentiel est identique. Elle est localisée plus au nord de la Pointe de Beauduc où elle est rejointe par le secteur en érosion. L'accrétion dans cette zone est de $+219 \pm 28$ km^3.an^{-1} tandis que la zone en érosion a subi des pertes de -523 $\pm$ 111 km^3.an^{-1}. Malgré sa plus petite taille, cette zone en accrétion correspond à un gain volumique équivalente à celui du bilan à long terme. L'érosion seule est cependant 5 fois plus importante dans le cas de l'évolution à court terme. A court terme, l'érosion est plus de deux fois supérieure à la quantité de sédiment accumulée au niveau de la Pointe de Beauduc. Cependant l'accumulation liée au mouvement des barres d'avant-côte de $+500 \pm 102$ km^3.an^{-1} contre-balance le bilan sédimentaire total en faveur de l'accumulation : $+196 \pm 162$ km^3.an^{-1}. C'est le seul cas où l'accumulation le long du littoral de Faraman est largement supérieure à l'accumulation de la Pointe de Beauduc. Cette dernière est en général deux (figure 7 B) à quatre (figure 7 A) fois supérieure. La zone en érosion dans le Golfe de Beauduc n'est pas présente, le bilan de cette région est positif. La part importante de mouvement sédimentaire non significatif le long du littoral de Faraman témoigne que l'échelle court terme n'est représentative que du mouvement des barres et non d'une tendance générale à l'érosion ou l'accrétion comme c'est le cas à moyen et long terme.

Le bilan érosif le long du littoral de Faraman de -41 km^3.an^{-1} entre 2006 et 2016, -348 km^3.an^{-1} entre 2006 et 2013 et de -23 km^3.an^{-1} entre 2013 et 2016 est très variable entre les périodes.

Quelque soit l'échelle de temps observée, le bilan total de la cellule littoral qui a pu être étudiée est légèrement positif et équivalent d'une année sur l'autre si l'on considère le manque de donnée sur la zone en érosion pour la comparaison à long et à court terme.

3.4 Bilans sédimentaires en arrière de la digue de Véran

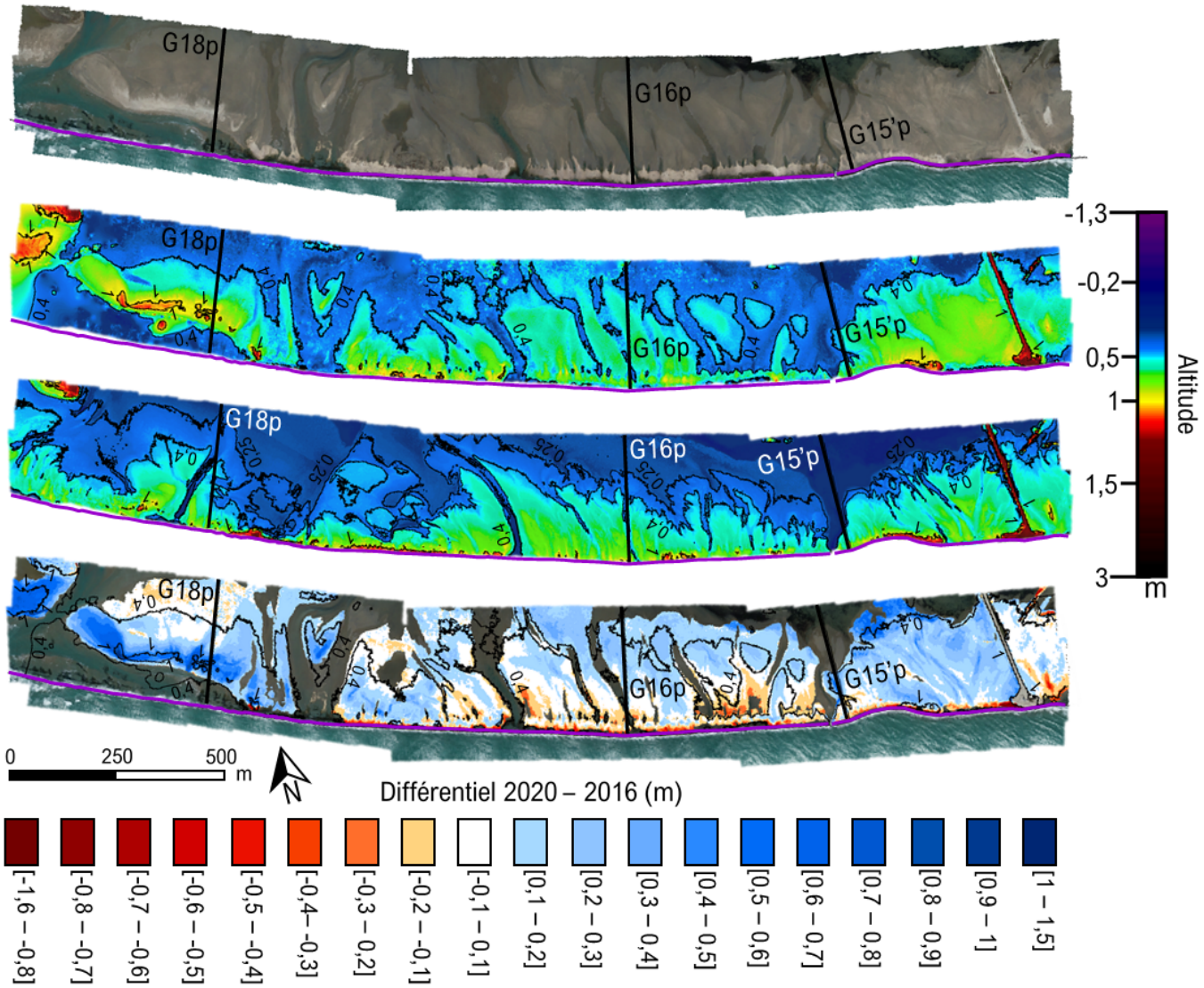

FIGURE 8 – De haut en bas, orthophoto de 2020 de la plage de Beauduc, MNT de 2020, MNT de 2016 et différentiel de MNT de 2020 et 2016. Les couleurs orangées et dans les tons bleues du différentiel indiquent respectivement de l'érosion et de l'accrétion. La couleur blanche représente l'incertitude de ± 10 m. Les traits rectilignes noires indiquent la position des profils G18p, G16p et G15'p. Le trait violet indique la position de la digue.

Les MNT de 2020 et 2016 montrent la présence de zones de plus haute altitude, de 0,8 m en moyenne ayant une morphologie en éventail ouvert vers l'intérieur des terres (figure 8). La comparaison entre l'orthophoto et le MNT de 2020 (figure 8) permet de constater que ces zones sont entrecoupées par des chenaux. Ces derniers sont plus nombreux en 2020, les zones de plus haute altitude sont donc plus fortement découpées en comparaison avec 2016.

Le différentiel altimétrique de la plage de Beauduc excluant les zones en eau entre 2016 et 2020 révèle une plage majoritairement en accrétion (figure 8). En effet, 56% de la zone étudiée est en accumulation contre seulement 7% en érosion. 37 % de la plage reste à l'état stable entre 2016 et 2020. L'épaisseur moyenne des sédiments accumulées est de 0,25 ± 0,10 m et de 0,20 ± 0,10 m pour les sédiments érodés. L'érosion se concentre principalement au niveau de la côte, en arrière et au pied de la digue. Elle représente une perte de 2,36 ± 1,16 $km^3.an^{-1}$ de sédiment. Les gains sont 10 fois plus élevés avec un apport de 24,0 ± 9,56 $km^3.an^{-1}$. L'accumulation la plus importe se situe à l'ouest de la plage, là où la mer s'est largement infiltrée derrière la digue.

Le bilan sédimentaire totale de la plage de Beauduc entre 2013 et 2016 bilan est donc positif, de l'ordre de 21,6 ± 9,62 $km^3.an^{-1}$. Il est cependant à noter que ce bilan ne prend pas en compte l'érosion due aux chenaux d'écoulement.

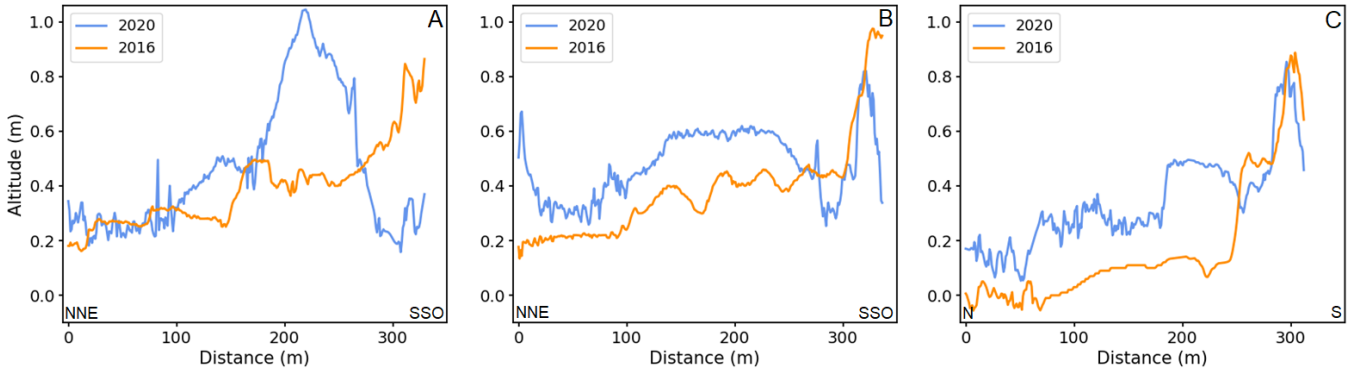

FIGURE 9 – Profils transversaux de la plage de Beauduc G18p (A), G16p (B) et G15'p (C) en 2016 et 2020.

Les profils de plage montrent une altitude généralement croissante du nord au sud (figure 9). Celle-ci est nettement plus élevée au pied de la digue comparé au reste des profils. Les trois profils altimétriques réalisés sur la plage, montrent une accumulation de 0,20 m en moyenne avec un maximum de 0,6 m sur le profil G18p entre 2016 et 2020 jusqu'à une distance de 260 m environ (figure 9). Au-delà de 260 m, le profil G18p montre une érosion marquée entre 2016 et 2020 en lien avec le recul de la position du rivage (figure 8).

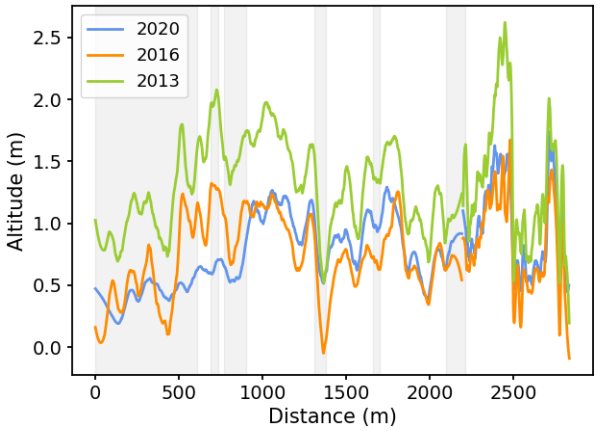

FIGURE 10 – Profil longitudinal de la digue le long de la plage de Beauduc en 2013, 2016 et 2020. Les zones grises correspondent à la position des chenaux principaux.

Entre 2013 et 2016, la digue s'est globalement affaissée le long de la plage de Beauduc de l'ordre de 0,5 m (figure 10). Entre 2016 et 2020, l'évolution de la digue est plus ténue. On peut simplement noter un affaissement significatif de 0,5 m entre 500 et 700 m de distance depuis l'ouest de la plage de Beauduc. La position des chenaux sur la plage coïncide de manière générale avec des zones où la digue est affaissée.

3.5 Morphodynamique des barres d'avant-côte

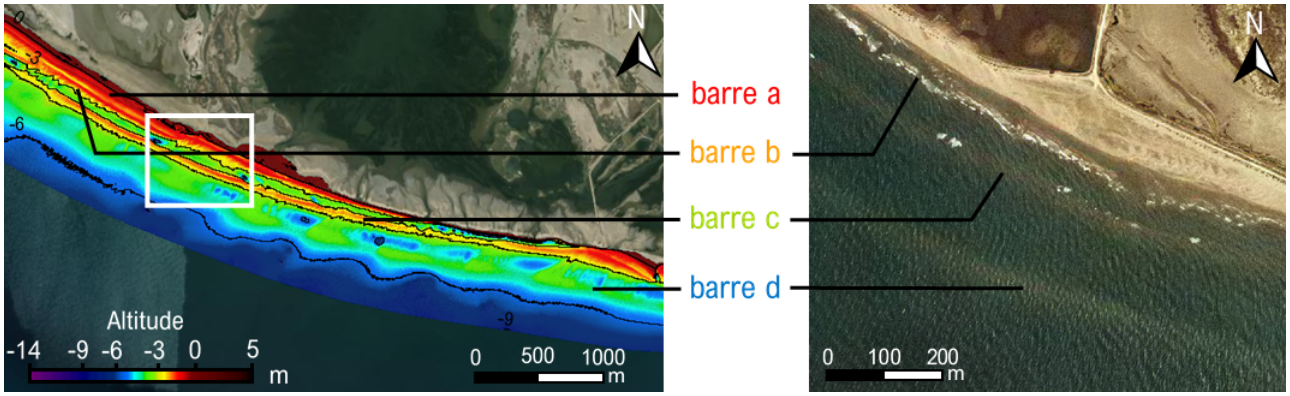

FIGURE 11 – MNT provenant du LiDAR 2013 (à gauche) et orthophoto aérienne de 1998 (à droite). Le rectangle blanc sur l'image de gauche indique l'emplacement de l'orthophoto.

La zone d'étude, entre la Pointe de Beauduc et l'est du Grau de la Dent, présente entre 1998 et 2020 jusqu'à cinq barres d'avant-côte visibles. Ces barres sont identifiées par une lettre, la plus proche de la côte étant la barre a et la plus au large la barre e (figure 11). Ces barres sont majoritairement rectilignes et parallèles à la côte. Les barres internes a et b rejoignent la côte à l'est au large de la partie ouest de la digue et s'en écarte à mesure qu'on se déplace vers l'ouest. Ces barres internes sont toujours continues et fines, de l'ordre de 40 m de large tandis que les barres externes c d et e sont souvent plus large de l'ordre de 100 m et dégénérées en plusieurs ensembles comme c'est le cas pour la barre d dans la figure 11). Les fosses entre les barres présentent régulièrement des petites dunes transverses, orientées NE-SO sur la figure 11 entre les barres c et d du MNT LiDAR 2013. Elles témoignent de la présence d'un courant fort.

3.5.1 Morphologie des barres

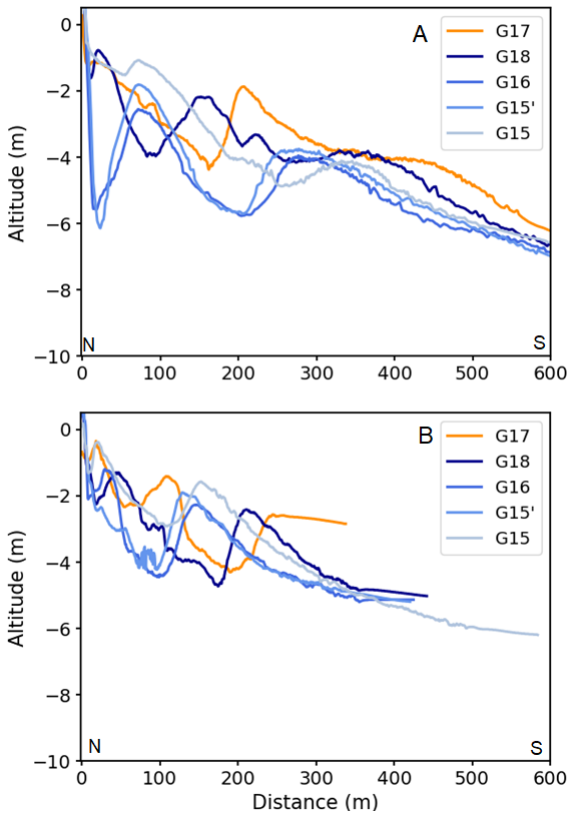

FIGURE 12 – Profils N-S G17 (orange) au droit de la plage naturelle, G18, G16, G15' et G15 au droit de la digue (dégradé de bleu du plus foncé à l'ouest au plus clair à l'est) en 2013 (A), 2016 (B).

En 2013, la fosse au pied de la digue présente un approfondissement de 4 à 5 m sur les profils situés au droit du centre de la digue (G16 et G15') comparé aux profils situés aux extrémités de celle-ci (G17 et

G15). La profondeur maximale atteinte au pied de la digue est de 6 m. Un approfondissement de la fosse au large du centre de la digue est également visible en 2016. En revanche, les profondeurs atteintes sont seulement de 2 m. L'approfondissement est estimé à 1 m environ.

3.5.2 Déplacement des barres

Tendances de déplacement des barres à long terme

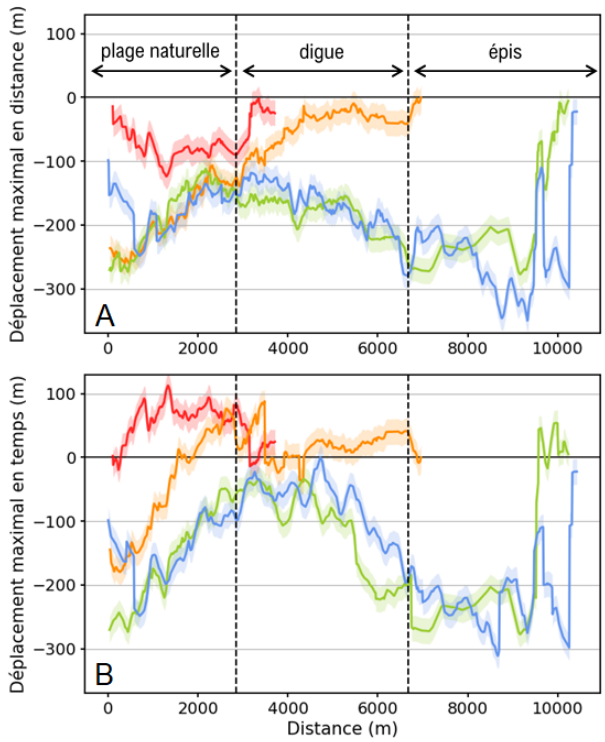

FIGURE 13 – Distance maximale entre toutes les positions prisent par les barres entre 1998 et 2020 pour chaque transect (A) et distance entre la position la plus ancienne et la plus récente des barres parmi les relevés disponibles pour chaque transect (B) en fonction de la position longitudinale des transects. Les déplacements des barres a, b, c et d sont respectivement représentées en rouge, orange, vert et bleu. Un déplacement positif (négatif) correspond à un déplacement vers la côte (le large). Les bandes de couleurs correspondent à une incertitude sur le déplacement de ± 20 m

Le déplacement maximal des barres en terme de distance entre 1998 et 2020 et entre la période la plus ancienne et la plus récente disponible le long de la côte ont été respectivement représentés sur la figure13 A et B. Les déplacements des barres d'avant-côte entre 1998 et 2020 diffèrent d'est en ouest en concordance avec les secteurs d'étude identifiés devant les épis à l'est, la digue dans la partie centrale et la plage naturelle à l'ouest (figure 13). La zone est, à proximité du Grau de la Dent n'est pas étudiée car la morphologie des barres est sans doute très influencée par la diffraction de la houle autour des épis qui bordent l'entrée du grau (distance entre 9500 et 1000 m sur la figure 13). Ainsi, dans le secteur au large des épis et à l'ouest du Grau de la Dent, les barres c et d montrent un déplacement maximal en terme de temps et de distance relativement constant, d'environ -250 m en moyenne. Sur le secteur au large de la digue, on observe une diminution, d'est en ouest, du déplacement des barres externe c et d, jusqu'à atteindre un minimum de déplacement d'environ -50 m à l'extrémité ouest de la digue. La barre interne b défini sur l'intégralité du secteur de la digue montre un déplacement relativement constant et faible voir nul. A l'ouest du secteur de la digue, le déplacement de cette barre augmente en direction du large (figure 13 A) ou de la côte (figure 13 B). La barre interne a défini uniquement à l'ouest de la digue montre un déplacement très faible au large de celle-ci et une augmentation importante, de près de 100 m à l'entrée dans le secteur ouest de la plage naturelle. D'est en ouest de la plage naturelle, les barres d'avant-côte montrent une augmentation progressive de leur déplacement vers le large de l'ordre de 100 m pour la barre a et 200 m pour les barres b, c et d. Au niveau de la Pointe de Beauduc, la barre a et d montrent une diminution de leur déplacement.

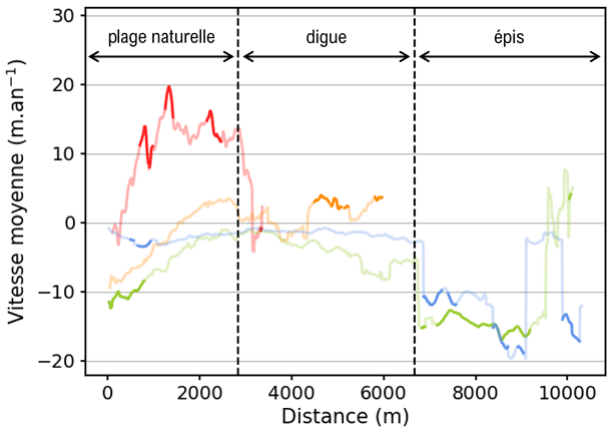

FIGURE 14 – Coefficient directeur de la droite reliant la distance entre les positions prisent par les barres au cours du temps et la ligne de référence et la date de ces positions. Les barres a, b, c, d sont respectivement représentées en rouge, orange, vert et bleu. Les profils plus foncés ou plus clairs indiquent respectivement les valeurs pour lesquelles la droite a un R^2 supérieur ou égal ou strictement inférieur à 0,75. Un déplacement positif (négatif) correspond à un déplacement vers la côte (le large).

La modélisation par une relation affine de la position des barres en fonction de leur date pour chaque transect permet d'estimer, via le coefficient directeur, leur vitesse de déplacement transverse moyenne (figure 14).

Sur le secteur des épis, les barres c et d ont des vitesses relativement constante, respectivement de l'ordre de -15 m.an^{-1} et -10 m.an^{-1}. Ces vitesses chutent de l'ordre de 10 m.an^{-1} au passage dans le secteur de la digue. D'ouest en est de la digue, la vitesse des barres c et d diminue légèrement pour atteindre une valeur quasi-nulle à l'extrémité ouest de la digue. Le long de la digue, la barre b montre des valeurs de vitesse transverse qui oscillent proches de 0. Au passage dans le secteur de la plage naturelle, la barre c voit sa vitesse augmenter progressivement vers l'ouest pour atteindre des valeurs de l'ordre de -10 m.an^{-1}. La barre d montre des vitesses qui augmentent très légèrement vers l'ouest du secteur naturel. Enfin, la barre a montre une augmentation de sa vitesse transverse de l'ordre de 10 m.an^{-1} vers la côte au passage dans le secteur naturel. En parallèle, la barre b subit une augmentation plus faible de sa vitesse. Les vitesses de ces deux barres augmentent ensuite vers le large. Ces variations de vitesse sont cohérentes avec les déplacements transverses mesurés sur la figure 13. Cependant, seuls certains transects montrent un coefficient de détermination R^2 supérieur ou égal à 0,75 (figure 14). Ainsi, la dynamique transverse des barres est globalement non-linéaire et les valeurs et tendances de la figure 14 sont à prendre avec recul. Cependant, comme le fait remarquer (Dubarbier, 2014) et comme il a été montré précédemment, elle n'est pas chaotique, ce qui est un fait important dans une démarche de prédiction de l'évolution de ce genre de système.

Analyse chronologique moyenne

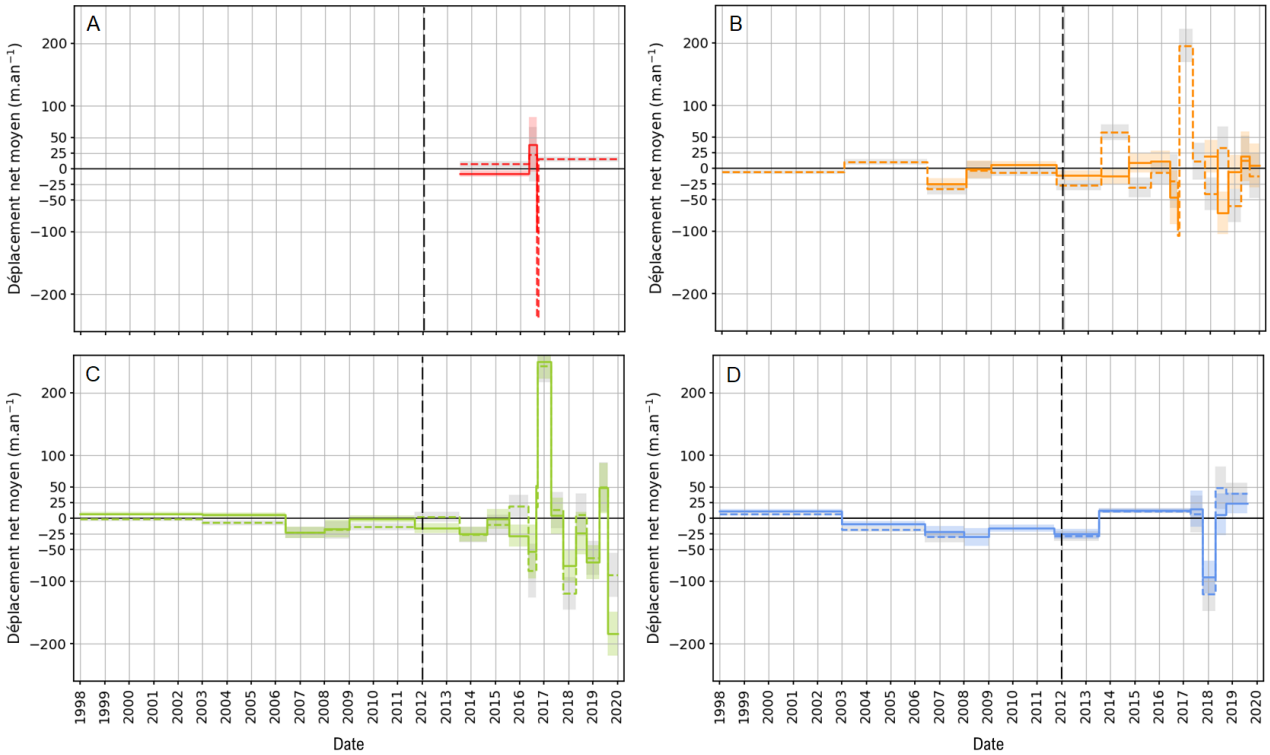

FIGURE 15 – Déplacement net moyen des barres a (A), b (B), c (C), d (D) au large de la plage naturelle (en pointillés) et au large de la digue (trait plein) en fonction des périodes d'observation. Les erreurs calculées (equation 4) sont indiquées par des bandes de couleur pour les barres au large de la digue et par des bandes grises pour les barres au large de la plage naturelle. Un déplacement positif (négatif) correspond à un déplacement vers la côte (le large). La barre verticale noire en pointillés indique la date à partir de laquelle la digue n'a plus été entretenue

Lorsque l'on compare d'une date à l'autre le déplacement net moyen des barres sur le secteur au large de la plage naturelle et au large de la digue, on remarque que le déplacement des barres oscille plus ou moins autour de 0 (figure 15). Chaque barre se déplace donc régulièrement vers le large et vers la côte. On observe un déplacement plus important des barres à partir de la date à laquelle la digue a été abandonnée. On remarque un déplacement particulièrement important de la barre a vers le large entre le 02/09/2016 et le 26/09/2016, de la barre b et c vers la côte entre le 26/09/2016 et le 10/04/2017 et des barres c et d entre le 05/10/2017 et le 20/04/2018. La dynamique transverse des barres a et d ne présentent pas de différences significatives entre le secteur de la plage naturelle et le secteur de la digue (figure 15 A). La barre b montre des différences significatives entre les deux secteurs uniquement entre juillet 2013 et 2015 et octobre 2017 et septembre 2018. A l'exceptions des dates 20/04/2018 et 20/09/2018 entre lesquelles la barre b se déplace d'environ 40 m.an^{-1} de plus devant la digue comparé à la plage naturelle, un déplacement plus faible de la barre b devant la digue est observé. Par exemple, entre juillet 2013 et septembre 2014, le déplacement de la barre b est 4,5 fois plus important devant la plage naturelle. Les valeurs de déplacement de la barre c dans les deux secteurs sont relativement similaires tout au long de la période d'étude. Entre le mois d'aout 2019 et 2020, la barre c montre cependant un déplacement plus prononcé en face de la digue, de près de 90 m.an^{-1} de plus que devant la plage naturelle.

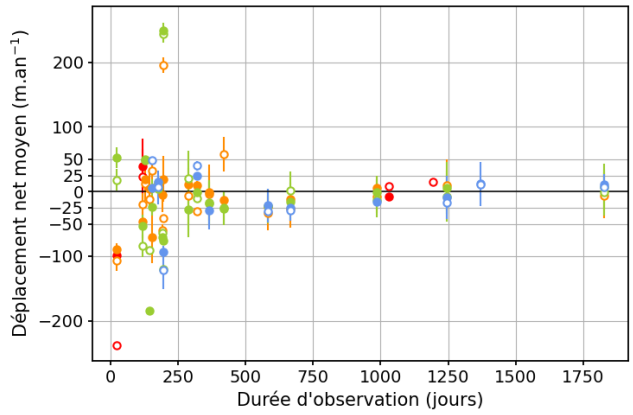

FIGURE 16 – Déplacement net moyen des barres a (rouge), b (orange), c (vert), d (rouge) au large de la plage naturelle (points blancs) et au large de la digue (points pleins) en fonction de la durée d'observation. Les traits colorés indiquent les barres d'erreur. Un déplacement positif (négatif) correspond à un déplacement vers la côte (le large).

Le déplacement moyen des barres d'avant-côte est plus variable et prononcé lorsque la période d'observation est courte (figure 16). A l'inverse, quelque soit le secteur étudié, le déplacement net moyen des barres est plus faible et tend vers 0 lorsque la période d'observation est plus longue. Ce constat peut expliquer pourquoi le mouvement des barres semble plus prononcé après 2013. En effet, à partir de cette date, nous disposons d'une observation tous les ans voir tous les 6 mois. Avant 2013, la période d'observation est plus généralement de l'ordre de 2 à 5 ans.

Relations espace-temps des mouvements des barres

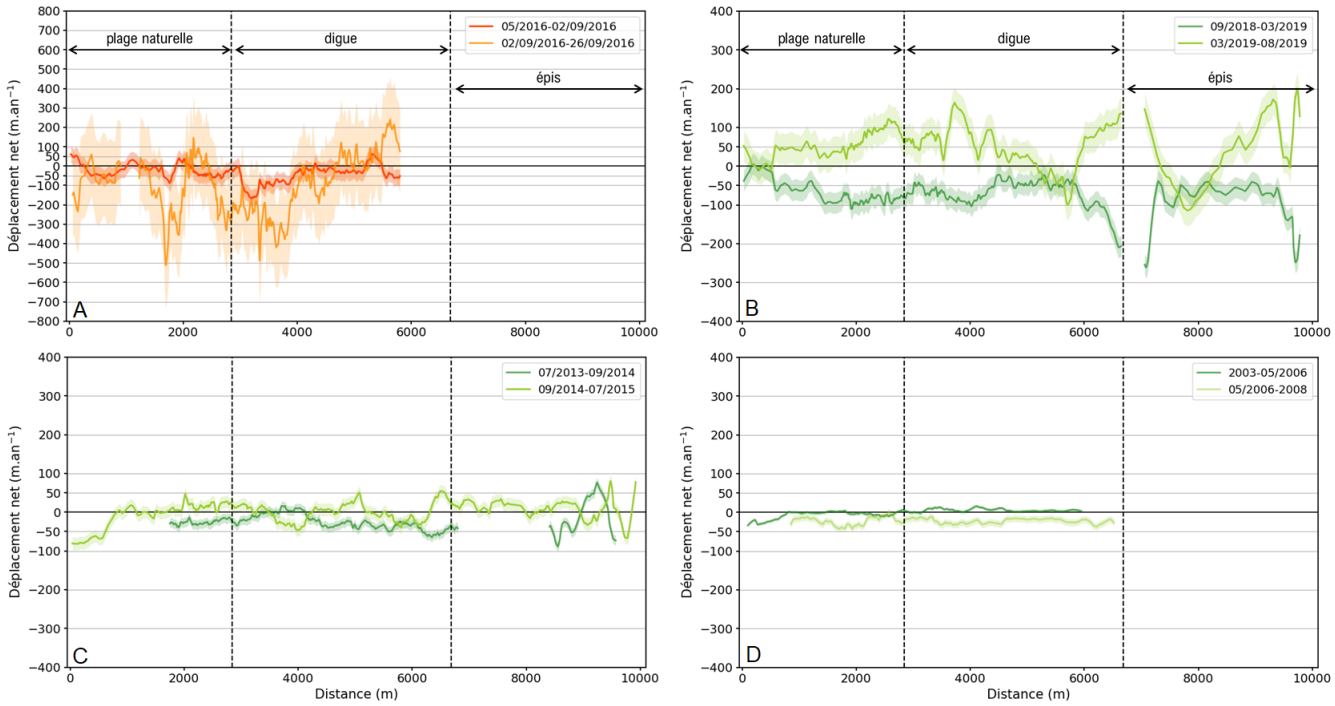

FIGURE 17 – Déplacement net des barres b (A) et c (B,C,D) le long de la côte à une échelle pluri-journalière (A), saisonnière (B), annuelle (C) et pluriannuelle (D). Les erreurs calculées sont indiquées par des bandes de couleur. Un déplacement positif (négatif) correspond respectivement à un déplacement vers la côte (le large).

Afin d'expliquer l'origine de ce phénomène, le déplacement transverse des barres le long de la côte à différentes échelles de temps a été étudié (figure 17). A l'échelle de quelques jours , on remarque en effet des variations importantes du déplacement le long de la côte d'une amplitude maximale de 500 m.an^{-1}. Cependant, à l'échelle d'un cycle saisonnier, par exemple entre l'automne 2018 et le printemps

2019 et entre le printemps et l'automne 2019 un effet miroir dans le déplacement des barres (figure 17 B). Autrement dit, il semble que lorsqu'en début de saison une barre se déplace vers le large (la côte), celle-ci se déplacera vers la côte (le large) en fin de saison. De cette façon, la résultante du déplacement des barres tend à s'annuler. Cet effet miroir est tout aussi visible à l'échelle pluri-annuelle (figure 17 C et D). Ainsi, plus la période d'observation est longue et moins le déplacement moyen des barres est important car le déplacement des barres se compense au cours des saisons et des années.

De plus, on ne remarque pas de différence notable dans le déplacement des barres entre le secteur au large de la digue et au large de la plage naturelle, et ce, que la période d'observation soit de 24 jours ou de 3 ans (figure 15).

Ce schéma est en accord avec la mobilité saisonnière des barres mais pas à celui de la migration pluri-annuelle vers le large observée sur plusieurs sites dans le monde (Ruessink et Kroon, 1994).

4 Discussion

4.1 Bilans sédimentaires

4.1.1 Plage immergée

Sans pour autant pouvoir en hiérarchiser les causes (Sabatier, 2001), l'érosion importante de la plage sous-marine le long du littoral de Faraman peut s'expliquer par différents facteurs. Le premier correspond au déficit des apports sédimentaires en provenance du Rhône, ayant atteint son profil d'équilibre dès le début du XXe siècle (Sabatier, 2001). Ce déficit a ensuite été aggravé par des travaux d'irrigation et la mise en place de nombreux barrages responsables d'une diminution de la charge transportée par le fleuve (Certain, 2002). De plus, l'endiguement total des deux bras du Rhône au XIXe siècle empêche le fleuve de changer de cours et donc de distribuer le long du delta le matériel sédimentaire (Suanez, 1997). Ensuite, le transport sédimentaire longitudinal dominant est-ouest avec un transport de 49 à 532 km^3.an^{-1} (Sabatier, 2001) est en parti bloqué par la mise en place des épis à l'est du site. Les apports sédimentaires sur le littoral de Faraman sont donc plus restreints. Enfin, (Samat, 2007) a montré une augmentation générale de l'érosion sous-marine après la construction de la digue qui s'exprime notamment par l'augmentation de la profondeur de fermeture.

L'étude de (Sabatier, 2001) a mis en évidence une forte corrélation positive entre ces pertes sédimentaires et différents forçages comme les crues, les vents de mers supérieurs à 11 m.s^{-1} les plus morphogènes et les submersions marines. Ainsi, les variations dans les bilans érosifs ont des causes multiples ce qui rend difficile la détermination de la part respective de chacune d'entre elle dans l'évolution de la frange littoral. Il n'est donc pas à exclure que la digue puisse avoir un impact sur l'érosion de la plage immergée, bien que ce soit complexe de le mettre en évidence.

Malgré une forte tendance naturelle et anthropique à l'érosion au large du littoral de Faraman, le bilan général de la cellule littoral est légèrement positif, à court, moyen et long terme. Ainsi, le matériel sédimentaire perdu sur le littoral de Faraman est transporté vers l'est puis accumulé au niveau de la Pointe de Beauduc. Cependant, seule la période 2006-2013 nous a permis de définir un bilan sédimentaire complet du fait des bathymétries insuffisamment profondes en 2016. Pour les comparaisons de MNT utilisant cette dernier date, comme la cellule littorale n'est pas échantillonnée jusqu'à la profondeur de fermeture, il est probable que les apports sédimentaires restants pour la Pointe de Beauduc proviennent de cette zone, notamment de l'érosion du lobe deltaïque hérité du Bras de Fer (Sabatier, 2001). On peut également faire l'hypothèse que l'accumulation restante provient d'un apport éolien. En effet, la plage émergée de la Pointe de Beauduc est caractérisée par un transport éolien de dunes en direction du sud-est de l'ordre de 10,6 m^3.an^{-1} (Sabatier, 2001). Cet apport éventuel est cependant très faible au regard des quantités nécessaires pour équilibrer le bilan sédimentaire de la cellule littoral. Il semble donc qu'un apport sédimentaire transversal issu du large est essentiel pour expliquer le bilan positif de la cellule littorale.

Le bilan érosive de la plage de Faraman a été estimé à des dates antérieures à celles de ce rapport, notamment avant la construction de la digue. Ainsi (Sabatier, 2001) calcul un bilan érosif de -276 km^3.an^{-1} entre 1895 et 1944, de -49 km^3.an^{-1} entre 1944 et 1953 et de -387 km^3.an^{-1} entre 1953 et 1963. Après la mise en place de la digue, les bilans calculés sont de 255 km^3.an^{-1} entre 1977 et 1987, 39 km^3.an^{-1} entre 1987 et 1995 et 532 km^3.an^{-1} entre

1995 et 2000. Les bilans sédimentaires calculés dans ce rapport sont donc du même ordre de grandeur que ces bilans antérieurs. On remarque également une variabilité importante des volumes érodés selon les périodes, que ce soit avant ou après la mise en place de la digue, du même ordre que celle mise en évidence dans ce rapport. C'est pourquoi, la digue construite en 1972 et sa reconstruction en 1998 n'ont pas d'effet visible sur le bilan érosif de la plage immergée.

4.1.2 Plage émergée

L'accrétion de la plage entre 2016 et 2020 peut s'explique par le phénomène d'overwash. Ce dernier se défini comme une intrusion d'eau de mer associée à un transport de sédiments de la plage vers l'intérieur des terres dans les zones caractérisées par une faible dépression tel que les marais ou lagunes. Malgré la protection de la digue, des submersions de la plage peuvent se produire lors de forçages intenses, notamment pendant les tempêtes.

Table 3 – Date et hauteur de houle des tempêtes mesurée par la bouée au large de la Pointe de l'Espiguette entre le 26 septembre 2016 et le 11 Mars 2020 (http ://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/)

Date	hauteur de houle (m)
14/02/2017	3,5
04/03/2017	3,7
11-12/12/2017	4,5
01/03/2018	4,2
15-16/10/2018	3,9
25/04/2019	3,5
23-24/10/2019	3,6
23-24/11/2019	4
20-21/12/2019	4,5

Entre le 26 septembre 2016 et le 11 mars 2020, neuf tempêtes susceptibles de provoquer une submersion de la plage (hauteur de houle supérieure à 3,5 m) à raison de 2 à 4 par an ont été identifiées (tableau 3).

Lors de la submersion, des brèches se forment dans les zones de faiblesse de la plage pour se transformer en chenaux d'écoulement comme ceux visibles sur la figure 8. Dans notre cas, l'eau semble s'infiltrer dans les zones de faiblesse de la digue, comme le montre la figure 9. Lorsque le flux d'eau de mer pénètre dans les zones en dépression, il est contraint de diverger et de réduire sa vitesse du fait des frottements et de l'infiltration de l'eau. Ce ralentissement permet le dépôt de sédiments sous la forme d'éventails, appelés alors dépôts d'overwash. C'est l'accumulation de ces dépôts au fil des ans qui semble responsable de l'accrétion de la plage de Beauduc entre 2016 et 2020. La présence de zones en érosion en arrière de la digue peut correspondre à une partie de la zone érodée par le passage des overwash, dont les sédiments aurait été déposés plus loin. L'érosion visible au pied de la digue peut s'expliquer par une infiltration progressive de la mer au travers de celle-ci, à mesure qu'elle s'affaisse. L'eau infiltrée a tendance a éroder la plage, comme on peut le constater à plus grande échelle sur le profil G18p entre 2016 et 2020.

L'affaissement progressif de la digue le long de la plage mis en évidence ici, ainsi que la recrudescence en fréquence et en force des tempêtes depuis les trois dernières décennies (Samat, 2007) rend ces phénomènes d'overwash de plus en plus courant pour la plage de Beauduc. C'est ce qui explique la présence de chenaux plus nombreux en 2020 par rapport à 2016 ainsi que l'augmentation globale des dépôts de 0,25 m.

Ainsi, la destruction progressive de la digue, favorable aux phénomènes d'overwash a des conséquences antagonistes. D'une part, elle permet de surélevée le niveau de la plage de part les dépôts d'overwash, rendant alors la plage moins sensible à la montée du niveau marin. D'autre part, elle implique une destruction et une érosion d'une partie de la plage par les chenaux mais également par le passage de la mer au travers de la digue et le recul du trait de côte associé. Il est ainsi difficile de savoir si au long terme, la destruction totale de la digue sera bénéfique ou non quant à l'intégrité de la plage de Beauduc. On peut néanmoins constater que sur la partie ouest de la plage où la mer s'est infiltrée sur plusieurs dizaines de mètres dans les terres, les dépôts d'overwash de 2016 ont été érodés. Cependant, en arrière du secteur d'infiltration de la mer s'est formé une des zones les plus hautes de la plage en 2020, mieux adaptée face aux différents forçages. Il est donc probable qu'en acceptant un certain re-

cul du trait de côte, la plage trouve naturellement un nouvel équilibre, plus stable.

Lorsque l'on ramène ce bilan et les bilans effectués sur la plage immergée en $m^3.an^{-1}.m^2$, on constate que l'apport sédimentaire net sur la plage émergé est 2 à 11 fois inférieur à l'apport sédimentaire sur la plage immergée. Ainsi, pour constater et suivre l'état d'une plage, la plage immergée est à étudier en priorité.

4.2 Morphodynamique des barres d'avant-côte

4.2.1 Morphologie des barres

L'approfondissement de 5 (2013) à 1 m (2016) de la fosse interne au droit du centre de la digue comparé aux extrémités de celle-ci suggère que l'impact érosif de la digue sur la bathymétrie est maximal au droit de son centre et s'amoindrit au large de ses extrémités. Par ailleurs, (Samat, 2007) a également mis en évidence un approfondissement de la fosse interne de 4 m environ entre 2004 et 1988. La profondeur de la fosse entre 1988 et 1997 avant la reconstruction de la digue était de l'ordre de 1 à 2 m. L'augmentation de la profondeur devant la digue été alors interprétée comme un affouillement directement lié à la présence de l'ouvrage. Nous montrons ici que cet affouillement est toujours présent en 2013 et 2016. Cependant, il est amoindrie en 2016 et présente le même ordre de grandeur que celui estimée par (Samat, 2007) en 1988 et 1997. Il est donc probable que l'affaissement progressif de la digue soit à l'origine d'une diminution de l'érosion à son pied.

4.2.2 Dynamique des barres

La plage de Faraman est soumise au courant de la dérive littorale qui se dirige vers l'ouest. De plus, les vagues à haute énergie les plus susceptibles de modifier la morphodynamique des barres d'avant côte proviennent du SSE et de l'ESE (Samat, 2007). Au vu de la direction et du sens de ces forçages, l'influence potentielle de la digue sur les barres d'avant-côte se manifestera vers l'ouest de l'ouvrage, en aval-dérive. Ainsi, on fera l'hypothèse que l'évolution des barres en amont-dérive de la digue n'est pas influencée par celle-ci.

Le ralentissement progressif des barres externes à long terme -22 ans- le long de l'ouvrage, suivi, au passage de la plage naturelle, d'une restauration du déplacement typique de celles-ci évalué en amont-dérive de la digue porte à croire que les modifications de la dynamique transverse des barres sont bien liées à la présence de la digue, en lien avec la dérive littorale. Les barres internes, beaucoup plus proches de la digue ne présentent pas de ralentissement progressif vers l'ouest mais montrent directement un déplacement très faible voir nul à l'est et au milieu de la digue. Ainsi, la digue semble avoir un effet fixateur sur la dynamique transverse des barres. Cet effet est ressenti plus fortement par les barres internes, plus proches de l'ouvrage que par les barres externes, simplement ralenties. Ce ralentissement du déplacement vers le large provoque une migration apparente des barres externes vers la côte. Cette dernière a également été mise en évidence en 1988 pour des barres d'avant-côte au droit d'une digue (Samat, 2007). Il est intéressant de noter que (Samat, 2007) ont montré un comportement opposé des barres d'avant-côtes entre 1988 et 2004 sur le site d'étude. Ainsi, à cette période, les barres au droit de la digue de Véran se déplaçaient de plus en plus rapidement vers le large d'est en ouest de la digue avant de migrer vers la côte sur la plage naturelle. Il semble donc que le comportement des barres s'est inversé entre la période en présence de la digue originelle et celle où la digue a été reconstruite.

L'augmentation des vitesses de migration des barres externes vers le large ne peut petre catégoriquement attribuée à la présence de la digue car ce phénomène s'observe aussi sur des côtes dépourvues d'ouvrage notamment sur les plages méditerranéennes du Golfe du Lion (Sabatier et Provansal, 2000).

Le peu de différences significatives dans le déplacement transverse moyen des barres entre le secteur de la plage naturelle et de la digue comparé aux tendances générales de la figure 13 décrites précédemment peu s'expliquer simplement. En effet, les tendances de déplacement des barres dans le secteur de la plage naturelle et de la digue à long terme sont opposées (figure 13) . Ainsi, bien que ces tendances soient radicalement différentes, la valeur moyenne du déplacement sur ces deux secteurs sera similaire. Ce constat montre qu'il sera difficile de repérer des différences fines dans le comportement des barres à partir de valeurs moyennes.

Ces moyennes permettent néanmoins de constater une augmentation générale du déplacement des barres a, b, c et d à partir de 2012. Il est possible

que cette augmentation de la dynamique transverse des barres soit lié à la destruction progressive de la digue et de son effet fixateur. Il est cependant plus probable que celle-ci soit liée à la durée d'observation plus réduite entre chaque date à partir de cette période. En effet, la variabilité du profil de plage peut s'avérer être beaucoup plus importante sur des échelles de temps saisonnière et inter-annuelle (Dubarbier, 2014) (figure 17). En effet, compte tenu de la variabilité des climats de houles à l'échelle saisonnière, la position d'une barre sableuse sera située relativement plus au large de sa position moyenne annelle durant les période hivernales contrastant avec la période estivale où la barre sera proche du trait de côte (Dubarbier, 2014).

Les déplacements marqués des barres en comparaison avec les autres dates mis en évidence précédemment sont systématiquement précédés d'une tempête (tableau 3). En effet, la dynamique transverse des barres est fortement corrélée avec les conditions de houle au large. Durant les épisodes de tempête, les barres sableuses migrent rapidement vers le large à des vitesses pouvant atteindre 10 m/jour (Dubarbier, 2014). Au contraire, durant les périodes faiblement à modérément énergétiques, les barres migrent lentement vers la côte jusqu'à parfois venir se connecter sur le haut de plage (Dubarbier, 2014). Le déplacement fort observé entre le 26/09/2016 et le 10/04/2017 est cependant dirigé vers la côte. Il est alors difficile d'en déterminer la cause.

Le déplacement important de la barre entre le 02/09/2016 et le 26/09/2016 est un biais lié à l'utilisation d'une unité en m.an-1 pour des échelles de temps différentes

Les analyses effectuées ici ne permettent pas de mettre en évidence à court et moyen terme une différence significative dans le déplacement des barres d'avant-côte entre la plage naturelle et la plage au droit de la digue.

5 Conclusion et perspectives

Il sera donc intéressant de constater si le site de Véran retrouvera un fonctionnement identique à celui qui avait lieu avant tout aménagement ou si il atteindra un autre état d'équilibre.

Du fait du changement radical dans la gestion du site de Véran depuis 2012, ce dernier fait l'objet d'un suivi intense de la dynamique littorale. En effet, le Conservatoire du Littoral a pris la décision d'arrêter l'entretien de la digue longitudinal de la plage, ouvrage de protection côtière contre le recul durable du rivage. L'objectif de cette décision est entre autres de rendre à ce site un fonctionnement naturel et une résilience capable de faire face à l'actuelle montée du niveau marin et la recrudescence des tempêtes. Afin de participer au suivi de la dynamique du site et d'évaluer l'impact de la digue et de son effondrement sur celle-ci, des bilans sédimentaires à l'échelle de la cellule littorale et sur la plage de Beauduc ont été réalisées. La morphologie et la dynamique des barres d'avant-côte, véritable stockes sédimentaires de la plage immergée ont également été étudiées sur une période de 22 ans, entre la reconstruction de la digue en 1998 et 2020.

Malgré une érosion intense de la plage sous-marine, le bilan sédimentaire de la cellule littorale à court (3 ans), moyen (7 ans) et long (10 ans) terme est positif. L'accumulation sédimentaire a principalement lieu au large de la Pointe de Beauduc, alimentée par les sédiments érodés au large du littoral de Faraman et transportés par le courant de dérive littoral est-ouest. Le surplus d'accumulation sédimentaire de la cellule littoral provient probablement d'apports de sédiments transversaux à la côte, originaires de l'érosion d'un bras relique du Rhône, le Bras de Fer. La variabilité prononcée du bilan érosif de la plage immergée d'une période à l'autre ne permet pas de conclure quant à un éventuel impact de la présence et de l'effondrement de la digue. L'affaissement progressif de la digue semble faciliter l'intrusion de chenaux d'écoulement lors des phénomènes d'overwash. Ces derniers sont à l'origine d'une accrétion importante sur la plage de Beauduc, de l'ordre de $24{,}0 \pm 9{,}56$ km^3.an^{-1}. Cependant, la présence de chenaux plus nombreux en 2020 qu'en 2016 érode une partie de la plage. Cette érosion est renforcée par le recul du trait de côte dans les zones où la digue est suffisamment détruite pour permettre le passage de la mer. Malgré cela, la plage en arrière de la zone la plus érodée par la pénétration de la mer présente les plus hautes altitudes, ce qui laisse à penser que la plage, au détriment d'une érosion initiale, peut trouver un équilibre naturel érosion/accrétion. Ce dernier pourrait être plus stable qu'en présence de la digue qui s'oppose aux submersions marines et empêche les échanges entre la plage immergée et émergée lors des événements tempétueux. Il a d'ailleurs été montré que le bilan sédimentaire positif de la plage immergée est 2 à 11 fois supérieur

à celui de la plage émergée.

Une accentuation de la profondeur de la fosse interne témoigne d'une érosion marquée des profils. Il est considère que cet affouillement est directement lié à la présence de l'ouvrage et s'atténue dans le temps avec l'affaissement de la digue.

A long terme, entre 1998 et 2020, le déplacement des barres externes vers la côte est modifié longitudinalement par la présence de la digue, en lien avec le courant de dérive littoral. Les barres externes sont ralentis par la digue et montrent un déplacement minimal à l'ouest de celle-ci. Le mouvement apparent résultant est un déplacement vers la côte au droit de la digue. Les barres internes, plus proches de la digue sont quant à elles fixées par l'ouvrage, elles ont un déplacement quasiment nul. En revanche aucune différence significative dans le déplacement des barres entre le secteur naturel et en présence de la digue n'est visible à court ou moyen terme.

Enfin l'abondance de données bathymétriques et altimétriques acquises par différentes méthodes a permis d'évaluer la qualité des données acquises par satellite, une méthode encore peu utilisée dans la littérature. Ainsi, les données du satellite Landsat peuvent être utilisées à des fins de bilan sédimentaire uniquement à faible profondeur. Les données du satellite Sentinel sont quant à elles de meilleure qualité et utilisable à toutes les profondeurs dans ce même but. Bien que les données Sentinel soient plus précises que les données Landsat, ces deux dernières offrent des résultats satisfaisants dans un modèle de propagation de la houle. En l'absence d'autres données plus précises, elles peuvent établir une bonne approximation de la bathymétrie.

Références

N. Aleman : *Morphodynamique à l'échelle régionale d'une avant-côte microtidale à barres sédimentaires : le cas du Languedoc-Roussillon à l'aide de la technologie LiDAR.* Theses, Université de Perpignan, déc. 2013. URL https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00987008. Issue : 2013PERP1156.

G. Australia : A Review of Spatial Interpolation Methods for Environmental Scientists. Last Modified : 2017-06-24T22 :52 :20.649915 type : dataset.

C. Brunel : *Évolution séculaire de l'avant côte de la méditerranée Française, impact de l'élévation du niveau de la mer et des tempêtes.* phdthesis, Université de Provence - Aix-Marseille I, juil. 2010. URL https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00511971.

R. Certain : *Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le Golfe du Lion (Languedoc-Roussillon).* These de doctorat, Perpignan, jan. 2002. URL http://www.theses.fr/2002PERP0465.

B. Dubarbier : *Modélisation numérique de l'évolution des profils de plages sableuses dominées par l'action de la houle.* phdthesis, Université de Bordeaux, déc. 2014. URL https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01193122.

A. Godard : Paskoff R, Le changement climatique et les espaces côtiers, Paskoff R, L'élévation du niveau de la mer et les espaces côtiers. *Annales de géographie*, 111(625):332–334, 2002. URL https://www.persee.fr/doc/geo_0003-4010_2002_num_111_625_2093. Publisher : Persée - Portail des revues scientifiques en SHS.

P. D. Komar et W. G. McDougal : Coastal Erosion and Engineering Structures : The Oregon Experience. *Journal of Coastal Research*, p. 77–92, 1988. ISSN 0749-0208. URL https://www.jstor.org/stable/25735353. Publisher : Coastal Education & Research Foundation, Inc.

X. Liu, Z. Zhang, J. Peterson et S. Chandra : The effect of LiDAR data density on DEM accuracy. *MODSIM07 - Land, Water and Environmental Management : Integrated Systems for Sustainability, Proceedings*, jan. 2007.

J. D. Rosati et N. C. Kraus : Formulation of sediment budgets at inlets. *This Digital Resource was created from scans of the Print Resource.*, sept. 1999. URL https://erdc-library.erdc.dren.mil/jspui/handle/11681/2224. Accepted : 2016-03-11T18 :48 :31Z Company : Coastal and Hydraulics Laboratory (U.S.) Distributor : Coastal and Hydraulics Laboratory (U.S.) Institution : Coastal and Hydraulics Laboratory (U.S.) Label : Coastal and Hydraulics Laboratory (U.S.) Publisher : Coastal and Hydraulics Laboratory (U.S.).

B. G. Ruessink et A. Kroon : The behaviour of a multiple bar system in the nearshore zone of Terschelling, the Netherlands : 1965–1993. *Marine Geology*, 121(3):187–197, nov. 1994. ISSN 0025-3227. URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0025322794900302.

F. Sabatier : *Fonctionnement et dynamiques*

morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône. These de doctorat, Aix-Marseille 3, jan. 2001. URL http://www.theses.fr/2001AIX30103.

F. Sabatier et M. Provansal : *Sandbar morphology on the Epiguette spit, Mediterranean Sea, France*. mars 2000.

F. Sabatier et S. Suanez : Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century / Cinématique du littoral du delta du Rhône depuis la fin du XIXe siècle. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 9(4): 283–300, 2003. URL https://www.persee.fr/doc/morfo_1266-5304_2003_num_9_4_1191. Publisher : Persée - Portail des revues scientifiques en SHS.

O. Samat : *Efficacité et impact des ouvrages en enrochement sur les plages microtidales : Le cas du Languedoc et du Delta du Rhône*. These de doctorat, Aix-Marseille 1, jan. 2007. URL http://www.theses.fr/2007AIX10007.

C. Shannon : Communication in the Presence of Noise. *Proceedings of the IRE*, 37(1):10–21, jan. 1949. ISSN 2162-6634. Conference Name : Proceedings of the IRE.

S. Suanez : *Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du Delta du Rhône*. These de doctorat, Aix-Marseille 1, jan. 1997. URL http://www.theses.fr/1997AIX10025.

A. Šiljeg, S. Lozić et S. Šiljeg : A comparison of interpolation methods on the basis of data obtained from a bathymetric survey of Lake Vrana, Croatia. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(8):3653–3666, août 2015. ISSN 1027-5606. URL https://hess.copernicus.org/articles/19/3653/2015/. Publisher : Copernicus GmbH.