



**HAL**  
open science

## Diagnostic sur l'intérêt patrimonial morphosédimentaire et dynamique des cordons de galets du site du Gouffre à Plougrescant

Pierre Stéphan, Gillian Stéphan, Serge Suanez, Jérôme Ammann, Antoine Soloy, Heloise Thomas

### ► To cite this version:

Pierre Stéphan, Gillian Stéphan, Serge Suanez, Jérôme Ammann, Antoine Soloy, et al.. Diagnostic sur l'intérêt patrimonial morphosédimentaire et dynamique des cordons de galets du site du Gouffre à Plougrescant. Université de Bretagne Occidentale (UBO), Brest. 2023, pp.93. hal-04332642

**HAL Id: hal-04332642**

**<https://hal.science/hal-04332642v1>**

Submitted on 9 Dec 2023

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License





Pierre STÉPHAN  
Gillian STÉPHAN  
Serge SUANEZ  
Jérôme AMMANN  
Antoine SOLOY  
Eloïse THOMAS

# Diagnostic sur l'intérêt patrimonial morphosédimentaire et dynamique des cordons de galets du site du Gouffre à Plougrescant

Mai 2023



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

**SITE DU GOUFFRE - CONSERVATOIRE DU  
LITTORAL**

**DIADNOSTIC SUR L'INTÉRÊT PATRIMONIAL  
MORPHOSÉDIMENTAIRE ET DYNAMIQUE DES CORDONS DE  
GALETS DU SITE DU GOUFFRE À PLOUGRESCANT**

**Maître d'œuvre**

LETG-Brest - UMR 6554 CNRS  
Institut Universitaire Européen de la Mer  
Université de Bretagne Occidentale  
Rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané

*Direction scientifique : Pierre STÉPHAN et Serge SUANEZ*  
pierre.suanez@univ-brest.fr  
serge.suanez@univ-brest.fr



Pour tous renseignements, s'adresser à :

Stéphane RIALLIN, Chargé de mission – Délégation Bretagne  
Port du Légué, 8 Quai Gabriel Péri, BP 60474  
22194 PLERIN Cedex  
Tel : 02 96 33 66 32

**Mai 2023**





## Introduction

Ce rapport expose les données acquises, et les conclusions qui en découlent, dans le cadre du diagnostic réalisé sur l'intérêt patrimonial morphologique, sédimentaire, et dynamique des cordons de galets du site du Gouffre à Plougrescant. Il fait suite aux trois mémoires de master de la mention « *Expertise et Gestion de l'Environnement Littoral* » (EGEL) de l'Université de Bretagne Occidentale qui ont été réalisés en 2021 sur ce site à la demande du Conservatoire du littoral. L'objectif était de produire un état des lieux environnemental exhaustif du site basé sur l'intérêt géomorphologique et sédimentaire des cordons littoraux, et sur le fonctionnement hydrologique des lagunes situées en arrière de ces formes d'accumulation.

Ainsi, le travail de master 2 d'[Eloïse Thomas \(2021\)](#) a porté sur le fonctionnement hydro-morpho-sédimentaire du couple lagune-cordon de galets en insistant sur le rôle de la marée et des conditions météo-marines dans les échanges hydriques entre la mer et les lagunes. Le master 2 de [Gillian Stéphan \(2021\)](#) s'est attaché à effectuer un diagnostic topo-morpho-sédimentaire complet du site, tant de la frange littorale que de la zone continentale. Ce travail a reposé sur un levé topo-morphologique à très haute résolution obtenu par photogrammétrie et par une analyse granulométrique du matériel constituant ces formes d'accumulation. Enfin, le travail réalisé par [Maël Cassé \(2021\)](#) dans le cadre de son master 1 a porté sur l'évolution des cordons de galets à partir de l'étude de la cinématique du trait de côte, et de l'histoire des aménagements anthropiques ayant contribué à leur modification.

Au regard de ces travaux, il est apparu que les cordons de galets, tant par leur diversité géomorphologique et sédimentaire, que par le rôle qu'ils jouent dans le fonctionnement hydrologique du site, constituaient un intérêt patrimonial évident. Le présent rapport fait la synthèse de ces éléments. Tout en s'appuyant sur les travaux précédemment cités, il a été complété en 2022 par de nouvelles prospections/mesures de terrain et des traitements en laboratoire afin d'améliorer la connaissance morphosédimentaire et dynamique de ces formes d'accumulation. A partir d'une analyse topo-morphologique et morpho-métrique, un état initial de l'état des cordons est dans un premier temps dressé. Dans un second temps, un travail d'analyse granulométrique réalisé *in situ* par la mesure de galets, et complété par des traitements photogrammétriques automatisés, présente la richesse et la diversité du matériel qui composent ces formes. Dans un troisième temps, la mobilité de ces cordons est analysée et quantifiée à partir de l'analyse diachronique de la cinématique du trait de côte par l'utilisation de photographies aériennes de l'IGN sur la période 1952-2022. Cette mobilité est également analysée à partir de l'étude du bilan sédimentaire obtenu par comparaison de modèles numériques d'élévation (MNE). Enfin, quelques recommandations sont faites afin d'engager des actions visant à une meilleure préservation de ces formes reposant sur la mise en place d'un suivi topo-morphologique et sédimentaire pluriannuel.

## 1. Contexte géographique, géologique, et géomorphologique

Le site du Gouffre est situé sur le littoral nord-ouest de la commune de Plougrescant, dans les Côtes d'Armor ([figure 1](#)). C'est un site naturel protégé d'une superficie de 11 hectares, appartenant au Conservatoire du littoral et géré par Lannion Trégor-Communauté.



Il est délimité au nord-est par la pointe du Château, à l'ouest par la pointe du Gouffre et le lieu-dit de Castel Meur, et au sud vers l'intérieur des terres, par la route de Castel Meur.

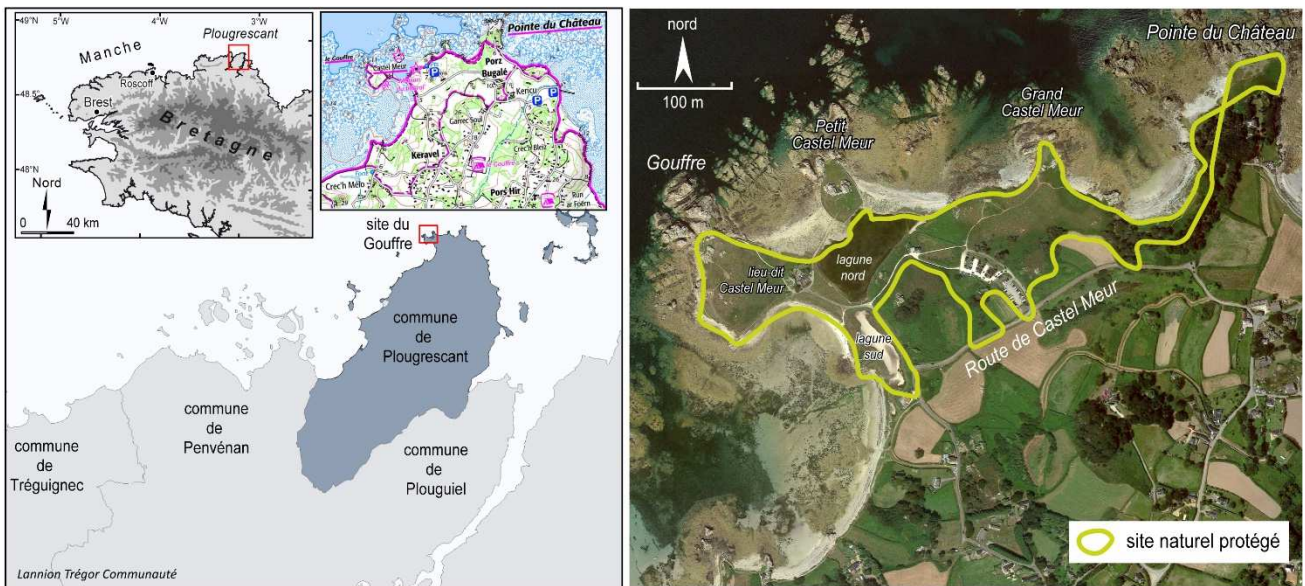


Figure 1 – Localisation de la zone d'étude à l'échelle régionale et locale.

Le linéaire côtier du site du Gouffre s'étend sur près de 2 kilomètres et montre une alternance de promontoires rocheux et de petits rentrants au fond desquels des cordons de galets se sont construits. Ces nombreuses formes d'accumulation isolant des lagunes saumâtres confèrent à ce paysage littoral un caractère remarquable (Stéphan, 2021).

### 1.1. Contexte géologique

Le site du Gouffre se situe au nord-est du complexe géologique nord-armoricain du Trégor qui s'étend de Perros-Guirec à l'ouest, à l'île Bréhat à l'est. Cet ensemble est délimité au sud par une faille hercynienne d'orientation est-ouest appelée faille de Tréguier (Chauris, 2013).

Cet ensemble géologique est principalement constitué de granites d'âge cadomien (-615 Ma) : le microgranite de Pleubian à l'est, vers la Pointe du Château, et le granite de Porz-Scarff à l'ouest dans le secteur de Castel Meur (figure 2). Cette roche de couleur plutôt claire est traversée de filons très sombres correspondant principalement à de la dolérite (dolérite du Trieux), auxquels s'ajoutent quelques filons de diorite (diorite quartzite de la Pointe du Château). Cette organisation lithologique donne un paysage aux formes « zébrées » dont la singularité est soulignée par l'action de l'érosion différentielle ayant plutôt dégagé les affleurements de filons (figure 3). La particularité morphologique de la pointe du Gouffre s'explique par ce contexte lithologique.



**PARTIE TERRESTRE**

- Formations sédimentaires**
- Mf Alluvions fluvio-marines holocènes : vase, sable et graviers
  - MfG - cordon de galets
  - LP Würm : loess, haud
- Formations cristallines et cristallophyliennes**
- η<sup>2</sup> Diorite de Kerelain
  - γ<sup>1</sup> Granite de Porz-Scarff
  - γ<sup>2</sup> Granite aplitique du Paon
  - γ<sup>3M</sup> Granite monzonitique de Pomelin-Bréhat
  - γ<sup>4</sup> Granodiorite de Talberg
  - γ<sup>5M</sup> Microgranite monzonitique de Launay
  - γ<sup>6</sup> Microgranodiorite de Pleubian
  - η<sup>2</sup> Diorite quartzique de la pointe du Château
  - ζ Gness de Port-Béni
- Formations volcaniques**
- ip<sup>1</sup> Rhyolites ignimbritiques de Lézardrieux
  - K<sup>3</sup> Spilites de Paimpol
  - K<sup>1</sup> Tufs kératophyriques de Tréguier
- Formations filoniennes**
- μθ Dolérite du Trieux
  - μγ<sup>1</sup> Microgranite de Loguivy
  - K Albitophyre d'Er

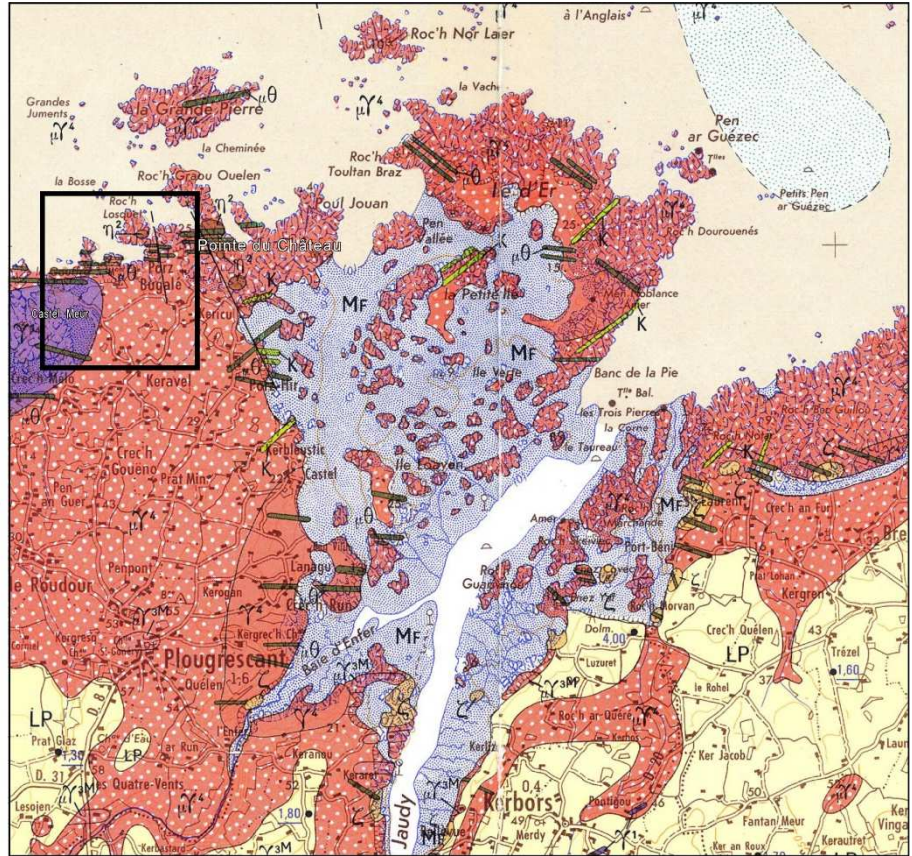


Figure 2 – Lithologie du site du Gouffre (de la Pointe du Château à Castel Meur). Extrait de la carte géologique de Tréguier au 1 :50 000<sup>e</sup> du BRGM. Délimitation de l'ensemble Perros-Guirec-Bréhat. D'après B. Auvray, 1979, simplifié par Louis Chauris, 2013.

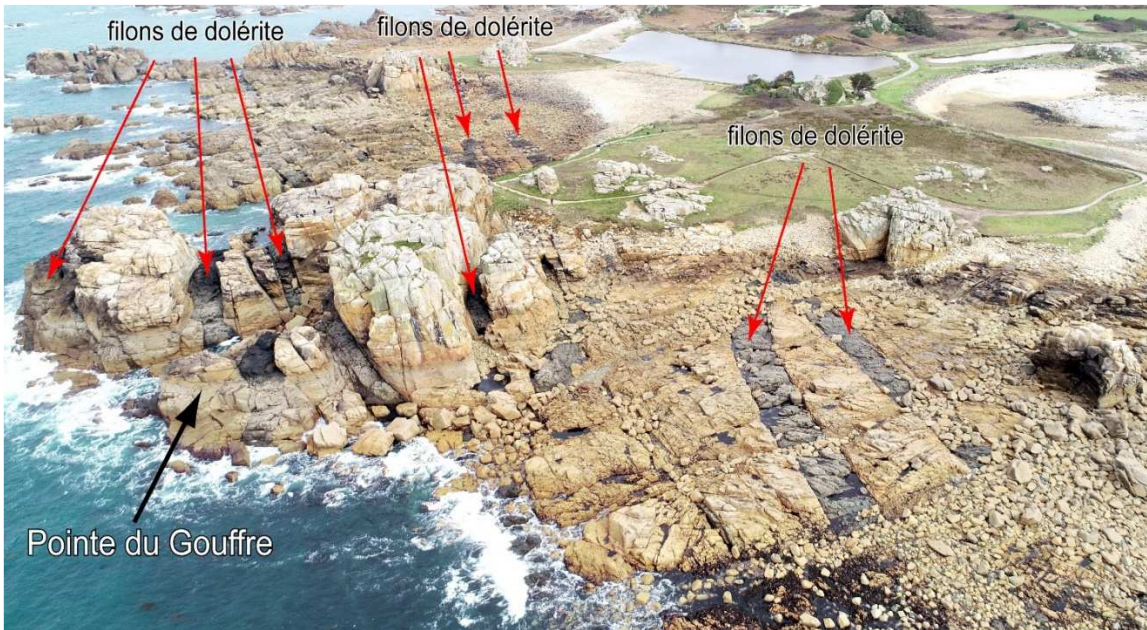


Figure 3 – Vue aérienne oblique des affleurements de filons de diorite et de dolérite dans le secteur de la pointe du Gouffre. Photos aériennes obliques prises au drone le 18 mars 2021 (source : J. Ammann)

Comme le montre la **figure 3**, ces différentes roches constituent l'assise lithologique d'un large un platier rocheux dénudé. À partir du niveau des plus hautes mers, cette assise



rocheuse est couverte de dépôts meubles d'âge pléistocène. Ces formations superficielles correspondent à du *head* périglaciaire et/ou des dépôts de loess ; on y trouve également des éléments de plages anciennes soulevées. Elles sont le plus souvent entaillées en petites falaises vives, notamment au niveau des promontoires, dont la hauteur n'excède jamais plus de 1,5 à 2 m (figure 4). La fraction la plus grossière de ces formations meubles, reprise par la dynamique marine lors de la transgression marine holocène, constitue l'essentiel du matériel des cordons de galets accumulés dans les rentrants de cette côte.



Figure 4 - Falaises meubles constituées de dépôts pléistocènes. (a) Dépôt de *head* sous forme de « grèze » coiffée de gros galets de tempête emballés dans un sol sombre. (b) Formation de loess emprisonnant quelques éléments grossiers. (c) Niveau de plage ancienne soulevée constituée de galets gélifractés. (d) Forme d'érosion correspondant à un glissement du versant meuble recouvrant un dépôt de plage ancienne. (Source des photos : G. Stéphan, 2021).

## 1.2. Géomorphologie littorale

Le site du Gouffre est constitué d'une large plateforme d'érosion à écueils qui s'étend au pied des versants du plateau du Trégor. Ces écueils, à l'image du Gouffre ou du Grand



et Petit Castel, forment les promontoires rocheux de cette côte découpée. Ils correspondent à des formes d'érosion résiduelles appelées des « tors » (figure 5), et constituent des points d'accroche pour les nombreux cordons de galets qui se sont construits dans les rentrants (zones d'abri) qui les séparent.



Figure 5 – Vues aériennes obliques des promontoires rocheux du Gouffre, du Grand et du Petit Castel Meur (a) ; Le Petit Castel Meur (b) ; Le Grand Castel Meur (c). Photos aériennes obliques prises au drone le 18 mars 2021 (source : J. Ammann)

Entre la pointe du Château et la pointe du Gouffre, on dénombre sept cordons de galets (figure 6), dont cinq d'entre eux (les cordons n° 1, 2, 4, 5, et 7) sont protégés (et gérés) par le Conservatoire du littoral. En fonction de leur forme et de leur localisation, ces cordons montrent une grande diversité morphodynamique.

Le cordon n° 1 situé au nord, au niveau de la pointe du Château, et le cordon n° 3 situé directement à l'ouest du Grand Castel, correspondent à des formes adossées à de petites falaises (figure 7). Comme l'illustre la figure 7c, la notion d'adossement indique que le cordon ne peut pas reculer vers l'intérieur des terres car il est bloqué par l'ados contre lequel il repose.



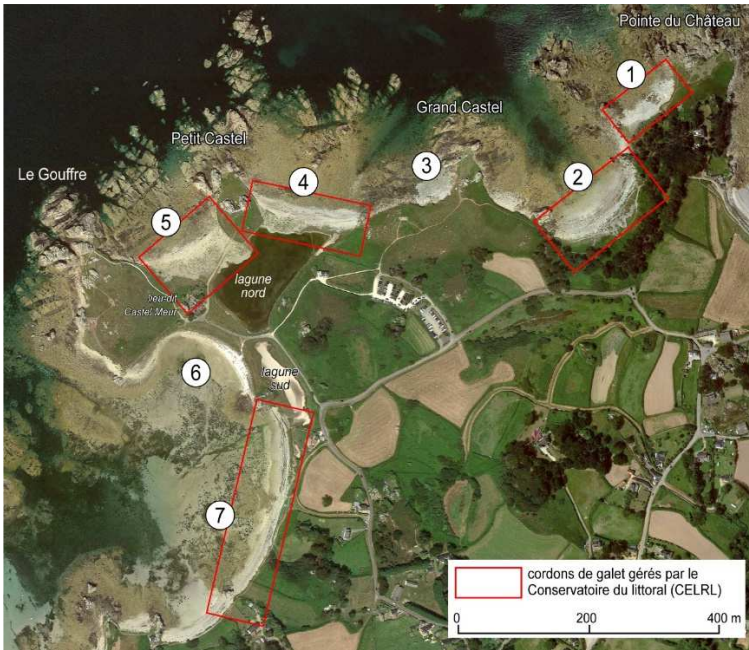


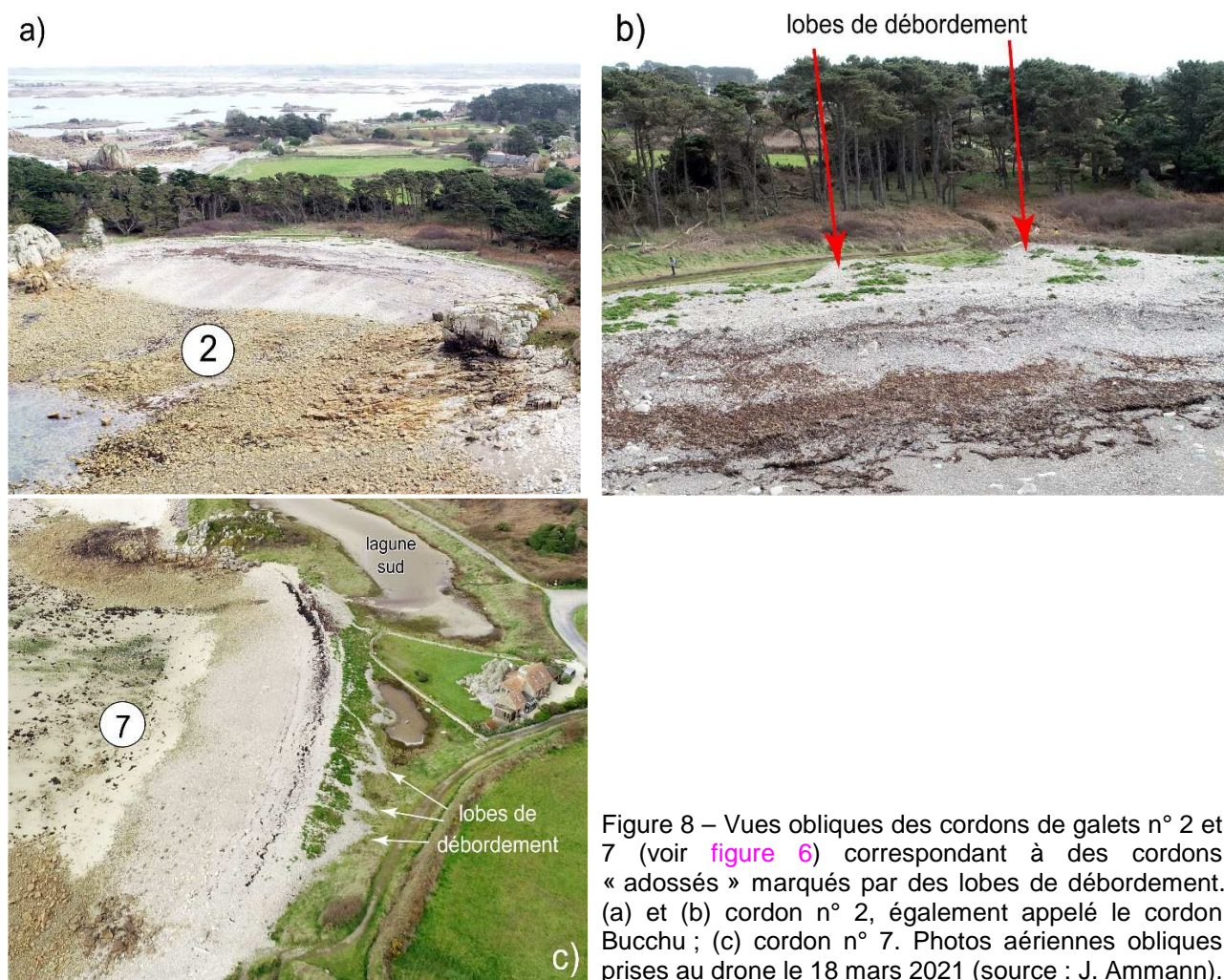
Figure 6 – Localisation des sept cordons de galets présents le long du littoral protégé du site du Gouffre (source : photo IGN du 12/07/2020).



Figure 7 – Vues obliques des cordons de galets n° 1 et 3 (voir [figure 6](#)) correspondant à des cordons adossés (a) et (b). Photos aériennes obliques prises au drone le 18 mars 2021 (source : J. Ammann). (c) Cordon n° 3 illustrant le contexte d'adossement (source : G. Stéphan)



Les cordons n° 2 et 7 étaient probablement à l'origine des formes adossées qui évoluent désormais en systèmes de « barrière » car ils présentent des lobes de débordement (*washover*) correspondant des formes de déversement de la crête (figure 8). D'un point de vue morphodynamique, ces modelés se mettent en place lors d'épisodes de submersion et illustrent le phénomène de recul du cordon vers la terre.



Les cordons n°4 et 5 sont des cordons « barrière » dont la particularité est de pouvoir migrer vers la terre (figure 9). D'un point de vue morphodynamique, les cordons « barrière » sont des formes libres ancrées à leurs deux extrémités, à l'arrière desquelles aucune topographie ne vient entraver leur déplacement vers la terre. Comme le montrent les figures 9a et 9b, ces deux cordons barrent la lagune nord située à une altitude très basse (inférieure à la hauteur de la crête de ces deux cordons). Ils présentent des lobes de débordement qui envahissent une partie du plan d'eau. Ces modelés illustrent le processus de migration des cordons vers l'intérieur des terres lorsqu'ils sont submergés.



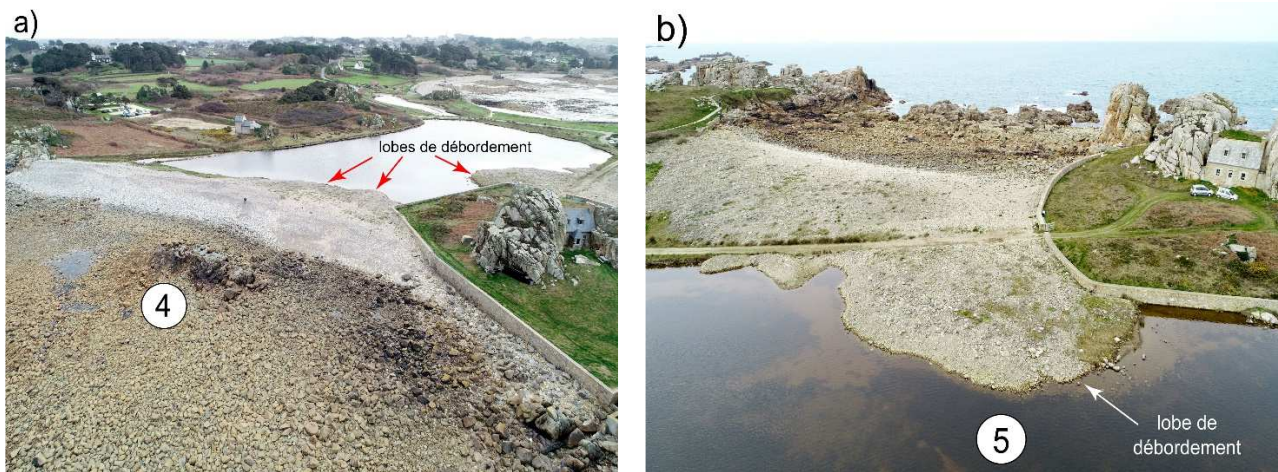


Figure 9 – Vues obliques des cordons de galets de type « barrière » n° 4 et 5 (voir [figure 6](#)) montrant des formes de migration par la présence de lobes de débordement. Photos aériennes obliques prises au drone le 18 mars 2021 (Source : J. Ammann).

Le cordon n° 6 est un cordon artificiellement fixé puisqu'il vient dorénavant s'adosser à un enrochement ([figure 10](#)).

Les cordons n° 4, 5, 6, et la partie nord du cordon n° 7, barrent un système lagunaire composé d'une grande lagune (appelée « lagune nord ») toujours en eau, et d'un plus petit plan d'eau situé au sud (appelé « lagune sud ») dont le fonctionnement hydrique est avant tout commandé par la marée ([Thomas, 2021](#)) ([figure 11](#)). Ces deux lagunes ne formaient autrefois qu'un seul et même plan d'eau avant qu'elles ne soient séparées par la construction d'une route dans la seconde moitié du 19<sup>e</sup> siècle.



Figure 10 – Vues obliques du cordon de galets n° 6 (voir [figure 6](#)) montrant la présence de l'enrochement qui fixe le trait de côte. Photos aériennes obliques prises au drone le 18 mars 2021. Source : J. Ammann (10a) ; G. Stéphan (10b).



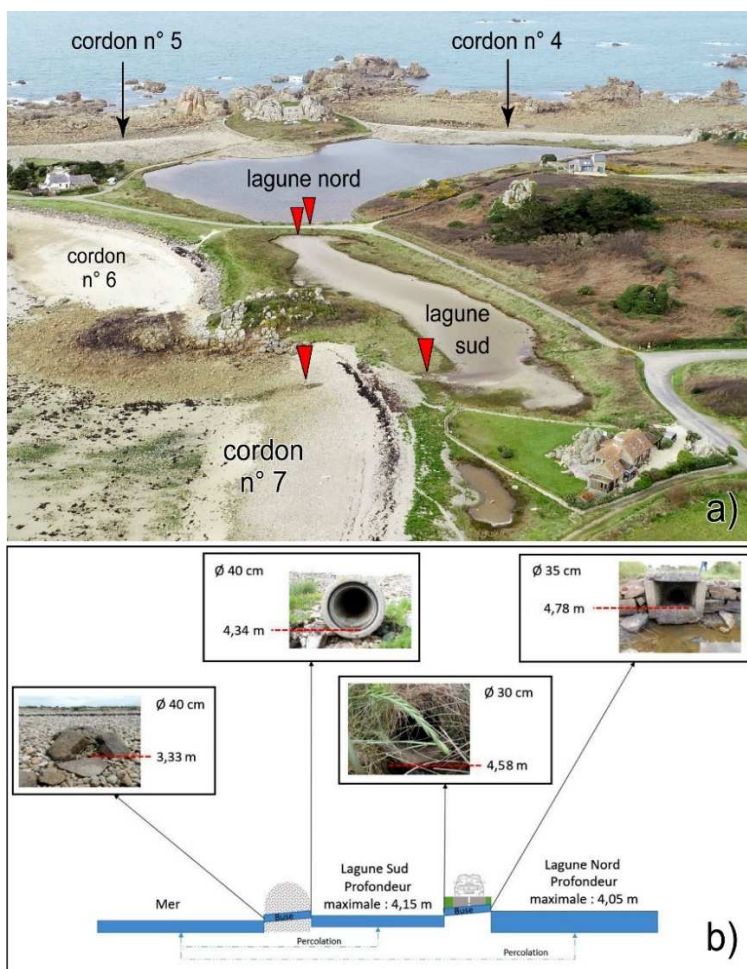


Figure 11 – Vues obliques des lagunes nord et sud et des cordons qui barrent ces plans d'eau. (a) Photos aériennes obliques prises au drone le 18 mars 2021 (source : J. Ammann). Flèches rouges matérialisent la localisation des buses. (b) Coupe topographique des connexions hydrologiques entre la mer et les lagunes (source : E. Thomas, 2021).

La lagune nord est la plus grande avec une superficie d'environ 1,43 hectares, contre 0,46 hectares pour la lagune sud. La communication de ces deux plans d'eau se fait par une buse mise en place sous la route (figure 11). Cette buse a une inclinaison orientée vers la lagune sud. Ainsi, lorsque la lagune nord dépasse une hauteur d'eau d'environ 4,78 m NGF, elle se vidange dans la lagune sud. La seconde buse, mise en place dans les années 2000, assure les échanges entre la lagune sud et la mer. Sa fonction est de permettre la vidange de la lagune sud afin d'éviter les inondations de la propriété adjacente lorsque son niveau d'eau est supérieur à 4,34 m NGF. Néanmoins, la lagune peut également se remplir au travers de cette buse lors des grandes marées (Lannion-Trégor Communauté, 2019 ; Thomas, 2021).

### 1.3. Anthropisation du site

Au cours du 19<sup>e</sup> siècle, les terres du Gouffre ont été achetées par la famille De Kerguezec qui a alors commencé à aménager le site. Ainsi, un premier habitat correspondant à la maison « entre les rochers » du « Petit Castel Meur » a été construite en 1864 (figure 9b). Elle est toujours occupée par l'un des descendants de cette famille. Dans le même temps, une route carrossable a été construite afin d'accéder à cette habitation et à la pointe du Gouffre. Comme nous l'avons indiqué plus haut, elle sépare les lagunes nord et sud dont la connexion est assurée par une buse (figure 11). Comme nous le verrons ultérieurement, le tronçon qui mène à la maison du Petit Castel Meur est depuis quelques décennies épisodiquement recouvert par des projections de galets lors d'évènements particulièrement

morphogènes (figure 9b), ce qui oblige à des travaux de dégagement et d'entretien de cette voirie. Un réseau de murets a enfin été édifié notamment autour de la lagune nord (figure 9) ; une bonne partie de ces murs est aujourd'hui bien dégradée.

Dans les années 1980, avec le développement du tourisme, le site commence à se dégrader sous l'action d'une fréquentation de plus en plus importante (i.e., caravanning sur les cordons). Ainsi, à partir de 1986, le Conservatoire du littoral rachète une partie des terrains appartenant à la famille De Kerguezec afin de gérer et de protéger le patrimoine environnemental naturel du site du Gouffre.

## 2. Etudes morphosédimentaires des cordons de galets

L'étude morphologique et sédimentaire des cordons a été réalisée à partir de mesures de terrain effectuées durant le printemps 2021 (Stéphan, 2021 ; Thomas, 2021). Ce travail a été complété par de nouvelles investigations et des traitements en laboratoire réalisés en 2022.

### 2.1. Méthode et outils d'analyse morphosédimentaire

L'analyse topo-morphologique a reposé sur un levé topographique de l'ensemble du site du Gouffre acquis par photogrammétrie et par des levés de terrain au DGPS. Pour ce faire, le site a été équipé d'un réseau de points géodésiques qui ont été rattachés au RGF93 pour les coordonnées planaires X et Y exprimées en Lambert 93, et au Nivellement Général Français IGN69 pour les altitudes Z (figure 12). Ces points géodésiques correspondent à un point de mise en station sur lequel une base GPS peut être déployée (figure 13a), et à des points de calage qui permettent de mesurer la qualité des mesures d'un levé sur l'autre (figure 13b).



Figure 12 – Carte de localisation des points géodésiques (repère de mise en station et points de calage) sur le site du Gouffre à Plougascant.



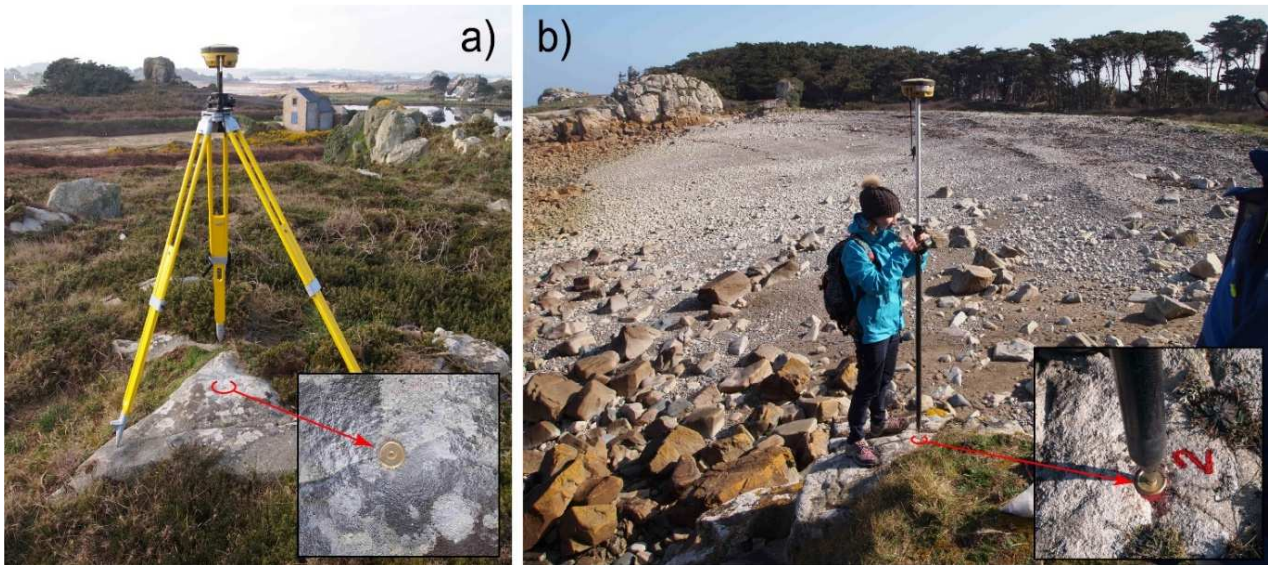


Figure 13 – Illustration de la mise en place du point repère de mise en station (a) et du point de calage n° 2 (b). Source photos : S. Suanez, 2021.

Les relevés par photogrammétrie ont été réalisés le 24 mai 2021 à l'aide d'un drone de type Phantom 4Pro de la marque DJI©. Ce drone est équipé d'une caméra permettant de prendre des photographies stéréoscopiques à très haute résolution en fonction de l'altitude du vol. Dans le cas de cette étude, les différents vols ont été effectués à 75 m d'altitude permettant d'obtenir une résolution au sol de 2 à 3 cm. La faible autonomie des batteries réduisant la durée du vol à 20 à 25 min, nous a obligé à faire 5 survols afin de couvrir l'ensemble du site du Gouffre (figure 14).

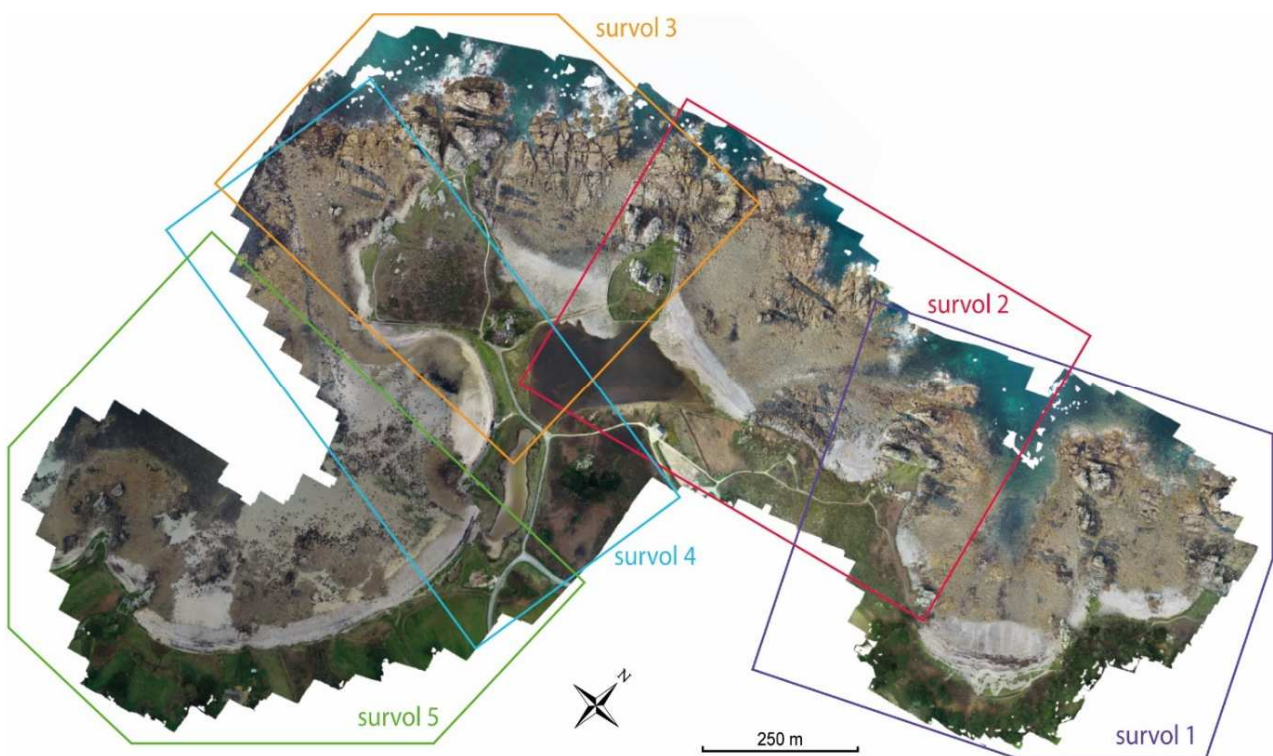


Figure 14 – Orthophotographie à haute résolution acquise à partir des cinq survols réalisés le 24 mai 2021 (source : G. Stéphan, 2021).

Au total, plus de 1 200 photographies ont été utilisées pour générer le modèle numérique d'élévation (MNE) (figure 15) et l'orthophotographie à haute résolution de l'ensemble du site (figure 14). Le géoréférencement et le calage altitudinal du MNE et de l'orthophotographie ont été réalisés à partir de cibles positionnées au sol pour chaque survol, dont la position a été relevée au DGPS. L'ensemble de ces traitements a été réalisé à partir du logiciel Agisoft Metashape©.

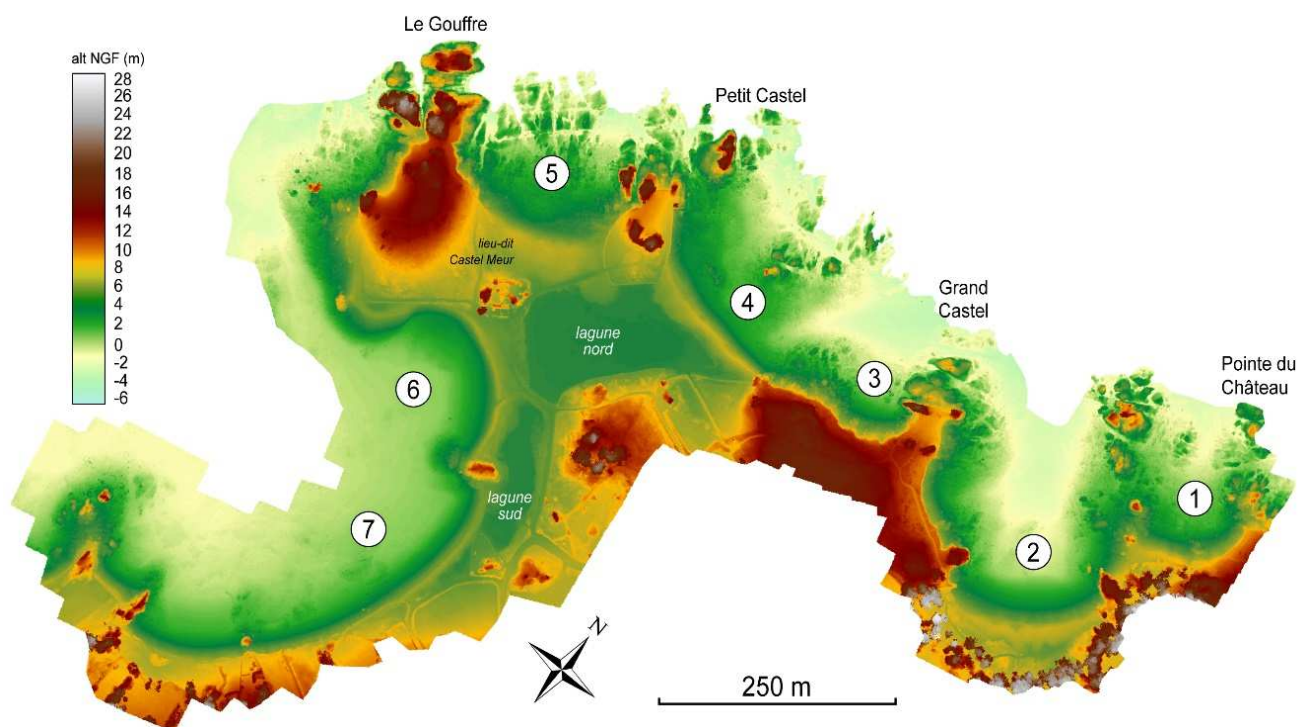


Figure 15 – Carte topographique issue du modèle numérique d'élévation construit par la fusion des données photogrammétriques et DGPS (source : G. Stéphan, 2021). Les numéros correspondent aux cordons de galets présents sur la figure 6.

Une des limitations de la photogrammétrie concerne les surfaces en eau car l'imagerie ne pénètre que très rarement l'eau, notamment lorsqu'elle est trouble ou turbide. Dans ces conditions, il est impossible de reconstituer la topographie sous-marine. Des levés complémentaires au DGPS ont donc été réalisés dans les lagunes nord et sud afin d'obtenir la bathymétrie exacte de ces deux plans d'eau. Pour la lagune nord, ces levés ont été réalisés en utilisant un *stand up paddle* (figure 16) afin de ne pas piétiner le fond très vaseux et de ne pas remettre en suspension les sédiments et/ou modifier la topographie du fond. Les données obtenues par la mesure *in situ* au DGPS ont été par la suite fusionnées au MNE acquis par la photogrammétrie de manière à produire la carte topographique complète de l'ensemble du site du Gouffre à une résolution centimétrique (figure 15).





Figure 16 – Relevé topographique au *paddle*/DGPS de la lagune nord

## 2.2. Etude morphométrique des cordons de galets

L'étude morphométrique des cordons de galets du site du Gouffre réalisée dans le cadre de ce diagnostic a porté sur les cinq cordons n° 2, 4, 5, 6, et 7. Pour chacun d'entre eux, un profil topo-morphologique a été extrait du MNE réalisé au mois de mars 2021 (figure 17). Pour des raisons liées aux limites méthodologiques, la quantification du volume sédimentaire que représentent ces derniers n'a quant à elle été faite que sur les cordons n°2, 4, 5, et 7.

Les cordons de galets situés sur la partie nord du site (*i.e.*, cordons n° 2, 4, et 5) sont plutôt de taille modeste. Leur extension en longueur est comprise entre 125, 127, et 155 m, respectivement pour les cordons n° 2, 5, et 4. Le cordon le plus étendu se trouve au sud (*i.e.*, cordon n° 7) qui atteint 460 m de longueur. Le cordon n° 6 enfin, en grande partie fixé par un enrochement, s'étend sur environ 180 m de long. La grande variabilité de leur extension s'explique par le découpage de la côte qui détermine l'espace d'accueil sur le lequel ils peuvent se développer. Comme le montre la grande taille du cordon n° 7 situé au sud, la large et longue échancrure le long de laquelle il s'est développé explique son extension importante.

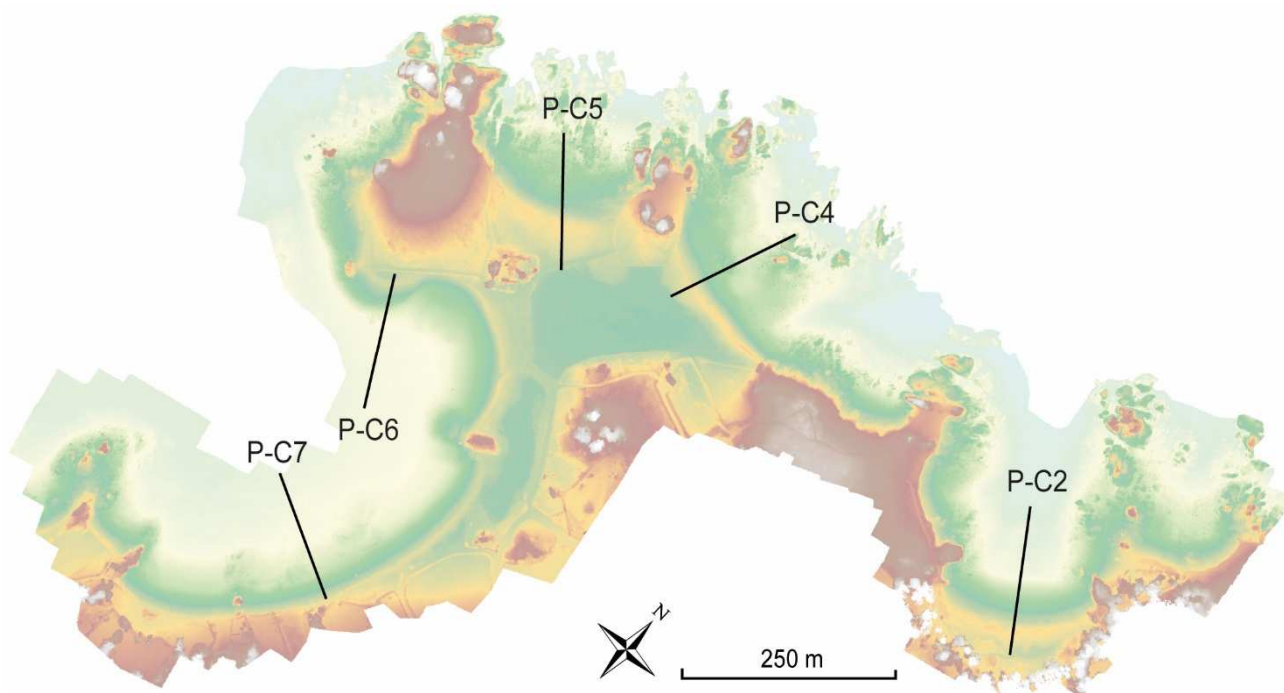


Figure 17 – Localisation des profils de mesure topo-morphologique ayant servi à l'analyse morphométrique des principaux cordons de galet du site du Gouffre.

Le paramètre morphométrique correspondant à la largeur a été calculé en tenant compte du niveau des plus hautes mers astronomiques (PHMA). Ce niveau a été acquis à partir des données issues du référentiel altitudinal maritime du service hydrographique et océanographique de la marine (SHOM, 2020) pour les sites de Port-Béni et Tréguier (tableau 1).

Port de référence	PHMA (m NGF)	PMVE (m NGF)
Port-Béni	5,696	4,576
Tréguier	5,752	4,762

Tableau 1 – Niveaux des plus hautes mers astronomiques (PHMA) et des pleines mers de vive-eau (PMVE) pour les ports de référence de Port-Béni et de Tréguier (source : SHOM, 2020).

L'intersection de ce niveau marin avec les faces avant et arrière des cordons détermine cette distance (figure 18). La largeur maximum des cordons atteint 45 m au niveau du cordon n° 5. Les cordons les plus étroits se trouvent au sud (*i.e.*, cordons n° 6 et 7) avec une largeur d'environ 8,5 m. Les cordons n° 4 et 2 présentent une largeur d'environ 22 et 32 m respectivement.

Les crêtes des cordons de galets du site culminent à une altitude moyenne comprise entre 6,25 et 8,1 m NGF, et la hauteur maximum est comprise entre 8,65 et 6,8 m NGF (tableau 2). Le cordon le plus élevé est le cordon n° 1 ; le cordon n° 7 est le plus bas. De ce fait, certaines parties des crêtes des cordons du Gouffre sont situées à plus de 2 à 3 mètres au-dessus des PMVE et des PHMA. Pour autant, l'altitude de ces cordons peut être plus faible suivant les secteurs (entre 7,45 et 5,65 m). Dans ce contexte, les cordons du sud, n° 6 et 7, et dans une moindre mesure, le cordon n° 5, sont beaucoup plus sensibles aux phénomènes de submersion et au recul par roulement (*rollover*).



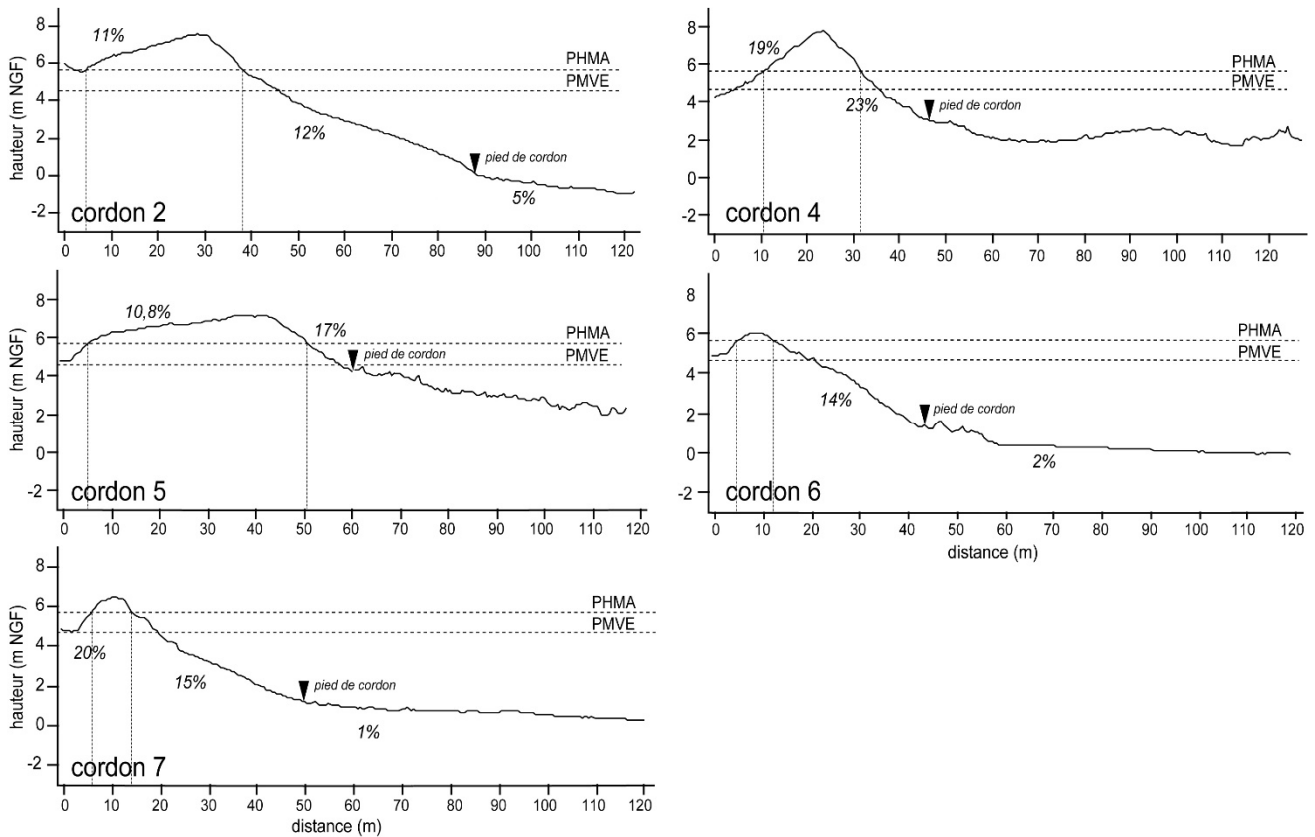


Figure 18 – Profils topographiques des cordons n° 2, 4, 5, 6, et 7 correspondant aux radiales de calcul présentes sur la figure 17.

L'analyse morphométrique montre dans l'ensemble de fortes pentes, tant au niveau de la plage avant (entre 12 et 23 %) qu'au niveau du revers (entre 11 et 20 %) (figure 18). Il convient toutefois de signaler que ces valeurs varient considérablement le long de chaque cordon. Cette caractéristique est classique des cordons de galets composés de matériel grossier (en opposition aux plages de sables) (Carter et Orford, 1984). Toutefois, pour les cordons « libres », ayant la capacité de reculer en roulant sur eux-mêmes, la pente du revers est généralement plus forte que celle de la plage avant car elle est commandée par des phénomènes gravitaires (et non par la houle comme pour la plage avant). C'est très rarement le cas pour les cordons du site du Gouffre qui sont dans la plupart des cas adossés et/ou fixés. Seuls les cordons n° 4 et 5 pourraient montrer ces caractéristiques au niveau de certains secteurs.

Tous les profils topo-morphologiques montrent qu'entre le pied du cordon et le bas de plage, il y a une rupture de pente assez nette. Cette dernière s'accompagne toujours d'un changement de granulométrie entre les sédiments grossiers du cordon et les sédiments de l'avant-plage, composés soit d'un matériel plus fins (figure 19a), soit de gros blocs rocheux ou d'une plateforme d'érosion rocheuse (figure 19b). Ce changement morphosédimentaire se situe généralement au niveau de la mi-marée.



Figure 19 – Exemple de rupture de pente et changement de granulométrie entre le cordon de galet et le bas de plage du cordon n° 4 (a) et du cordon n° 7 (b)

Le bas de plage se présente sous la forme d'une plateforme faiblement inclinée vers le large, dont la pente est comprise entre 1 % et 5 % (figure 18). Elle s'étend du pied des cordons jusqu'au niveau des plus basses mers et se poursuit souvent sur l'avant-côte. À Plougrescant, cette plateforme est toujours constituée de sédiments dont la granulométrie est variable d'un secteur à l'autre, en fonction des conditions d'exposition aux houles. Le secteur nord du site est le plus exposé aux vagues incidentes et les sédiments sont très grossiers comme le montrent les cordons n° 1, 2, et 3 (figure 20a). À l'inverse, sur la partie sud du site, la plateforme est recouverte d'éléments plus fins, tels que des sables et des graviers comme le montrent les cordons n° 6 et 7 (figure 20b).



Figure 20 – Exemple de pavage grossier accumulé sur la plateforme rocheuse de bas de plage au niveau du cordon n° 1 (a) ; terrasse de bas de plage très sableuse au niveau des cordons n° 6 et 7.

### 2.3. Quantification des volumes sédimentaires

La quantification des volumes sédimentaires que représentent ces cordons a été réalisée en modifiant le modèle numérique d'élévation de manière à obtenir la « pseudo-topographie » de la plateforme rocheuse située sous les accumulations de galets (figure 21). Afin d'estimer le stock sédimentaire que représente chaque cordon, les données RASTER produites par photogrammétrie ont été modifiées en supprimant numériquement les accumulations de galets. En d'autres termes, le MNE de chaque cordon a été modifié manuellement afin de reconstituer la surface de base sur laquelle repose le cordon. La



reconstitution de cette surface « plane » s'est faite en respectant les valeurs de pente de la plateforme située en avant des cordons, et l'altitude de la base du revers de ces derniers, notamment pour les cordons barrières. La comparaison topographique entre les deux MNE a permis de calculer les volumes par une opération de soustraction comme suit : MNE – MNE modifié (figure 21).

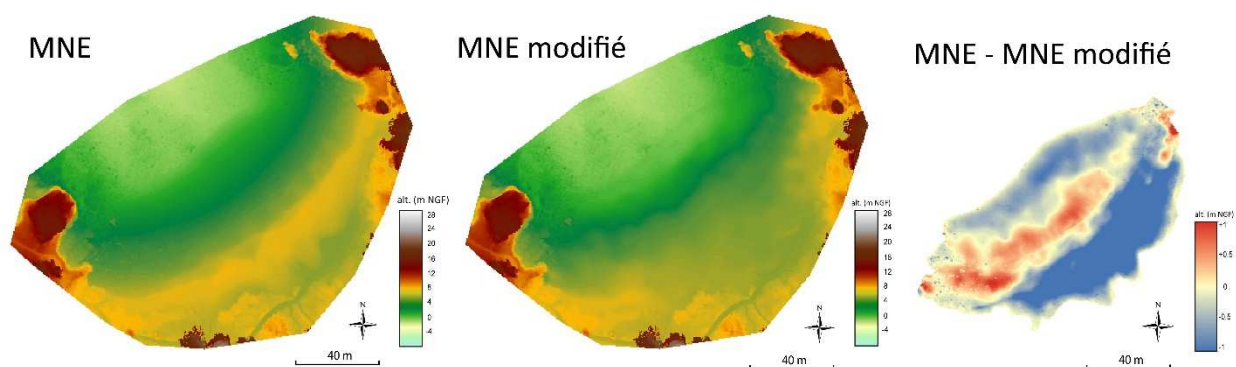


Figure 21 – Méthode de quantification des volumes sédimentaires des cordons de galets du site du Gouffre (exemple du cordon n° 2)

Malgré les incertitudes liées à la méthode mise en œuvre, notamment pour la reconstitution de la topographie sous-jacente des cordons adossés pour lesquels l'altitude du revers n'est pas visible, il a été possible de proposer une estimation des volumes de galets pour chaque cordon étudié. Ainsi, le cordon le plus massif reste le cordon n° 4 dont le volume sédimentaire atteint 8 200 m<sup>3</sup>. Le cordon n° 5 possède un volume assez proche estimé à 7 900 m<sup>3</sup>. Les cordons n° 2 et 6 sont les moins volumineux, avec 4 800 m<sup>3</sup> pour le premier et 4 600 m<sup>3</sup> pour le second. Le volume sédimentaire du cordon n° 7 est estimé à 2 800 m<sup>3</sup>.

Cordons	N° 1	N° 2	N° 3	N° 4	N° 5	N° 6	N° 7
Longueur (m)	100	190	68	156	122	164	148
Largeur (m)	37	85	48	43	68	70	52
hauteur max (m NGF)	8,65	7,94	7,73	7,97	7,70	7,38	6,78
hauteur min (m NGF)	7,45	6,89	7,07	6,69	6,12	5,70	5,65
hauteur moy (m NGF)	8,06	7,48	7,36	7,39	7,06	6,64	6,26
Volume (m <sup>3</sup> )	*	4 800	*	8 200	7 900	4 600	2 800

Tableau 2 – Synthèse des caractéristiques morphométriques des cordons de galets du site du Gouffre.

### 3. Etude des caractéristiques granulométriques des cordons de galets

#### 3.1. Introduction

Les caractéristiques sédimentologiques déterminent en grande partie le comportement des cordons de galets face aux événements météo-marins très morphogènes. Elles exercent une influence sur l'importance de l'écrêtement et sur l'ampleur du recul lors des tempêtes. L'organisation sédimentaire des cordons de galets contrôle également leur

régénération, c'est-à-dire leur capacité à se reconstruire et à devenir de moins en moins sensibles aux franchissements par les vagues de tempête. Enfin, la taille des galets qui composent les cordons détermine leur porosité. Plus les galets sont gros, plus les interstices entre les particules sont larges et permettent la circulation de l'eau à l'intérieur des corps sédimentaires, sauf bien sûr si les vides interstitiels sont colmatés par un sédiment très fin et imperméable. La porosité est donc un paramètre très important pour comprendre le remplissage et la vidange des lagunes lorsque ces dernières sont isolées par un cordon de galets. Par conséquent, en complément du suivi topo-morphologique initié en 2021, il apparaissait essentiel de mieux connaître la composition sédimentaire des cordons de galets du site du Gouffre. Cette étude vise à déterminer les caractéristiques essentielles de la sédimentologie des quatre cordons littoraux qui isolent les lagunes nord et sud.

Il est important de noter que cette étude porte principalement sur la mesure des sédiments présents à la surface des cordons. Aucune tranchée ou sondage n'a été entrepris pour observer ou mesurer les sédiments en profondeur, ce type d'opération étant incompatible avec le statut de protection dont bénéficient aujourd'hui les cordons de galets du Gouffre. La fraction sableuse a été étudiée en surface seulement et aucune donnée ne permet d'estimer la part de la fraction fine interstitielle, son abondance, sa localisation préférentielle, etc. Sur les cordons étudiés sur le site du Gouffre, cette fraction est quasi-inexistante en surface, mais se retrouve très probablement en profondeur et modifie certaines propriétés physiques. Certains auteurs considèrent ainsi que la fraction sableuse est une variable essentielle contrôlant la réponse des cordons de galets face aux différentes conditions météo-marines (Guilcher et al., 1957 ; Costa, 1997, 2005 ; Morel, 1997 ; Stéphan, 2008). En effet, la fraction sableuse peut avoir diverses influences sur l'évolution des cordons. Tout d'abord, les transferts de sable entre le cordon et la partie basse de l'estran peuvent favoriser l'adaptation morphologique de l'édifice sédimentaire lors des épisodes de forte agitation marine. Ensuite, la présence de cette fraction sableuse au sein du cordon réduit le volume de galets susceptible d'être transporté par la dérive de plage. À cela, il convient d'ajouter que la présence d'estrans sableux en pied de cordon favorise la dissipation de l'énergie des vagues et limite la mobilité transversale des formes d'accumulation. Enfin, la fraction sableuse influe sur la porosité et la perméabilité du cordon, ce qui conditionne, avec sa pente, l'aspect réfléchissant et dissipant de la plage.

### **3.2. Quelques notions de granulométrie des galets**

L'étude sédimentologique des accumulations littorales à galets a fait l'objet de nombreuses études dans le passé (Cailleux, 1945 ; Tricart, 1951 ; Bluck, 1967, 1999 ; Carr, 1969 ; Orford, 1975 ; Williams et Caldwell, 1988 ; Illenberger, 1991). Dans ces travaux, la taille des galets, aussi bien que leur forme sont apparues comme des composantes sédimentologiques essentielles qui déterminent la réponse du cordon face aux processus d'érosion et de sédimentation. Mais qu'entend-on par la taille et la forme des galets ? Par convention, tous les sédiments d'une taille supérieure à 2 cm sont appelés des « galets ». Entre 2 cm et 2 mm, on parlera de « graviers ». En-dessous de 2 mm, on entre dans le domaine des sables. Toutefois, la dimension d'un galet ne peut pas être réduite à une seule



valeur car il s'agit d'un objet en 3 dimensions dont la taille dépend de sa longueur, sa largeur et son épaisseur. Ensemble, ces trois valeurs définissent la dimension d'un galet. Par convention encore, la longueur d'un galet est appelée l'axe A, la largeur l'axe B et l'épaisseur l'axe C (figure 22).

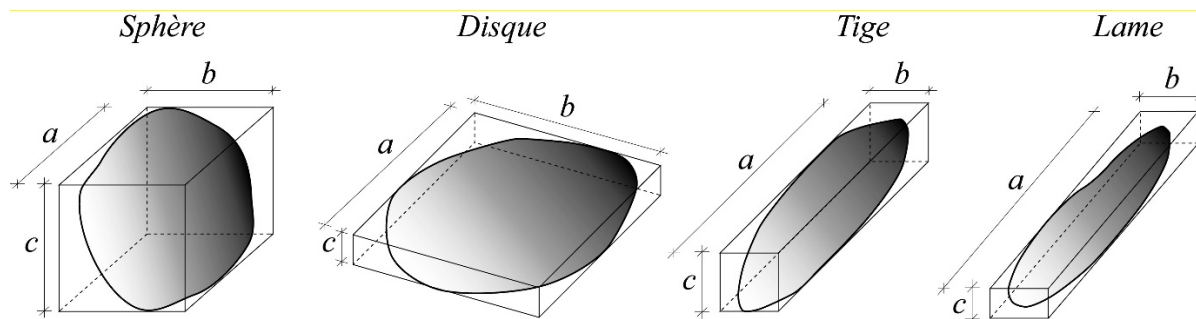


Figure 22 – Différents cas de figure illustrant la grande variabilité dans la taille et la forme des galets. Le rapport entre la longueur (axe a), la largeur (axe b) et l'épaisseur (axe c) permet de classer les galets selon quatre grandes catégories de forme : sphère, disque, tige, lame.

Selon la forme des galets, le rapport entre ces trois valeurs varie fortement. Certains galets sont sphériques. Dans ce cas, les axes A, B et C sont quasiment identiques. D'autres galets sont discoïdes (en forme de disque). La valeur des axes A et B sont très proches, mais l'épaisseur (axe C) est beaucoup plus faible en comparaison. Enfin, certains galets se présentent sous la forme de tiges. Leur longueur (axe A) est très importante en comparaison des axes B et C, assez proches l'un de l'autre. Afin de synthétiser toutes les informations concernant la forme et la dimension des galets, de nombreux indices ont été élaborés. Dans cette étude, nous retiendrons deux indices proposés par [Illenberger \(1991\)](#) : **l'indice de sphéricité** (*Corey Shape Index : CSI*), et **l'indice d'émoussé** (*Disc-Rod Index : DRI*) présentés dans la [figure 23](#).

Un ensemble homogène de galets ayant la même taille et la même forme est appelé un « faciès » sédimentaire. [Bluck \(1967\)](#) est le premier à avoir tenté de comprendre la façon dont les différents faciès étaient distribués sur les cordons de galets. Son modèle de répartition des différents faciès accorde une grande importance à la forme. Selon lui, la forme des galets détermine la manière dont ils vont être distribués par les vagues. [Bluck \(1967\)](#) imagine initialement un stock de galets très mal trié que les vagues de tempête vont organiser sous la forme d'une berme, projetant une partie des galets vers le haut et étalant une autre partie vers le bas du cordon. Cette évolution donnera naissance, selon l'auteur, à quatre zones différentes ([figure 24](#)) : au sommet, on trouvera une zone à grands disques ; sur le haut de la plage, on observera une zone où se mêlent toutes les formes et les tailles ; sur le bas de la plage, on trouvera une zone où la fraction sableuse infiltre les galets ; au pied du cordon, on constatera une prédominance des grandes sphères. Selon ce modèle, un tri s'opère entre les gros galets de forme sphérique et ceux de forme discoïde. Ce tri des galets s'effectue sous l'effet du jet de rive et de la nappe de retrait lors du déferlement des vagues sur le cordon. Les disques ont une plus grande portance et peuvent être projetés vers le haut

lors du jet de rive. Les sphères sont plus massives et roulent plus facilement vers le bas du cordon avec la nappe de retrait.

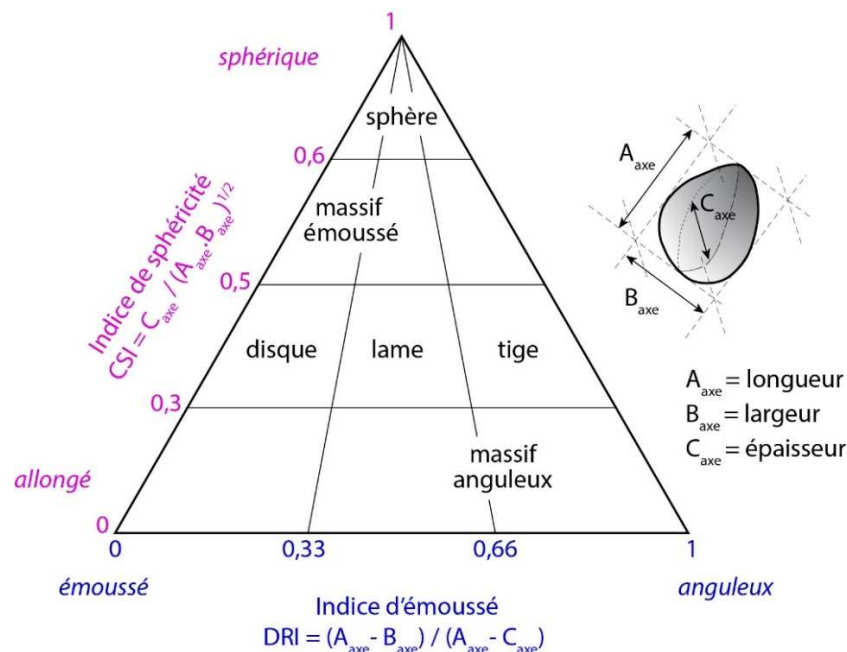


Figure 23 – Diagramme triangulaire permettant d'identifier des catégories morphométriques de galets à l'aide des indices de sphéricité et d'émoissé (Illenberger, 1991).

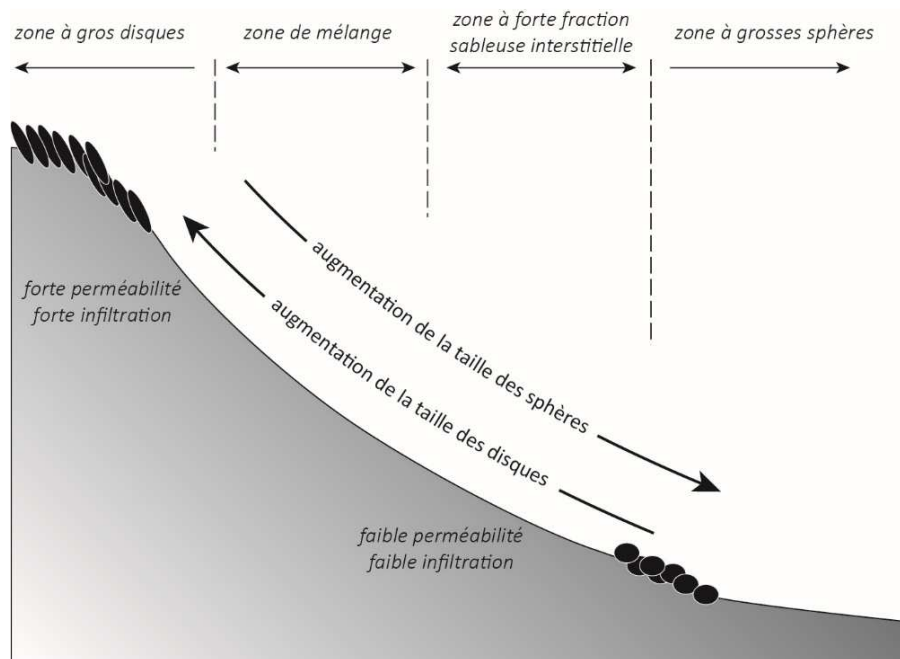


Figure 24 – Profil type d'un cordon de galets où sont résumées les caractéristiques du tri des galets selon leur forme et leur taille telles que l'envisage Bluck (1967) (modifié de Bluck, 1999).

Par la suite, le modèle de Bluck (1967) a été critiqué pour son caractère simpliste (William et Caldwell, 1988). De nombreuses plages de galets ne présentent pas ce type d'organisation sédimentaire. Pour William et Caldwell (1988), le tri des galets selon leur



forme, plutôt sphérique ou plutôt discoïde, s'effectue uniquement sous des conditions de tempête où les vagues sont suffisamment fortes pour procéder à un tri de ce type. Sous des conditions plus clémentes, le tri s'effectue principalement en fonction de la taille des galets.

Deux approches distinctes ont été mises en œuvre successivement pour mener à bien cette étude granulométrique. La première a suivi un protocole traditionnel. Elle a été réalisée en 2021 dans le cadre des stages de master de [G. Stéphan \(2022\)](#) et [E. Thomas \(2022\)](#). Elle s'est appuyée sur des mesures in-situ effectuées au pied à coulisse sur un grand nombre de galets. La seconde approche, plus novatrice et encore expérimentale, a été mise en œuvre en 2022. Elle s'appuie sur l'intelligence artificielle et des algorithmes d'apprentissage profond (*deep learning*) permettant de détecter et de mesurer automatiquement la taille des galets à partir d'images de terrain ([Soloy et al., 2020](#)). Les résultats obtenus par ce biais seront validés par les mesures in-situ. Nous présenterons successivement ces deux méthodes.

### 3.3. Mesures granulométriques in-situ

#### 3.1.1. Méthodes

Les mesures granulométriques in-situ ont été réalisées sur les cordons n° 4 et 5, et 7 lors de missions programmées entre les mois de mars et de juillet 2021. Cette analyse a été faite en 3 temps. Dans un premier temps, plusieurs campagnes de terrain ont été menées afin de mesurer la taille des galets et de prélever des échantillons de sédiments sableux et graveleux en vue de leur analyse en laboratoire. Dans un deuxième temps, les fractions moyennes à fines ont été traitées en laboratoire. Enfin, dans un troisième temps, une analyse statistique des données recueillies a été menée sous le logiciel R (package *gradistats*).

#### 3.1.2. Mode de prélèvements

Tandis que l'analyse des sables est relativement simple puisqu'elle consiste à prélever environ 100 g de sédiment qui sont ensuite passés au crible de la tamiseuse en laboratoire, celle des galets est beaucoup plus chronophage. En effet, elle suppose la mesure manuelle d'un nombre important de galets sur le terrain. Dans un souci de représentativité statistique, [Cailleux et Tricart \(1963\)](#) recommandent de sélectionner 100 galets au hasard et de les mesurer dans leurs trois dimensions ([figure 25](#)). C'est donc ce qui a été entrepris dans le cadre de cette étude.

Afin de ne pas déranger la nidification du Grand Gravelot, les mesures et les prélèvements sédimentaires ont été priorités sur les cordons n° 4 et 5 dès le mois de mars. Nous avons effectué des mesures et/ou des prélèvements lorsqu'en surface, un changement de faciès sédimentaire était observé. Au total, 23 échantillons ont été mesurés et/ou prélevés sur le cordon n° 4 ([figure 26A](#)) et 29 échantillons sur le cordon n° 5 ([figure 26B](#)).



Figure 25 – Mesure des galets réalisée in-situ. A. Pose d'un quadra de 1x1 m de dimension. B. Positionnement du quadra par une mesure au DGPS. C. Mesure de 100 galets à l'aide d'un pied à coulisse. D. Séparation des fractions sableuses et graveleuse à l'aide de tamis et prélèvement des échantillons en vue de leur analyse en laboratoire (Photos : A.-S. Moreau).

Concernant le cordon n° 7, les prélèvements ont été réalisés le long de transects. Sur la partie nord du cordon (en avant de la petite lagune), 3 à 4 prélèvements ont été réalisés le long de chacun de ces transects, depuis le revers du cordon jusqu'à son pied. Une fois la partie sud de la lagune passée, les prélèvements ont été espacés en raison de faciès très bien marqués. Au total, 42 prélèvements ont été effectués sur ce cordon, depuis son extrémité est jusqu'aux deux grands blocs rocheux situés 180 mètres plus au sud (figure 26C).

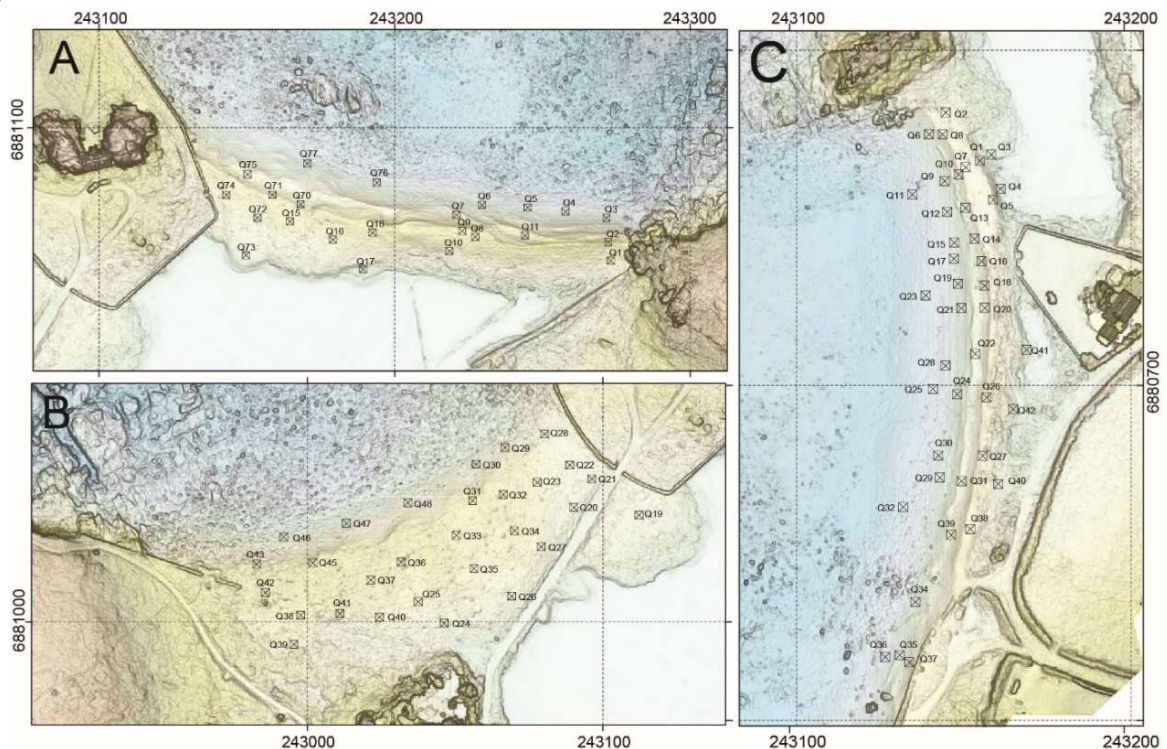


Figure 26 – Localisation des points d'échantillonnage le long des trois cordons étudiés en 2021. A. cordon n° 4. B. Cordon n° 5. C. Cordon n° 7.



### 3.1.4. Traitement des données

**La fraction fine.** Les échantillons (une centaine de grammes) ont été analysés au laboratoire de sédimentologie de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (Plouzané). Les sédiments sableux et graveleux ont été lavés à l'eau claire et séchés à l'étuve avant d'être tamisés. Les refus de tamis ont été pesés pour chaque fraction granulométrique. Ces données ont été traitées sous le logiciel R en utilisant le package Gradistat.

**La fraction grossière.** L'analyse de la taille des galets a été chronophage car elle suppose la mesure manuelle d'un nombre très important de galets sur le terrain. A la différence des sables et des graviers, elle ne peut être faite au tamis. Afin d'obtenir une bonne comparaison entre la fraction fine et grossière, seule la largeur des galets a été retenue sur les trois axes mesurés (Pinot, 1998). Cela a ensuite permis de comptabiliser le nombre de galets appartenant à chaque classe granulométrique. En ce sens, à la place de poids pour les sables, nous avons obtenu des nombres pour les galets. Les résultats ont été traités sur Gradistat à l'instar de la fraction sableuse. Cependant, les données étant de nature différente, les résultats n'ont pas été assemblés.

**Les indices granulométriques.** Cette analyse a permis de connaître le grain médian ( $D_{50}$ ), l'indice de tri (*Trask* ou *So*) et l'indice d'asymétrie (*Skewness*) de chaque échantillon. L'indice de Trask permet de connaître la dispersion des individus dans l'échantillon et donc, le bon ou mauvais classement des sédiments. Le classement est d'autant plus mauvais que les valeurs du *So* sont élevées (Fournier et al., 2012). Le *Skewness* est un paramètre d'asymétrie, les valeurs négatives correspondent à une dominance des sédiments fins et les valeurs positives à une dominance des sédiments grossiers (Fournier et al., 2012).

**L'analyse morphologique des galets.** L'analyse de la forme des galets s'est faite grâce aux indices de sphéricité (*Corey Shape Index* ou *CSI*) et d'émoussé (*Disc-Rod Index* ou *DRI*) provenant des travaux d'Illenberger (1991) (figure 23). Ces indices n'ont été calculés que sur les échantillons de galets dont la population était de 100. Des pourcentages ont permis de dégager des tendances sur les différentes parties altitudinales des cordons.

## 3.4. Les résultats des mesures *in-situ*

### 3.4.1. Granulométrie du cordon n° 4

Sur le cordon n° 4, il existe, d'une part, des sédiments très grossiers (blocs et galets) et, d'autre part, des sédiments moyens et fins (graviers et sables) (figures 27). Les sédiments très grossiers sont situés majoritairement dans la partie est (médiane de 13,5 cm à 5,5 cm) et sur la crête du cordon (figures 27A, 28). Cette présence de galets en haut de cordon est liée aux processus d'overtopping, qui induisent le déplacement des sédiments les plus grossiers vers le sommet des cordons, sous la forme de bermes ou de levées de tempête (Stéphan et al., 2010).



Figure 27 – Faciès granulométriques sur le cordon n° 4. A. Photographie prise dans la partie est du cordon où les galets dominent en surface (P. Stéphan, mars 2021). B. Photographie prise à la base du revers dans la partie est du cordon où l'on rencontre des galets sphériques et grossiers ayant roulé vers le bas de la pente (P. Stéphan, mars 2021). C. Photographie prise dans la partie ouest du cordon où la fraction sableuse est plus importante en surface (P. Stéphan, mars 2021). D. Photographie de la partie ouest du cordon où les sédiments sont très hétérométriques et mal triés et indiquent une certaine désorganisation sédimentaire (P. Stéphan, mars 2021).

La partie centrale du cordon possède des éléments moins grossiers (médianes comprises entre 2,8 et 4,1 cm), qui diminuent encore vers l'ouest, où les sables et les graviers (médianes comprises entre 0,1 et 2,8 cm) dominent la fraction granulométrique (figure 28). La partie orientale est dépourvue de fraction sableuse en surface. Cela ne veut pas dire que le sable est inexistant dans cette partie de l'édifice, mais qu'il est situé en profondeur.

Il existe donc une distribution différentielle très marquée sur ce cordon, avec une opposition est-ouest assez nette (figure 29). Concernant la partie ouest, une distribution granulométrique transversale est aussi mise en évidence, avec des sédiments très grossiers sur le revers (médiane de 12,2 à 13,5 cm) et sur la crête du cordon (médiane entre 6,8 et 10,8 cm), s'affinant vers son front et jusqu'à son pied (médiane entre 5,5 et 6,8 cm), où l'on retrouve ensuite des blocs de très grosse taille difficilement mobilisables par la dynamique marine (figure 28).



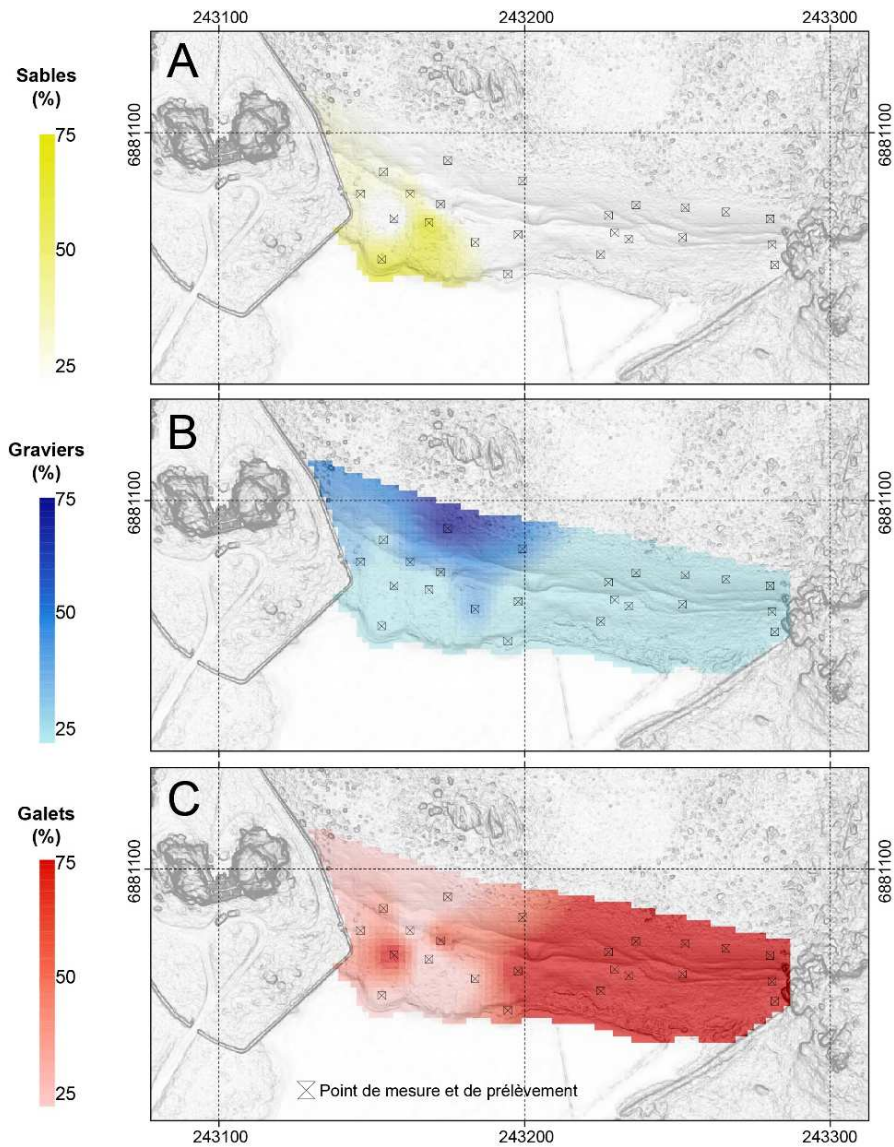


Figure 28 – Distribution des principales fractions granulométriques sur le cordon n° 4. A. fraction sableuse (taille des grains comprise entre 60  $\mu$ m et 2 mm). B. fraction graveleuse (taille des grains comprise entre 2mm et 2cm). C. fraction de galets (taille des grains supérieure à 2 cm).

Le matériel grossier situé sur la crête est mobilisé lorsque la compétence des houles est suffisante. Sous l'impulsion du jet de rive, le matériel se déverse sur le revers du cordon. La végétation présente sur les lobes de déversements et les parties les plus basses du revers, indique que ces processus de débordements n'ont pas eu lieu depuis un certain temps.

Le matériel sédimentaire est très bien classé sur le revers est du cordon et vers la crête, comme nous le montre l'indice de *Trask*, compris entre 1,0 et 1,17 (figure 29B). Cette zone est en effet constituée d'un matériel homogène car il s'agit d'un matériel originellement situé au sommet du cordon et ayant subi un tri par les vagues avant d'être déversé sur le revers. La partie centrale du cordon est, quant à elle, très mal classée. C'est en effet une zone très hétérométrique. De même, le revers et les lobes de déversement possèdent des indices de tri élevés (2,3 à 3,5), indiquant un très mauvais tri. Le matériel mal classé est donc

majoritairement situé au niveau du revers, ce qui s'explique par le déversement en « vrac » des galets le long de sa pente lors des événements tempétueux. Le pied du cordon est quant à lui mal trié, on y retrouve des sédiments de toutes tailles, y compris du sable (figure 28).

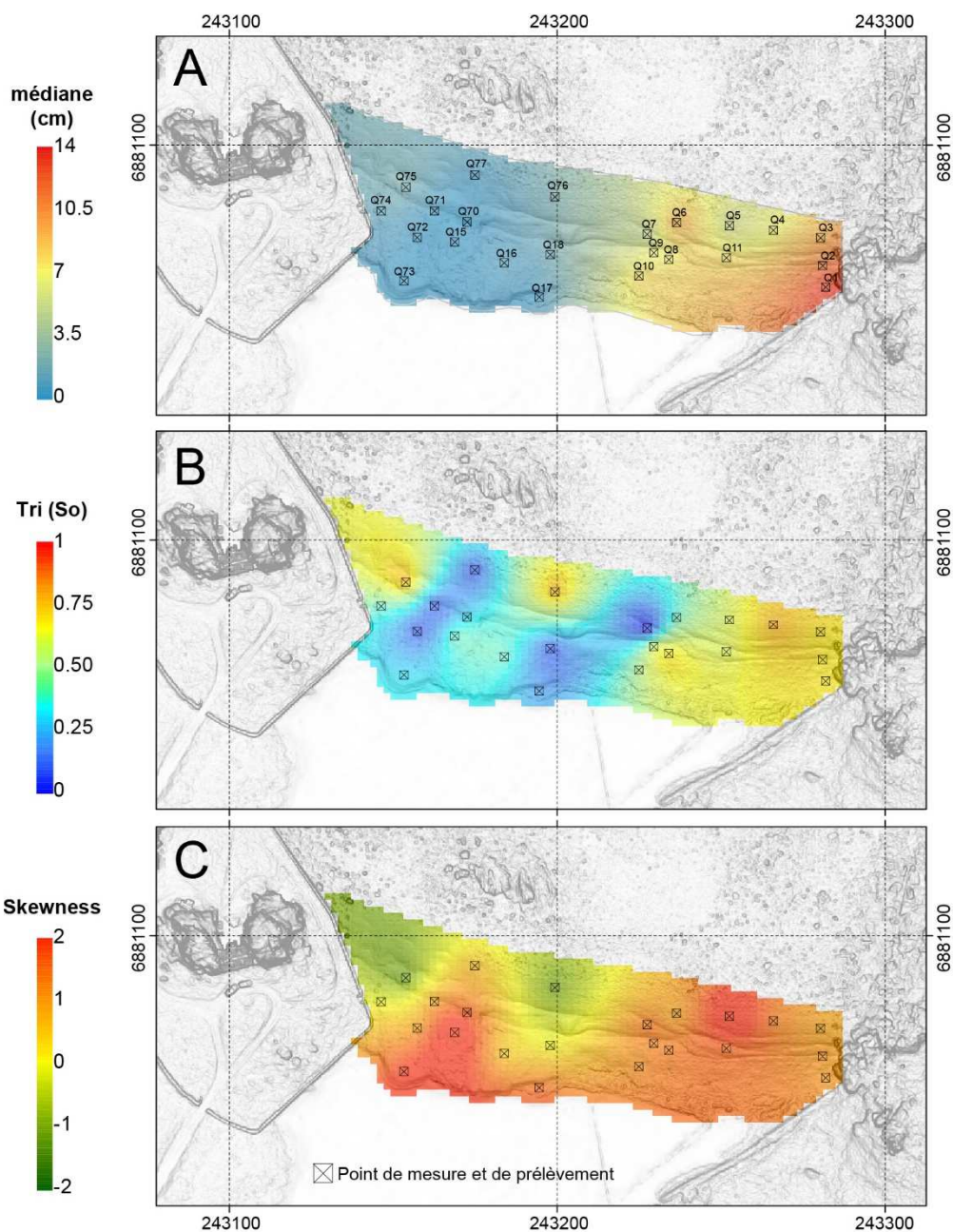


Figure 29 – Granulométrie du cordon n° 4. A. Médiane granulométrique. B. Indice de tri. C. Indice d'asymétrie.

L'indice d'asymétrie montre que globalement, il existe une dominance de sédiments fins sur les parties médiane et orientale du front du cordon (figure 29C). Ces zones sont très bien délimitées et visibles sur la figure 29C. Bien que la médiane des sédiments dans ces zones soit comprise entre 2,8 et 5,5 cm, cela permet de mettre en évidence la part importante



de fraction fine sur cette zone du cordon. Le *skewness* confirme également que la partie est et le bas du revers sont majoritairement composés de sédiments grossiers.

Concernant la morphométrie des galets, les indices d'émousés et de sphéricité indiquent que les galets sont très sphériques dans la partie orientale de l'édifice, de la crête jusqu'au pied du cordon, avoisinant 30 % des galets mesurés. La proportion de galets sphériques est moins importante dans la partie ouest où elle ne dépasse pas 25 % et semble mélangée à des éléments plus anguleux. Ces éléments sont à mettre en relation avec l'évolution récente du cordon n° 4 depuis les années 1950. La partie ouest a connu un recul important durant les années 1960, conduisant à la formation d'un grand lobe de débordement dans la lagune suite au transfert en masse des sédiments sur le revers. Après cet événement, le cordon n° 4 n'a pas connu de changements morphologiques majeurs au cours des décennies suivantes. Les vagues ont trié le matériel sédimentaire par taille et par forme en surface et en profondeur. Les différents faciès sédimentaires se sont redistribués selon les conditions hydrodynamiques locales. Toutefois, cette organisation sédimentaire a de nouveau été mise à mal durant l'hiver 2014 où un nouveau lobe de débordement s'est formé dans la lagune. Cet épisode a probablement conduit à mélanger les stocks sédimentaires dans la partie ouest du cordon n° 4.

Enfin, on note également que le pourcentage de galets sphériques est plus élevé à la base du cordon où il atteint des valeurs de 40 à 50 %. La distinction morphométrique entre l'est et l'ouest du cordon est encore plus nette lorsqu'on s'intéresse uniquement aux galets qui composent le revers. A l'est, le revers est majoritairement composé de sphères (20 à 30 %), tandis que sur la partie ouest, les galets sont plus mélangés, avec des pourcentages presque identiques entre les sphères, les émousés et les anguleux ( $\pm 20$  %). Dans cette partie du cordon, ce sont les lames qui prédominent avec un pourcentage compris entre 30 et 40 %.

#### 3.4.2. Granulométrie du cordon n° 5

Le cordon n° 5 est composé de sédiments assez grossiers sur l'ensemble de sa surface (figures 30, 31). Globalement, les galets sont majoritaires (médiane de 2,4 à 4,5 cm) mais il existe également une proportion de graviers assez importante (médiane de 0,3 à 2 cm) (figure 31). Les sédiments les plus grossiers sont situés sur le pied du cordon, avec une médiane comprise entre 12,7 et 21 cm (figure 31). Les éléments moins grossiers sont situés dans la partie médiane et sur le revers de l'édifice. La fraction graveleuse est assez importante dans la partie est du cordon (médiane comprise entre 0,2 et 2 cm). La fraction sableuse représente une part extrêmement faible sur ce cordon, seuls 5 échantillons présentent des proportions de sables sur les 23 échantillons analysés.

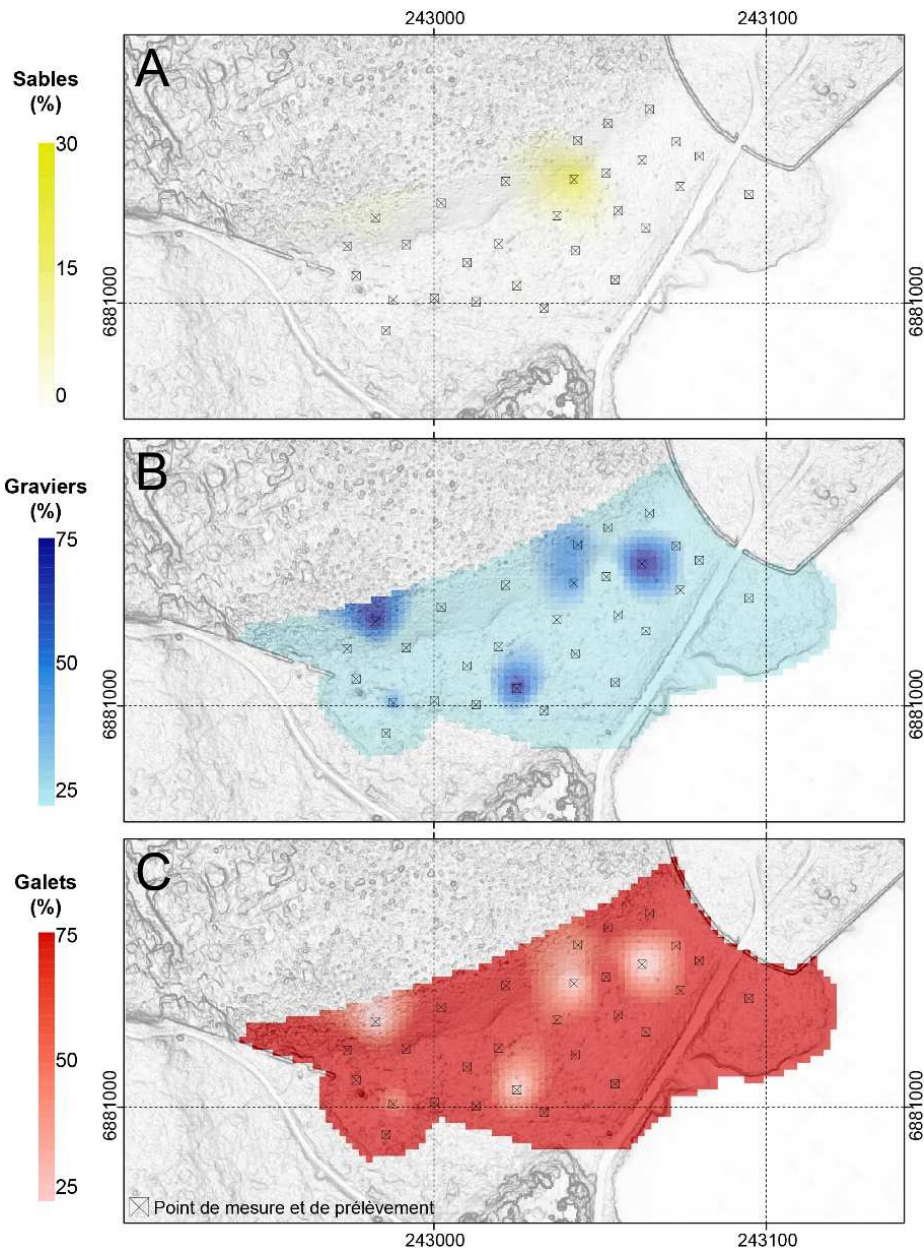


Figure 30 – Distribution des principales fractions granulométriques sur le cordon n° 5. A. fraction sableuse (taille des grains comprise entre 60  $\mu$ m et 2 mm). B. fraction graveleuse (taille des grains comprise entre 2mm et 2cm). C. fraction de galets (taille des grains supérieure à 2 cm).

L'indice de *Trask* est compris entre 1,2 et 1,35 sur la partie est du cordon (figure 32B) indiquant que les sédiments sont moyennement classés. Certaines zones en bas de cordon apparaissent mal classées (1,35 à 1,87) tandis que la partie médiane et le revers du cordon présentent un indice supérieur à 2,75, ce qui indique que les sédiments sont très mal classés. Ce mauvais classement est le signe d'une désorganisation sédimentaire visible sur toute cette partie du cordon, située en contrebas du muret en pierres, où les blocs, les galets et les graviers sont répartis de manière très anarchique. Sur le revers, le mauvais tri du matériel peut être expliqué par le déversement « en vrac » des sédiments lors des événements tempétueux.





Figure 31 – Faciès sédimentaires rencontrés sur le cordon n° 5. A. Vue générale du cordon n° 5 (P. Stéphan, mars 2021). B. Faciès à gros blocs roulés à la base du cordon, au contact entre la plage et la plateforme rocheuse d'avant-côte (P. Stéphan, mars 2021). C. Sommet du cordon partiellement végétalisé caractérisé par un matériel sédimentaire très hétérométrique et mal trié (P. Stéphan, mars 2021). D. Lobes de débordement sur le revers du cordon (P. Stéphan, mars 2021).

L'indice d'asymétrie montre une prédominance des éléments fins dans les parties orientale et médiane du cordon (figure 32C), tandis que les éléments les plus grossiers prédominent au pied du cordon (*skewness* compris entre 4 et 4,6).

L'analyse de la morphométrie des galets montre que les éléments anguleux sont dominants sur la partie est, sur le revers et sur le lobe de débordement où ils représentent 20 à 30 % des galets. A l'inverse, le matériel est plus émoussé dans les parties ouest (25 à 35 % des galets) et médiane du cordon (25 à 30 %). Les disques sont presque inexistantes sur ce cordon, avec des pourcentages compris entre 1 et 10 %. Les galets sphériques sont en forte proportion sur le pied du cordon, principalement dans la partie ouest (25 et 35 %), où ils sont mélangés aux lames (20 à 25 %).

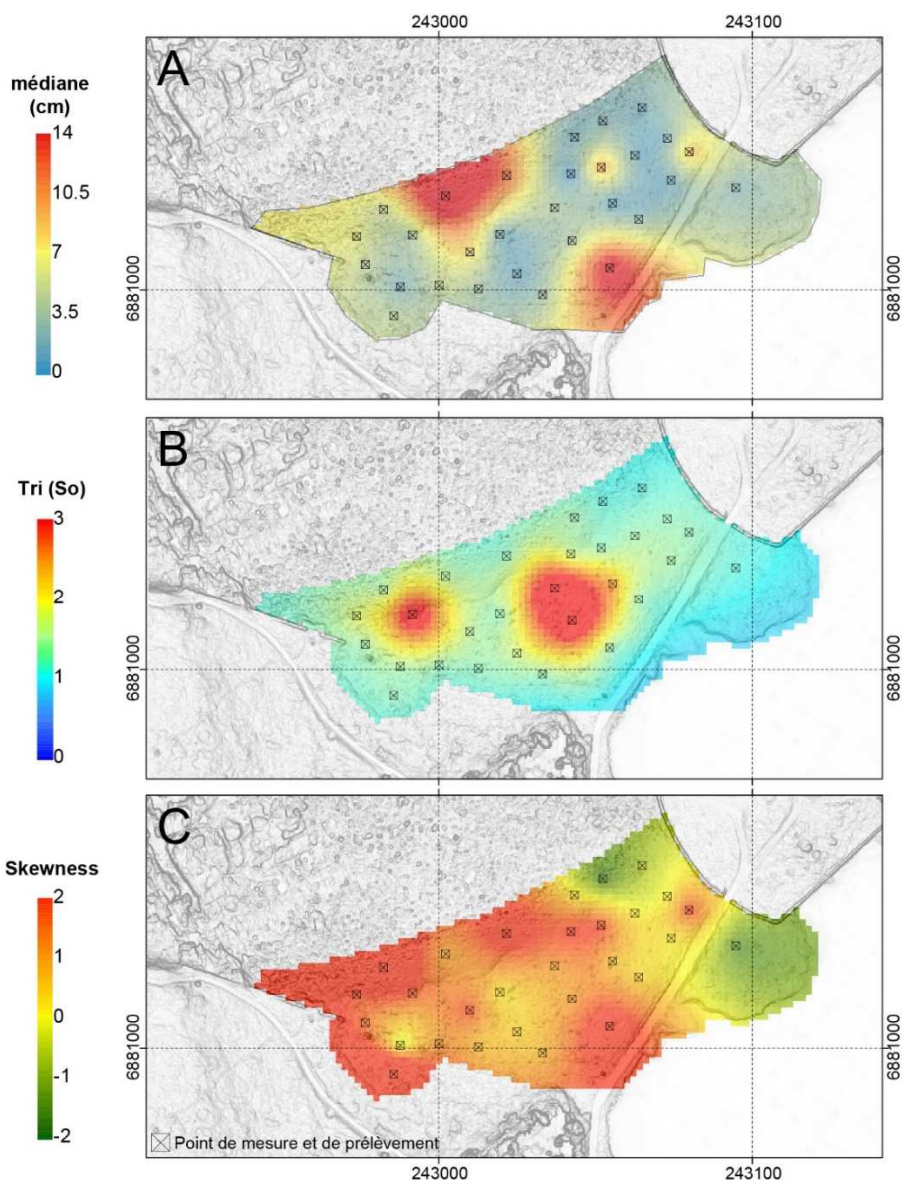


Figure 32 – Granulométrie du cordon n° 5. A. Médiane granulométrique. B. Indice de tri. C. Indice d'asymétrie.

### 3.4.3. Granulométrie du cordon n° 7

Sur le cordon n° 7, le matériel est largement dominé par des sédiments grossiers (blocs, gros galets et galets) (figure 33). La proportion de sables et de graviers est très faible dans l'ensemble (figure 34). Même si sur le terrain, les faciès sédimentaires se distinguent assez nettement les uns des autres, nos données ne révèlent pas clairement d'organisation transversale ou longitudinale (figure 35).

La distribution des tailles médianes montre un secteur nord composé de sédiments plus grossiers (médianes granulométriques comprises entre 6,4 et 11,9 cm). Ce secteur a fait l'objet d'un reprofilage lors de la pose d'une buse en septembre 2014, pouvant expliquer cette anomalie granulométrique. Au centre du secteur étudié, deux secteurs se caractérisent



par des galets de dimensions plus modestes (de 2 à 4,2 cm) (figure 35A). La taille médiane des galets augmente ensuite vers le sud du cordon (8,6 et 10,8 cm).



Figure 33 – Faciès sédimentaires sur le secteur 7. A, B et C. Vues de l'extrémité sud du secteur 7 où le haut de plage se présente sous la forme d'une micro-falaise de loess en cours d'érosion. La présence de blocs en enrochement à distance du pied de falaise témoigne d'une tentative infructueuse de stopper le recul du trait de côte dans ce secteur. La plage est essentiellement composée de galets en surface, tandis que le bas de plage est essentiellement sableux. D. Vue du cordon n° 7 essentiellement dominé par les galets en surface.

Transversalement, on peut noter que la crête se compose de sédiments plus fins que ceux situés en pied de cordon. Le caractère particulièrement abrité de cette anse limite la compétence des vagues et leur capacité à remonter vers le sommet du cordon les galets les plus gros.

Sur le revers, les lobes de débordement sont toujours composés de sédiments de tailles semblables à ceux présents sur la crête et sur la plage attenante. Cela suppose que les transferts sédimentaires sont uniquement transversaux dans ce secteur.

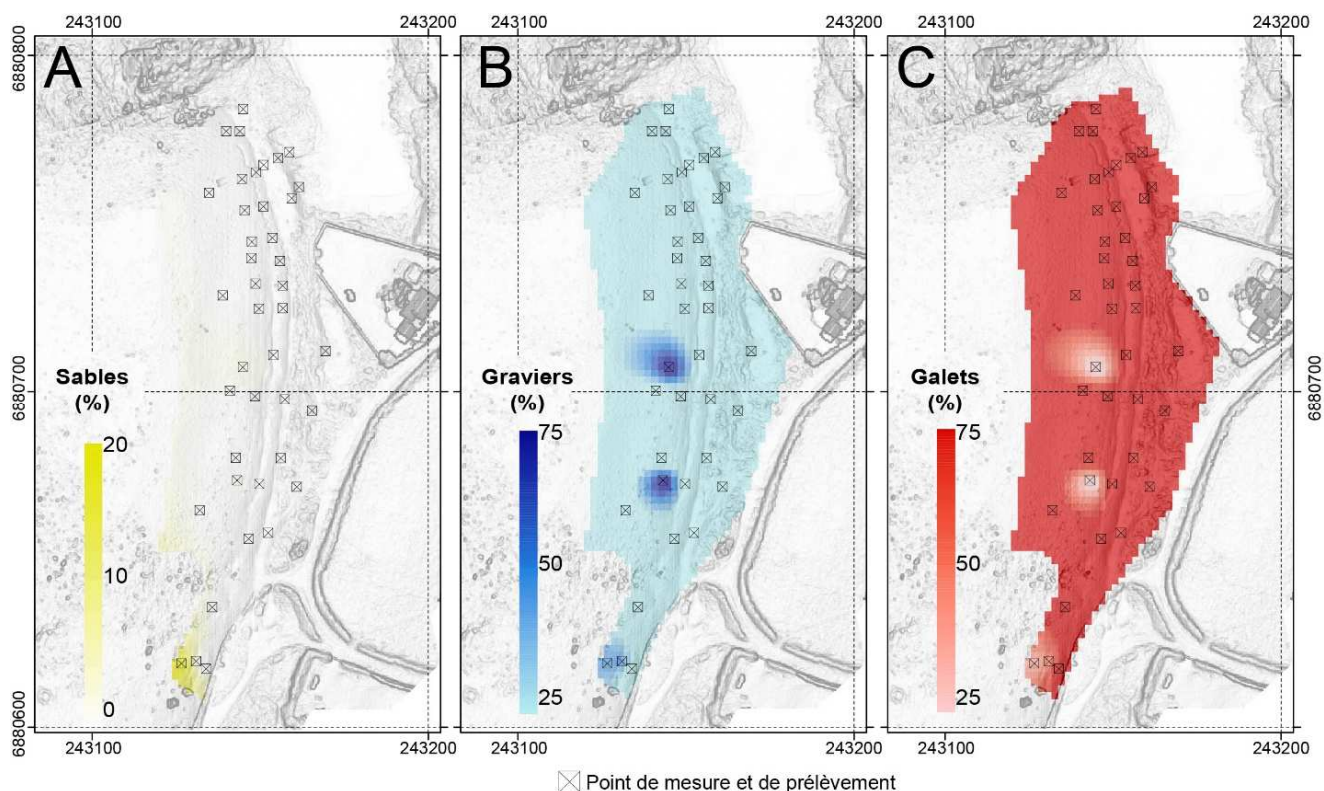


Figure 34 – Distribution des principales fractions granulométriques sur le cordon n° 7. A. fraction sableuse (taille des grains comprise entre 60  $\mu$ m et 2 mm). B. fraction graveleuse (taille des grains comprise entre 2mm et 2cm). C. fraction de galets (taille des grains supérieure à 2 cm).

L'indice de tri, compris entre 1 et 1,17, montre un matériel très bien classé sur l'ensemble du cordon (figure 35B). Seuls quelques points d'échantillonnages situés au pied du cordon montrent un classement normal. La zone située au sud-ouest du cordon montre un indice de tri élevé ( $> 2,75$ ). Elle correspond à une zone en arrière d'un pavage de blocs. Les blocs doivent influencer sur la dynamique marine, et donc, sur la classification sédimentaire de cette zone.

Le *Skewness* confirme localement la présence d'un matériel plus fin sur quelques échantillons même si, dans l'ensemble, c'est bien le matériel grossier qui prédomine (figure 35C).

Le cordon n°7 est principalement constitué de galets émoussés dans des proportions comprises entre 30 et 40 %. La part des galets émoussés diminue vers le pied du cordon où elle représente 15 à 20 % des galets. Les galets anguleux sont principalement situés sur le revers, où ils atteignent des pourcentages compris entre 25 et 30 %, ainsi que sur la crête du cordon dans une proportion variant de 20 à 25 %. Ils sont mélangés à des lames, que l'on retrouve en proportion assez forte vers la crête et le revers (20 et 25 %).



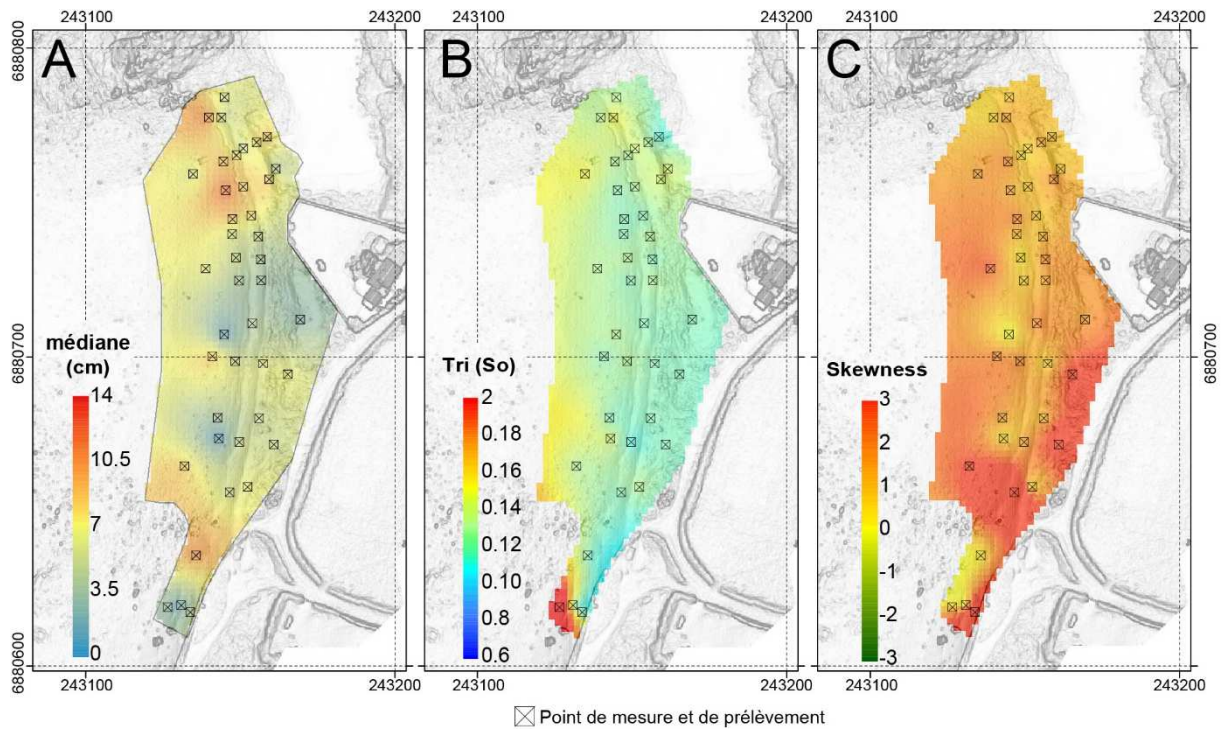


Figure 35 – Granulométrie du cordon n° 7. A. Médiane granulométrique. B. Indice de tri. C. Indice d'asymétrie.

#### 3.4.4. Limites de l'approche par mesure *in-situ*

Les cartes produites dans le cadre de cette étude sont à prendre avec précaution pour deux raisons. D'une part, la faiblesse du nombre d'échantillons ne permet pas de représenter d'un point de vue cartographique, toutes les nuances de faciès sédimentaires visibles sur le terrain. D'autre part, la méthode utilisée pour spatialiser les données et indices granulométriques s'appuie sur une interpolation qui tend à lisser les informations. Afin de s'affranchir de ces limites, une méthode de détection et de mesure automatiques des galets a été mise en œuvre.

### 3.5. Méthode de détection automatique par *deep learning*

#### 3.5.1. Introduction

En raison du caractère extrêmement chronophage de la mesure *in-situ* des galets et des analyses granulométriques en laboratoire, des méthodes de mesure basées sur des photographies ont été développées au cours des dernières décennies (Adams, 1979 ; Kellerhals et Bray, 1971). Initialement, ces méthodes nécessitaient l'intervention d'un opérateur pour digitaliser manuellement les galets. Cette procédure pouvait prendre plus d'une heure par image (Ibbeken et Schleyer, 1986).

Au fil des années, ces traitements informatiques ont été améliorées et automatisées et conduisent aujourd'hui à distinguer deux catégories d'approches. La première consiste à analyser la texture des images (Buscombe, 2020, 2013 ; Carbonneau et al., 2004 ; Rubin, 2004 ; Verdú et al., 2005), tandis que la seconde vise à caractériser individuellement chaque galet visible sur une image (Butler et al., 2001 ; Graham et al., 2005b, 2005a ; Purinton et Bookhagen, 2019 ; Sime et Ferguson, 2003). Pour ce faire, les objets présents sur l'image (galets) sont segmentés, c'est-à-dire reconnus et distingués les uns des autres en utilisant une suite d'algorithmes de segmentation d'images (figure 36). Ces deux techniques ont prouvé leur efficacité, mais elles sont limitées par (i) la résolution des images, (ii) par le fait que certains galets sont enfouis, inclinés ou superposés à la surface des plages, (iii) par les conditions d'éclairage qui ne sont pas toujours optimales (présences d'ombres entourant les galets) (Graham et al., 2005b).

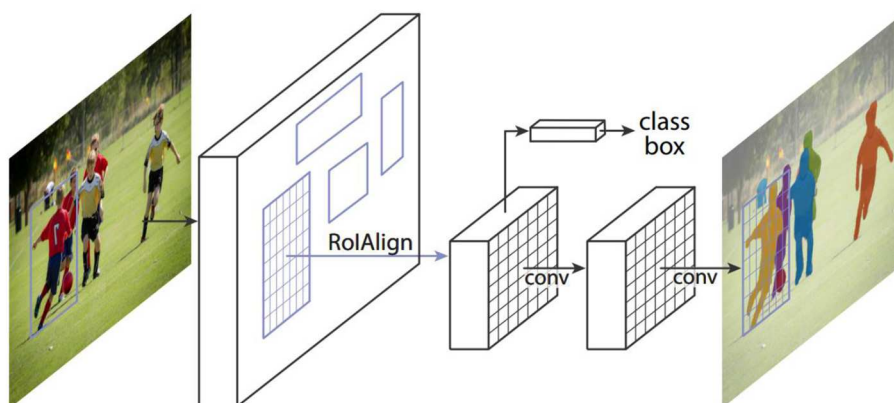


Figure 36 – Principe de fonctionnement du réseau de neurones convolutif régional (Mask R-CNN) pour la segmentation des objets sur une image (He et al., 2017).

Dans le cas des mesures basées sur la segmentation, le seul paramètre limitant est la résolution de l'image, ce qui rend cette approche plus robuste. Cependant, la plupart des méthodes de segmentation dépendent de l'utilisation d'algorithmes de détection des contours qui, à eux seuls, ne sont pas en mesure de différencier les véritables contours des galets des contours causés par des chevauchements entre les galets. Pour résoudre ce problème, une méthode de segmentation basée sur le *deep learning* a été employée dans cette étude. Le *deep learning*, ou apprentissage profond, s'appuie sur des réseaux de neurones convolutifs qui permettent de résoudre des tâches complexes et qui reposent sur l'apprentissage de représentations de données. Cet apprentissage peut être supervisé ou semi-supervisé, voire non-supervisé par un opérateur (un être humain) qui va entraîner l'algorithme dans son exécution. En d'autres termes, le programme informatique apprend à partir d'exemples afin d'être en mesure de produire des résultats précis lorsqu'on lui présente de nouvelles données. Ce processus peut être répété sur de nombreuses itérations (époques) jusqu'à ce que les performances atteignent le niveau de précision souhaité. Le *Deep Learning* a été utilisé dans de nombreuses applications, de la traduction de langues aux voitures à conduite autonome.



### 3.5.2. Modèle utilisé

Dans notre cas, le *deep learning* est employé pour procéder à une segmentation automatique et non supervisée des galets, voire une classification de ceux qui ne se chevauchent pas, afin de réduire le temps de traitement et l'expertise nécessaire au traitement d'une image. L'algorithme d'apprentissage profond utilisé est appelé Mask R-CNN (*Mask Regional Convolutional Neural Network*). Il a été développé par [He et al. \(2017\)](#) et il est aujourd'hui largement utilisé dans le domaine de l'informatique pour la reconnaissance automatique d'objets, de personnes, de voitures, etc. L'algorithme utilisé dans le cadre de cette étude a préalablement été entraîné à la reconnaissance automatique des galets de plage. Ce travail a été mené dans le cadre de la thèse d'Antoine Soloy sur les sites d'Étretat et Hautot-sur-Mer en Normandie ([Soloy, 2022](#) ; [Soloy et al., 2020](#)). Pour ce faire, la surface de ces deux plages a été photographiée à hauteur d'homme sur une quarantaine de secteurs. Sur chaque image, les galets ont été numérisés manuellement. Ensuite, ce jeu de données (environ 3 600 galets) a été utilisé pour entraîner l'algorithme.

L'étape d'apprentissage d'un modèle de *Deep Learning* fonctionne par itérations appelées « époques », elles-mêmes subdivisées en étapes. Dans le cas présent, un total de 100 époques, chacune comprenant 100 étapes, a été nécessaire pour atteindre une capacité de segmentation satisfaisante. Après le traitement de l'image, la sortie du modèle est enregistrée sous la forme d'une série de masques, un par galets détecté, chacun d'entre eux étant associé à une valeur de probabilité reflétant la certitude du modèle d'avoir correctement détecté et segmenté l'objet. La dimension des galets est mesurée sur des images dont on connaît la résolution. La mesure des galets porte sur deux axes : l'axe majeur (axe A) et l'axe mineur (axe B) de l'ellipse sur laquelle se trouve le galet. Il est important de mentionner que la forme réelle de la particule est aplatie par le processus de photographie et que, par conséquent, il n'est pas possible de connaître l'axe C (épaisseur) des particules. Cette perte d'une dimension par projection est également susceptible d'être une source de légères erreurs, d'autant plus que le grand et le petit axe de l'ellipse peuvent ne pas correspondre exactement aux axes A et B de la particule, même s'ils restent proches.

### 3.5.3. Application du modèle aux cordons du Gouffre

Le modèle de reconnaissance et de mesure automatiques des galets a été appliqué sur une série d'orthophotographies prises au drone en mars 2022 sur les cordons n° 4, 5, 6 et 7 ([figure 37](#)). Les survols ont été réalisés à une altitude moyenne de 10 m afin de disposer d'images à très haute résolution spatiale. En effet, pour que le modèle puisse détecter des particules de tailles égales ou supérieures à 2 cm, une résolution au sol de 2 à 3 mm/pixel est nécessaire. Les calculs ont nécessité un temps d'environ 4 jours. Au total, plus de 823 000 galets et blocs ont été détectés sur les quatre cordons étudiés. La densité des éléments détectés varie de 2 à 118 galets /m<sup>2</sup>.

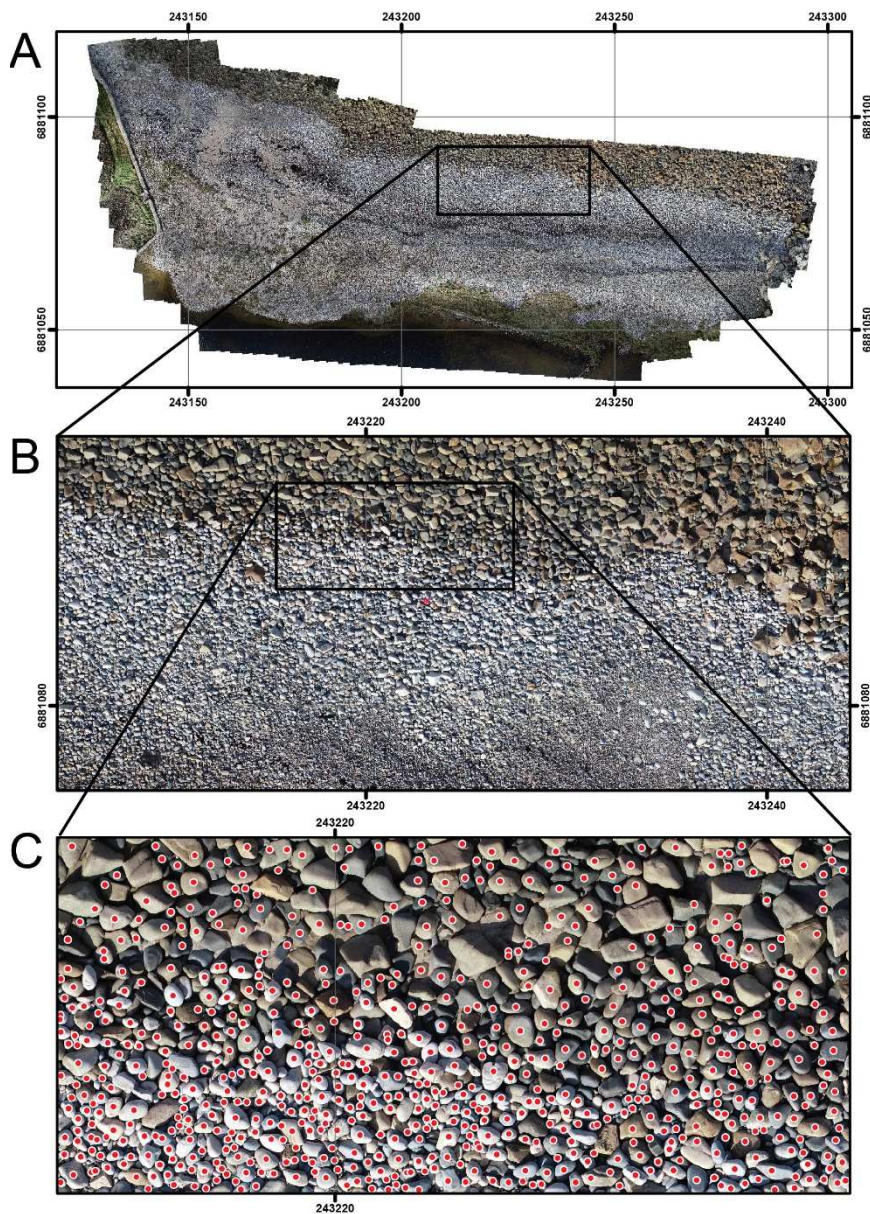


Figure 37 – Orthophotographie du cordon n° 4 de mars 2021 ayant servi à la détection et à la mesure des galets. A. Vue générale. B. Vue rapprochée sur un secteur du cordon. C. Vue rapprochée sur laquelle apparaissent les points correspondant aux galets détectés et mesurés.

Pour chaque galet détecté, plusieurs informations ont été calculées de façon automatique : sa position (coordonnées x et y), sa longueur et sa largeur (axes A et B), sa surface au sol, son orientation, son score (probabilité que la détection soit correcte). Pour rendre les résultats plus lisibles, ces informations ont été analysées sous la forme d'images où chaque pixel correspond à une surface de 1 m<sup>2</sup> de plage. Plusieurs indices ont été calculés à partir des galets mesurés au sein de chaque m<sup>2</sup> :

- Le **score de détection** : probabilité que le modèle ait correctement détecté et segmenté l'objet obtenues (moyenne par m<sup>2</sup>)
- La **densité**, c'est-à-dire le nombre de galets par m<sup>2</sup>
- La **longueur des galets** ou axe A (moyenne par m<sup>2</sup>)



- L'**orientation des galets**, en degré par rapport au nord géographique (moyenne par m<sup>2</sup>)
- La **circularité** : rapport entre le « diamètre équivalent » d'un galet (c'est-à-dire le diamètre d'un cercle hypothétique dont la surface serait égale à la surface du galet détecté) et la longueur réelle du galet. Cet indice permet d'apprécier à quel point un galet présente au sol la forme d'un cercle parfait. Les valeurs sont comprises entre 0 et 1, un cercle parfait ayant une circularité de 1, tandis qu'un objet irrégulier a une circularité proche de 0.
- L'**élongation** : rapport entre le petit axe (axe B) et le grand axe (axe A) allant de 0 (particule infiniment longue) à 1 (axes A et B identique).

#### 3.5.4. Comparaison des résultats avec les mesures *in-situ*

L'approche par segmentation d'objet qu'offre le *deep learning* est encore très récente et n'a été utilisée sur des plages de galets qu'à de rares occasions (Soloy et al., 2020). Il n'existe à ce jour aucune étude ayant pris soin de comparer les mesures de terrain « classiques » avec les jeux de données produits par les algorithmes de détection automatique. Par conséquent, avant de décrire les résultats obtenus par la méthode de détection et de mesure automatique des galets, il nous a semblé important de valider notre approche en comparant ces jeux de données avec les mesures manuelles réalisées en 2021.

Cette comparaison présente évidemment des limites. Les mesures *in-situ* ont été réalisées au printemps 2021, tandis que les données produites par *deep learning* se basent sur des orthophotographies produites en 2022. Entre ces deux phases d'observation, les changements morphologiques sont restés modestes. Aucun événement morphogène n'a été enregistré entre les mois de mars 2021 et de mars 2022. Cependant, il est presque évident que les faciès sédimentaires ont pu évoluer. Il nous faudra donc tenir compte de ces changements éventuels dans notre comparaison. A cela s'ajoute une différence importante entre les deux approches méthodologiques. Dans le cas des mesures *in-situ*, toutes les fractions granulométriques ont été analysées, tandis que dans le cas de l'approche par *deep learning*, seuls les galets ont été mesurés.

La **figure 38** montre la comparaison des mesures *in-situ* avec les mesures automatiques par *deep learning*. Cette comparaison porte sur la taille moyenne des galets présents dans les quadras de 1 m<sup>2</sup>. En dépit de quelques différences et d'une légère surestimation de la taille des galets par la méthode automatique, ces résultats valident l'approche par *deep learning* qui semble appropriée sur le site du Gouffre.

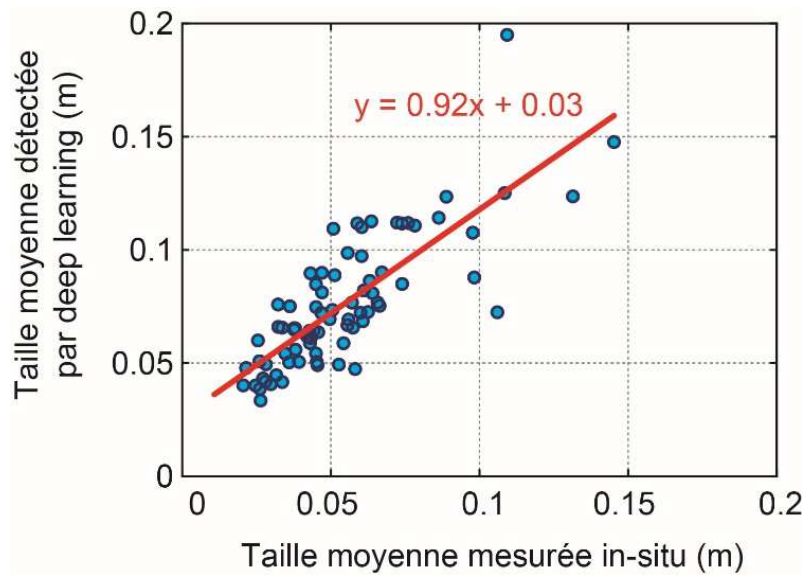


Figure 38 – Comparaison entre les tailles moyennes de galets mesurées manuellement *in situ* en mars 2021 et les tailles moyennes de galets détectées par *deep learning* sur les orthophotographies de mars 2022. Sur ce graphique, chaque point représente une zone de mesure d'environ 1 m<sup>2</sup>. La droite en rouge correspond à la droite d'ajustement linéaire. Ce graphique montre que la méthode de *deep learning* est valide, même si elle tend à surestimer de quelques centimètres la taille moyenne des galets.

La figure 39 propose un autre mode de représentation, sous la forme de graphiques en « violons » où chaque « violon » correspond à un quadra de mesure. Ici, la forme des violons représente la distribution des tailles de galets et chaque point de couleur au sein des violons est la mesure d'un galet. Plus les violons se superposent, plus les mesures sont identiques.

Sur le cordon n° 4 (figure 39A), la distribution présente des différences notables. Pour certains échantillons, cela s'explique par des changements topo-morphologiques entre 2021 et 2022 ayant modifié localement l'agencement des faciès sédimentaires sur la plage. Pour d'autres, cela s'explique par le fait que les faciès sont dominés par les graviers et les sables, c'est-à-dire deux fractions granulométriques que l'approche par *deep learning* ne prend pas en compte. Ces échantillons sont situés dans la partie ouest du cordon n° 4.

Sur le cordon n° 5 (figure 39B), des différences significatives sont également observées dans les résultats. L'approche par *deep learning* donne, dans l'ensemble, des valeurs de taille plus élevées que la mesure in-situ au pied à coulisse. Cela tient probablement à un problème d'échantillonnage sur le terrain et au choix de mesurer tels galets plutôt que d'autres. En ce sens, le caractère automatique de la méthode de mesure par *deep learning* assure probablement une plus grande significativité des résultats.

Enfin, sur le cordon n° 7 (figure 39C), les résultats sont très comparables et on note très peu de différences entre les deux méthodes.



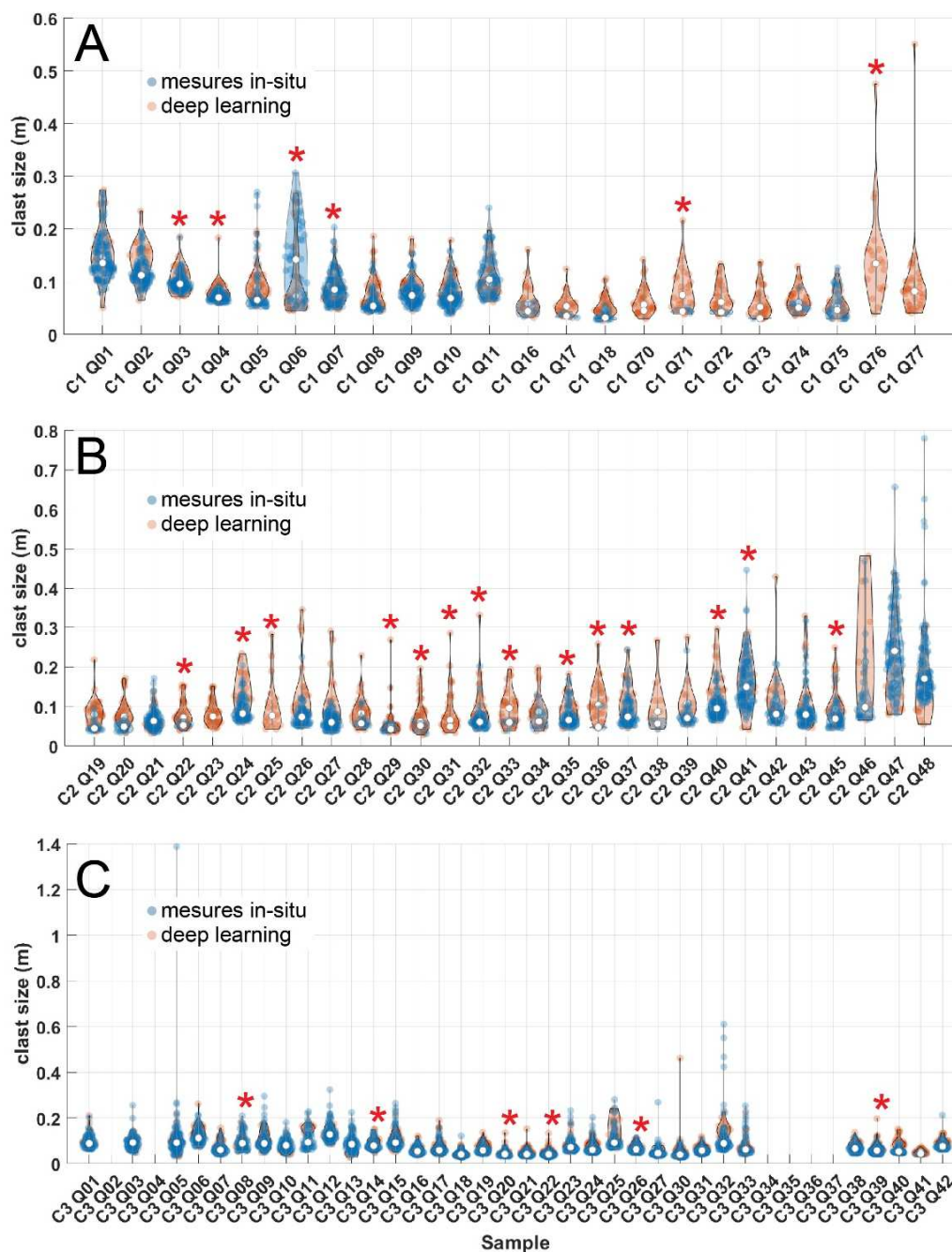


Figure 39 – Diagramme en violons où l'on compare la distribution granulométrique des galets mesurés manuellement in-situ et celle des galets détectés par *deep learning*. Chaque violon représente un quadra de mesure. A. Quadras distribués sur le cordon n° 4. B. Quadras distribués sur le cordon n° 5. C. Quadras distribués sur le cordon n° 7. L'astérisque rouge correspond aux secteurs où les changements topomorphologiques ont été significatifs (sup. à +/- 5 cm) entre mars 2021 et mars 2022.

### 3.6. Résultats d'ensemble

La [figure 40](#) donne quelques métriques générales permettant de caractériser d'un point de vue granulométrique les différents cordons étudiés autour du site du Gouffre. Ces valeurs d'ensemble masquent la diversité des faciès sédimentaires, mais indiquent tout de

même une certaine homogénéité dans la dimension des galets quel que soit le cordon. La taille moyenne des galets varie peu, entre 8,42 cm pour le cordon n° 7 et 10, et 19 cm pour le cordon n° 5 qui semble être constitué d'éléments plus grossiers (tableau 3). Le mode souligne des différences plus importantes et met clairement en lumière un sédiment plus grossier sur le cordon n° 5 (5,74 cm) et un matériel plus fin sur le cordon n° 6 (3,84 cm) (figure 40).

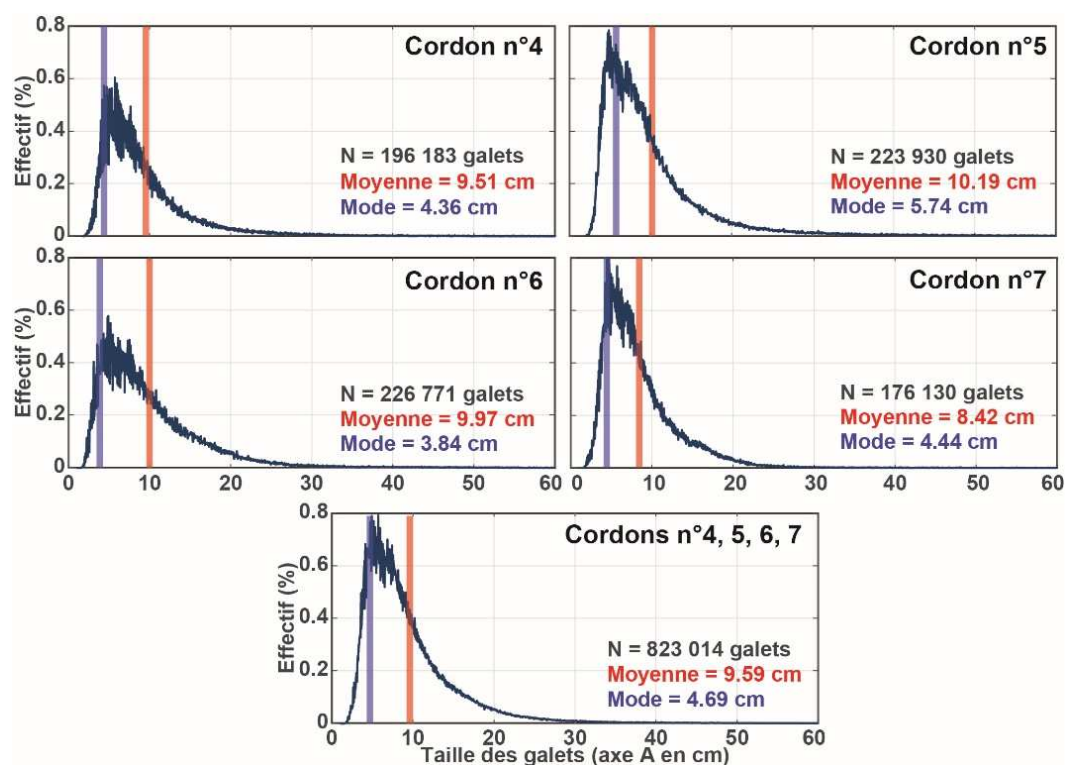


Figure 40 - Histogrammes de fréquence des galets selon leur taille. N correspond au nombre de galets détectés. La barre rouge positionne la moyenne granulométrique et la ligne bleue le mode.

	Score (%)			Densité (galets/m <sup>2</sup> )			Axe A (m)		
	min	moy	max	min	moy	max	min	moy	max
<b>cordons 4</b>	0,5	0,83	1	2	23,68	85	0,02	0,12	1,09
<b>cordons 5</b>	0,5	0,83	1	1	16,29	63	0,02	0,13	1,72
<b>cordons 6</b>	0,5	0,82	1	2	22,93	74	0,02	0,11	1,36
<b>cordons 7</b>	0,5	0,82	1	2	28,94	118	0,02	0,09	1,44

	Orientation (°N/S)			Circularité			Elongation		
	min	moy	max	min	moy	max	min	moy	max
<b>cordons 4</b>	0,14	98,71	179,82	0,42	0,87	1	0,09	0,68	1
<b>cordons 5</b>	0,41	91,5	179,94	0,46	0,87	1	0,12	0,69	1
<b>cordons 6</b>	0,36	101,02	179,84	0,4	0,87	1	0,11	0,68	1
<b>cordons 7</b>	2,6	94,43	179,79	0,48	0,85	1	0,16	0,67	1

Tableau 3 – Métriques obtenues sur les différents cordons littoraux analysés.

### 3.6.1. Répartition granulométrique des galets sur le cordon n° 4



La **figure 41** présente la répartition des indices de détection automatique, ainsi que la granulométrie et la morphométrie des galets sur le cordon n° 4. Dans l'ensemble, les scores de détection sont très bons, toujours supérieurs à 75 % (**figure 41A**). La densité des galets reflète en grande partie la taille des particules détectées sur les orthophotographies (**figure 41B**). Plus le matériel est fin, plus le nombre de galets détectés par unité de surface est important.

Les résultats granulométriques mettent clairement en évidence la présence d'un pavage de galets et de blocs au pied du cordon, au contact avec la plateforme rocheuse, où la taille des particules est supérieure à 20 cm (zone rouge sur la **figure 41C**). La plage et le revers sont constitués d'éléments de taille plus modeste, généralement comprise entre 2 et 10 cm. La partie ouest du cordon n° 4 montre toutefois des galets plus grossiers, comme l'ont également souligné les mesures *in situ*. Les zones à plus forte granulométrie s'organisent sous la forme de lignes parallèles à la crête et correspondent aux bermes de tempête où un tri granulométrique s'est manifestement opéré. Dans ce secteur, le revers montre également des éléments plus grossiers qui correspondent probablement à des projections de blocs par-dessus la crête et ayant ensuite roulé vers le bas de pente.

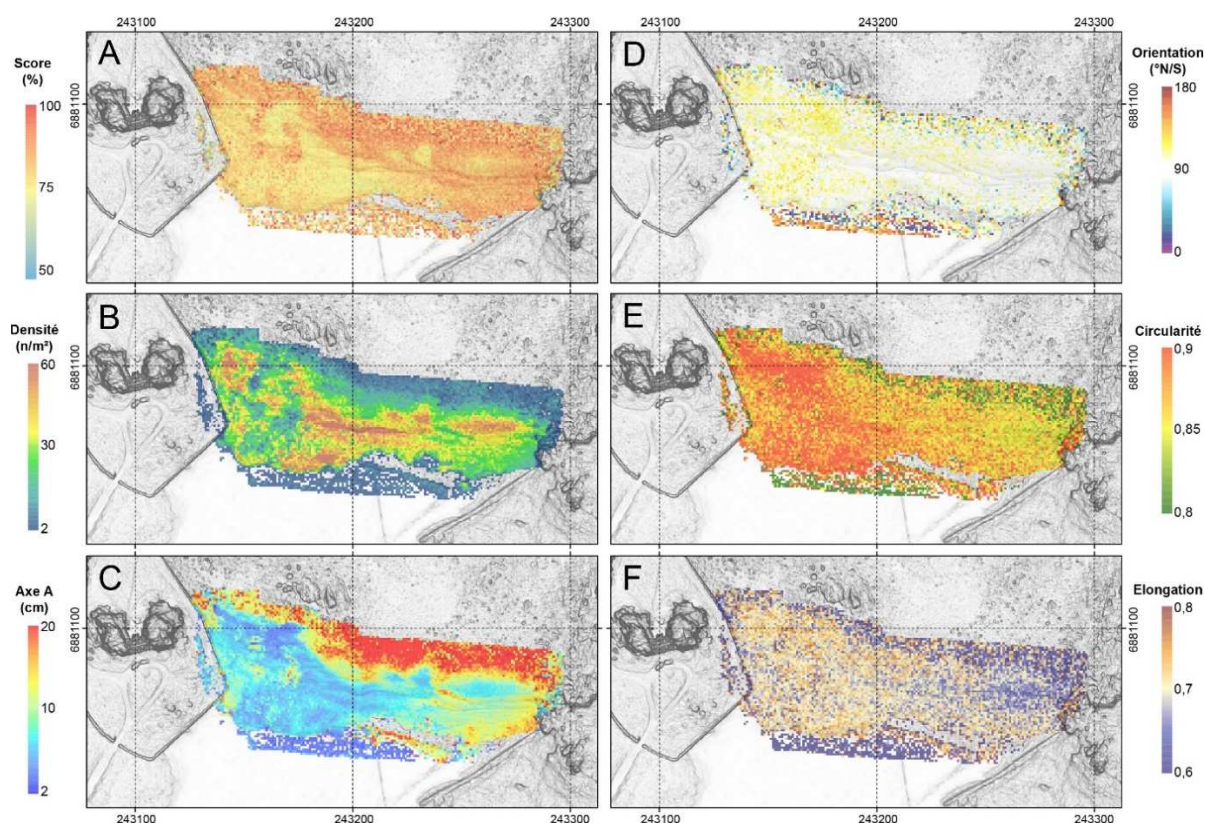


Figure 41 - Répartition des indices de détection automatique, des tailles et des indices morphométriques des galets sur le cordon n° 4. A. Score de détection des galets. B. Densité de détection des galets. C. Taille des galets (axe A, longueur). D. Orientation des galets selon l'axe A. E. Indice de circularité. F. Indice d'élongation.

La partie occidentale du cordon est composée d'un matériel plus fin et réparti de façon plus homogène entre la plage, la crête et le revers. L'absence de tri granulométrique entre ces différentes parties du cordon souligne une certaine désorganisation sédimentaire qui s'explique par le remaniement fréquent de ce secteur par les vagues de tempête au cours des dernières décennies.

La **figure 41D** ne montre aucune orientation préférentielle des galets, sauf peut-être dans la partie ouest du cordon où les particules s'orientent dans une direction NNE, c'est-à-dire dans le sens de la pente. Cela s'explique en grande partie par les caractéristiques morphométriques du matériel sédimentaire, principalement composé d'éléments sphériques et fortement émoussés. Sur l'ensemble du cordon n° 4, les valeurs de circularité et d'élongation sont fortes (**figure 41E**), même si la partie est se distingue par des galets moins émoussés.

### 3.6.2. Répartition granulométrique des galets sur le cordon n° 5

Sur le cordon n° 5, les scores de détection sont également très satisfaisants (**figure 42A**) et la densité des galets détectés reflète la répartition granulométrique en surface (**figures 42B, 42C**). Celle-ci se caractérise, comme sur le cordon n° 4, par une zone de blocs au pied du cordon, à laquelle succède un haut de plage composé de galets de taille avoisinant 10 cm en moyenne (**figure 42C**).

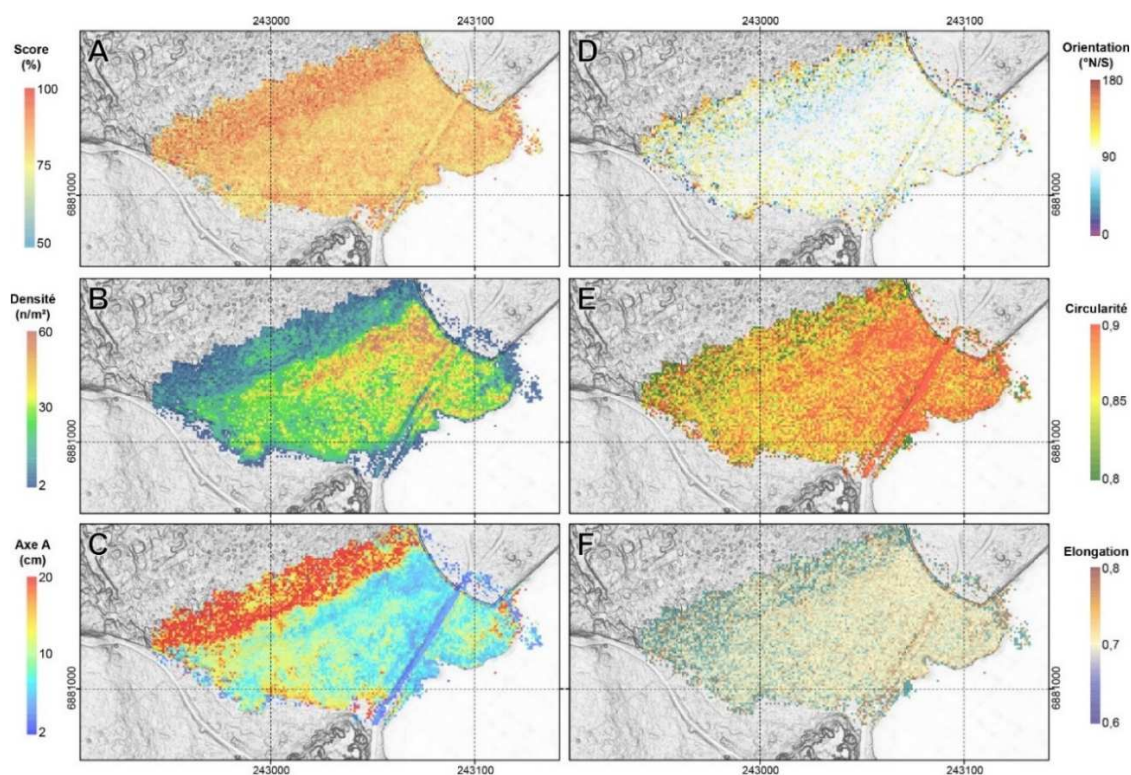


Figure 42 - Répartition des indices de détection automatique, des tailles et des indices morphométriques des galets sur le cordon n° 5. A. Score de détection des galets. B. Densité de détection des galets. C. Taille des galets (axe A, longueur). D. Orientation des galets selon l'axe A. E. Indice de circularité. F. Indice d'élongation.



Au sommet du cordon ainsi que sur le revers, la répartition granulométrique est très anarchique. L'absence de tri granulométrique suggère une forte désorganisation sédimentaire peut-être d'origine anthropique ou naturelle lors d'événements météo-marins extrêmes. Le grand lobe de débordement qui s'étend vers l'intérieur de la lagune se compose d'éléments plus grossiers à son extrémité qui semblent avoir été déposés là par les vagues de tempêtes lors d'épisodes de franchissement.

Nos données ne montrent aucune orientation préférentielle des galets, sauf peut-être sur le haut de plage où ils tendent à s'aligner dans le sens de la pente. A l'exception des blocs disposés au pied du cordon, le matériel sédimentaire est très sphérique et fortement émoussé (figures 42E, 42F). La partie sud-est du secteur montre des éléments de forme plus allongée.

### 3.6.3. Répartition granulométrique des galets sur le cordon n° 6

Le secteur n° 6 couvre à la fois l'accumulation de blocs située au sud du Gouffre et le cordon littoral isolant la partie sud de la grande lagune (figure 43). Les faciès sédimentaires rencontrés sont donc assez variés (figure 43).

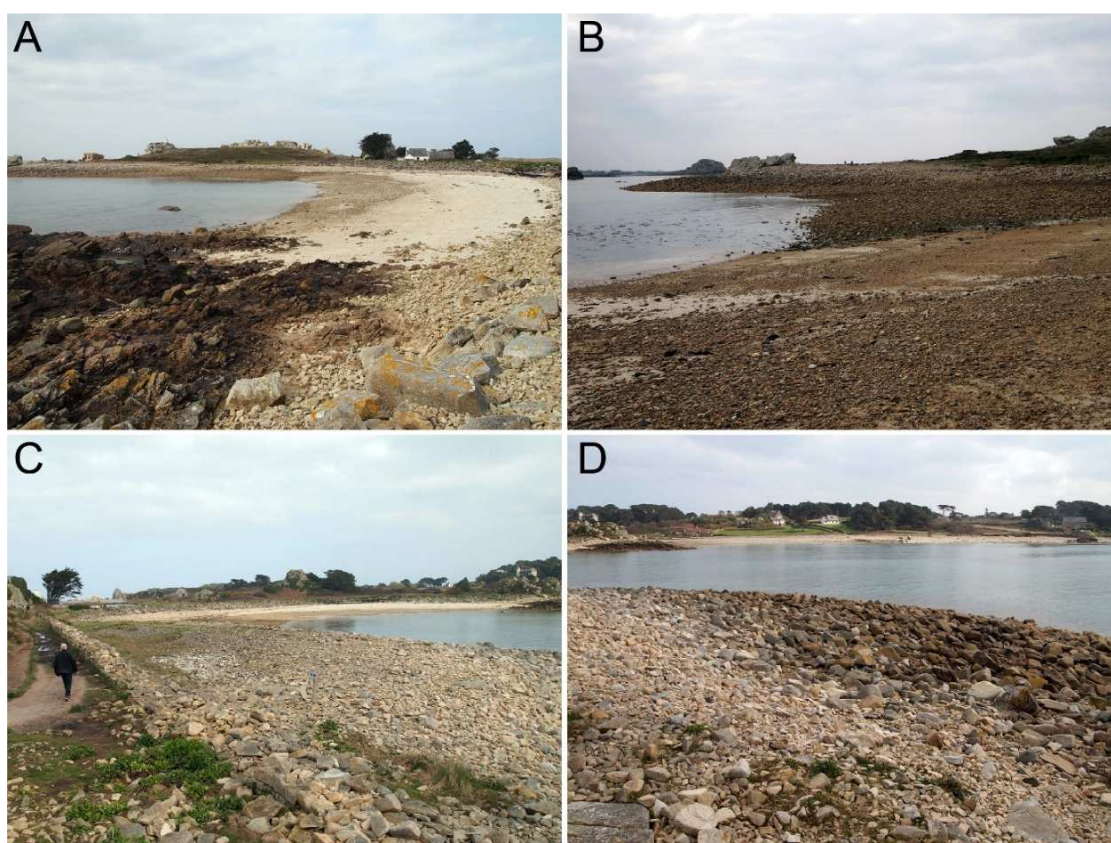


Figure 43 - Photographies du secteur n°6. A. Vue générale du secteur n°6 (P. Stéphane, mars 2021). B. Partie basse du cordon n°6 où l'on distingue nettement en surface un faciès à petits galets et un faciès dominé par les sables (P. Stéphane, mars 2021). C. Partie haute du cordon de blocs au sud du site du Gouffre, composée de galets (P. Stéphane, mars 2021). D. Partie basse du cordon de blocs où l'on observe une orientation préférentielle des particules dans le sens du transit sédimentaire (P. Stéphane, mars 2021).

Les scores de détection sont globalement très satisfaisants, à l'exception de certains secteurs, en particulier le haut de plage du cordon littoral où dominent les sédiments sableux (figure 44A). Là aussi, la densité de détection des galets (figure 44B) reflète fidèlement la granulométrie des particules (figure 44C). Sur la figure 44C, la zone d'accumulation de blocs apparaît très nettement à l'ouest du secteur. Elle est surmontée par un haut de plage largement dominé par les galets. Le cordon littoral, quant à lui, se compose d'un matériel nettement plus fin. Sur la plage, la dimension des galets est inférieure à 5 cm et cette fraction grossière se mélange à un sédiment sablo-graveleux. Seul le haut de plage, au contact avec l'enrochement, montre des particules plus grossières atteignant la taille des blocs au pied de l'enrochement.

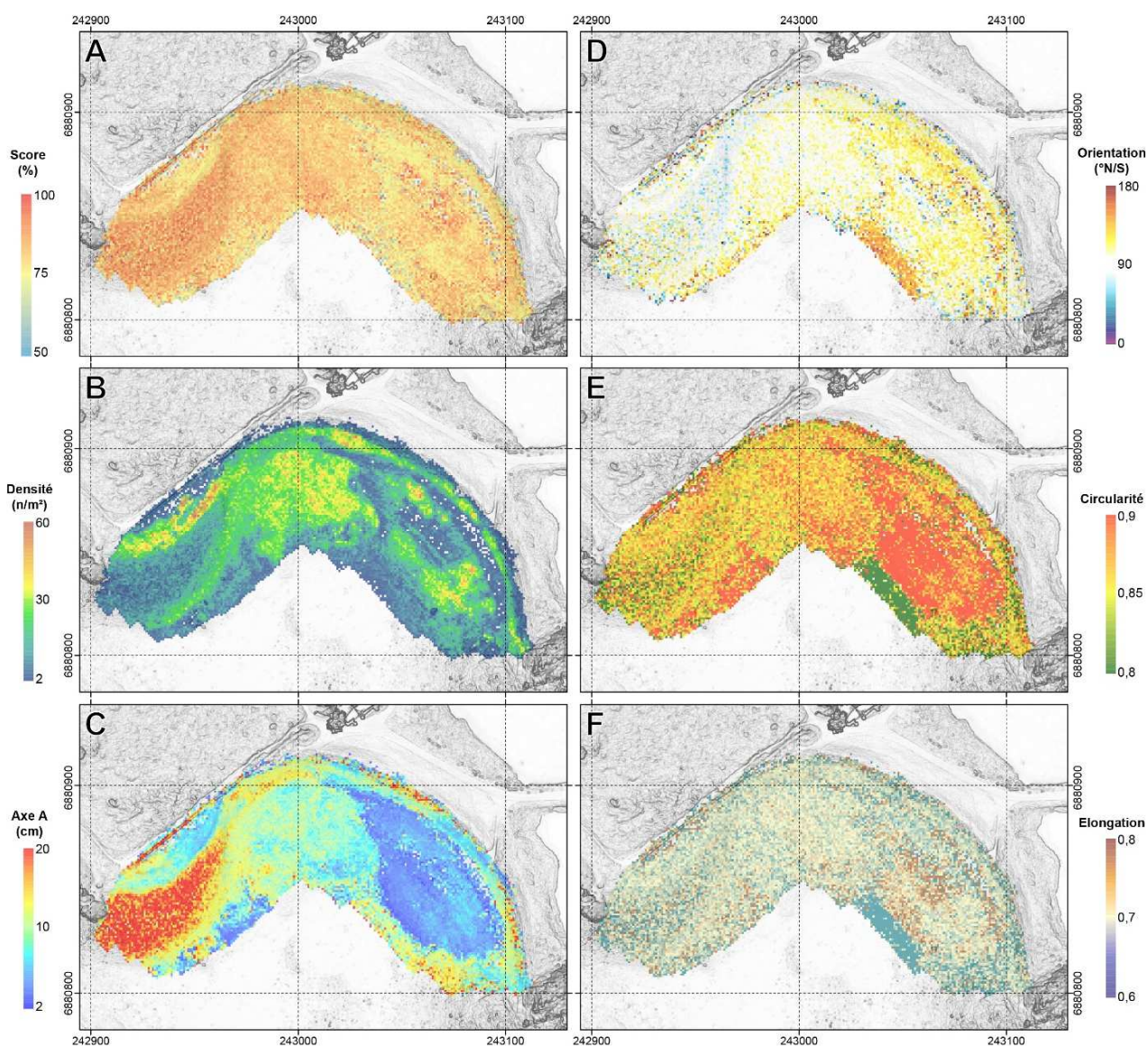


Figure 44 - Répartition des indices de détection automatique, des tailles et des indices morphométriques des galets sur le cordon n° 6. A. Score de détection des galets. B. Densité de détection des galets. C. Taille des galets (axe A, longueur). D. Orientation des galets selon l'axe A. E. Indice de circularité. F. Indice d'élongation.



Sur le cordon de blocs, l'orientation des particules montre par endroits une orientation préférentielle voisine de 45°N (figure 44D) qui traduit un transit sédimentaire sous l'effet des houles diffractées, probablement lors d'événements météo-marins de forte énergie. Ailleurs, l'orientation des galets semble plus aléatoire. Sur le cordon littoral, les galets sont orientés entre 130°N sur la plage et 170°N en bas de plage, c'est-à-dire sub-perpendiculaires à la pente.

D'un point de vue morphométrique, on note que les galets sont globalement très circulaires en surface et peu allongés. Seul le bas de plage se distingue par des valeurs de circularité et d'élongation moins élevées (figures 44E, 44F).

#### 3.6.4. Répartition granulométrique des galets sur le cordon n° 7

Dans l'ensemble, le cordon n° 7 montre des scores de détection élevés, compris entre 75 et 95 % sur la majeure partie de la zone étudiée (figure 45A).

La densité des galets varie fortement sur le secteur (figure 45B) en fonction de la taille moyenne des particules présentes en surface (figure 45C). D'un point de vue granulométrique, le bas de plage se distingue nettement du sommet du cordon par des éléments plus grossiers (taille moyenne des galets comprise entre 10 et 20 cm) (figure 45C). Le haut du cordon montre des galets plus petits dont la taille moyenne est inférieure à 10 cm. Longitudinalement, des variations granulométriques sont également mises en évidence. On note notamment la présence de deux secteurs de plage dépourvus de galets grossiers où la taille moyenne des particules est inférieure à 7 cm. Cette distribution a également été observée par le biais des mesures in-situ avec une bien moindre résolution.

L'orientation des galets ne montre aucun agencement préférentiel susceptible de refléter un transit longitudinal des galets (figure 45D). Comme l'ont montré les mesures topomorphologiques, ce secteur est essentiellement dominé par des transits sédimentaires transversaux entre les parties basses et hautes du cordon. Enfin, les indices morphométriques soulignent la présence d'un matériel sédimentaire très émoussé, composé de galets sphériques et peu allongés (indices de circularité et d'élongation élevés) (figures 45E, 45F) à l'instar des autres cordons qui enserrant le site du Gouffre.

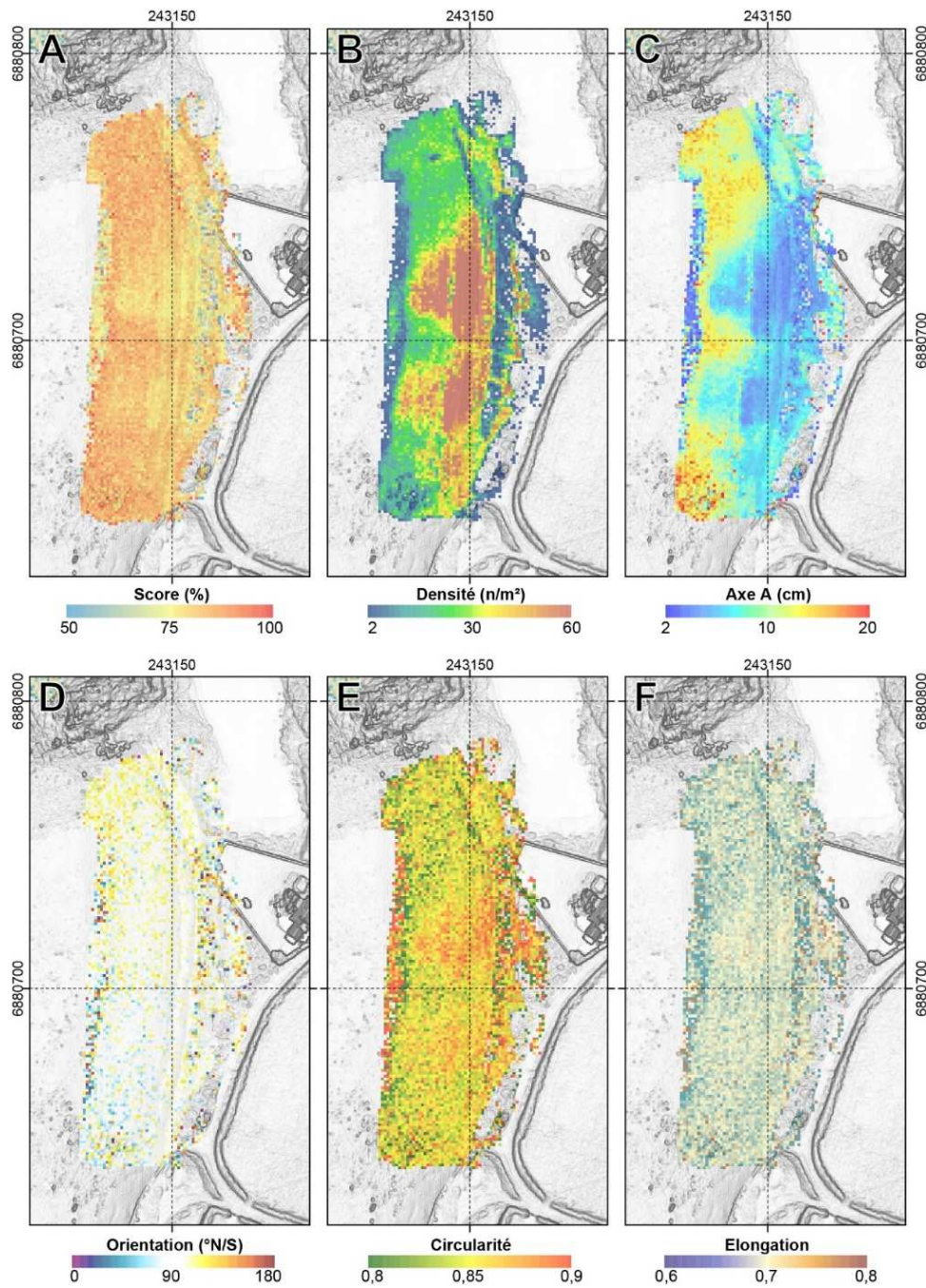


Figure 45 - Répartition des indices de détection automatique, des tailles et des indices morphométriques des galets sur le cordon n° 7. A. Score de détection des galets. B. Densité de détection des galets. C. Taille des galets (axe A, longueur). D. Orientation des galets selon l'axe A. E. Indice de circularité. F. Indice d'élongation.

#### 4. Evolution des cordons littoraux au cours des dernières décennies

L'étude de l'évolution pluri-décennale des cordons de galets repose sur deux analyses : l'étude de la mobilité du trait de côte à partir de traitement de photographies aériennes IGN et de levés de terrain, et l'analyse des bilans sédimentaires surfaciques à



partir de modèles numériques de surface obtenus par des levés LIDAR et photogrammétrie (levés au drone).

#### 4.1. Etude de la cinématique du trait de côte

Ce travail repose sur le traitement de 14 campagnes de photographies aériennes de l'IGN prises entre 1952 et 2018 (tableau 4), auxquelles s'ajoute un levé de terrain réalisé en 2021. Suivant des méthodes classiques de traitement photogrammétrique (Moore, 2000), ces photos ont été rectifiées géométriquement par saisie d'amers, et géoréférencées sous le logiciel ArcGIS afin de corriger les déformations liées à la prise de vue, et de les intégrer dans une base SIG (Système d'Information Géographique).

Clichés aériens utilisés				Ortho-correction géométrique des images				
Date	N° Cliché	Echelle	Type	Transformation	Nbre de points d'amer	Erreur de transformation (m)	Taille du pixel (m)	Erreur totale (m)
22/05/1952	17	1/25734	Argentique	2nd polynomial	15	0,40	1,01	1,41
01/09/1962	8254	1/20207	Argentique	2nd polynomial	15	0,62	0,49	1,11
02/05/1966	42	1/23615	Argentique	2nd polynomial	16	0,48	0,53	1,01
29/10/1977	3595	1/20487	Argentique	2nd polynomial	17	0,60	0,52	1,12
06/07/1982	78	1/21034	Argentique	2nd polynomial	15	0,28	0,53	0,81
27/04/1987	55	1/30666	Argentique	2nd polynomial	16	0,42	0,70	1,13
04/05/1990	110	1/25476	Argentique	2nd polynomial	15	0,57	0,76	1,32
17/08/1993	212	1/31291	Argentique	2nd polynomial	15	0,53	0,97	1,50
09/08/1998	1713	1/25578	Argentique	2nd polynomial	16	0,49	0,80	1,29
29/03/2002	1196	1/25555	Argentique	2nd polynomial	15	0,33	0,91	1,24
10/06/2008	1662	48 cm	Numerique	2nd polynomial	17	0,34	0,87	1,21
2012	nd	50 cm	Numerique	2nd polynomial	15	0,13	0,50	0,63
2015	nd	50 cm	Numerique	aucune	0	0,00	0,50	0,50
2018	nd	50 cm	Numerique	2nd polynomial	16	0,24	0,50	0,74

Tableau 4 - Liste des clichés aériens utilisés pour reconstruire la cinématique du trait de côte et caractéristiques des procédures d'ortho-rectification des images. La ligne grisée correspond au document de référence à partir duquel l'ensemble des clichés ont été corrigés.

La méthode d'ortho-correction repose sur la saisie d'amers correspondant à des points fixes au sol, que l'on retrouve sur la photo à corriger, et sur celle qui sert d'image de référence ne comportant pas de déformation. Dans le cas présent, l'ortho-photographie IGN de 2015 a été utilisée comme document de référence. La correction est réalisée à partir d'un modèle mathématique « de déformation » dit « polynomial ». La position du trait de côte a ensuite été dessinée numériquement à l'écran sur toutes les photos traitées depuis 1952. La limite qui a été retenue comme trait de côte correspond à la végétation supra littorale. Dans le cas des cordons non-végétalisés, la limite interne du revers a été utilisée comme étant la ligne de rivage. Enfin, le recul et/ou l'avancée du trait de côte ont été mesurés le long de 45 profils disposés perpendiculairement au rivage (figure 46).

Les résultats obtenus par cette méthode ont été analysés avec précaution, en tenant compte des sources d'erreur et des incertitudes inhérentes à ce type de travail (Thieler et

Danforth, 1994). Les erreurs de géoréférencement des clichés aériens sont comprises entre  $\pm 0,13$  et  $\pm 0,62$  m (moyenne de  $\pm 0,42$  m). A cela s'ajoutent les erreurs de numérisation du trait de côte, importantes lorsque les clichés sont anciens et de mauvaise qualité, que les environnements littoraux et terrestres se confondent, que le couvert végétal est dégradé par les activités humaines. Cette source d'erreur est au moins égale à la taille du pixel. L'incertitude de nos résultats est donc de l'ordre de  $\pm 1,2$  m en moyenne. Les mesures inférieures à cette valeur n'ont pas été jugées significatives.

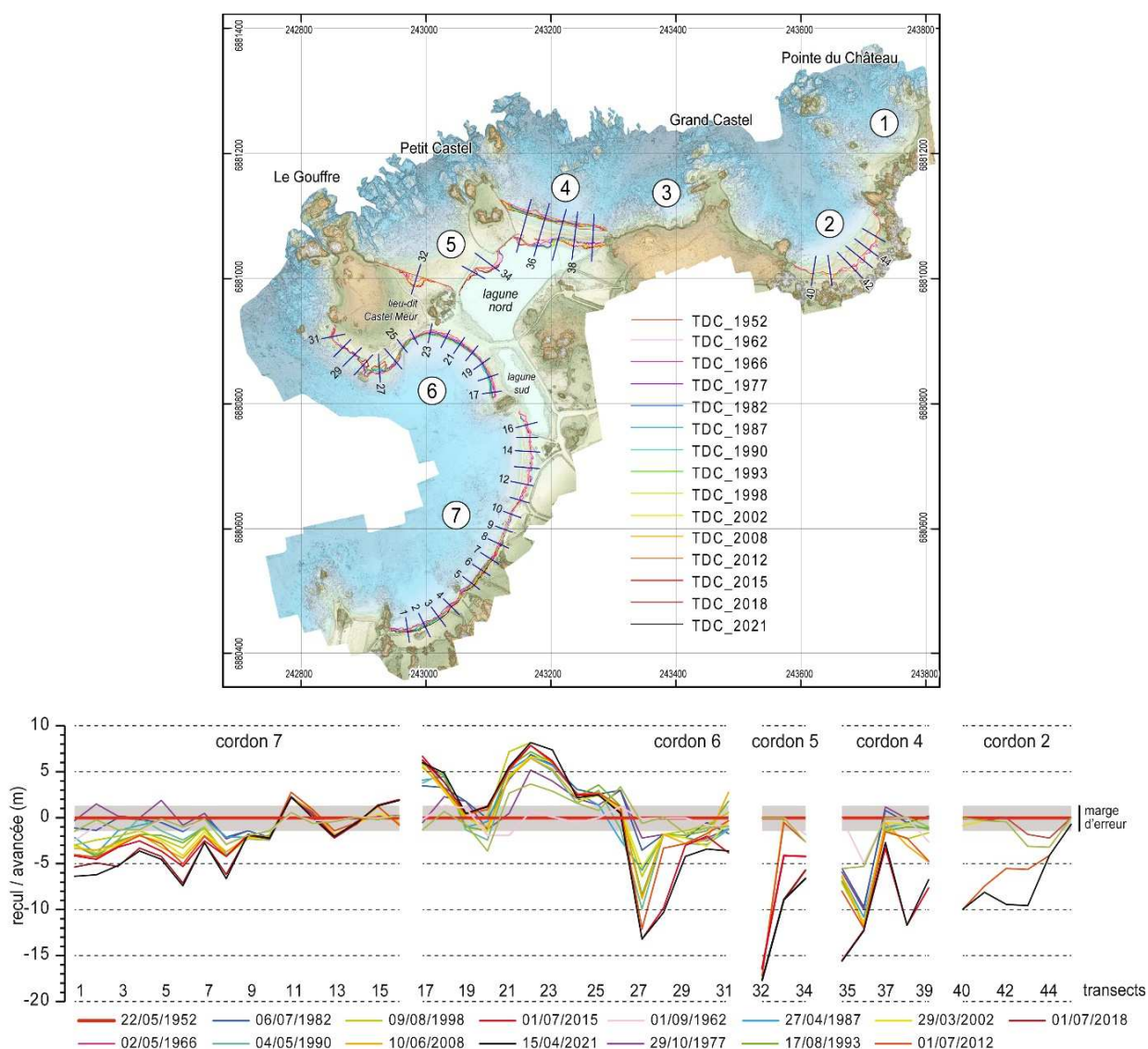


Figure 46 - Evolution du trait de côte aux alentours du site du Gouffre entre 1952 et 2021.

#### 4.1.1. Evolution du trait de côte du cordon n° 2

Sur la période 1952-2021, l'évolution du cordon n° 2 (cordon du Bucchu) situé entre les transects T40 et T45 se caractérise par de longues périodes de stabilité entrecoupées de courts épisodes de recul (figure 47).



Les reculs du trait de côte sont très localisés et se traduisent par la formation de lobes de débordements en sommet de cordon (figures 48, 49) lors d'événements extrêmes faisant coïncider forte houle et grand coefficient de marée. Ces conditions permettent aux vagues de franchir la crête du cordon de galets et de transférer une partie des sédiments depuis la plage en direction de la terre-ferme. Ce comportement morphodynamique est typique des accumulations de galets évoluant surtout sous l'effet des tempêtes les plus violentes. Dans la région, il a été très bien caractérisé au Sillon de Talbert (Stéphan et al., 2012 ; Suanez et al., 2018). La formation de ces lobes de débordement est particulièrement claire sur les photos de 1962, 1966, 1990, 2008 et 2015 (figure 49). Les lobes de 1962 et de 1966 sont probablement le résultat d'un franchissement du cordon lors des tempêtes du 4-5 avril 1962, et du 16-17 janvier 1965, respectivement. Les fortes tempêtes de l'hiver 1989-1990 sont également signées dans la partie sud du cordon où de nouveaux lobes apparaissent sur la vue aérienne de 1990. L'image de septembre 2008 montre que les débordements ont affecté l'ensemble du cordon lors de la tempête Johanna de 10 mars 2008 (figure 49). Enfin, les reculs mesurés entre 2012 et 2015 le long des transects T42 et T43 sont le résultat des événements extrêmes de l'hiver 2014. L'impact morphogène de ces épisodes a également été reconnu sur le Sillon de Talbert (Blaise et al., 2015).

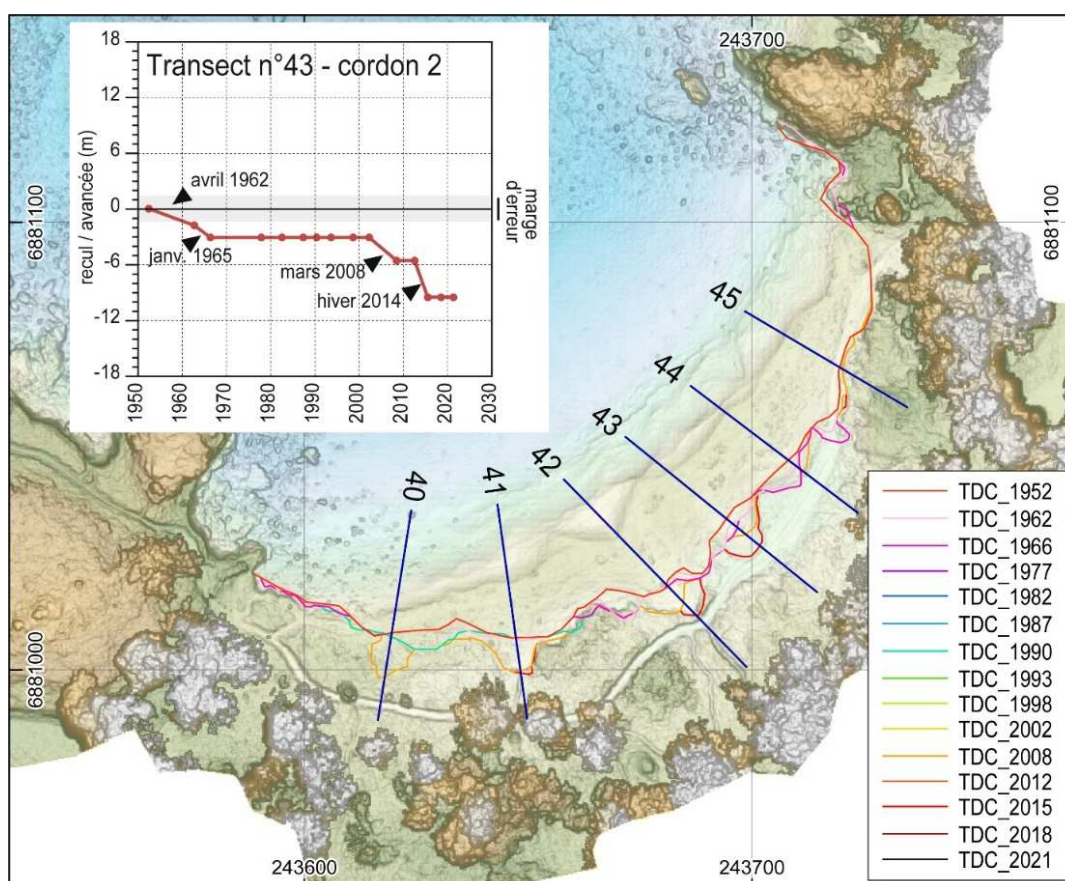


Figure 47 - Evolution du trait de côte (limite de la végétation sur le revers du cordon de galets) sur le cordon du Bucchu entre 1952 et 2021.

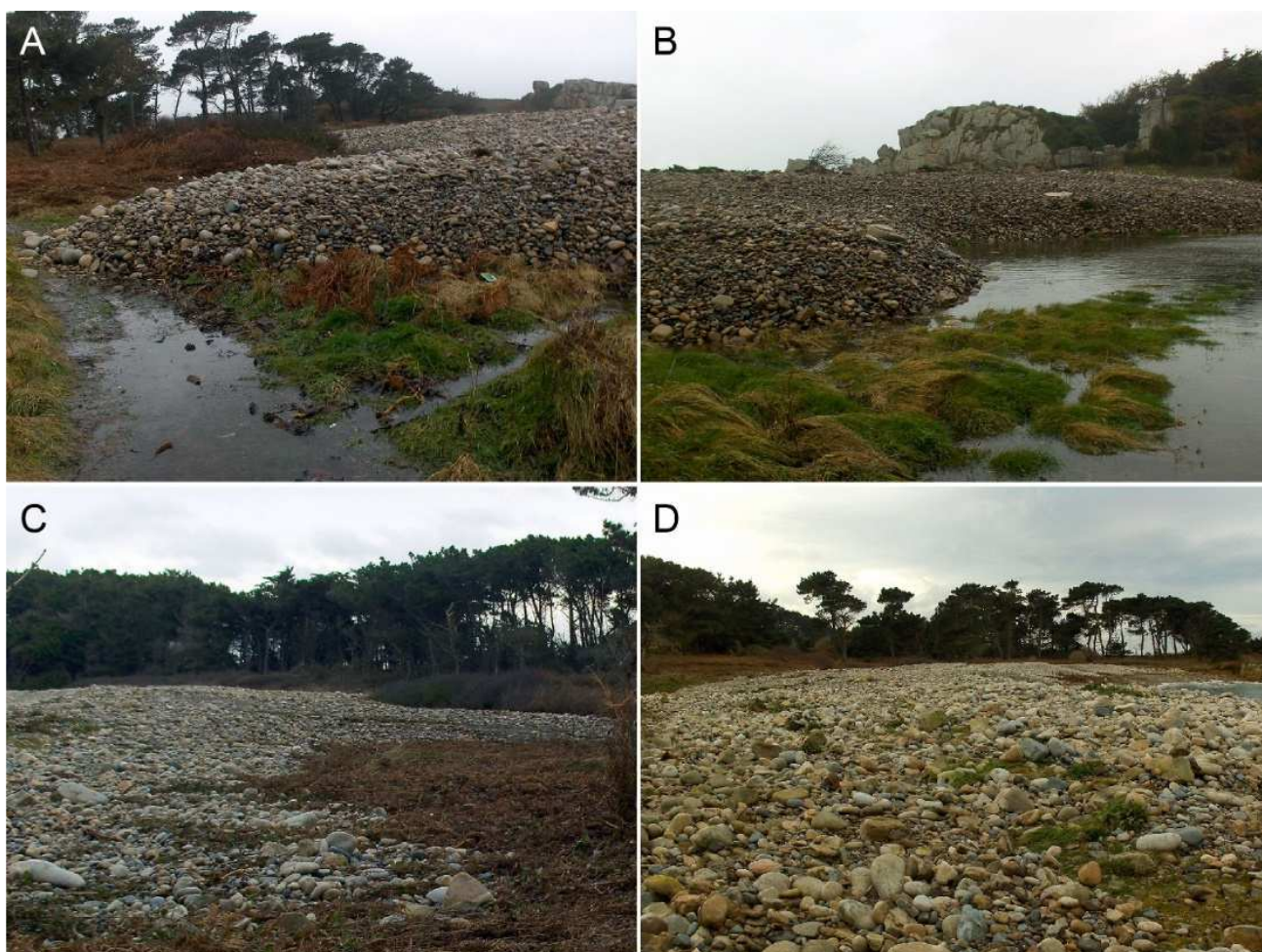


Figure 48 - Impact morphogène de quelques événements météo-marins extrêmes sur le cordon n° 2 (cordon du Bucchu). A et B. Lobes de débordement fraîchement déposé à l'issue de la tempête Johanna du 11 mars 2008 (A.-S. Moreau, 11 mars 2008). C Revers du cordon à l'issue des fortes tempêtes de l'hiver 2014 (A.-S. Moreau, 2 mars 2014). D. Sommet du cordon à l'issue des fortes tempêtes de l'hiver 2014 où l'on note la remobilisation des galets sur la crête par les vagues (A.-S. Moreau, 2 mars 2014).



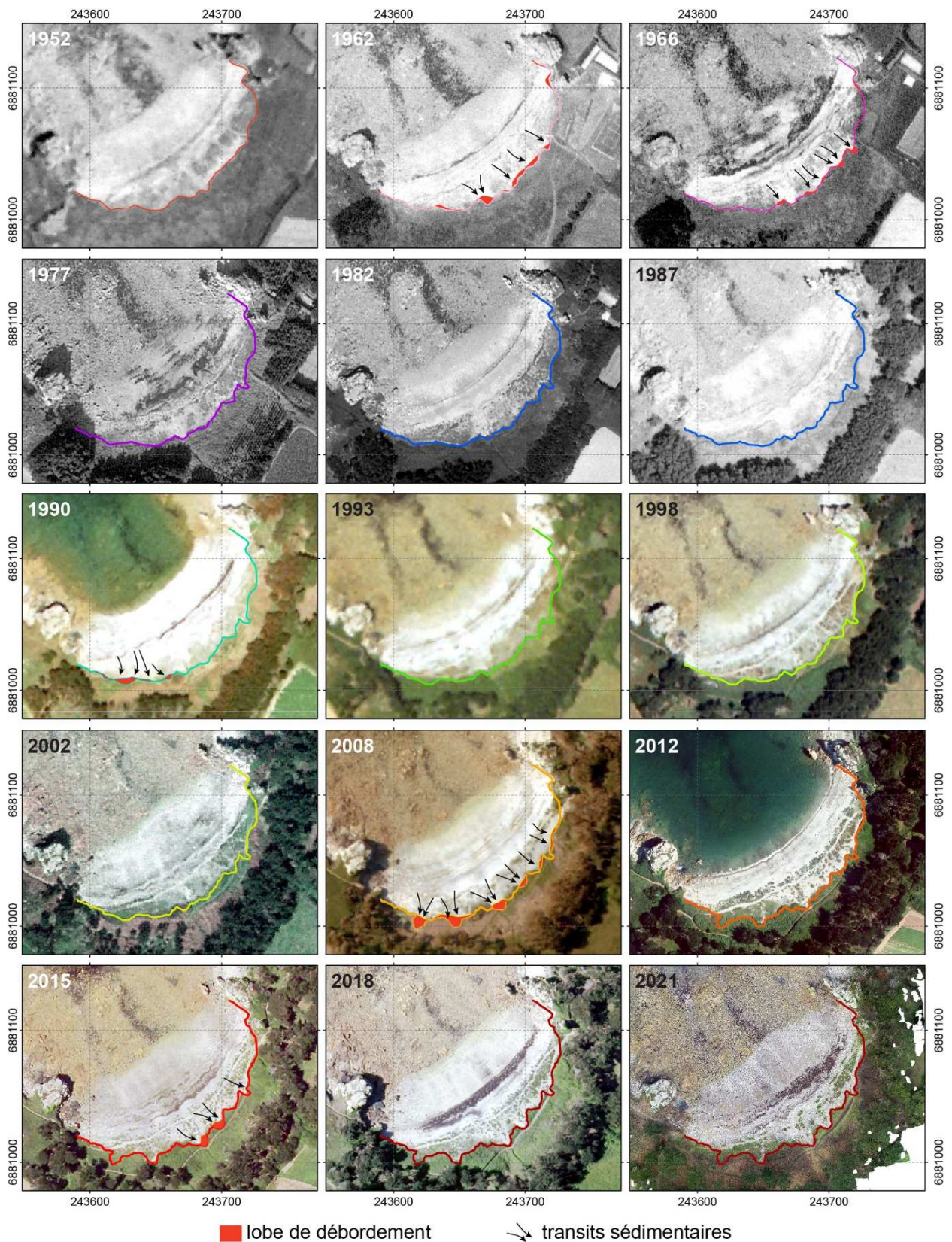


Figure 49 - Identification des lobes de débordement sur le revers du cordon n° 2 (cordon du Bucchu) entre 1952 et 2021 d'après l'analyse des photographies aériennes de l'IGN et de l'orthophotographie drone de 2021.



#### 4.1.2. Cinématique du trait de côte du cordon n° 4

Entre 1952 et 2021, le cordon nord de la grande lagune (cordon n° 4) a reculé de près de 10 m (figure 50). Cette valeur moyenne cache, en réalité, des évolutions morphologiques différentes à l'ouest et à l'est du cordon.

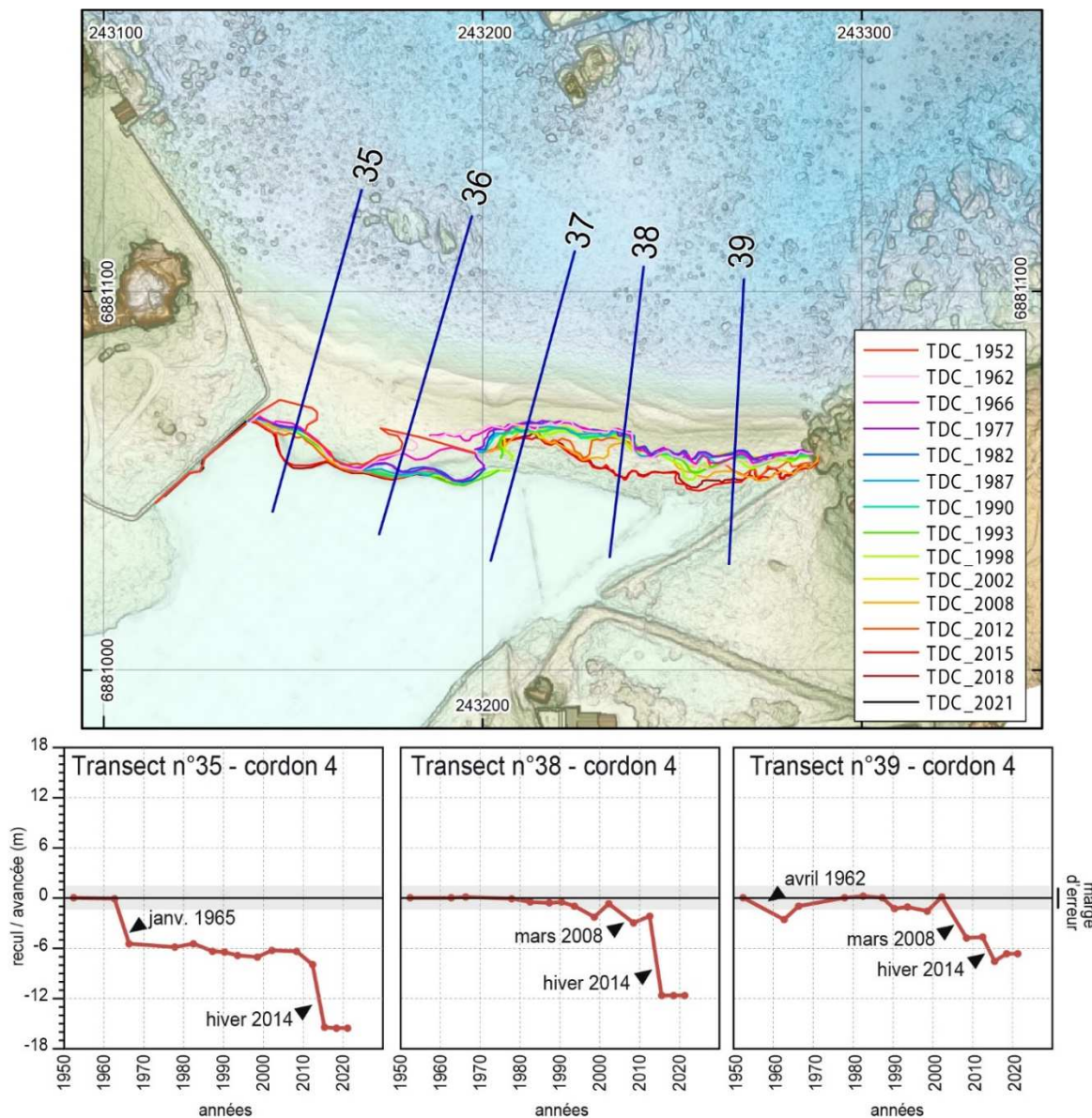


Figure 50 - Evolution du trait de côte (limite de la végétation sur le revers du cordon de galets) sur le cordon n° 4 entre 1952 et 2021.

Dans la partie ouest, un lobe de débordement se distingue très nettement sur l'image aérienne de 1952. Ce lobe déborde largement sur le muret qui ceinture la lagune et s'étale jusqu'à l'intérieur du plan d'eau. Cette observation souligne que cette portion du cordon était déjà fragilisée avant que ne débute notre analyse du trait de côte. Entre 1962 et 1966, un recul important (-5,5 m) est mesuré le long du transect T35 (figure 50). Ce recul est probablement causé par la tempête de janvier 1965 durant laquelle les vagues de tempête ont largement franchi la crête pour déposer les galets sur le lobe de débordement préexistant.



Après cet épisode érosif, les débordements de galets se sont répétés dans les années 1970 et 1980. Et ce n'est qu'au début des années 1990 que cette section du cordon a retrouvé un état d'équilibre et une relative stabilité. Durant cette période, les processus d'overlapping (remontée naturelle des galets sur la crête) ont permis au cordon de se reconstituer progressivement et de résister aux effets morphogènes de la tempête Johanna du 10 mars 2008. Les photos prises en 2007 montrent que cette partie du cordon n° 4 reste sensible aux franchissements lorsque de fortes houles coïncident avec un grand coefficient de marée. En revanche, durant l'hiver 2014, les tempêtes répétées ont conduit à la formation d'un nouveau lobe de débordement dans ce secteur, comme l'indique la **figure 51**.

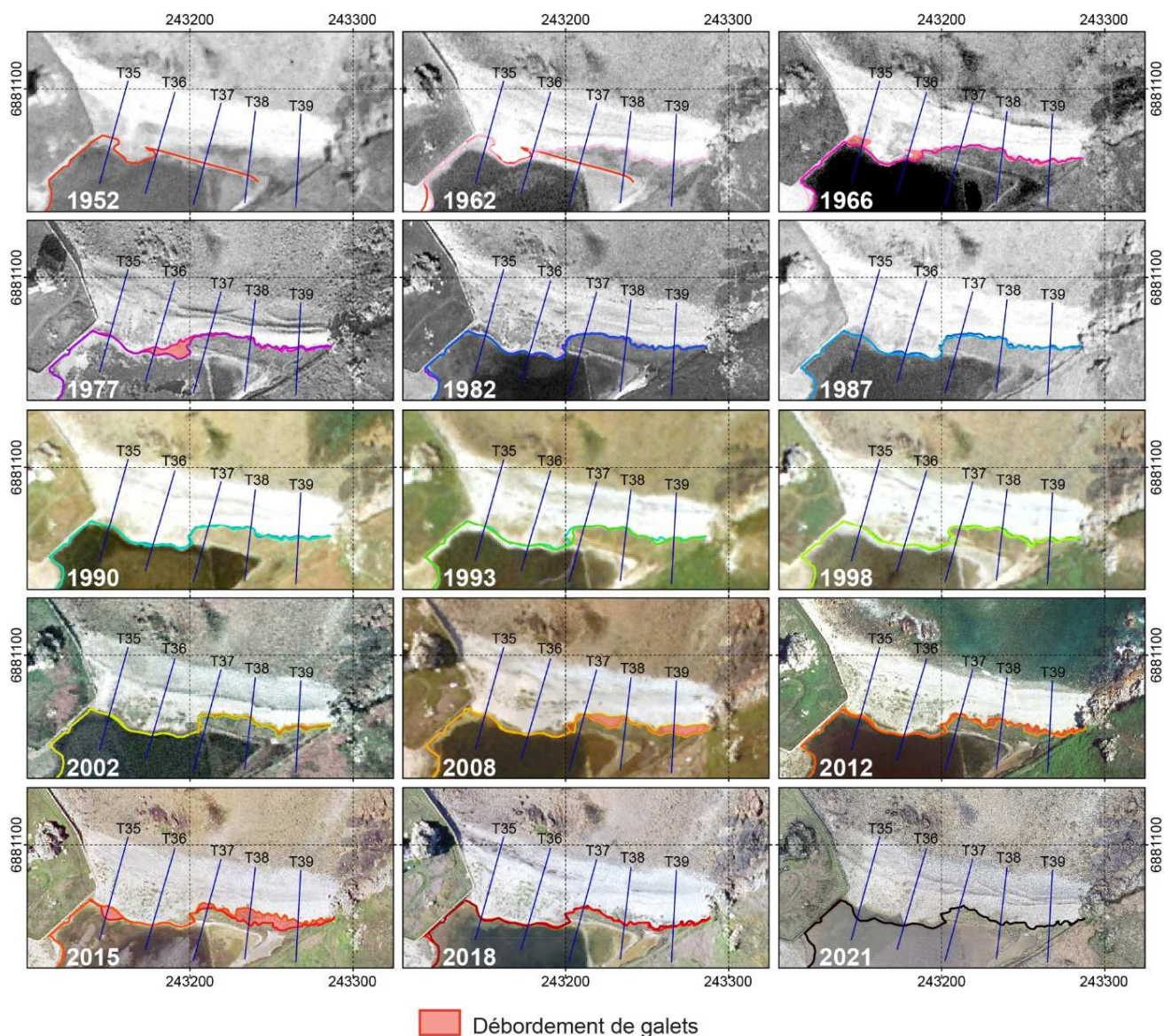


Figure 51 - Télédétection des lobes de débordement sur le revers du cordon de galets situé au nord de la grande lagune (cordon n° 4) entre 1952 et 2021 d'après l'analyse des photographies aériennes de l'IGN et de l'orthophotographie drone de 2021.



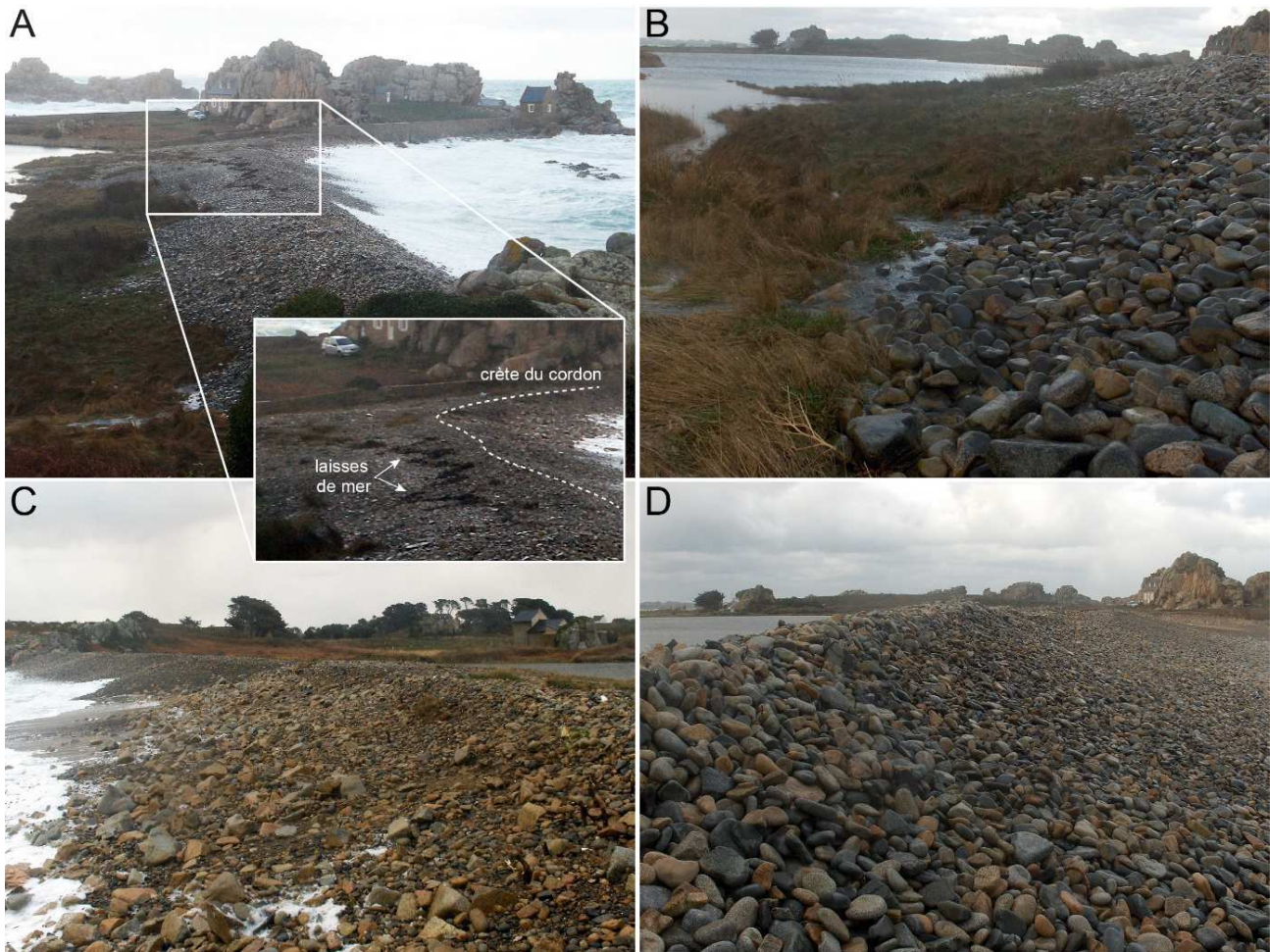


Figure 52 - Réponse morphologique des parties est et ouest du cordon n° 4 lors de l'épisode tempétueux du 20 mars 2007. A. Vue générale du cordon n° 4 et zoom sur la partie ouest où des laisses de tempête ont été déposées en arrière de la crête (photo : A.-S. Moreau, 20 mars 2007). B. Vue du revers du cordon dans la partie est où s'opère une résurgence de l'eau contenue dans le cordon permettant le remplissage de la grande lagune (photo : A.-S. Moreau, 20 mars 2007). C. Vue de la plage dans la partie ouest du cordon n° 4 où l'on note un matériel sédimentaire très hétérométrique et mal trié qui tranche avec la partie est de la plage, en arrière-plan (photo : A.-S. Moreau, 20 mars 2007). D. Crête très redressée du cordon n° 4, dans sa partie orientale (photo : A.-S. Moreau, 20 mars 2007).

La partie est du cordon n° 4 montre également un recul entre 1952 et 2021. Ce recul atteint -12 m le long du transect T38 (figure 50). Toutefois, à la différence de la partie ouest, le recul a débuté ici dans la décennie 1990 après une longue période de stabilité. Ce recul s'est opéré principalement lors des tempêtes de mars 2008 et de l'hiver 2014 (figure 51).

#### 4.1.3. Cinématique du trait de côte du cordon n° 5

Le cordon n° 5 situé au nord-ouest de la grande lagune (figure 6), a été fortement anthropisé par l'installation d'une chaussée carrossable permettant l'accès en voiture à la propriété du Petit Castel Meur. L'évolution du trait de côte de cordon a été retracée le long de trois transects de T32 à T34 (figure 53). Le transect T34 se situe dans l'axe d'un vaste lobe de débordement déjà présent sur la photographie aérienne de 1952. Ce lobe a depuis reculé d'environ 7 mètres vers l'intérieur de la grande lagune (figure 53).



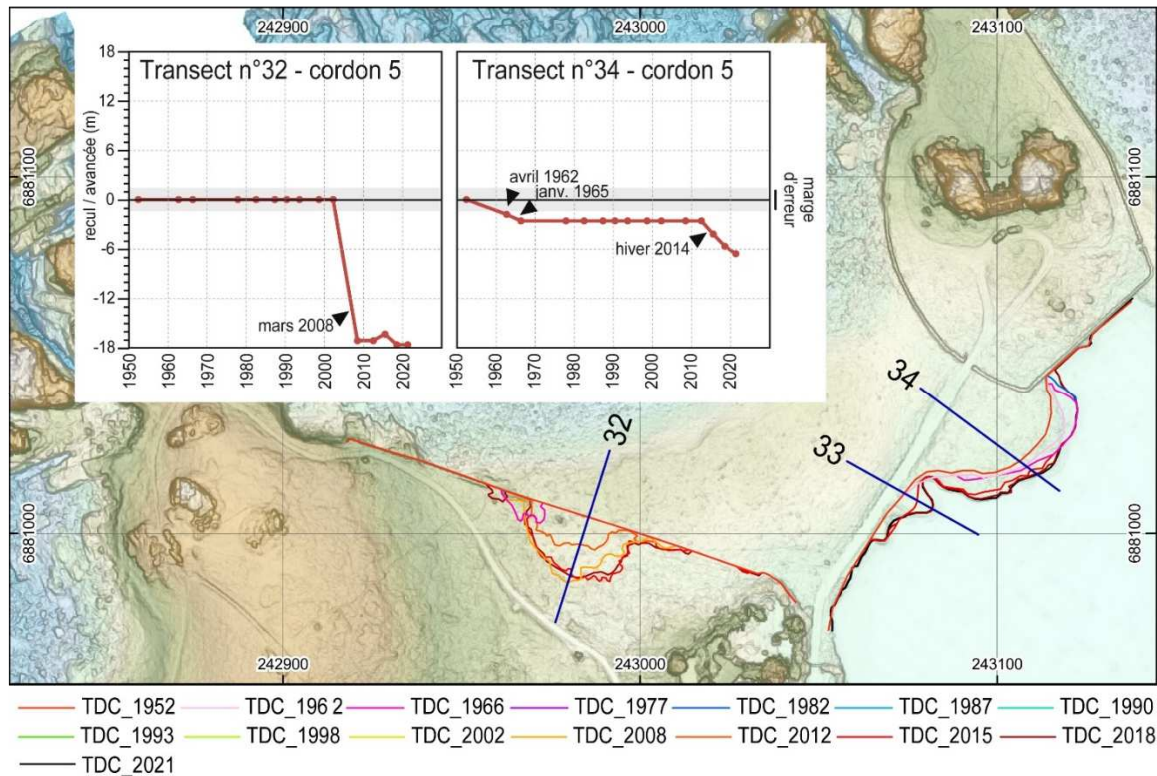


Figure 53 - Evolution du trait de côte (limite de la végétation sur le revers du cordon de galets) sur le cordon n° 5 entre 1952 et 2021.

Deux périodes de recul significatif ont été identifiées. La première remonte aux années 1960 et s'explique probablement par les épisodes de franchissement lors des tempêtes du 4-5 avril 1962 et du 16-17 janvier 1965 (figures 53, 54). La seconde période de recul est plus récente puisqu'elle remonte à l'hiver 2013-2014 et se prolonge jusqu'en 2021. Cette évolution traduit un déversement occasionnel des galets sur le revers du cordon par des processus naturels, mais aussi par le biais d'actions d'entretien de la voie d'accès par les propriétaires du Petit Castel Meur.

Au niveau du transect T33 plus au sud, deux lobes de débordement se sont également formés dans la lagune, à la suite des tempêtes de l'hiver 2013-2014 (figure 54). Depuis cette date, ces lobes ont migré vers l'intérieur du plan d'eau sur une distance de 9 m. Il est difficile d'affirmer que ces transferts sédimentaires soient entièrement d'origine naturelle car les opérations d'entretien de la chaussée ne sont pas documentées. Toutefois, ces évolutions soulignent bel est bien le déplacement des sédiments sur le revers du cordon dans ce secteur, et témoignent d'un franchissement occasionnel de la partie sud-ouest du cordon n° 5 par les vagues de tempête. Ce phénomène est également mis en évidence sur le flanc ouest du cordon au niveau du transect T32, là où l'accumulation s'adosse à la roche en place. En 1952, le cordon était adossé à un muret maçonné continu qui a été progressivement endommagé au fil des années. Entre 1962 et 1966, une partie de l'ouvrage a été détruite sur une longueur de 12 m, favorisant la mise en place d'un épandage de galets en arrière (figure 54). En 2008, ce muret a été de nouveau endommagé sur une longueur de 50 m,

certainement lors de la tempête Johanna du 10 mars 2008. Les galets se sont déversés dans la zone végétalisée et ont formé une vaste surface d'épandage s'étendant sur une distance de 18 m en arrière. L'image aérienne de 2012 montre une recolonisation rapide de la végétation dans ce secteur. Toutefois, l'hiver 2013-2014 a été marqué par un nouvel épisode de franchissement conduisant à un apport frais en galets.

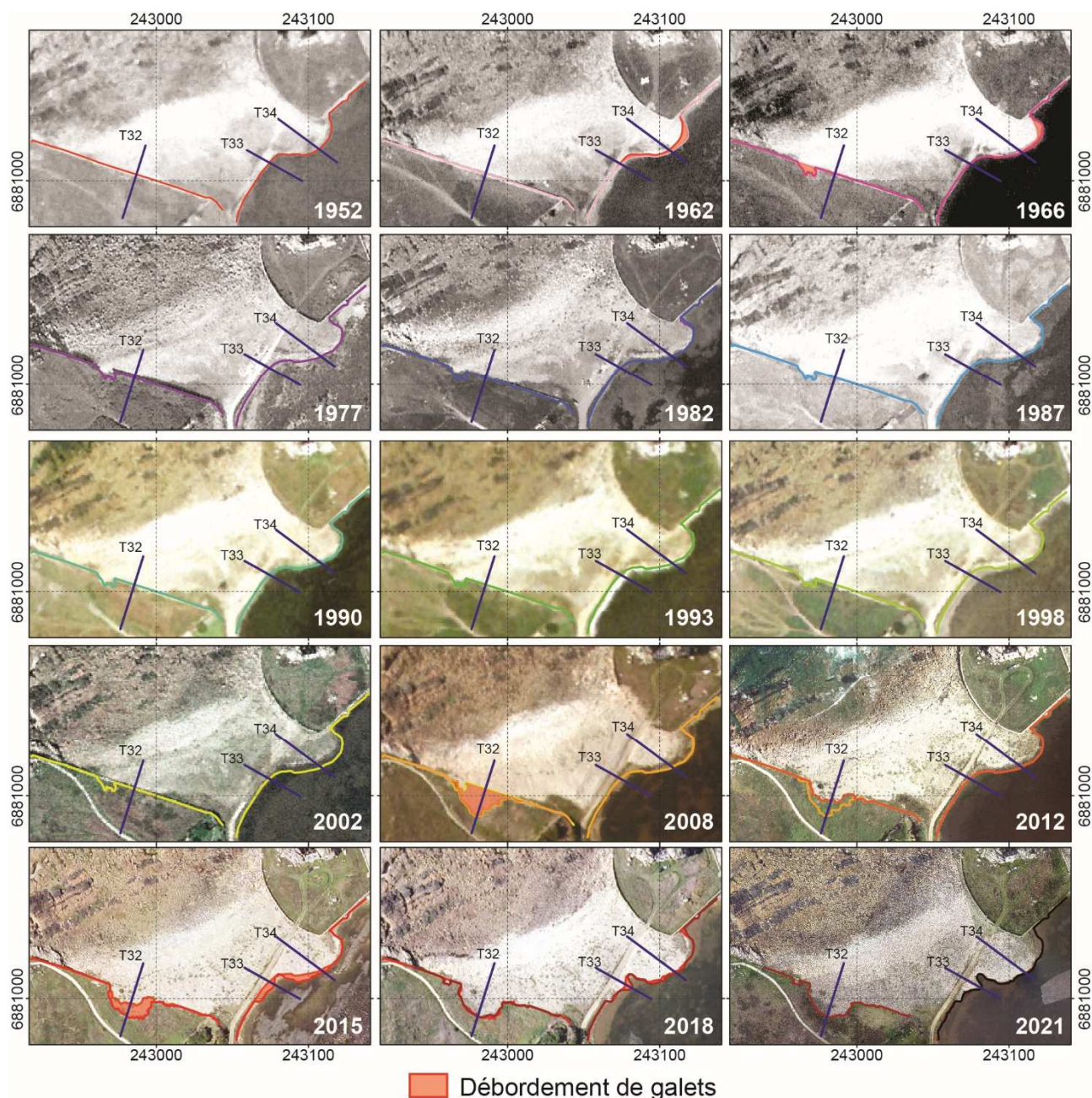


Figure 54 - Débordement de galets sur le revers du cordon nord-ouest de la grande lagune entre 1952 et 2021 d'après l'analyse des photographies aériennes de l'IGN et de l'ortho-photographie drone de 2021.

#### 4.1.4. Cinématique du trait de côte du cordon n° 6

Le cordon n° 6 entre les transects T17 et T31 ferme la grande lagune dans sa partie sud. Entre 1952 et 2021, le trait de côte a connu une avancée d'environ 5 m, notamment



dans la partie sud (T17 à T22) (figure 55). Cette progradation s'est effectuée entre les années 1960 et les années 1970. A la fin des années 1970, la pose d'un enrochement en pied de dune a fixé le rivage dans sa position actuelle. Il est intéressant de noter que la mise en place de cet enrochement n'a pas été réalisé en réponse à un problème d'érosion de la dune et de recul du trait de côte. Ainsi, dans un souci de restauration du site, sa suppression pourrait être envisagée sans que cela ne se solde par l'ouverture de brèches et la vidange de la grande lagune. En outre, nous verrons dans la suite de ce rapport que les dynamiques morphologiques et les déplacements sédimentaires sont très limités dans ce secteur car il bénéficie d'un caractère d'abri particulièrement prononcé.

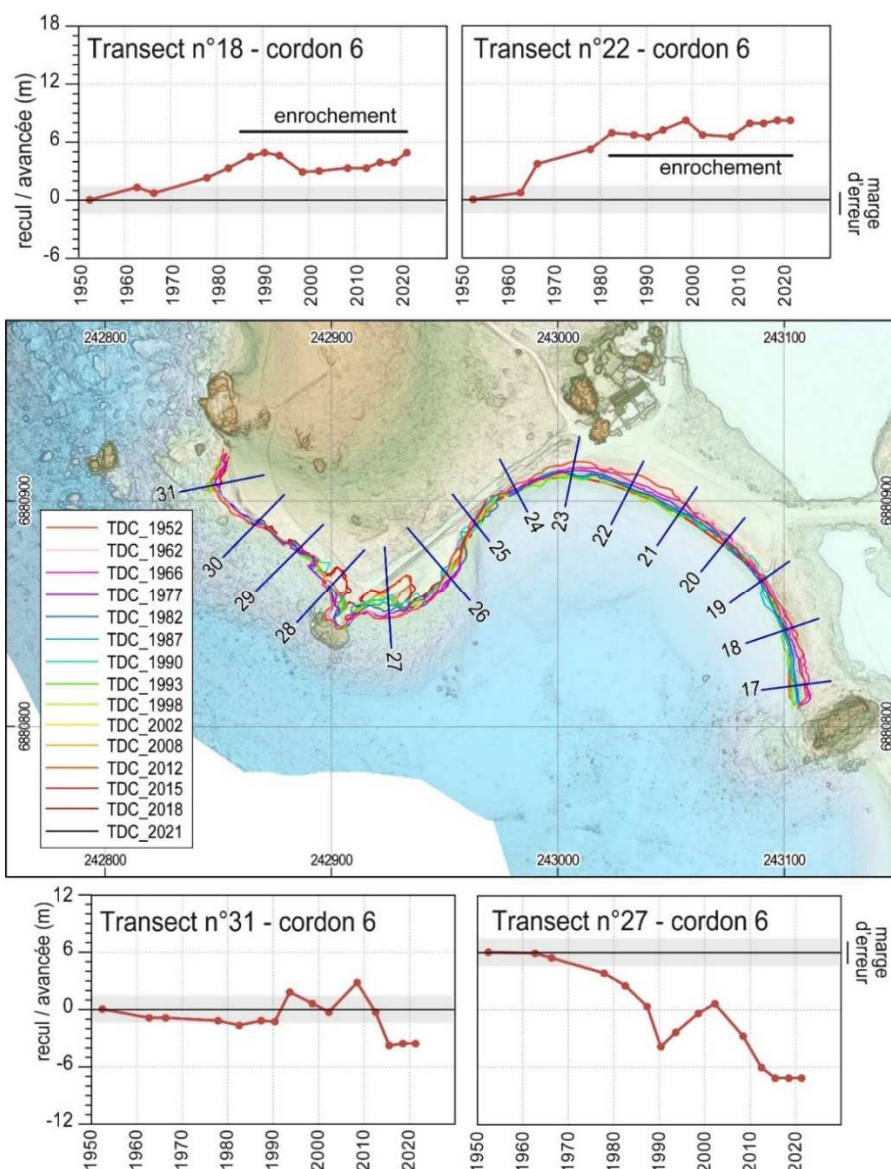


Figure 55 - Evolution du trait de côte (limite de la végétation sur le revers du cordon de galets) sur le cordon n° 6 entre 1952 et 2021.

Le cordon n° 6 se prolonge plus au nord par un cordon adossé qui constitue l'extrémité sud de la pointe du Gouffre. Ici, les évolutions du trait de côte entre 1952 et 2021 sont très variables le long du rivage. Le long de certains transects de mesure, le trait de côte a reculé

sous l'effet de quelques épisodes tempétueux, en particulier durant l'hiver 1989-1990 (T27), et l'hiver 2013-2014 (T28 et T31, [figure 55](#)).

#### 4.1.5. Cinématique du trait de côte du cordon n° 7

L'évolution du trait de côte du cordon n° 7 barrant la petite lagune, a été mesurée le long des transects T1 à T16 ([figure 56](#)). Les résultats montrent des changements modestes qui traduisent une relative stabilité du trait de côte dans ce secteur, notamment dans la partie nord du cordon.

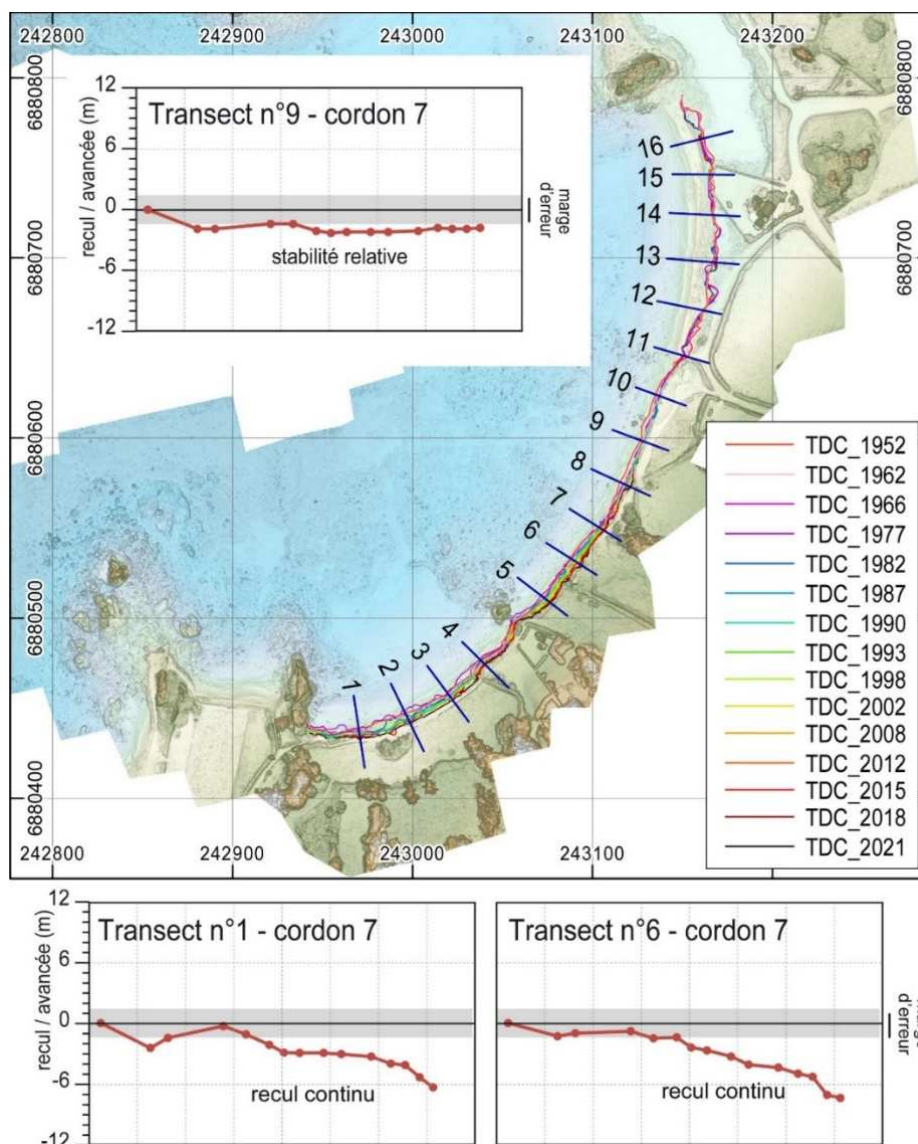


Figure 56 - Evolution du trait de côte (limite de la végétation sur le revers du cordon de galets) sur le cordon n° 7 entre 1952 et 2021.

Les valeurs maximales de recul et d'avancée du trait de côte entre T9 et T16 atteignent -2.2 et +2.3 m respectivement ([figure 56](#)). Ces chiffres sont assez proches de la marge d'incertitude qui entache nos mesures. L'évolution est donc peu significative dans ce secteur.



Plus au sud, entre les transects T5 à T8, le cordon n° 7 laisse place à de petites falaises meubles taillées dans un limon loessique. Ces falaises ont connu un recul continu à partir des années 1980, atteignant -7,4 m au niveau du transect T6 (figure 56).

Enfin, la portion de rivage la plus au sud de notre secteur d'étude, entre les transects T1 et T4, montre un recul du trait de côte significatif qui atteint -6,3 m (transect T1) entre 1952 et 2021. Ce recul s'est amorcé à la fin des années 1970 et a été très important durant les années 1980 (figure 56), avant de marquer une pause dans les années 1990. A partir du début des années 2000, le recul du trait de côte a repris.

#### 4.1.6. Conclusion partielle

Replacé dans un contexte régional, le secteur du Gouffre de Plougrescant n'apparaît pas comme un « point chaud » de l'érosion côtière en Bretagne. Sur les 7 dernières décennies, les valeurs d'avancée et de recul du trait de côte ont été relativement modestes, comparativement à des secteurs voisins comme le Sillon de Talbert où les vitesses moyennes de recul sont passées de 1,2 m/an à plus de 2 m/an entre les années 1930 et 2017 (Stéphan et al., 2012 ; Suanez et al., 2018). Cela s'explique en grande partie par le caractère abrité de ces cordons situés dans les rentrants d'une côte très découpée, et en avant d'une large plateforme à écueils qui dissipe l'énergie des vagues à l'approche de la côte.

Aucune évolution tendancielle à long terme de recul ou d'avancée n'a été observée. Les changements les plus significatifs correspondent à des événements ponctuels marqués par des épisodes de franchissement lorsqu'une tempête coïncide avec un grand coefficient de marée de vive-eau. Ces conditions conduisent à la formation de lobes de débordement (*washover fans*) sur le revers des accumulations. Grâce aux nombreuses photographies aériennes disponibles dans ce secteur, il a été possible d'identifier les événements les plus morphogènes de ces 7 dernières décennies : les tempêtes du 4-5 avril 1962, du 16-17 janvier 1967, du 10 mars 2008 (tempête Johanna), de l'hiver 2013-2014. On peut également noter que l'hiver 1989-1990, pourtant très érosif sur de nombreux secteurs côtiers de Bretagne, n'a pas entraîné d'importants changements morphologiques dans le secteur du Gouffre.

## 4.2. Evolution du bilan sédimentaire surfacique des cordons de galets

Cette analyse repose sur le traitement des données LiDAR aéroportées acquises en juillet 2011 (données RGE alti de l'IGN), et des modèles numériques de surface réalisés à partir de deux survols drones effectués le 18 mars 2021, et le 10 mars 2022. Ainsi, il a été possible de quantifier le bilan sédimentaire des cordons de galets à l'échelle des 10 dernières années de 2011 à 2022 (figure 57), et à plus court terme entre 2021 et 2022 (figure 58).

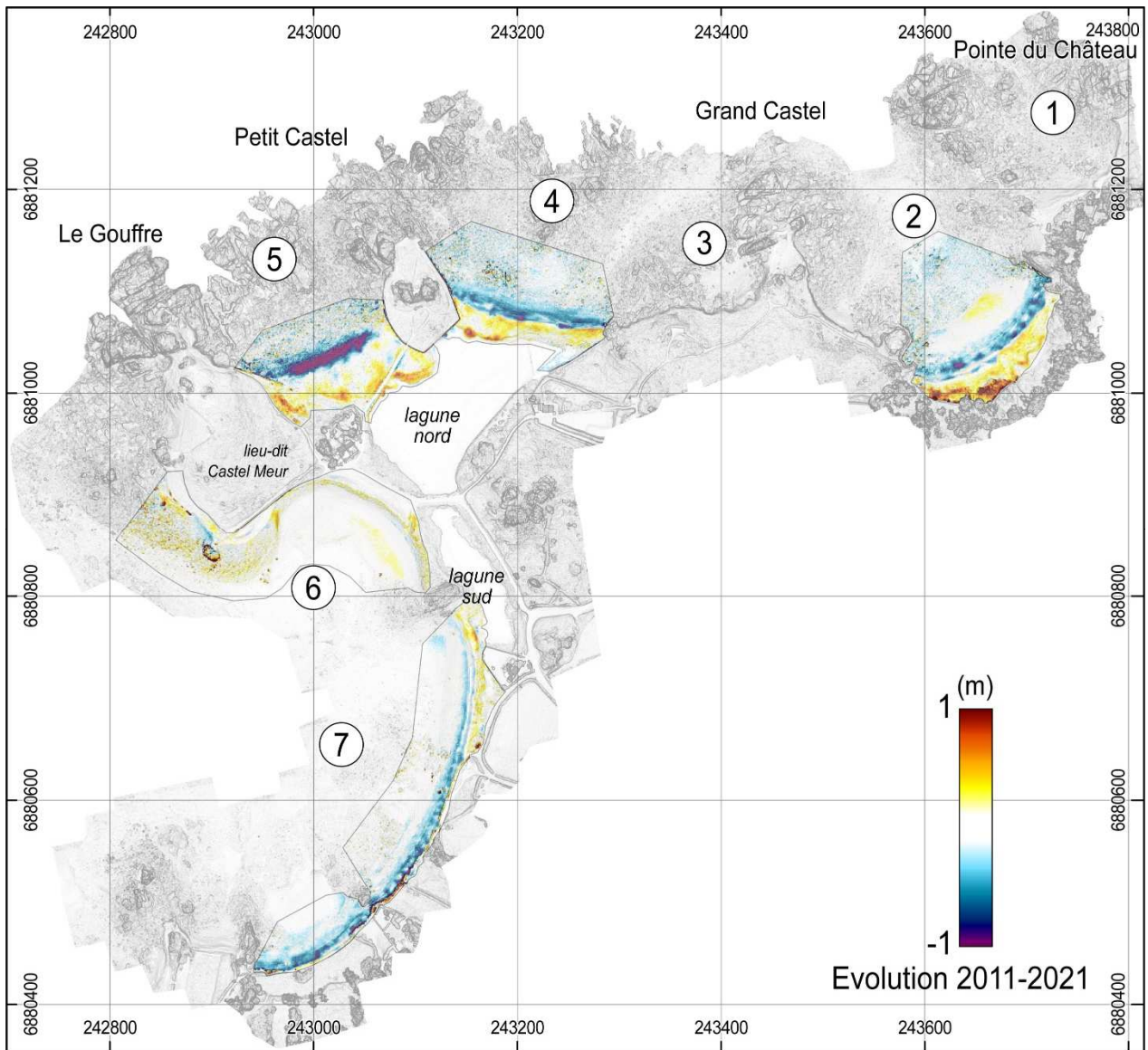


Figure 57 – Evolution du bilan sédimentaire des cordons de galets du site du Gouffre entre 2011 et 2021.



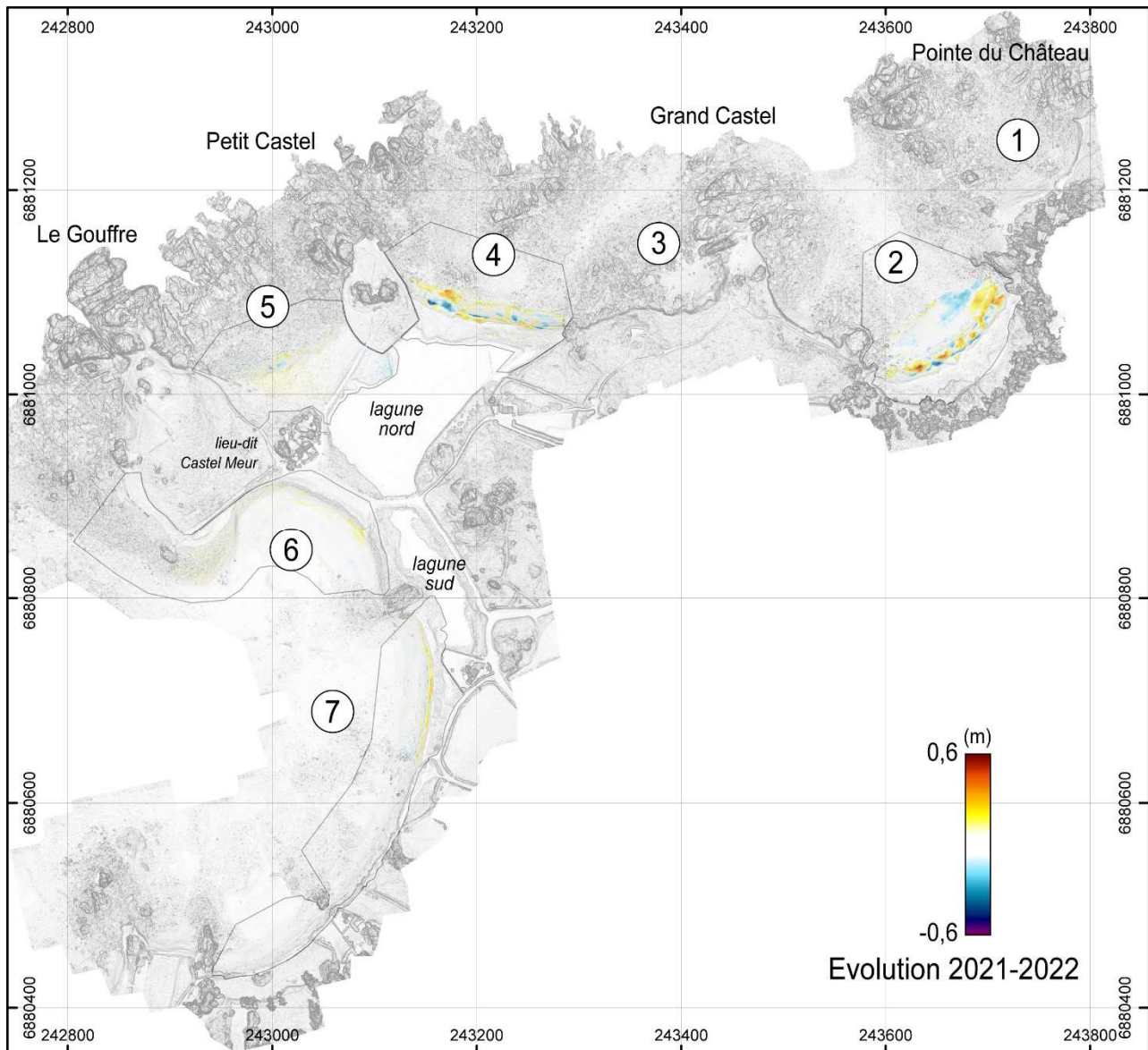


Figure 58 – Evolution du bilan sédimentaire des cordons de galet du site du Gouffre entre 2021 et 2022.

#### 4.2.1. Evolution du bilan sédimentaire des cordons entre 2011 et 2021

Le cordon n° 2 (cordon du Bucchu) montre un bilan sédimentaire quasi équilibré si l'on tient compte des marges d'erreur :  $+930 \pm 120$  à  $70 \text{ m}^3$ , et  $-1240 \pm 200 \text{ m}^3$  (figure 59). Ce bilan est marqué par une prédominance des transferts transversaux de la plage avant ( $-1240 \pm 200 \text{ m}^3$ ) vers la crête et le revers du cordon ( $+730 \pm 120 \text{ m}^3$ ). Une petite partie du volume perdu par la plage avant est redescendue en bas de plage ( $+200 \pm 70 \text{ m}^3$ ).

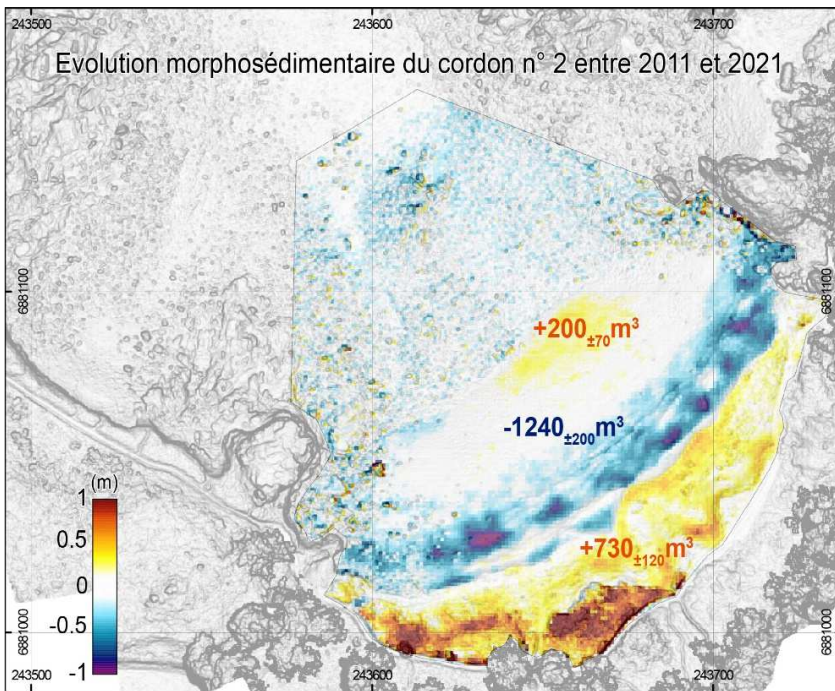


Figure 59 – Evolution du bilan sédimentaire du cordon n° 2 entre 2011 et 2021

Le bilan sédimentaire des cordons n° 4 (figure 60) et n° 5 (figure 61) montre également des transferts sédimentaires de la plage avant vers le revers. Pour le cordon n° 4, cela représente  $-1300 \pm 140$  m<sup>3</sup> de sédiments perdus par la plage avant, dont une partie a été directement déplacée vers le continent, soit  $+800 \pm 140$  m<sup>3</sup>. Pour le cordon n° 5, l'érosion de la plage avant représente  $-1790 \pm 180$  m<sup>3</sup>, alors que le revers s'est engraisé à hauteur de  $+1120 \pm 20$  à  $85$  m<sup>3</sup> (figure 61). Notons que pour ce cordon, ces transferts sédimentaires ont nourri le lobe de débordement déjà présent dans la lagune nord d'environ  $+320 \pm 40$  m<sup>3</sup>.

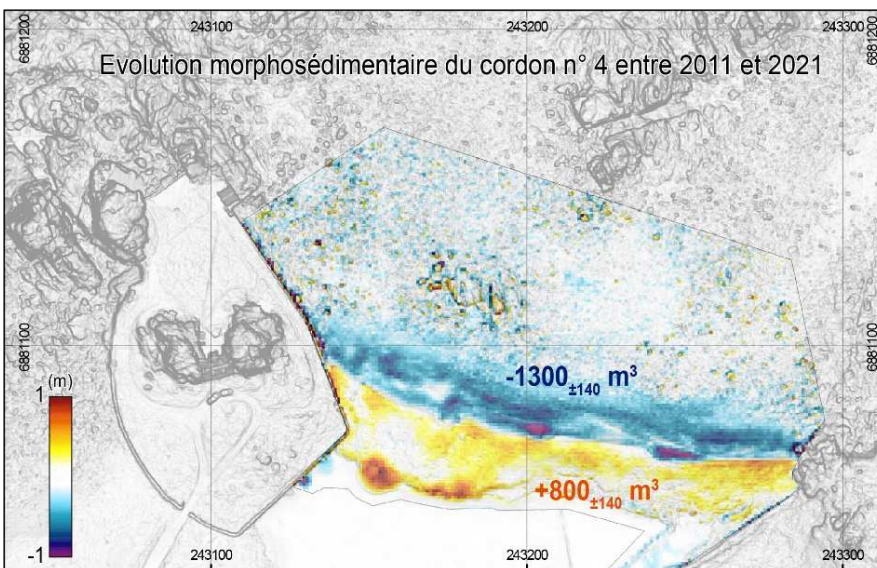


Figure 60 – Evolution du bilan sédimentaire du cordon n° 4 entre 2011 et 2021



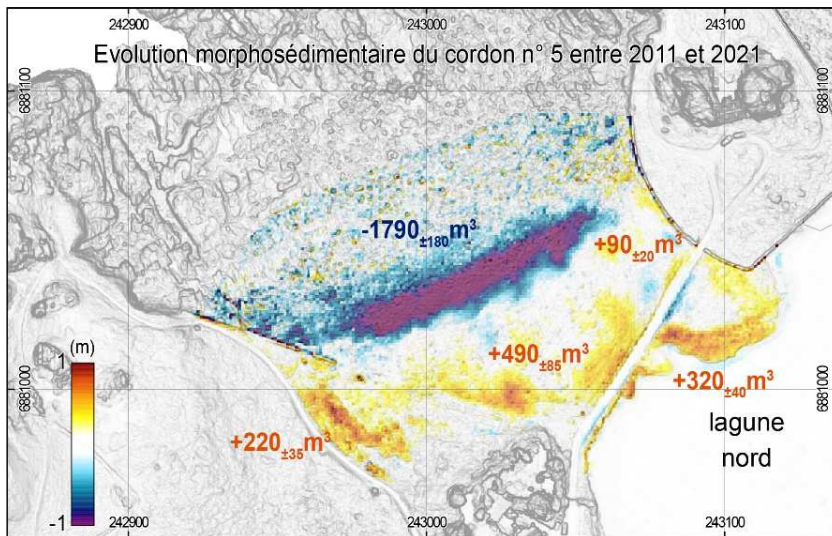


Figure 61 – Evolution du bilan sédimentaire du cordon n° 5 entre 2011 et 2021

S'agissant du cordon n° 6, les transferts sédimentaires sont beaucoup plus réduits sans qu'il n'y ait véritablement de sens de déplacement bien identifiés comme pour les cordons précédents. L'érosion représentant  $-120 \text{ m}^3$  semble plutôt se concentrer en bas de plage, alors que le haut de cordon (voire le revers) s'est plutôt engraisé. Le bilan global reste toutefois largement excédentaire :  $+460 \text{ m}^3$  vs  $-120 \text{ m}^3$  (figure 62).

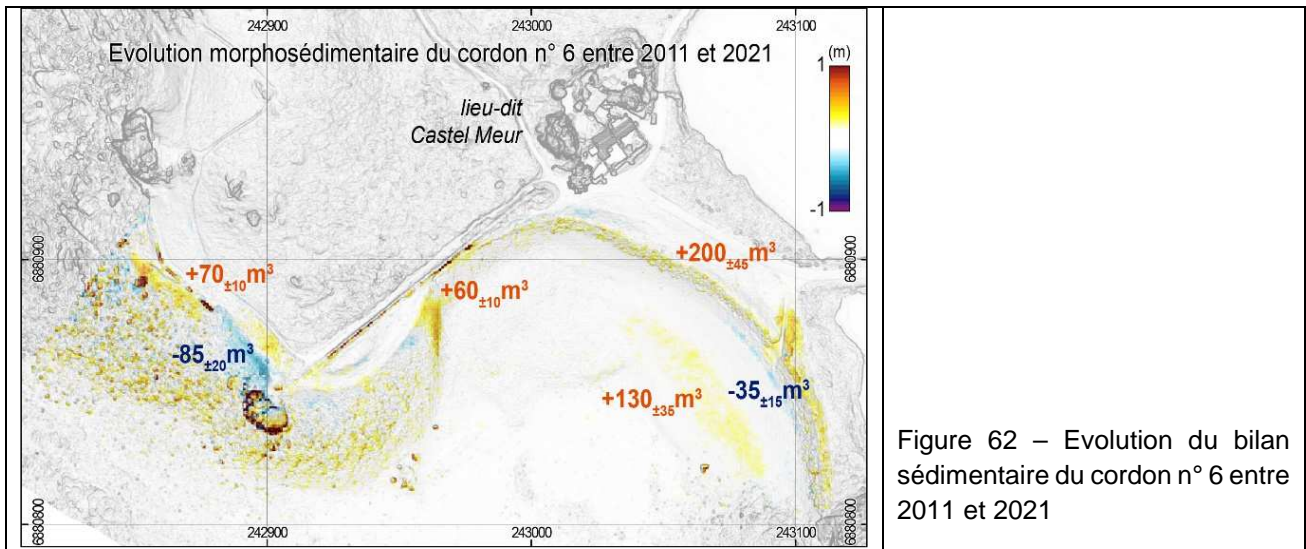


Figure 62 – Evolution du bilan sédimentaire du cordon n° 6 entre 2011 et 2021

Le cordon n° 7 montre une évolution très contrastée avec un bilan sédimentaire largement déficitaire d'environ  $-2070 \text{ m}^3$  (figure 63). L'érosion atteignant  $-2400 \pm 110$  à  $180 \text{ m}^3$  affecte tout le cordon et témoigne d'un recul des falaises meubles dans la partie sud, et de l'érosion de la plage avant du cordon dans la partie nord. Dans ce secteur, les transferts sédimentaires vers le continent expliquent l'engraissement du revers du cordon à hauteur de  $+330 \pm 75 \text{ m}^3$ .

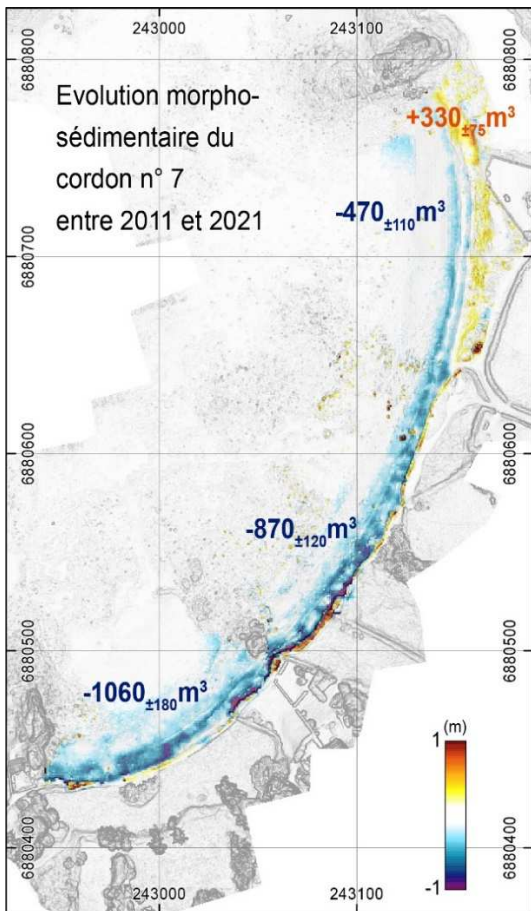
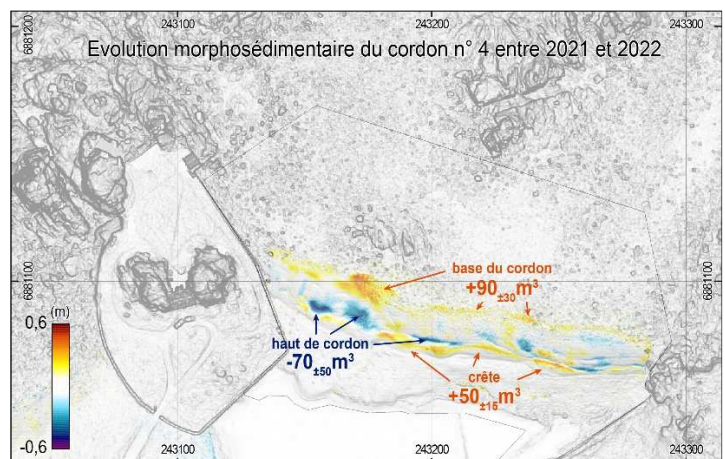
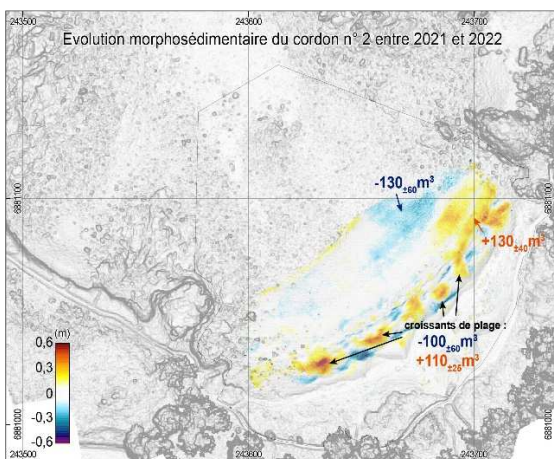


Figure 63 – Evolution du bilan sédimentaire du cordon n° 7 entre 2011 et 2021

#### 4.2.2. Evolution du bilan sédimentaire des cordons entre 2021 et 2022

Les évolutions entre 2021 et 2022 sont insignifiantes et témoignent d'une année particulièrement calme d'un point de vue des dynamiques météo-marines. Les transferts sédimentaires les plus notables (de 70 à plus de 100 m<sup>3</sup>) concernent les cordons orientés vers le nord (cordons n° 2 et 4) (figure 64). Les cordons n° 5, 6, et 7 enregistrent de très faibles transferts sédimentaires (entre 15 et 65 m<sup>3</sup>) sans montrer de sens de déplacement significatifs.





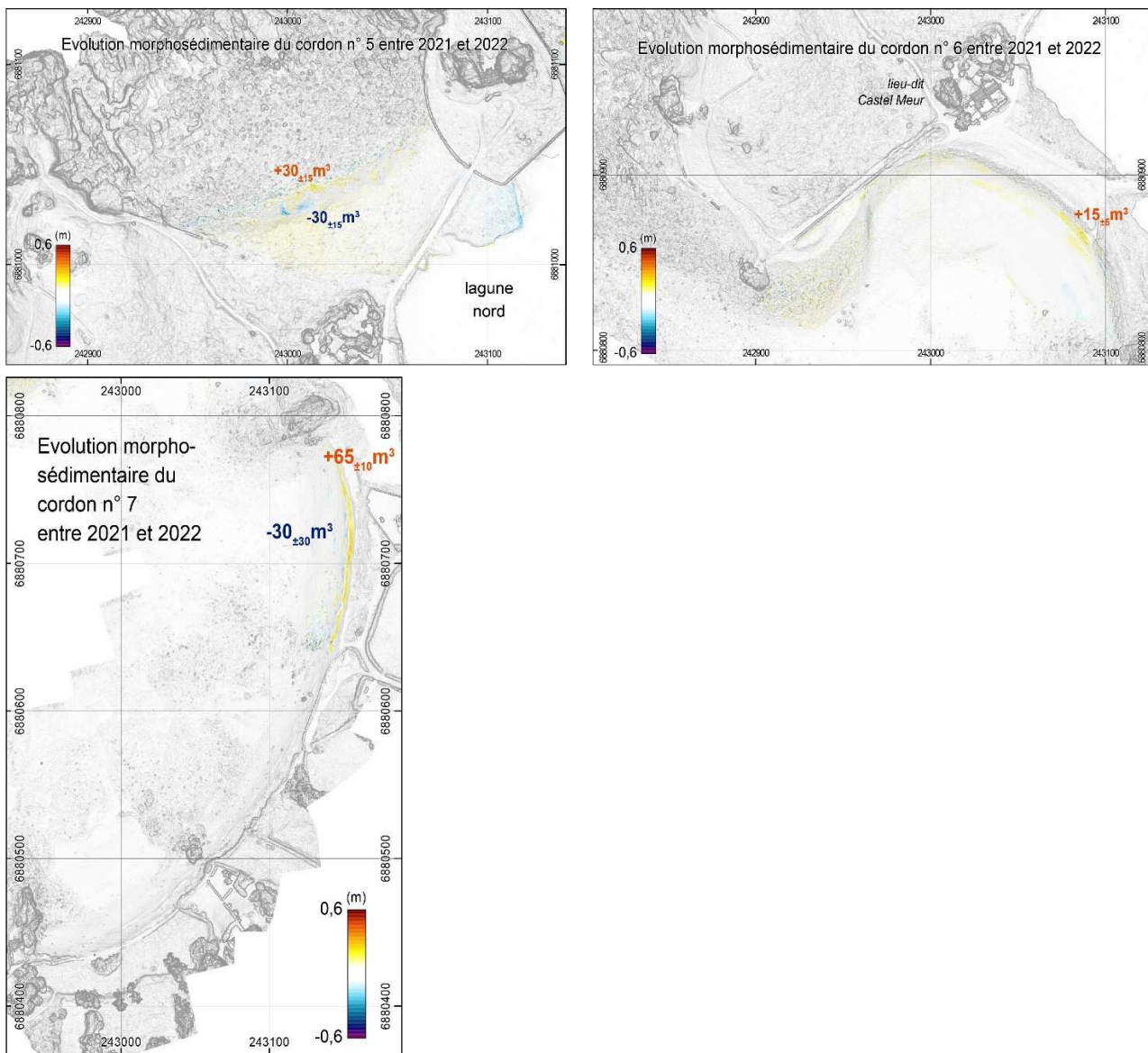


Figure 64 - Evolution du bilan sédimentaire des cordons n° 2 à 7 entre 2021 et 2022

### 4.3. Conclusion partielle sur les bilans sédimentaires

Les changements les plus significatifs mesurés au cours des 10 dernières années correspondent à des événements ponctuels marqués par des épisodes de franchissement lorsqu'une tempête coïncide avec un grand coefficient de marée de vive-eau. Ces événements sont bien connus en Bretagne et leur impact morphogène a été bien suivi sur plusieurs cordons littoraux. Ils sont datés de l'hiver 2014 (Blaise et al., 2015), et des hivers 2016 et 2018 (Suanez et al., 2018). Ainsi, les changements volumétriques importants mesurés sur la période 2011-2021 illustrent l'impact cumulé de ces événements sur les différents cordons de galets du Gouffre.

A l'inverse, lors de périodes particulièrement calmes d'un point de vue des dynamiques météo-marines, les évolutions morphologiques sont très faibles, comme le

montrent les changements volumiques entre 2021 et 2022. En terme de suivi morphologique, il est donc recommandé de se limiter à des mesures ponctuelles réalisées à l'issue d'épisodes morphogènes.

## 5. Fonctionnement hydrologique des lagunes

Les lagunes littorales sont des étendues d'eau saumâtre de faible profondeur séparées de la mer par un ou plusieurs cordons littoraux (Kjerfve, 1994). En l'absence d'aménagement anthropique, ces plans d'eau sont alimentés en eau de mer par l'intermédiaire de brèches ouvertes occasionnellement dans les cordons littoraux et/ou, de façon plus régulière, à travers la percolation des eaux marines dans les accumulations littorales. Dans ce cas, l'infiltration dépend de la perméabilité du cordon littoral. Les cordons de galets sont en général des formes plus perméables que les cordons sableux. Du fait de leur forte granulométrie, ils présentent une part plus importante de vides interstitiels. L'eau s'infiltré donc plus facilement dans les vides laissés entre les galets. Toutefois, la plupart des cordons de galets présente une fraction sableuse non négligeable en surface et en profondeur. Les sables viennent alors combler partiellement ou totalement les interstices entre les galets. La composition interne des cordons étant très difficile à étudier, il n'est pas simple de déterminer précisément le degré de perméabilité des accumulations littorales. Il faut noter que les lagunes peuvent également être alimentées en eau douce par l'intermédiaire d'un cours d'eau ou sous l'effet du ruissellement le long des versants lors de fortes pluies. Enfin, dans certains cas, il peut exister des échanges verticaux entre les eaux de surface et les eaux souterraines par infiltration d'eau ou par remontées artésiennes.

On distingue généralement deux types de lagunes selon leur temps de mise en eau : les lagunes temporaires, en eaux seulement une partie de l'année, et les lagunes permanentes qui ne présentent pas de période d'assèchement.

Sur les côtes à marée, certaines lagunes disposent d'une connexion directe avec la mer. Cette connexion leur permet de recevoir des apports en eau de mer quand les conditions de marée le permettent, comme lors des grandes marées ou bien lors de tempêtes (Le Mao, 2010). La montée et la descente de la marée va faire fluctuer le niveau de hauteur d'eau de la lagune. Cette fluctuation est caractérisée par une élévation rapide du niveau d'eau suivi d'une chute lente (Austin et al., 2013). En été, avec les fortes températures, les lagunes temporaires ont la particularité de s'assécher lorsque les apports en eau sont inférieurs à l'évaporation, elles subissent alors une période dite d'assec. L'hiver, elles sont de nouveau en eaux grâce à l'abondance des pluies. Contrairement aux lagunes temporaires, les lagunes permanentes ne sont pas soumises à des assecs estivaux et restent en eau toute l'année malgré les variations de niveau d'eau (Papuga, 2013).



## 5.1. Etat du problème sur le site du Gouffre

### 5.1.1. Des lagunes peu profondes

Comme nous l'avons rappelé précédemment, les cordons n°4, 5, 6 et 7 isolent de la mer deux lagunes, appelées lagune nord et lagune sud (figure 65). La lagune nord s'étend actuellement sur une superficie d'environ 1,5 hectares, tandis que la lagune sud couvre une surface de seulement 0,4 hectare. Le fond des deux lagunes se situe à une altitude moyenne de 4,20 m NGF, soit 40 cm environ sous le niveau des pleines mers de vive-eau. Selon les saisons, l'épaisseur de la colonne d'eau au sein de la lagune nord fluctue entre 20 et 60 cm. Dans la lagune sud, le niveau du plan d'eau varie quotidiennement en fonction de la marée et il arrive que la lagune se vide totalement.

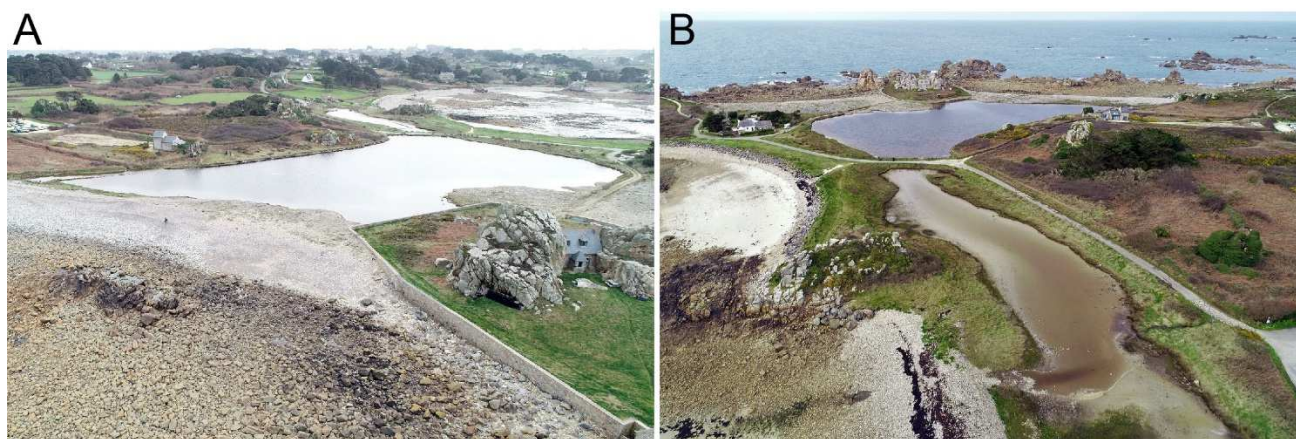


Figure 65 – Les deux lagunes du site du Gouffre en 2021. A. Lagune nord vue du nord qui forme un vaste plan d'eau de 1,5 ha environ. B. Lagune sud vue depuis le sud qui se transforme progressivement en prés salés (source : Jérôme Amman).

### 5.1.2. Formation des lagunes

Initialement, ces deux lagunes formaient un seul et unique plan d'eau séparé de la mer par les cordons de galets. La formation de cette lagune est intimement liée à la configuration morphologique du secteur et aux dynamiques à long terme des accumulations de galets. Au cours des derniers millénaires, marqués par une remontée du niveau marin de plusieurs mètres, les nombreux promontoires rocheux qui accidentent le secteur ont offert une multitude de points d'ancrage aux cordons littoraux lors de leur lente migration vers l'intérieur des terres. Cela a favorisé la formation de cordons libres, non-adossés à la côte. A cela s'ajoute la présence d'une très large plateforme à écueils qui s'avance vers le large dans le secteur de Plougrescant et qui amortit fortement l'énergie des vagues à la côte. Ces dernières n'ont donc pas l'énergie suffisante pour mobiliser les stocks de galets jusqu'au rivage. La mise en place des cordons littoraux en avant du rivage a donc donné naissance à cette vaste zone humide.

### 5.1.3. Aménagement des lagunes

Au 19<sup>e</sup> siècle, une chaussée a été construite au centre de la lagune pour faciliter l'accès aux habitations de Castel Meur, scindant le plan d'eau en deux parties distinctes (figure 65). Cet aménagement a modifié le fonctionnement hydrologique de toute la zone humide, dont le remplissage et la vidange s'effectuent désormais en partie par l'intermédiaire d'une buse située sous la chaussée qui assure occasionnellement la connexion entre les deux lagunes.

Dans les années 2000, une seconde buse a été installée entre la lagune sud et la mer dans le but de limiter le niveau de remplissage du plan d'eau et d'éviter ainsi l'inondation d'une parcelle privée située en bordure (parcelle 324) dont l'altitude se situe sous le niveau des plus hautes mers par endroits. Cette buse semble avoir bien joué son rôle en réduisant fortement la fréquence et l'ampleur des entrées d'eau de mer dans la lagune sud. Désormais, le remplissage s'effectue uniquement par très grands coefficients de marée et il est rare que la tranche d'eau dépasse 10 cm d'épaisseur.

### 5.1.4. Problèmes qui en découlent

Toutefois, cette buse a eu pour effet négatif de faciliter la vidange totale du plan d'eau. En été, les apports en eau de mer et les précipitations ne sont pas suffisants pour compenser les pertes par évaporation. Dorénavant, la lagune s'assèche très fréquemment. La figure 66 illustre une situation estivale habituelle. Avec un niveau d'eau situé à une cote de 4,22 m NGF, le volume de la lagune n'excède pas 16 m<sup>3</sup>. Des fentes de dessiccation sont observées dans le substrat vaseux sous l'effet de l'assèchement. Une flore typique des prés salés, principalement la salicorne et l'obione faux-pourpier, tend à se développer en bordure du plan d'eau. Cette flore favorise l'accrétion verticale du substrat en piégeant les sédiments et la matière organique. A terme, cette dynamique végétale et sédimentaire conduira à la disparition des habitats lagunaires et de la biodiversité associée, ainsi qu'à la transformation de cette lagune en prés salés.



Figure 66 – La lagune sud en été et en période de morte-eau estivale. A. Le substrat de vase nu est en cours de colonisation par la salicorne. B. Des fentes de dessiccation formées dans la vase (source : E. Thomas).



Enfin, il convient de rappeler que ces dernières années ont été marquées par plusieurs épisodes tempétueux de forte intensité. Durant ces épisodes, des entrées massives d'eau marine ont entraîné le débordement des lagunes et l'inondation de nombreux secteurs environnants, soulevant la question du risque pour les habitations situées sur le site du Gouffre.

Les objectifs de cette dernière partie de notre étude sont donc de (i) mieux caractériser le fonctionnement hydrologique de ces lagunes ; (ii) proposer des solutions visant à restaurer le caractère lagunaire de la lagune sud ; (iii) déterminer les niveaux d'eau extrêmes générés par les tempêtes récentes.

## 5.2. Morphologie et fonctionnement hydrologique actuel de la lagune nord

### 5.2.1 Morphologie

La lagune nord correspond à une lagune permanente, elle reste en eau toute l'année quelles que soient les conditions de marée. Le fond présente une morphologie très plane (figure 67) qui résulte d'une sédimentation fine par décantation dans un milieu peu agité. Il est composé de sédiments fins limoneux organiques propres à ce type d'environnement de dépôt. Les limons lagunaires masquent probablement les irrégularités du substratum rocheux sous-jacent et présentent des épaisseurs d'environ 1 m, si l'on se base sur les dépôts similaires qui affleurent en bas de plage le long des cordons n° 4 et 5. Sur les marges de la lagune, la fraction sableuse est plus importante et provient des cordons environnants. Dans le prolongement des lobes de débordement, les sables se mélangent à des galets et graviers épars déposés par les vagues lors des épisodes de franchissement.

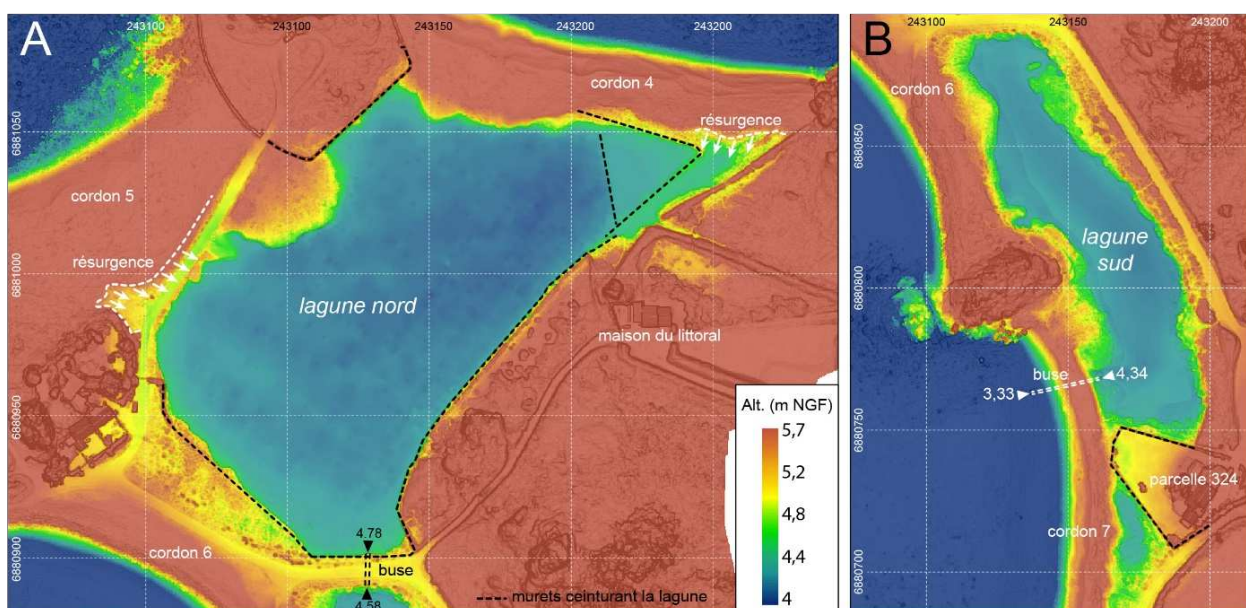


Figure 67 – Modèle Numérique d'Élévation centré sur les lagunes nord (A) et sud (B) du site du Gouffre. L'échelle des couleurs s'étend de 4m NGF (altitude minimale du fond des lagunes) à 5,7 m NGF (altitude des plus hautes mers astronomiques).

## 5.2.2. Principaux aménagements

Les lagunes du Gouffre de Plougrescant ont subi des modifications morphologiques sous l'effet d'une série d'aménagements réalisés durant la seconde moitié du 19<sup>e</sup> siècle. Avant cette période, deux documents cartographiques nous permettent d'apprécier la configuration initiale du site. Le premier est extrait du cadastre napoléonien établi au début du 19<sup>e</sup> siècle (**figure 68A**). En tant que document officiel, la carte se focalise sur le foncier, tandis que les éléments du paysage littoral ne sont pas systématiquement représentés, en particulier les zones basses situées sous la limite des plus hautes mers qui relèvent du domaine public maritime. Il est donc logique que la lagune ne soit pas représentée sur cette carte. On note toutefois que le secteur est déjà habité. Les îlots du Gouffre et de Castel Meur sont en effet cadastrés et divisés en plusieurs parcelles. Le second document est la carte hydrographique levée en 1837 et 1838 par les ingénieurs hydrographes de la Marine sous les ordres de M. Beautemps-Beaupré (**figure 68B**). Cette carte montre le site sous un autre angle, essentiellement morphologique. La lagune est représentée dans sa configuration initiale, avant l'anthropisation du site dans la seconde moitié du 19<sup>e</sup> siècle.



Figure 68 – Cartes anciennes illustrant la situation foncière et la configuration naturelle des lagunes du Gouffre de Plougrescant avant l'anthropisation du site dans la seconde moitié du 19<sup>e</sup> siècle. A. Extrait du cadastre napoléonien (source : Archives départementales des côtes d'Armor). B. Extrait de la carte hydrographique de Beautemps-Beaupré intitulé « Les passes de la rivière de Tréguier » levé en 1837 et 1838 (source : SHOM).

Au 19<sup>e</sup> siècle, la lagune du Gouffre a fait l'objet de plusieurs aménagements qui ont modifié sa morphologie initiale. Ainsi, en plus d'une chaussée, des murets ont été édifiés en périphérie de la lagune (**figure 67**). Ces aménagements sont bien documentés. Un plan, dressé par le service des Ponts et Chaussées du département des Côtes d'Armor en juillet 1871, illustre de façon très détaillée la configuration du site dans la seconde moitié du 19<sup>e</sup>



siècle, ainsi que les interventions envisagées sur la lagune par Monsieur De Kerguezec qui en a obtenu la concession (figure 69). Sur ce plan sont notamment représentés les murets enserrant le plan d'eau. On notera, au passage, que le lobe de débordement situé sur le revers du cordon n° 5 est déjà formé.

### 5.2.3. Variations du plan d'eau

Le fond de la lagune se situe à une altitude moyenne de 4,2 m NGF. Le niveau d'eau fluctue entre les cotes de 4,4 et 4,8 m NGF selon les périodes de l'année, soit une tranche d'eau de 20 à 60 cm (figure 70). En moyenne, la lagune nord présente un niveau d'eau à 4,60 m NGF, ce qui représente une profondeur de 54 centimètres au point le plus bas de la lagune (figure 71).

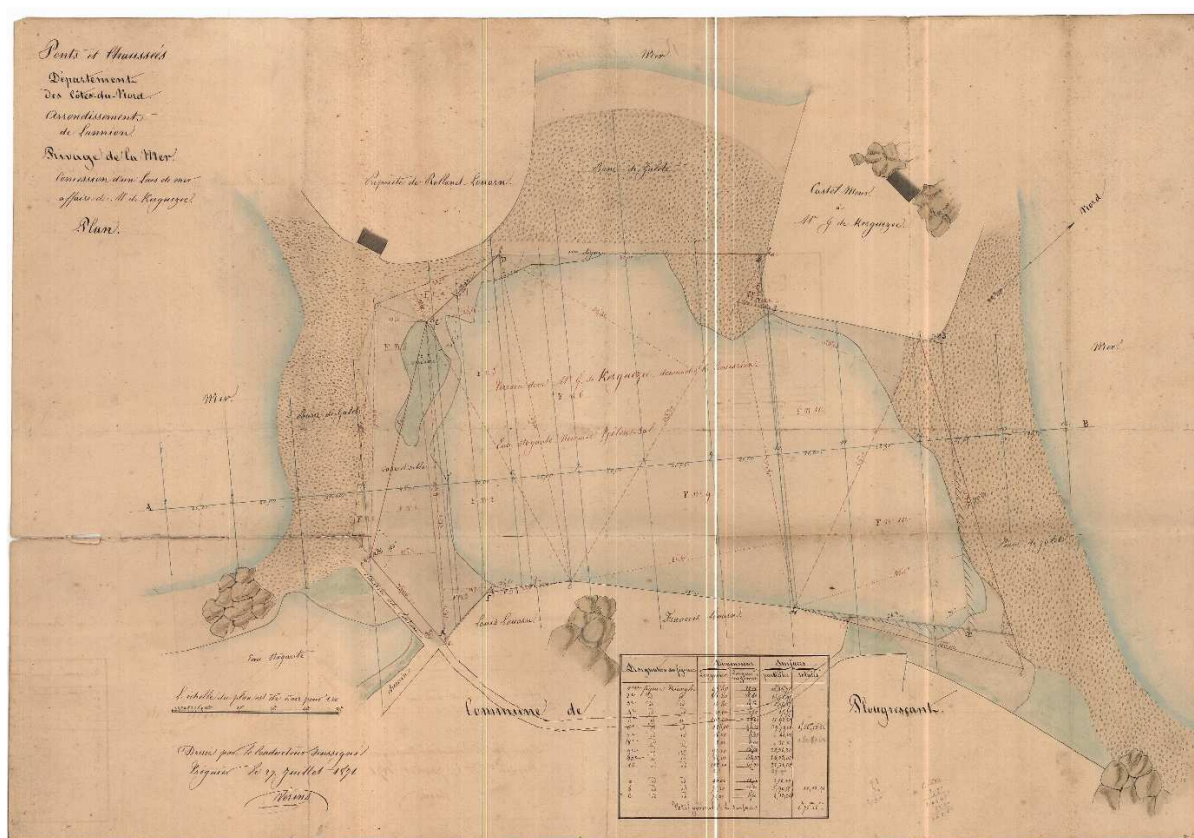


Figure 69 – Plan dressé par le service des Ponts et Chaussées du département des Côtes d’Armor en juillet 1871 représentant la lagune nord avant les aménagements réalisés par Monsieur De Kerguezec qui en a obtenu la concession (source : Archives départementales des côtes d’Armor).

### 5.2.4. Superficie

La superficie du plan d'eau varie entre 1,38 ha lors des plus bas niveaux (niveau d'eau à la cote de 4,4 m NGF) et 1,56 ha lors des plus hauts niveaux (niveau d'eau à la cote de 4,78 m NGF) (figure 70). Lorsque le plan d'eau dépasse l'altitude de 4,8 m NGF, il se déverse dans la lagune sud par l'intermédiaire de la buse centrale située sous la chaussée d'accès à

Castel Meur. Nous reviendrons plus tard sur les niveaux d'eau extrêmes atteints exceptionnellement lors des épisodes de tempête les plus récents.

#### 5.2.5. Volumétrie

Le volume de la lagune est d'environ 2700 m<sup>3</sup> lors des plus bas niveaux d'eau. Il atteint 8700 m<sup>3</sup> lors des plus hauts niveaux, avant de se déverser dans la lagune sud.

#### 5.2.6. Echanges d'eau avec la mer

La lagune nord ne possède aucune communication directe avec la mer. Les échanges (entrées/sorties) d'eau de mer se font essentiellement par percolation à travers les cordons n° 4 et 5 qui la barrent (figure 71).

Le plus souvent, ces échanges d'eau ne sont pas observables en surface car ils s'effectuent à travers des flux d'eau circulant de façon diffuse à l'intérieur des cordons. Dans le cas de la lagune nord, il est possible de dire que ces échanges sont très occasionnels et représentent de faibles volumes d'eau. En effet, la lagune étant située à une cote voisine des pleines mers de vive-eau, le plan d'eau aurait tendance à se vider plus souvent qu'il ne se remplit si les échanges étaient importants. En quelques cycles de marée, la lagune serait à sec. Il semble donc qu'un seuil doit être atteint pour que ces échanges s'effectuent. Cela se produit uniquement lors des marées à forts coefficients et lorsque celles-ci coïncident avec les conditions de tempête.

Les observations de terrain réalisées à pleine mer lors des épisodes météo-marins extrêmes récents ont relevé des résurgences d'eau de mer sur le revers dans la partie orientale du cordon n° 4 et dans la partie sud du cordon n° 5 (figure 71). Ces entrées s'effectuent dans les parties les plus perméables des cordons, là où le sommet des cordons présente des galets peu ou pas infiltrés par la fraction sableuse. Le niveau de ces résurgences est assez élevé. Sur le cordon n° 4, il se situe à la cote de 5,3 m NGF (figure 71), c'est-à-dire entre le niveau des pleines mers de vive-eau (PMVE) et celui des plus hautes mers astronomiques (PHMA). Ce niveau est atteint lors de marées de coefficients 108-109.

Sur le cordon n° 5, ces phénomènes sont observés à la cote de 5,6 m NGF (figure 71), soit un niveau très proche des PHMA (coefficients de marée de 118). De tels niveaux d'eau ne sont atteints que lorsqu'une tempête coïncide avec une marée exceptionnelle. Il est donc très probable que les entrées d'eau marine par percolation ne participent que de façon très marginale au bilan hydrique de la lagune.



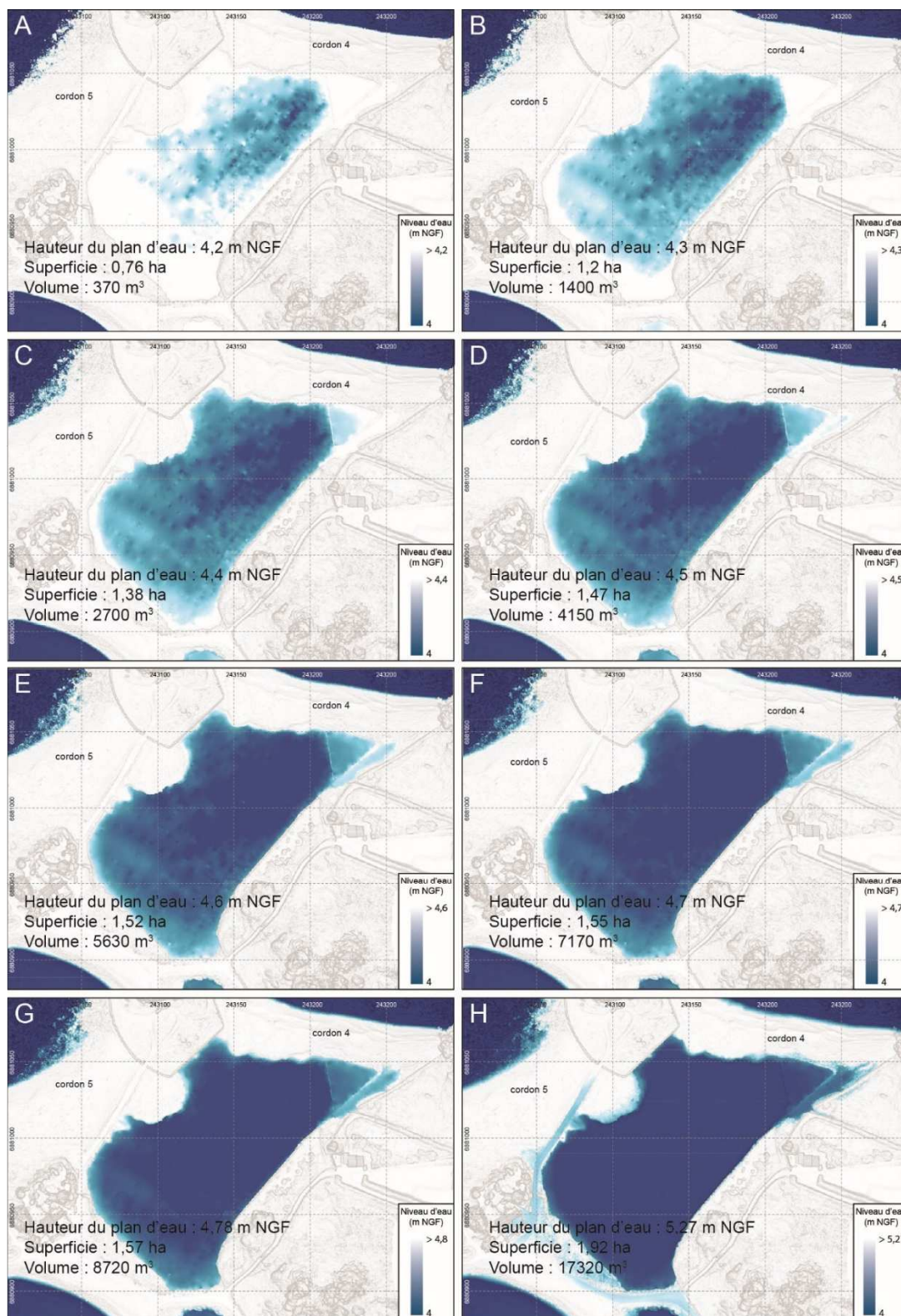


Figure 70 – Superficies, volumes et étendues de la lagune nord du site du Gouffre selon différents niveaux d'eau. Les situations A et B sont fictives et permettent de représenter les secteurs qui montrent les plus grandes profondeurs d'eau. La situation C montre la lagune à son plus bas niveau d'eau, vers la cote de 4,4 m NGF. Les configurations D, E et F sont des configurations intermédiaires rencontrées habituellement. La configuration G montre la lagune à son plus haut niveau d'eau, vers la cote de 4,78 m NGF, avant qu'elle ne se déverse dans la lagune sud. Enfin, la configuration H correspond à un niveau d'eau extrême rencontré lors des tempêtes de l'hiver 2014 où l'eau a atteint la cote de 5,27m NGF.

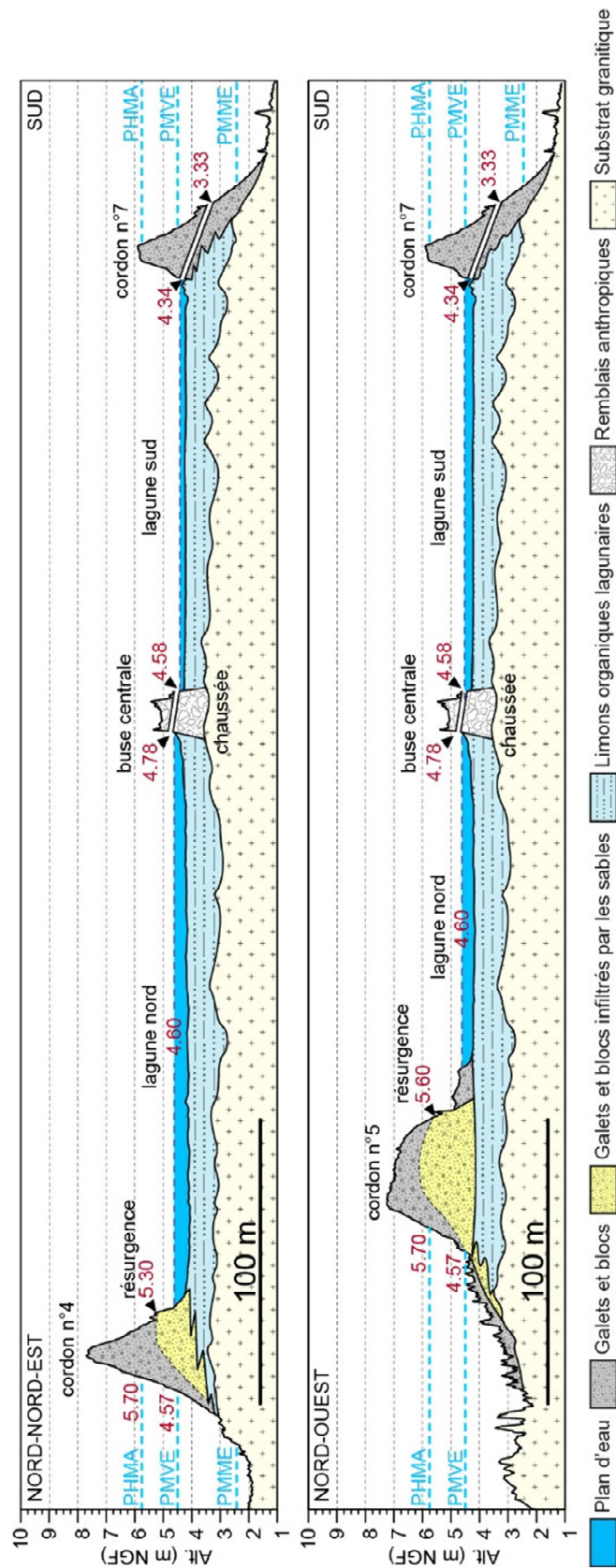


Figure 71 – Coupe topographie des lagunes nord et sud du site du Gouffre et des cordons de galets attenants. Certaines cotes correspondant aux résurgence des eaux marines sur le revers des cordons sont indiquées, ainsi que celles relatives aux buses assurant le fonctionnement hydrologique du système lagunaire. La stratigraphie des dépôts est déduite.



### 5.2.7. Mesure des variations des niveaux d'eau sous l'effet de la marée

Afin de vérifier cette hypothèse, deux capteurs de pression de type OSSI (*Ocean Sensor Systems, Inc.*) ont été installés sur le site en avril 2021. L'un des capteurs a été positionné dans la zone intertidale sur la plateforme rocheuse en avant du cordon n° 5. Ce capteur a donc enregistré les fluctuations du niveau de la mer liées principalement aux marées. Le second capteur a été installé dans le centre de la lagune. L'objectif initial de ces mesures était d'estimer les variations du niveau de la lagune et de déterminer les conditions favorables aux entrées d'eaux marines. Ces données sont en cours de traitement et ne seront pas présentées dans ce rapport.

En parallèle, des mesures de variations du plan d'eau au DGPS ont également été réalisées lors d'une marée de vive-eau. Ces mesures ont été effectuées lors de la marée de coefficient 111 du 28 avril 2021. À raison d'une mesure toutes les dix minutes sur une durée de 6 heures, elles couvrent partiellement un cycle de marée montante et descendante. Notons que, ce jour-là, la marée haute a été atteinte à 8h36 du matin avec une hauteur d'eau de 5,28 m NGF. Les conditions météo-océaniques étaient clémentes (vent faible à modéré de direction NW, faibles précipitations, hauteurs significatives des vagues comprises entre 0,25 et 0,5 m de 6h à 15h, puis atteignant 0,75 m en fin de journée, pressions atmosphériques stables variant entre 1006 et 1005 hPa et générant une surcote barométrique inférieure à 10 cm).

Les résultats de ces mesures montrent des fluctuations du plan d'eau de faible ampleur et peu significatives (figure 72).

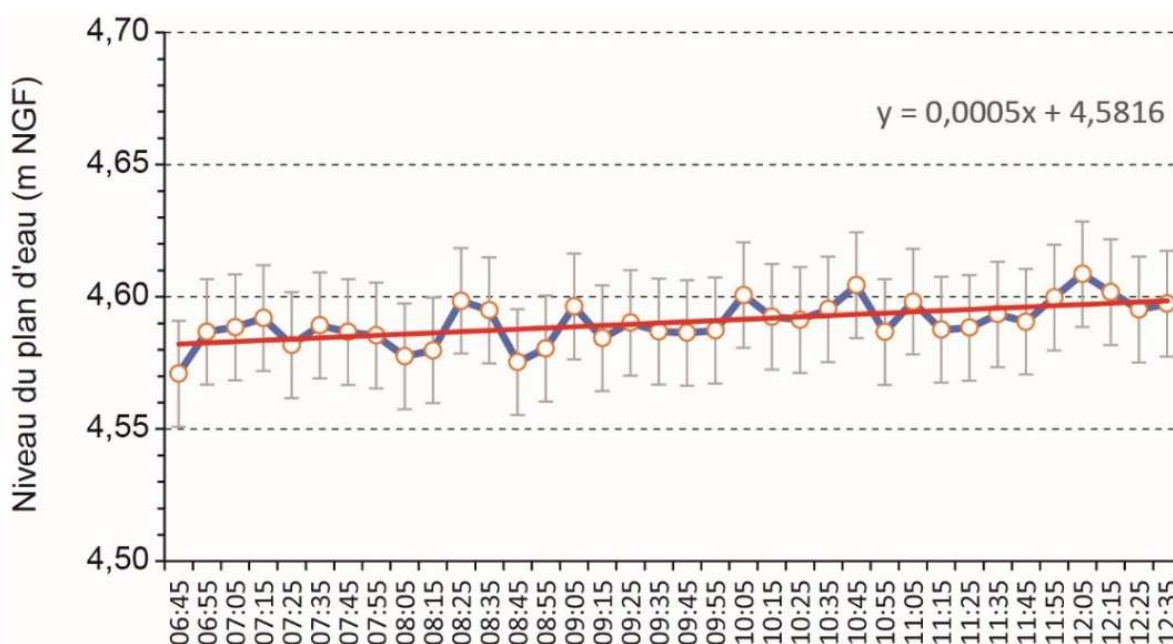


Figure 72 – Fluctuations du plan d'eau de la lagune nord mesurées au DGPS le 28 avril 2021.

Entre le début et la fin des levés, le niveau de la lagune s'est élevé de seulement 3 cm, passant de 4,57 m à 4,60 m NGF entre 6h45 et 12h35. Cet écart correspond grossièrement à la marge d'erreur de la mesure au DGPS. Au cours de ce relevé, le niveau de la mer a pourtant dépassé le niveau de la lagune durant plus de 2 heures (entre 7h27 et 9h40), sans que cela se traduise par remplissage significatif du plan d'eau. Ces résultats confirment nos hypothèses : le remplissage de la lagune nord par entrées d'eau marine suppose des conditions exceptionnelles associant un fort coefficient de marée et des conditions météo-océaniques extrêmes.

### 5.2.8. Les apports en eau douce

La majeure partie des eaux de ruissellement en provenance du bassin versant environnant étant piégée puis canalisée dans les fossés se trouvant en bordure de la route de Castel Meur (Lannion-Trégor Communauté, 2019), l'alimentation en eau douce de la lagune nord provient essentiellement des précipitations directes. Par conséquent, il est relativement simple d'estimer les volumes d'eau de pluie en reportant le cumul des précipitations sur le modèle numérique d'élévation.

Pour l'année 2019, le cumul des précipitations est estimé à environ 800 millimètres, soit un apport annuel en eau de 12 000 m<sup>3</sup>. Ces apports en eau pluviale présentent une certaine variabilité saisonnière (figure 73). D'octobre à février, la lagune nord reçoit 1420 m<sup>3</sup> d'eau de pluie chaque mois en moyenne, ce qui représente 15% du volume total des eaux lagunaires. En revanche, le printemps et l'été sont caractérisés par des apports plus faibles, de l'ordre de 800 m<sup>3</sup> par mois.

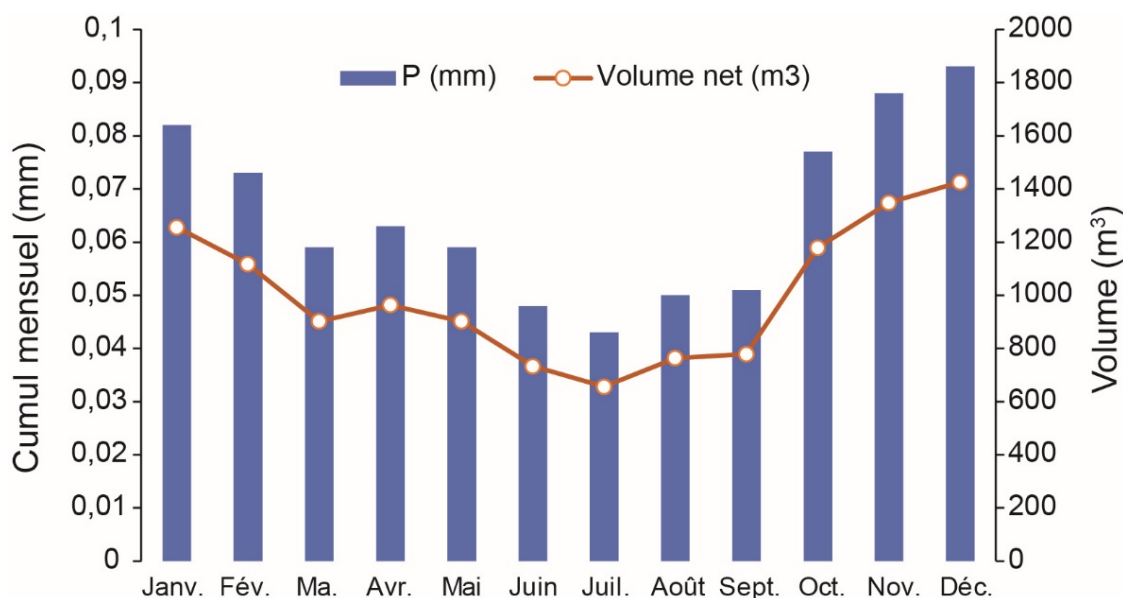


Figure 73 – Cumul mensuel des précipitations enregistrées en 2019 à Plougrescant (Source des données : Climat data.org) et volumes d'eau correspondants au sein de la lagune nord.



De tels apports en eau douce exercent évidemment une influence sur le taux de salinité des eaux lagunaires. Ils compensent en grande partie les pertes par évaporation et participent également au renouvellement complet des eaux chaque année. Toutefois, ils ne produisent pas de variations rapides et significatives du plan d'eau. En Bretagne, même les pluies intenses qui accompagnent les plus puissants orages totalisent des cumuls de précipitations de seulement 5 cm en 3 heures. Ces variations saisonnières dans les apports en eau douce d'origine pluviale sont confirmées par les mesures de salinité réalisées entre 2019 et 2020 dans la lagune nord ([tableau 5](#)).

Date	26/06/2019	27/11/2019	01/07/2020	16/12/2020
Taux de salinité (‰)	33,7	18,8	39,1	22,7

Tableau 5 - Mesures saisonnières de salinité dans la lagune nord en 2019 et 2020.

Il apparaît ainsi que les taux de salinité sont minimaux en hiver, avec des valeurs comprises entre 19 et 23 ‰, tandis qu'ils sont maximaux en été avec des taux de 34 à 39 ‰, dépassant alors les valeurs rencontrées en mer.

### 5.3. Morphologie et fonctionnement hydrologique actuel de la lagune sud

#### 5.3.1. Morphologie

La lagune sud présente un fond plat ([figure 67](#)) composé de sédiment sablo-limoneux caractéristique des vasières intertidales. L'épaisseur de cette couverture sédimentaire ne doit pas dépasser un mètre et repose vraisemblablement sur le substrat granitique ou sur une couche de limons loessiques. La partie centrale de la lagune est dépourvue de végétation et correspond à un habitat de vase nue ([figure 66](#)). Les marges de la lagune sont en cours de végétalisation par des plantes halophytes caractéristiques des prés salés.

#### 5.3.2. Fonctionnement hydrologique

Le plan d'eau fonctionne actuellement comme une lagune temporaire et se vidange complètement par moments. Les eaux qui alimentent la lagune sont essentiellement marines. En effet, les entrées et sorties d'eau de mer s'effectuent principalement par l'intermédiaire d'une buse mise en place dans les années 2000 sous le cordon n° 7. Cette buse présente un diamètre de 40 cm et s'allonge sur une distance d'environ 25 m selon une pente de 4% inclinée vers la mer. Les deux extrémités de la buse sont visibles sur le terrain. Côté mer, la buse se situe à une cote de 3,33 m NGF et l'exutoire est obstrué par la présence de gros blocs ([figure 74](#)). Côté lagune, l'extrémité de la buse se situe à la cote de 4,34 m NGF.

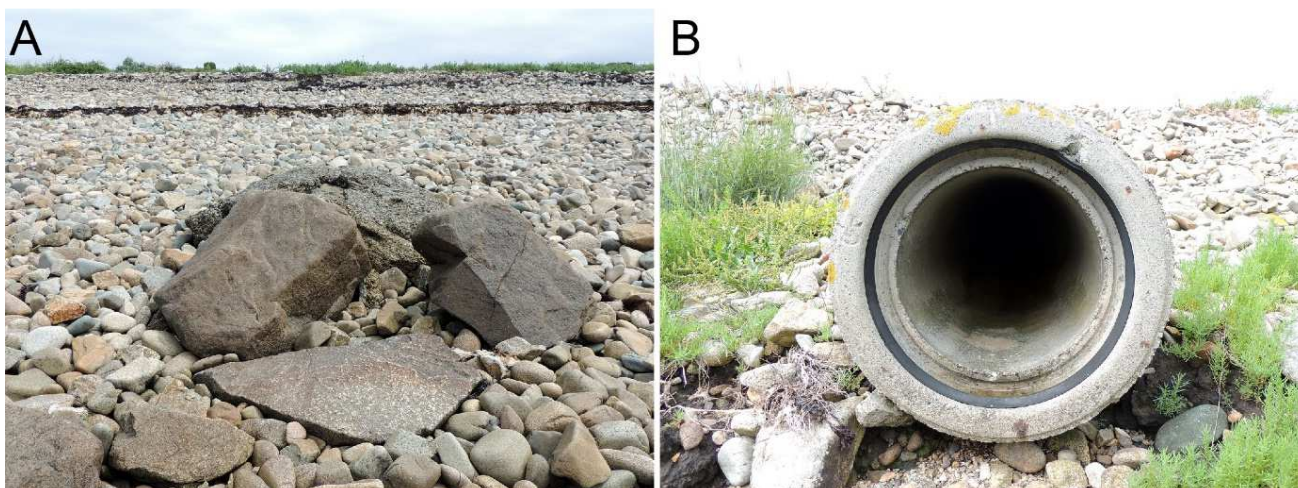


Figure 74 – Exutoire de la buse assurant les échanges d'eau entre la mer et la lagune sud (source : E. Thomas)

Le remplissage du plan d'eau débute donc généralement en fin de marée montante lorsque le niveau de la mer dépasse la cote de 4,34 m NGF. Ce niveau est atteint uniquement par la mer lors de coefficients de marée supérieurs à 90. Le remplissage se poursuit en début de marée descendante et s'interrompt lorsque le niveau de la mer est inférieur à 4,34 m NGF, laissant place à une phase de vidange. Plus les coefficients sont forts, plus le temps de remplissage de la lagune est important.

La vidange de la lagune, quant à elle, s'effectue également par l'intermédiaire de la buse. Elle se produit à marée descendante dès que le niveau de la mer est inférieur à 4,34 m NGF. Elle se poursuit tant que le niveau de la lagune n'a pas atteint cette cote. Puis, la vidange s'interrompt. La lagune présente alors une profondeur d'eau maximale de 19 cm au point le plus bas, ce qui représente un volume de 340 m<sup>3</sup> et une superficie en eau de 0,36 ha (figure 75).

En résumé, les entrées d'eau s'effectuent uniquement lors des pleines-mers de vive-eau et, à plus forte raison, lorsque les coefficients sont très forts. Les sorties se produisent à marée descendante jusqu'à ce que la buse soit hors d'eau, laissant une faible lame d'eau dans la lagune. Les périodes de morte-eau sont donc marquées par une absence de remplissage qui peut se prolonger plusieurs semaines conduisant à l'assèchement complet du plan d'eau, à plus forte raison en été où l'évaporation est importante.



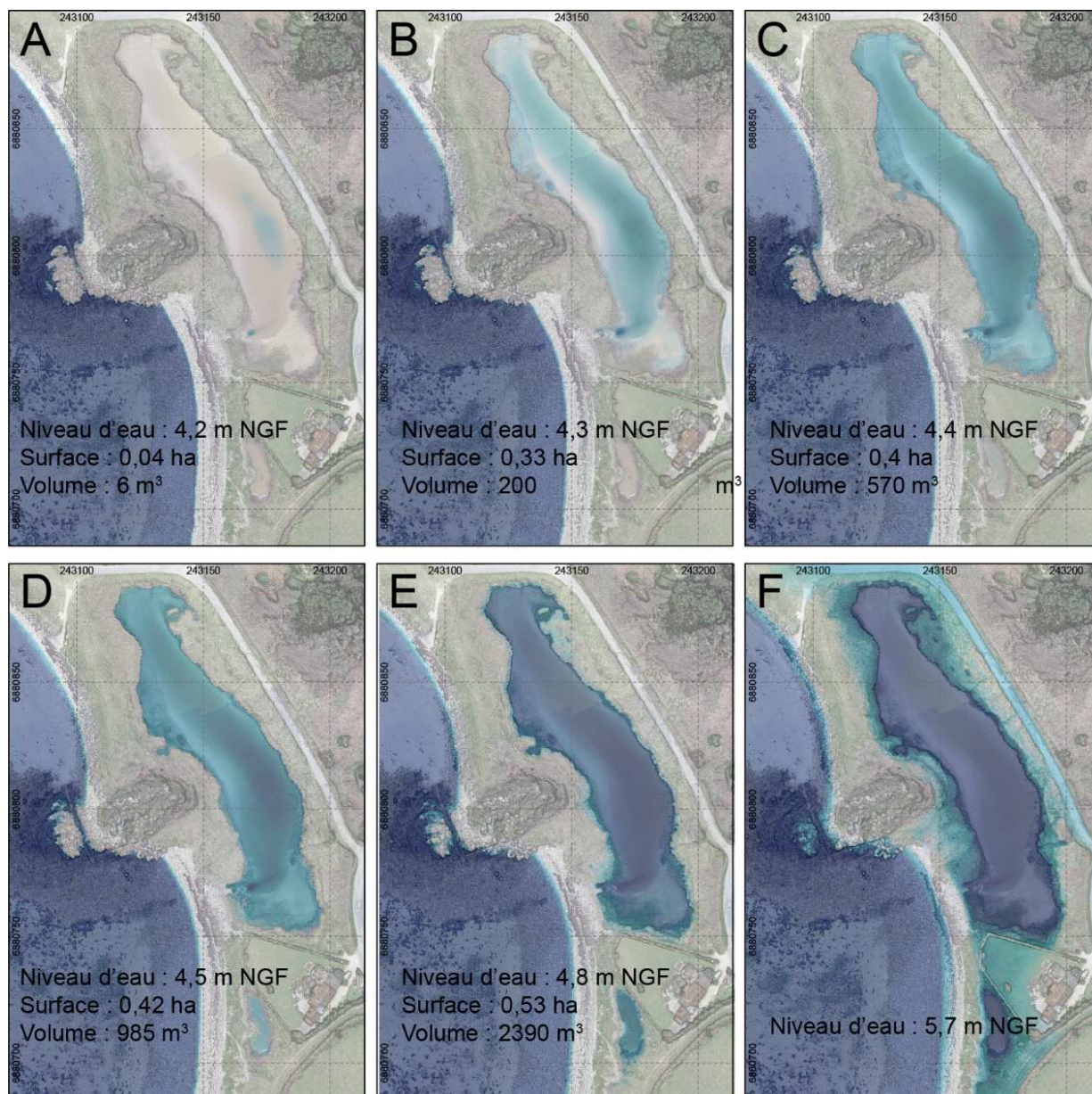


Figure 75 – Etapes de remplissage de la lagune sud du site du Gouffre. Les configurations A à E illustrent les différentes étapes du remplissage de la lagune. La configuration F représente les secteurs inondables lors des plus hautes mers astronomiques en cas de rupture du cordon n° 7.

### 5.3.3. Superficie et volumétrie

La lagune étant à sec par moments, la superficie du plan d'eau varie de 0 ha lors des plus bas niveaux à 0,53 ha lors des plus hauts niveaux (niveau d'eau à la cote de 4,78 m NGF). Le volume d'eau atteint alors 2390 m<sup>3</sup> (figure 75). Lorsque le plan d'eau dépasse l'altitude de 4,8 m NGF, il se déverse dans la lagune nord par l'intermédiaire de la buse centrale située sous la chaussée d'accès à Castel Meur. Toutefois, une telle configuration est uniquement hypothétique car nous verrons plus bas que le remplissage complet de la lagune sud n'est jamais atteint quelles que soient les conditions de marée.

#### 5.3.4. Apports en eau douce

En période de morte-eau, aucune entrée d'eau marine n'est possible. La lagune sud présente une fine lame d'eau soumise à l'évaporation. Durant ces périodes, les seuls apports en eau sont d'origine pluviale. Pour l'année 2019, ces apports sont estimés à 3 000 m<sup>3</sup>. Les cumuls mensuels font état de volumes compris entre 185 m<sup>3</sup> par mois en été (de juillet à septembre) et 322 m<sup>3</sup> par mois en hiver (de janvier à mars). Ces volumes sont insignifiants et ne participent pas au fonctionnement hydrologique actuel de la lagune.

#### 5.3.5. Variations du plan d'eau sous l'effet de la marée

Selon un protocole de mesures similaire à celui employé sur la lagune nord, des mesures de variations du plan d'eau au DGPS ont été réalisées lors de la marée de coefficient 111 du 28 avril 2021. À raison d'une mesure toutes les dix minutes sur une durée de 12 heures, elles couvrent un cycle de marée.

Les résultats de ces mesures montrent des fluctuations du plan d'eau d'ampleur significatives (figure 76). Ce résultat n'est pas surprenant compte tenu des conditions de marée, mais ils permettent de mieux caractériser les modalités de remplissage et de vidange de la lagune en période de vive-eau.

Durant la journée du 28 avril 2021, le plan d'eau qui occupe la lagune sud a connu un cycle complet de remplissage et de vidange. La phase de remplissage de la lagune a duré 2h20 (figure 76). Elle a débuté à 7h10 et s'est achevée à 9h30. Un écart de 15 minutes est observé entre le moment où la marée atteint le seuil de remplissage et le début effectif des entrées d'eau de mer dans la lagune. Cet écart est probablement lié au déphasage de la marée entre Port-Béni et le site du Gouffre. Le maximum de remplissage est atteint à 9h30. Le plan d'eau atteint alors la cote de 4,76 m NGF dans la lagune, soit un niveau très proche du seuil à partir duquel elle se déverse dans la lagune nord par la buse centrale. La vidange s'est opérée sur une période de 9 heures, entre 9h30 et 18h30, soit une durée nettement plus importante que la phase de remplissage.

On remarque que, durant la phase de remplissage, les volumes entrants ne sont pas constants (figure 76). Ils augmentent progressivement jusqu'au pic de marée et baissent par la suite. Cette tendance s'explique par le différentiel de pression entre les deux plans d'eau situés de part et d'autre du cordon n° 7. De la même façon, on note que les volumes sortants sont plus importants au début de la phase de vidange qu'à la fin du fait de la pression qu'exerce le plan d'eau lagunaire sur l'eau sortante. Ainsi, plus le volume d'eau contenu dans la lagune diminue, et plus les débits sortants sont faibles.



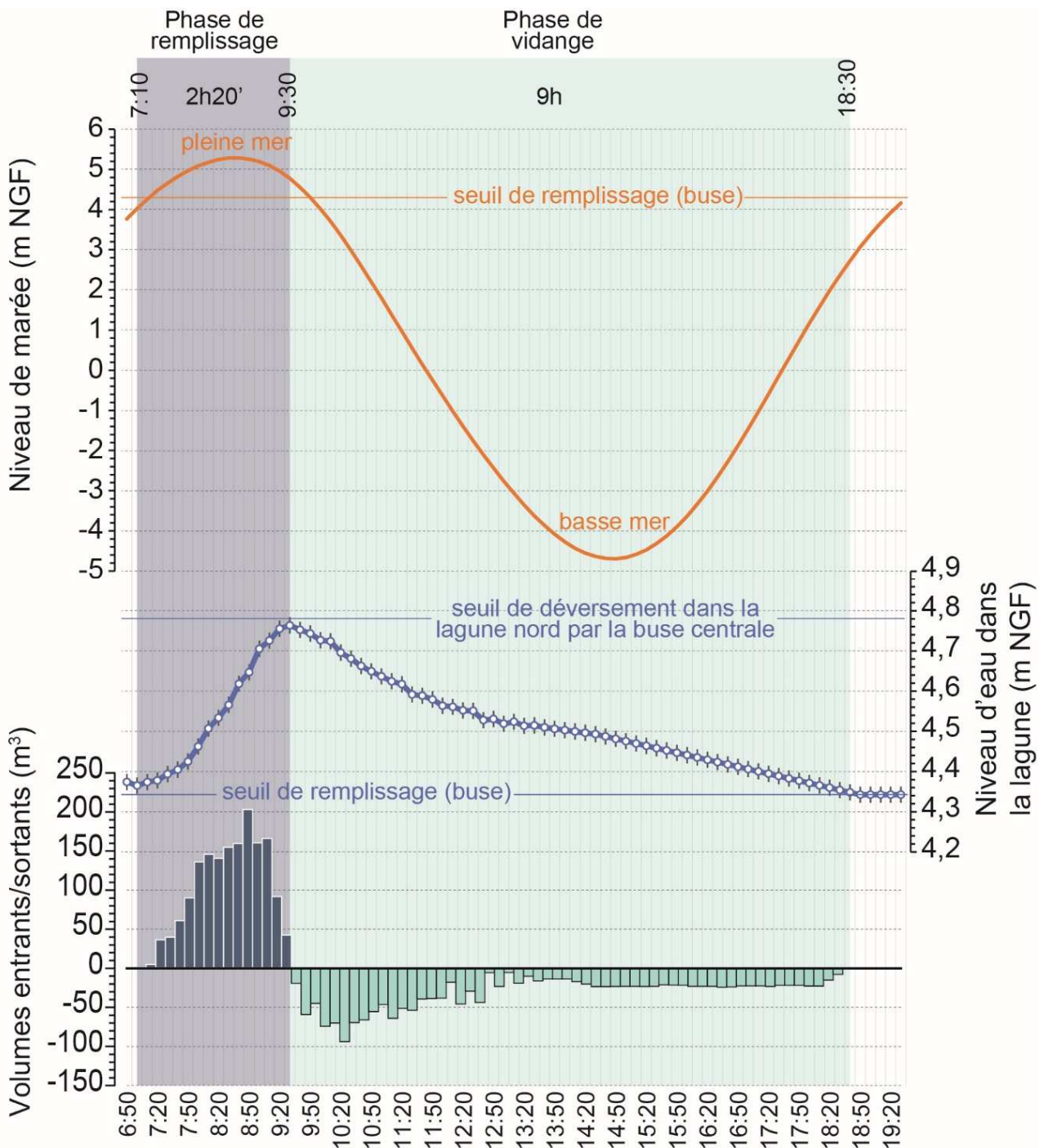


Figure 76 – Variations des niveaux de marée prédite à Port-Béni et fluctuations du plan d'eau associées dans la lagune sud du site du Gouffre le 28 avril 2021.

Au vu des premiers résultats obtenus, la mise en place de cette buse a facilité les entrées d'eau de mer dans la lagune sud. Lors de la pleine mer du 28 avril 2021, le plan d'eau a bénéficié d'un apport d'eau de 1 700 m<sup>3</sup> en seulement 2h20. Toutefois, sa présence entraîne désormais la vidange quasi-intégrale du plan d'eau. Située à la cote de 4,34 m NGF, elle ne laisse dans la lagune qu'une fine tranche d'eau soumise à l'évaporation en été. Cette situation favorise le développement du couvert végétal sur le substrat vaseux et aboutit à une transformation du milieu lagunaire en prés salés.

### 5.3.6. Que faire pour limiter la transformation de la lagune sud en prés salés ?

Une solution pour redonner au milieu son caractère lagunaire viserait à installer, côté lagune, un clapet anti-retour à l'extrémité de la buse existante. Il garantirait le remplissage du plan d'eau lors des pleines mers de vive-eau tout en évitant sa vidange quasi-complète à basse mer. Ce type d'équipement est souvent utilisé dans les réseaux d'assainissement. Dans le même temps, afin de prévenir les problèmes d'inondation des terrains voisins, une seconde buse pourrait être installée sous le cordon n° 7 à la cote de 5 m NGF. Une connexion permanente entre les deux lagunes, nord et sud, serait alors rétablie par le biais de la buse centrale. A une cote de 5 m NGF, la chaussée d'accès à Castel Meur serait encore hors d'eau.

## 5.4. Niveaux extrêmes des lagunes lors des tempêtes

### 5.4.1. Méthodologie

Grâce aux observations quotidiennes réalisées sur le site par Anne-Sophie MOREAU, garde du littoral, les niveaux d'eau extrêmes atteints lors des fortes tempêtes de ces dernières années ont pu être estimés. A partir des photographies prises sur le terrain au plus fort des inondations (figures 77 et 78), des points de repères fixes ont été identifiés sur les images et l'altitude de ces marqueurs d'élévation a été relevée sur le terrain au DGPS. Dans chaque cas, il s'agit d'éléments fixes visibles sur les photos et toujours présents sur le site, comme des poteaux en bois ou la base d'un portail.

### 5.4.2. Résultats

Au total, les niveaux d'eau atteints lors de quatre événements météo-marins extrêmes ont été reconstitués (tableau 6). Ils correspondent aux épisodes du 20 février 2007 à 9h00, du 10 mars 2008 à 9h00, du 31 mars 2010 à 9h00 et du 2 et 3 mars 2014 à 10h15.





Figure 77 – Images prises sur le terrain par Anne-Sophie MOREAU lors des fortes tempêtes de février 2007 et mars 2008 à partir desquelles les niveaux d'eau extrêmes atteints dans les lagunes ont été estimés (source : Anne-Sophie Moreau).

	<b>DATE :</b>	<b>20/02/2007</b>	<b>10/03/2008</b>	<b>31/03/2010</b>	<b>02/03/2014</b>
	<b>HEURE :</b>	<b>9:00</b>	<b>9:00</b>	<b>9:00</b>	<b>10:15</b>
<b>Niveau d'eau (m NGF)</b>		5	5,12	5.28	5.27
<b>Surface inondée (ha)</b>		2.27	2.46	2.71	2.70
<b>Volume d'eau total (m<sup>3</sup>)</b>		15450	18290	22430	22330
<b>Volume des entrées d'eau (m<sup>3</sup>)</b>		9540	12370	16510	16410

Tableau 6 : Niveaux d'eau extrêmes atteints dans la zone lagunaire lors d'épisodes tempétueux récents.

Ces événements météo-marins extrêmes se caractérisent par la conjonction d'une forte marée et des conditions météo-marines intenses : surcote, fortes vagues, vents violents, précipitations. A partir de ces niveaux d'eau, les volumes ont été calculés à l'aide du Modèle Numérique d'Élévation.



Figure 78 – Niveaux d'eau extrêmes atteints dans les lagunes du site du Gouffre le 30 mars 2010 (A), le 3 février 2014 (B) et les 2 et 3 mars 2014 (C, D). L'image B illustre l'inondation de la chaussée et montre clairement que la lagune sud se déverse dans la lagune nord. Sur l'image C, on constate la submersion complète du cordon n° 7 à pleine mer. L'image D montre que des entrées d'eau se sont produites au niveau du cordon n° 6 à travers le chemin qui permet d'accéder à la plage (source : Anne-Sophie Moreau).

Les volumes d'eau estimés correspondent aux volumes d'eau présents au moment de la photographie. Ainsi, lors de l'évènement du 20 février 2007 à 9h00, le niveau d'eau au sein des lagunes a atteint la cote de 5 m NGF, correspondant à un volume total de 15 450 m<sup>3</sup> sur une superficie de 2,27 ha. Les entrées d'eau de mer liées au franchissement des cordons par les vagues sont estimées à 9 540 m<sup>3</sup>.

Le niveau d'eau le plus élevé correspond à l'évènement du 31 mars 2010. Avec une hauteur de niveau d'eau atteignant les 5,28 m NGF, les entrées d'eau de mer sont estimées à 16 510 m<sup>3</sup> pour une superficie totale du plan d'eau de 2,71 ha. Un niveau équivalent a été atteint le 2 mars 2014. Lors des plus fortes tempêtes de l'hiver 2014, des entrées d'eau se sont produites au niveau du cordon n° 6 à travers le chemin qui permet d'accéder à la plage (figure 78D). Le cordon n° 7 a été totalement submergé et s'est fortement abaissé, permettant à la mer d'entrer largement dans la lagune sud (figure 78C). Celle-ci s'est ensuite déversée en masse dans la lagune nord en inondant totalement la chaussée. Afin d'éviter qu'un tel évènement ne se reproduise lors des marées suivantes, le cordon n° 7 a fait l'objet d'un reprofilage en septembre 2014 (figure 79).





Figure 79 – Reprofilage et redressement du sommet du cordon n° 7 à la pelle mécanique le 9 septembre 2014. A. Opération en cours. B. Cordon après reprofilage (source : Anne-Sophie Moreau).

#### 5.4.3. Que faire pour limiter les inondations lors des tempêtes ?

Ces données soulignent l'ampleur des inondations causées par les tempêtes sur le site du Gouffre. La génération des niveaux d'eau extrêmes est facilitée par des entrées d'eau de mer en différents points le long des cordons de galets. Elle s'effectue par le bais de franchissement des vagues au-dessus des cordons, à travers des résurgences sur le revers des cordons n° 4 et 5, et parfois par l'intermédiaire de brèches ouvertes dans les cordons. Il est difficile, sinon impossible, de se prémunir de tels événements sans envisager des aménagements lourds s'appuyant sur l'installation d'ouvrages en enrochements. De tels aménagements sont évidemment incompatibles avec la politique de gestion environnementale et paysagère du site. En outre, les enjeux en présence se limitent à quelques habitations et ne justifient pas de telles solutions. Les entrées massives d'eau de mer sont occasionnelles et il n'est pas impossible qu'elles participent, à travers des flux de matières et de nutriments, à maintenir l'équilibre écologique des environnements lagunaires. Pour ces raisons, il serait vain de tenter d'en limiter l'ampleur.

## Conclusion

Le site du Gouffre de Plougrescant présente indéniablement des caractéristiques paysagères remarquables et emblématiques des rivages costarmoricains dans lesquelles la géomorphologie littorale tient une place importante. L'ancrage d'une série de cordons de galets aux imposants promontoires rocheux qui se dressent au droit de la côte a isolé de la mer un plan d'eau saumâtre d'environ 2 ha. Cette mosaïque d'habitats abrite une flore et une faune riche et diversifiée.

La stabilité apparente de cet environnement cache, en réalité, des dynamiques morphologiques et sédimentaires qui, au fil du temps, sont susceptibles de modifier les équilibres écologiques du milieu. Ces dix dernières années, la morphologie des cordons de galets a été affectée par une série d'épisodes tempétueux survenus en période de vive-eau. Le franchissement des cordons par les vagues de tempête a conduit localement à leur écrêtement, leur recul et l'ouverture de brèches favorisant les entrées massives d'eau marine dans les lagunes et l'inondation des terrains qui les bordent. Ces événements extrêmes ont mis en lumière la fragilité de cet environnement et souligné le caractère mobile des cordons de galets. Certains aménagements visant à réguler le niveau d'eau des lagunes ont été mis en place. Ainsi, en septembre 2014, une buse a été installée sous le cordon n° 7 afin de faciliter la vidange du plan d'eau, ayant pour effet négatif de transformer peu à peu la lagune sud en vasière intertidale et son évolution en prés salés.

Le présent rapport avait pour objectifs *(i)* de mieux caractériser les cordons de galets d'un point de vue morphologique et sédimentaire, *(ii)* de retracer leurs évolutions récente et actuelle, et *(iii)* de poser les bases d'un premier diagnostic des dysfonctionnements hydrologiques qui affectent les lagunes.

Sur la base d'un modèle numérique d'élévation à très haute résolution produit par photogrammétrie, les aspects morphométriques des cordons de galets ont pu être déterminés. Il ressort que les cordons du Gouffre présentent tous une crête élevée et sont, par conséquent, peu sensibles aux franchissements réguliers par les vagues. Ce type d'épisode survient donc uniquement lorsqu'une pleine mer de vive-eau coïncide avec de fortes vagues à la côte. Par ailleurs, aucun point de faiblesse morphologique pouvant évoluer en brèche n'a été détecté le long de ces constructions sédimentaires qui semblent, en outre, présenter un bilan sédimentaire globalement équilibré. Ces éléments sont plutôt positifs et plaident en faveur d'une bonne santé de ces cordons de galets.

L'analyse granulométrique des cordons s'est appuyée sur la mesure in-situ des galets et la mesure en laboratoire des fractions fines. A cela s'est ajoutée une analyse d'images drone utilisant des algorithmes de détection et de mesure automatiques des galets basée sur l'apprentissage profond (*deep learning*). Les résultats montrent une certaine homogénéité dans la dimension des galets qui constituent les différents cordons étudiés, même si une



grande diversité de faciès sédimentaires apparaît en surface liée à la présence de sables en forte proportion par endroits. Cette fraction sableuse est une composante importante du fonctionnement des cordons car elle contrôle leur réponse face aux tempêtes. Elle modifie également la perméabilité naturelle des cordons et les échanges possibles entre la mer et les lagunes.

Les évolutions du trait de côte ont été retracées à l'aide d'une série de photographies aériennes prises par l'IGN depuis les années 1950. Sur les 7 dernières décennies, les valeurs d'avancée et de recul du trait de côte ont été relativement modestes, comparativement à des secteurs voisins comme le Sillon de Talbert. La plupart des cordons étudiés montre des évolutions épisodiques marquées par des événements de franchissements lorsqu'une tempête coïncide avec un grand coefficient de marée. Ces conditions ont entraîné le recul des cordons dans la lagune sous la forme de lobes de débordement caractéristiques. Quatre événements de tempêtes ont joué un rôle dans ce recul entre les années 1950 et aujourd'hui et sont datés d'avril 1962, de janvier 1967, de mars 2008 et de l'hiver 2014.

Les volumes de sédiments mis en mouvement durant ces épisodes tempétueux sont significatifs. Les bilans sédimentaires dressés entre 2011 et 2021 illustrent l'ampleur des transferts durant les tempêtes de l'hiver 2014. Ces déplacements s'effectuent le plus souvent de la plage avant en direction de la crête et du revers des cordons et mobilisent environ un millier de mètres cubes de sédiments sur les cordons les plus exposés, soit 10 à 15 % de leur volume total. Lors des périodes de calme météo-marin, en revanche, les changements morphologiques et les transferts sédimentaires sont très faibles, comme en témoignent les mesures réalisées entre les mois d'avril 2021 et avril 2022. Dans le cadre d'un suivi éventuel des dynamiques morphologiques sur le site, il nous semble que la fréquence des levés peut se limiter à des acquisitions ponctuelles réalisées uniquement à l'issue des plus fortes tempêtes.

Enfin, le fonctionnement hydrologique des lagunes du Gouffre a été précisé à partir de mesures au DGPS des fluctuations du plan d'eau et des volumes entrants et sortants lors d'une marée de vive-eau et lors d'événements extrêmes. Ce travail insiste sur la faiblesse des entrées d'eau marine dans la lagune nord dont le bilan hydrique dépend principalement du rapport entre les apports en eau pluviale et les pertes par évaporation. Les cordons de galets qui enserrant la lagune nord sont peu perméables aux échanges avec la mer. La lagune sud, en revanche, communique directement avec le large par l'intermédiaire d'une buse installée en septembre 2014 pour limiter l'inondation des terrains avoisinants. En période de vive-eau exceptionnelle, le plan d'eau se remplit et se vide complètement. Mais en morte-eau, seule une fine lame d'eau soumise à l'évaporation subsiste au centre de la lagune. Cette situation favorise le développement du couvert végétal sur le substrat vaseux et aboutit à une transformation du milieu lagunaire en prés salés.

Pour redonner au milieu son caractère lagunaire, nous préconisons l'installation, côté lagune, d'un clapet anti-retour à l'extrémité de la buse existante. Ce dispositif garantirait le remplissage du plan d'eau lors des pleines mers de vive-eau tout en évitant sa vidange quasi-

complète à basse mer. Dans le même temps, afin de prévenir les problèmes d'inondation des terrains voisins, une seconde buse pourrait être mise en place sous le cordon n° 7 à la cote de 5 m NGF. Une connexion permanente entre les deux lagunes, nord et sud, serait alors rétablie sans que cela ne cause l'inondation de la chaussée d'accès à Castel Meur.

## Références

- Adams, J. 1979. Gravel Size Analysis from Photographs. *Journal of the Hydraulics Division*, 105, 1247–1255.
- Austin, M.J., Masselink, G., McCall, R.T., Poate, T.G. 2013. Groundwater dynamics in coastal gravel barriers backed by freshwater lagoons and the potential for saline intrusion: Two cases from the UK. *Journal of Marine Systems*, 123-124, 19–32.
- Blaise, E., Suanez, S., Stéphan, P., Fichaut, F., David, L., Cuq, V., Autret, R., Houron, J., Rouan, M., Floc'h, F., Arduin, F., Cancouët, R., Davidson, R., Costa, S., Delacourt, C. 2015. Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 21 (3), 267–292.
- Bluck, B.J. 1967. Sedimentation of beach gravels: examples from south Wales. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37 (1), 128–156.
- Bluck, B.J. 1999. Clast assembling, bed-forms and structure in gravel beaches. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 89, 291–323.
- Buscombe, D., 2013. Transferable wavelet method for grain-size distribution from images of sediment surfaces and thin sections, and other natural granular patterns. *Sedimentology*, 60, 1709–1732.
- Buscombe, D., 2020. SediNet: a configurable deep learning model for mixed qualitative and quantitative optical granulometry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 45, 638–651.
- Butler, J.B., Lane, S.N., Chandler, J.H. 2001. Automated extraction of grain-size data from gravel surfaces using digital image processing. *Journal of Hydraulics Research*, 39, 519–529.
- Cailleux, A. 1945. Distinction des galets marins et fluviatiles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5 (15), 325–404.
- Carbonneau, P.E., Lane, S.N., Bergeron, N.E. 2004. Catchment-scale mapping of surface grain size in gravel bed rivers using airborne digital imagery. *Water Resources Research*, 40, 1–11.
- Carr, A.P. 1969. Size grading along a pebble beach, chesil beach, England, *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 297–311.
- Carter, R.W.G., Orford, J.D. 1984. Coarse clastic barrier beaches: a discussion of the distinctive dynamic and morphosedimentary characteristics. *Marine Geology*, 60, 377–389.
- Cassé M. 2021. Cinématique du trait de côte et historique des aménagements sur le site du Gouffre de Plougrescant (Côtes d'Armor). Mémoire de Master 1, Institut Universitaire Européen de la Mer, 68 p.



- Chauris, L. 2013. Pour une géo-archéologie du patrimoine : Pierres, carrières et constructions en Bretagne. Cinquième partie : les granites cadomiens (batholite mancellien excepté). *Revue archéologique de l'Ouest*, 30, 262–288.
- Costa, S. 1997. Dynamique sédimentaire et risque naturel : l'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la baie de Seine et la baie de Somme, Thèse de Doctorat en géographie, Université Paris I, Paris, 376 p.
- Costa, S. 2005. Falaises à recul rapide et plages de galets : de la quantification des dynamiques d'un système complexe à la caractérisation des risques induits, Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Département de Géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 310 p.
- Fournier, J., Bonnot-Courtois, C., Paris, R., Voltaire, O., Le Vot, M. 2012. Analyses granulométriques, principes et méthodes. CNRS, Dinard.
- Graham, D.J., Reid, I., Rice, S.P. 2005a. Automated sizing of coarse-grained sediments: Image-processing procedures. *Mathematical Geology*, 37, 1–28.
- Graham, D.J., Rice, S.P., Reid, I. 2005b. A transferable method for the automated grain sizing of river gravels. *Water Resources Research*, 41, 1–12.
- Guilcher, A., Vallantin, P., Angrand, J.P., Galloy, P. 1957. Les cordons littoraux de la rade de Brest. *Cahiers Océanographiques*, 1, 21–54.
- He, K., Gkioxari, G., Dollar, P., Girshick, R. 2017. Mask R-CNN. Proc. IEEE Int. Conf. Comput. Vis. 2017-Octob, 2980–2988.
- Ibbeken, H., Schleyer, R. 1986. Photo-sieving: A method for grain-size analysis of coarse-grained, unconsolidated bedding surfaces. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, 59–77.
- Illenberger, W.K. 1991. Pebble shape (and size!). *Journal of Sedimentary Petrology*, 61 (5), 756–767.
- Le Mao, P., Gerla, D., Guerin, L., Legendre, A. 2010. Caractérisation physique et biologique des lagunes côtières de la baie du Mont-Saint-Michel : Observations physiques et biologiques du printemps et de l'été 2008. Ifremer, 43 p.
- Kjerfve, B. 1994. Chapter 1 Coastal Lagoons. Elsevier Oceanography Series, 8 p.
- Kellerhals, R., Bray, D.I. 1971. Sampling Procedures for Coarse Fluvial Sediments. *Journal of the Hydraulics Division*, 97, 1165–1180.
- Lannion-Trégor Communauté, 2019. Plan de gestion 2019-2029, Site naturel du Gouffre, Site n° 22196 – Côtes des ajoncs d'or. 136 p.
- Moore, L.J. (2000). Shoreline Mapping Techniques. *Journal of Coastal Research*, 16 (1), 111–124.
- Morel, V. 1997. De la géomorphologie à la gestion des cordons de galets littoraux de bassin de la Manche et de ses abords : études de cas (Bretagne, Haute-Normandie, sud Angleterre) et réflexions générales, Thèse de doctorat en géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 386 p.
- Orford, J.D. 1975. Discrimination of particle zonation on a pebble beach, *Sedimentology*, 22, 441–463.

- Papuga, G., Bertrand, S. 2013. Contribution à la méthodologie d'évaluation de l'état de conservation de l'habitat d'intérêt communautaire prioritaire 1150-2\* Lagunes côtières méditerranéennes à l'échelle du site Natura 2000. Rapport Conservatoire d'espaces naturels du Languedoc-Roussillon, 47 p.
- Pinot, J-P. 1998. *La gestion du littoral, Tome I, Littoraux tempérés : côtes rocheuses et sableuses*, Ed. Institut océanographique, Paris, 399 p.
- Purinton, B., Bookhagen, B. 2019. Introducing PebbleCounts: A grain-sizing tool for photo surveys of dynamic gravel-bed rivers. *Earth Surface Dynamics*, 7, 859–877.
- Rubin, D.M. 2004. A simple autocorrelation algorithm for determining grain size from digital images of sediment. *Journal of Sedimentary Research*, 74, 160–165.
- SHOM. 2020. Références altimétriques maritimes (RAM) – Ports de France métropolitaine et d'outre-mer. Côtes du zéro hydrographique et niveaux caractéristiques de la marée. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, Brest.
- Sime, L.C., Ferguson, R.I. 2003. Information on Grain Sizes in Gravel-Bed Rivers By Automated Image Analysis. *Journal of Sedimentary Research*, 73, 630–636.
- Soloy, 2022. Study of the hydro-morpho-sedimentary dynamics on pebble beaches. Doctoral Thesis, University of Rouen – Normandy, 208 p.
- Soloy, A., Turki, I., Fournier, M., Costa, S., Peuziat, B., Lecoq, N. 2020. A deep learning-based method for quantifying and mapping the grain size on pebble beaches. *Remote Sensing*, 12, 1–23.
- Stéphan, P., Suanez, S., Fichaut, B. 2010. Franchissement et recul des cordons de galets par rollover, impact de la tempête du 10 mars 2008 dans l'évolution récente du Sillon de Talbert (Côte d'Armor, Bretagne), *Noréis*, 215, 52–58.
- Stéphan, P., Suanez, S., Fichaut, B. 2012. Long-term morphodynamic evolution of the Sillon de Talbert gravel barrier spit, Brittany, France, *Shore & Beach*, 80 (1), 19–36.
- Stéphan, P. 2008. Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible, Thèse de doctorat de Géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 558 p.
- Stéphan, G. 2021. Diagnostic topo-morpho-sédimentaire du Gouffre, côte d'Armor (22). Mémoire de Master 2, Institut Universitaire Européen de la Mer, 69 p.
- Suanez, S., Stéphan, P., Floc'h, F., Autret, R., Fichaut, B., Blaise, E., Houron, J., Ammann, J., Grandjean, P., Accensi, M., André, G., Arduin, F. 2018. Fifteen years of hydrodynamic forcing and morphological change leading to breaching of a gravel spit, Sillon de Talbert (Brittany, France). *Géomorphologie : Relief. Processus. Environnement*, 24 (4), 403–428.
- Thieler, E.R., Danforth, W.W. 1994. Historical shoreline mapping (I): improving techniques and reducing positioning errors, *Journal of Coastal Research*, 10 (3), 549–563.
- Thomas, E. 2021. Fonctionnement hydro-morpho sédimentaire du couple lagune-cordon de galets sur le site du Gouffre à Plougrescant (Côtes d'Armor). Mémoire de Master 2, Institut Universitaire Européen de la Mer, 59 p.



Tricart, J. 1951. Etude sur le façonnement des galets marins, 3<sup>ème</sup> Congrès International de Sédimentologie (Groningen), Wageningen, 245–255.

Verdú, J.M., Batalla, R.J., Martínez-Casasnovas, J.A. 2005. High-resolution grain-size characterisation of gravel bars using imagery analysis and geo-statistics. *Geomorphology*, 72, 73–93.

Williams, A.T., Caldwell, N.E. 1988. Particle size and shape in pebble-beach sedimentation, *Marine Geology*, 82, 199–215.