



HAL
open science

Ensemblement de la zone intertidale du littoral rocheux de Seine-Maritime : origines et évolutions diachroniques (Normandie, France)

Bastien Peuziat

► **To cite this version:**

Bastien Peuziat. Ensemblement de la zone intertidale du littoral rocheux de Seine-Maritime : origines et évolutions diachroniques (Normandie, France). Géographie. Normandie Université, 2022. Français. NNT : 2022NORMC034 . tel-04032170

HAL Id: tel-04032170

<https://theses.hal.science/tel-04032170>

Submitted on 16 Mar 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.



Normandie Université

THESE

Pour obtenir le diplôme de doctorat

Spécialité Géographie

Préparée au sein de l'Université de Caen-Normandie

Ensemblement de la zone intertidale du littoral rocheux de Seine-Maritime : origines et évolutions diachroniques (Normandie, France)

Présentée et soutenue par

Bastien PEUZIAT

Thèse soutenue publiquement le 25/11/2022
devant le jury composé de

| | | |
|-------------------------|--|------------------------|
| M. Alain TRENTESAUX | Professeur des universités, Université de Lille | Rapporteur |
| M. Marc ROBIN | Professeur des universités, Université de Nantes | Rapporteur |
| M. Edward ANTHONY | Professeur des universités, Aix-Marseille Université | Examineur |
| Mme. Sophie LE BOT | Maître de conférences, Université de Rouen-Normandie | Examinatrice |
| M. Stéphane COSTA | Professeur des universités, Université de Caen-Normandie | Directeur de thèse |
| Mme. Bernadette TESSIER | Directrice de recherche CNRS, Université de Caen-Normandie | Co-directrice de thèse |
| M. Philippe CLABAUT | Docteur HDR | Membre invité |
| Mme. Anne MURAT | Maître de conférences, CNAM/Intechmer - LUSAC | Membre invité |
| Mme. Laure SIMPLET | Ingénieure, IFREMER | Membre invité |

Thèse dirigée par Stéphane COSTA, laboratoire IDEES-Caen UMR 6266 CNRS
et Bernadette TESSIER, laboratoire M2C-Caen UMR 6143 CNRS



Sommaire

| | |
|--|------------|
| Sommaire | 3 |
| Remerciements..... | 5 |
| Liste des abréviations..... | 9 |
| Introduction générale..... | 11 |
| | |
| Première partie - Caractéristiques environnementales du littoral seinomarin | 17 |
| Chapitre 1 - La Seine-Maritime, un littoral rocheux à falaises et plateforme d'érosion marine crayeuse..... | 21 |
| Chapitre 2 - Caractérisation sédimentologique des stocks sableux de la zone intertidale | 67 |
| | |
| Deuxième partie - Les dynamiques sableuses intertidales : Approches spatiales et temporelles emboîtées | 101 |
| Chapitre 3 - Évolution historique de l'ensablement de la plateforme d'érosion marine | 105 |
| Chapitre 4 - Variabilités interannuelles des surfaces sableuses depuis 2015 : analyse par détection semi-automatique à partir d'imagerie satellitaire | 159 |
| Chapitre 5 - Analyse très haute fréquence (journalière à mensuelle) de l'évolution des surfaces ensablées et estimation des volumes de sables mobilisés | 217 |
| | |
| Troisième partie - Arrivées sableuses sur le littoral seinomarin : origines, tendance évolutive/arrivée sporadique, et schéma conceptuel des dynamiques sableuses inter et subtidales | 299 |
| Chapitre 6 - Origines et sources potentielles de la fraction sableuse intertidale | 303 |
| Chapitre 7 - Définition d'apports sableux subtidaux vers l'estran..... | 349 |
| | |
| Conclusion générale..... | 383 |
| Références bibliographiques | 395 |
| Table des figures..... | 417 |
| Liste des tableaux..... | 433 |
| Table des matières | 435 |

Remerciements

Les remerciements... Quel exercice à la fois délicat et satisfaisant. Délicat car ils nécessitent un dernier moment de concentration pour ne pas oublier tous ceux sans qui ce travail n'aurait pu aboutir. Mais satisfaisant car ils viennent clôturer ce long chemin de presque 4 ans...

... chemin ayant débuté au tout début de l'année 2019, où je rencontrais pour la première fois mes deux directeurs, Stéphane Costa, Professeur des Université et directeur du laboratoire IDEES-Caen, et Bernadette Tessier, Directrice de Recherche CNRS au sein du laboratoire M2C-Caen. Merci beaucoup à vous, Stéphane et Bernadette, de m'avoir soutenu tout au long de ce travail.

Stéphane, un très grand merci pour m'avoir pris sous ton aile, et pour m'avoir guidé très justement dans nos recherches. Merci pour ta compréhension et ton accompagnement dès le début de ce doctorat.

Bernadette, merci pour ta bonne humeur communicative et tes jeux de mots, mais également pour ton soutien.

J'aimerais vivement remercier les membres du jury d'avoir pris le temps d'examiner ce travail de thèse. Merci à Alain Trentesaux (Professeur à l'Université de Lille) et Marc Robin (Professeur à l'Université de Nantes), d'avoir accepté d'être rapporteur de ce travail.

Merci également à Edward Anthony (Professeur à l'Université d'Aix-Marseille) et Sophie Le Bot (Maître de conférences à l'Université de Rouen), d'avoir examiné mon manuscrit.

Enfin, merci à Philippe Clabaut (Géologue consultant HDR), Anne Murat (Maître de conférences au CNAM/Intechmer) et Laure Simplet (Ingénieure géologue à l'Ifremer), d'avoir accepté de participer à ce jury de thèse.

Je remercie la Région Normandie et l'Agence de l'Eau Seine-Normandie pour leur soutien financier m'ayant permis de mener à bien cette thèse.

Je tiens à remercier France Floc'h (Maître de conférences HDR à l'Université de Bretagne Occidentale) et Philippe Madeline (Professeur à l'Université de Caen-Normandie) pour leur implication dans le comité de suivi de ma thèse.

Ces années de recherche se seront déroulées au sein du laboratoire LETG-Caen, devenu en janvier 2022, IDEES-Caen, et je souhaite remercier Olivier Maquaire, pour son accueil en qualité de directeur du laboratoire, mais également de nous avoir permis de pouvoir travailler dans de très bonnes conditions, et ce malgré la pandémie qui nous a tous touchés. Merci également à tous les membres du laboratoire pour leur accueil et leur sympathie, merci à Candide Lissak pour ton

humeur communicative, tes relectures avisées et pour avoir partagé tes connaissances en télédétection, merci à Oliver Cantat pour les données météorologiques, merci à Mohand Medjkane pour ta poésie et ton aide sur le traitement de données, merci à Blandine Parey pour ta bonne humeur quotidienne et ton aide sur le volet administratif et pour la relecture de ce manuscrit, un immense merci à Marie-Paule Bataille pour ta gentillesse et ton aide ô combien indispensable pour les analyses en laboratoire, mais également mille mercis à Robert Davidson, notre Bob préféré, pour avoir fait régner la bonne ambiance dans l'openspace mais surtout pour ton aide et ton soutien lors de nos nombreuses sorties terrains.

Ah l'openspace... il y a tant à dire sur ce lieu et sur les personnes qui l'ont côtoyé. Je voudrais tous vous remercier infiniment pour les incalculables nombreux d'heures passées ensemble entre doctorants, stagiaires et ingénieurs. Merci de m'avoir si bien intégré à cette belle ville de Caen. Merci à Guillaume, mon binôme, pour tous ces bons moments passés au labo mais surtout en dehors, à notre espace vert si bien entretenu et nos chansonnettes de fin de journée... Merci à François, mon cycliste fou, de m'avoir fait découvrir la région caennaise sur nos biclous mais surtout pour les moments de partage et de déconnexion les dimanches matin sur les routes brumeuses. Merci à Louis, aka LKYY, pour ton humeur joyeuse toujours au rendez-vous, la situation géoéconoenvironnementopolitique du Gabon n'a plus de secret pour moi ! Merci à Thomas pour tes découvertes artistiques, tant musicales que photographiques mais également d'avoir été mon co-panier amapsien. Merci à Mathilde, aka Mathilde Official, pour l'explosion de bonne humeur strass et paillette (et licorne) que tu nous auras tous communiqué. Merci à Romain, influenceur et journaliste en devenir, ravi d'avoir joué le cobaye ! Merci à Diallo pour tes débats endiablés le midi mais surtout pour ta gentillesse envers les autres. Merci également à Matthieu le bricolo golfeur, Mohamed pour la bonne année, Bastien le pilote, Chloé et Nada, mais aussi les anciens, Fanny la sportive, Kevin, Vincent et Florian le sudiste. Merci aussi à Alissia qui aura jonglé entre les labos, merci de nous avoir fait découvrir la vie humoristique de Caen et pour ta bonne humeur quotidienne. Merci aussi à Élise, notre correspondante du M2C pour nos moments de partages et pour avoir essayé de rapprocher nos deux labos.

J'ai eu la chance de pouvoir découvrir la vie de différents laboratoires durant cette thèse et je souhaite remercier tout d'abord toute l'équipe du CNAM-Intechmer de Cherbourg, et en particulier Anne Murat, Gwendoline Grégoire et Noémie Baux, pour leur accueil chaleureux dans la ville de Cherbourg et pour m'avoir fait découvrir la géochimie autrement. Merci beaucoup Anne pour ton aide et tes conseils sur l'interprétation des données, et pour ta relecture. Je souhaite aussi remercier Philippe Larroudé, maître de conférences et modélisateur au laboratoire LEGI de Grenoble. Merci de m'avoir accueilli lors de mon court séjour grenoblois, et surtout de m'avoir initié à la modélisation numérique. Enfin, un très grand merci à Philippe Clabaut, géologue consultant, et Michel Ropert, ingénieur à Ifremer, grâce à qui la dynamique sédimentaire en domaine subtidal n'a plus ou presque de secret pour moi. Merci pour nos nombreux échanges et

Remerciements

de m'avoir permis d'accéder et de traiter des données d'une grande qualité. Merci beaucoup Philippe pour tes nombreux conseils, ton soutien, et tes relectures avisées.

Merci également à la tribu géoazurienne, Lise, Alexita, Andrea, Philippe, Daniel, Caro, Alexito, Josselin, Pierre, Mathilde, et tous les nombreux autres croisés le midi, de m'avoir si bien intégré avec votre bonne humeur et vos ragots ! Vous avez ensoleillé mes derniers mois de rédaction.

La réussite d'une thèse ne tient néanmoins pas qu'à l'aspect professionnel. Je voudrais remercier mes amis bretons (et m'excuser de n'avoir pas été beaucoup disponible ces derniers temps...) pour leur soutien sans faille. Merci à Gwen, mon acolyte, pour tous ces beaux moments et projets sportifs réalisés et à venir, mais aussi pour ton soutien. Merci à la bande des cailloux, Édith, Dim, Brice, Benj, Manon, Else, Marion, Gwen, pour leur soutien depuis le début, merci Loïc et Ronan, qui malgré mon absence, me soutiennent, merci à Alex, à Eugé et à Arthur, les rescapés de la bande, mais aussi à Manon et Marine pour les escapades rennaises.

Mille mercis à ma merveilleuse famille, à ma mère Danielle, merci pour ton amour et ton soutien quotidien depuis toujours, j'espère te rendre fier de ton fils ; merci à mon beau-père Jean-Luc ; à ma sœur Mélanie, merci d'être la meilleure grande sœur du monde ; à Guillaume mon beau-frère ; à mon parrain Dominique, merci de croire en moi ; merci à mon père, Noël, et la tribu savoyarde, Chantal, mes sœurs Amanda et Arya, malgré la distance vous me soutenez ; merci à ma tata Armelle et mon tonton Yvon pour votre soutien ; merci à mes cousins d'amour, Yo et Estelle, Ci et Yohan, You et Emmy, merci pour votre bonne humeur festive à chacun de mes retours ; merci à mon Papi, merci d'être le plus beau des exemples. J'aurais été fier de te présenter cette thèse Mamie.

Je remercie également toute ma nombreuse et adorable belle-famille pour leur soutien et pour les très bons moments passés à Gif et ailleurs.

Je finirais ces remerciements par la personne sans qui je n'aurais jamais atterri en pays normand, celle qui m'a fait, me fait, et me fera traverser la France et le monde, celle qui me fait avancer tous les jours et sur qui je peux me reposer, ma meilleure amie et ma fiancée, Albane. Place à de nouvelles aventures à deux ...

Liste des abréviations

ACP : Analyse en Composante Principale
AROME : Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle
ATPRK : Area-To-Point Regression Kriging
BVR : Bleu Vert Rouge
CANDHIS : Centre d'Archivage National des Données de Houle In Situ
CEREMA : Centre d'Études et Expérience en Risques, Environnement, Mobilité et Urbanisme
CM : Cote Marine
CNAM : Conservatoire National des Arts et Métiers
DGPS : Differential Global Positioning System
DINAMIS : Dispositif Institutionnel National d'Approvisionnement Mutualisé en Imagerie Satellitaire
EDF : Electricité de France
GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
GIP : Groupement d'Intérêt Public
Ifremer : Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer
IGN : Institut national de l'information géographique et forestière
KNN : k-Nearest Neighbors
LCHF : Laboratoire Central d'Hydraulique de France
LiDAR : Light Detection And Ranging
MES : Matières en suspension
MNT : Modèle Numérique de Terrain
NDVI : Normalized Difference Vegetation Index
NDWI : Normalized Difference Water Index
OA : Overall Accuracy
PIR : Proche InfraRouge
RF : Random Forest
ROLNHDF : Réseau d'Observation du Littoral Normandie Haut-de-France
SfM : Structure from Motion
SIG : Système d'Information Géographique
SHOM : Service Hydrographique et Océanographique de la Marine
SVC : Saint-Valéry-en-Caux
SVM : Support Vector Machine
XRF : X-Ray Fluorescence

Introduction générale

Contexte de recherche

Les côtes rocheuses représentent près de 52 % du trait de côte mondial (Young et Carilli, 2019). La dynamique d'érosion des falaises, qui bordent la plupart d'entre elles, font l'objet de nombreux travaux de recherche à l'échelle internationale. Ces études portent sur de multiples aspects en lien avec cette dynamique, comme par exemple sur les processus responsables du déclenchement des mouvements gravitaires, le suivi de leur évolution sommitale pour la prévention des risques d'éboulement, ou encore sur l'évolution conjointe de la falaise et du platier rocheux qui la prolonge (Sunamura, 1992 ; Dickson *et al.*, 2013 ; Kennedy *et al.*, 2014 ; Castelle *et al.*, 2015 ; Bergillos *et al.*, 2016 ; Masselink *et al.*, 2016 ; Bon de Sousa *et al.*, 2018 ; Costa *et al.*, 2019 ; Letortu *et al.*, 2019 ; Stephenson *et al.*, 2019 ; Roulland, 2022 ; Thirard, 2022).

Les littoraux rocheux sont également étudiés pour les formes d'accumulation qui leurs sont associées, à savoir les flèches et cordons de galets (Carter et Orford, 1993 ; Mason et Coates, 2001 ; Jennings et Shulmeister, 2002 ; Orford *et al.*, 2002 ; Costa *et al.*, 2015). Ces corps sédimentaires de haut de plage sont principalement composés de galets, et d'un mélange de sédiments grossiers (cailloutis, graviers) et de sable, pouvant constituer jusqu'à 70 % du cœur (Kirk, 1980 ; Carter et Orford, 1984 ; Costa, 1997 ; Mason, 1997 ; Morel, 1997 ; Dolique et Anthony, 1999 ; Pontee *et al.*, 2004 ; Stark et Hay, 2016 ; Guest, 2020). Cette fraction sableuse participe à leur évolution morpho-sédimentaire face aux processus hydrodynamiques, en faisant varier leur porosité et leur perméabilité (Mason, 1997 ; Pontee *et al.*, 2004 ; Buscombe et Masselink, 2006).

Les flèches et cordons de galets peuvent aussi être associés à des accumulations sableuses qui se développent à leur pied, formant ainsi des plages dites « composites » (Jennings et Shulmeister, 2002). Néanmoins, cette fraction sableuse, parfois en quantité conséquente, et son possible impact

sur les estrans rocheux (action abrasive, recouvrement de la biodiversité des estrans), ne sont que rarement pris en compte dans l'étude des côtes rocheuses à falaises. Cette rareté dans la littérature, alors que l'analyse de l'influence des blocs est plus abondante (Blanco-Chao *et al.*, 2007 ; Hall *et al.*, 2008 ; Pérez-Alberti *et al.*, 2012 ; Moses, 2014 ; Erdmann *et al.*, 2018), résulte peut-être du fait que ces sables sont souvent considérés comme anecdotiques dans le fonctionnement des côtes rocheuses.

Le littoral normand n'échappe pas à ce constat. De nombreux travaux de recherche se sont concentrés sur la compréhension de la dynamique des falaises crayeuses de Seine-Maritime, qui présentent des taux de recul très importants, jusqu'à 40 cm/an, associés à des enjeux socio-économiques forts (Costa, 1997 ; Hénaff *et al.*, 2002 ; Costa, 2005 ; Duperré *et al.*, 2005 ; Dewez *et al.*, 2013 ; Letortu, 2013 ; Costa *et al.*, 2019 ; Letortu *et al.*, 2019). Les accumulations de galets, issus de l'érosion des falaises de craie à silex, ont également une attention particulière de la part de la communauté scientifique, au travers de travaux sur l'évolution de leurs volumes ou de leur évolution morpho-sédimentaire (LCHF, 1972 ; Anthony *et al.*, 1998 ; Costa, 1999 ; Morel, 1999a ; Costa *et al.*, 2005b, 2008 ; Soloy *et al.*, 2021 ; Soloy, 2022). Les études de l'évolution des plateformes d'érosion marine seinomarines ont été également nombreuses (Nesteroff et Melieres, 1967 ; Hénaff *et al.*, 2006 ; Moses *et al.*, 2006 ; Regard *et al.*, 2012b, 2013 ; Moses, 2014 ; Dewez *et al.*, 2015 ; Duguet *et al.*, 2021). Les stocks sédimentaires en domaine subtidal ont également été largement étudiés, sur leurs évolutions morpho-sédimentaires, leurs modalités de transports, au travers des travaux des laboratoires M2C Caen et Rouen, LOMC du Havre, du GIP Seine aval, ainsi que des établissements publics tels le SHOM et surtout l'Ifremer. En revanche, les interrelations possibles entre les domaines intertidaux et subtidaux des côtes rocheuses, notamment au travers d'échanges sableux, et leur influence sur l'évolution de certains modelés, comme les plateformes d'érosion marine ou les cordons de galets, ont fait l'objet de beaucoup moins d'attention. C'est sur cette problématique que se focalise ce travail doctoral, et en particulier sur l'ensablement des estrans rocheux seinomarins qui, pour certains auteurs, serait massif et récent à l'échelle historique (Costa, 1997 ; Augris *et al.*, 2004).

Objectifs et problématiques de recherche

Depuis plus de vingt ans, des ensablements du platier rocheux ont été observés sur le littoral de Seine-Maritime, et ne semblent pas constituer des phénomènes sporadiques dans le temps (Costa, 1997 ; Augris *et al.*, 2004 ; Costa *et al.*, 2008). Ces phénomènes, qui ne sont pas sans impacts sur les aménités environnementales de villes côtières, le fonctionnement des cordons de galets, la biodiversité des platiers rocheux, ou encore sur certaines activités économiques maritimes (ensablement des chenaux portuaires, de la centrale EDF, des parcs ostréicoles), posent la question de l'origine de ces apports sableux, et des modalités de leurs arrivées.

En Normandie, de nombreux travaux de mesures *in-situ* et de modélisation ont été très récemment réalisés dans le cadre de projets de recherche (RIN SELINE 2021, suivis et recherches du GIP Seine-Aval), sur la quantification des stocks et des transports sableux au large ou à la côte, ou dans les zones estuariennes (Delsinne, 2005 ; Tessier *et al.*, 2010 ; Lesourd *et al.*, 2016 ; Baux *et al.*, 2017 ; Baux, 2018 ; Grasso *et al.*, 2018 ; Schulz *et al.*, 2018 ; Costa *et al.*, 2019 ; Ponsolle *et al.*, 2020 ; Soloy *et al.*, 2020 ; Grenard-Grand *et al.*, 2021 ; Lemoine, 2021 ; Peuziat *et al.*, 2021 ; Pancrazzi *et al.*, 2022 ; Soloy, 2022). Des suivis morpho-sédimentaires des petits fonds marins (Ifremer/EDF - Augris *et al.*, 2004 ; Augris et Clabaut, 2013), uniques en France pour leur fréquence, montrent également une grande variabilité spatiale et temporelle de ces surfaces sableuses subtidales.

En revanche, le rôle de la fraction sableuse dans l'évolution morphodynamique de la zone intertidale de Seine-Maritime, n'a jamais été réellement pris en compte, car souvent considérée comme négligeable. Pour expliquer les apports massifs et soudains des sables intertidaux, des hypothèses de relations petits fonds/estran, à savoir des apports sableux issus de la zone subtidale, ont été proposées (Costa, 1997 ; Augris *et al.*, 2004 ; Costa *et al.*, 2008 ; Clabaut, 2010 ; Augris et Clabaut, 2013). Ces hypothèses constituent le fil conducteur de ce travail doctoral.

Ces travaux de recherches visent donc à décrire ces ensablements historiques, leur variabilité spatiale et temporelle et leur origine, au travers de quatre objectifs principaux :

- Déterminer la tendance évolutive et historique des arrivées sableuses sur la zone intertidale du littoral de Seine-Maritime ;
- Déterminer la variabilité à la fois temporelle et spatiale des surfaces sableuses intertidales, à plusieurs échelles spatiales (de l'ensemble du linéaire côtier (Antifer - Le Tréport) à la zone « atelier » autour du Cap d'Ailly), et temporelles (de la période historique contemporaine (1966-2020) au suivi saisonnier, jusqu'à l'événement morphogène qu'est la tempête) ;
- Définir les origines et les sources de cette fraction sableuse intertidale ;
- Définir les processus de transport expliquant ces arrivées sableuses, et notamment les éventuelles relations entre le domaine subtidal et intertidal, mieux connus pour les côtes d'accumulation.

Approches méthodologiques et techniques retenues

Pour répondre aux différents objectifs évoqués, nous nous sommes appuyés sur plusieurs approches complémentaires :

- La fraction sableuse intertidale a été caractérisée **en laboratoire**, par des analyses granulométriques et géochimiques, pour définir le type de sable observé sur la zone intertidale.

- Le suivi de l'évolution historique contemporaine des surfaces ensablées, depuis le milieu des années 1960, a été réalisé par **photo-interprétation et l'utilisation de photographies aériennes verticales** de l'IGN, sur l'ensemble de la zone d'étude.
- Dans le but d'observer les variabilités spatiales et temporelles à plus courts termes (échelles interannuelles et mensuelles), et de déterminer les facteurs responsables de la mobilité des surfaces sableuses, l'utilisation de **l'imagerie satellitaire** a été déployée. Il s'agit plus précisément d'adapter des **modèles de Machine Learning** existants pour détecter de façon semi-automatique les surfaces ensablées.
- Le manque d'imageries aériennes et satellites sur la période hivernale (couverture nuageuse importante), période pourtant propice à une forte dynamique sédimentaire, nous a amené à développer une approche morphodynamique haute fréquence et haute résolution, en réalisant des **levés drone et profils de plage**. Les données ont été acquises sur deux zones ateliers, choisies pour l'importance des placages sableux qui recouvrent l'estran rocheux. Il s'agit ici de fournir des éléments d'information sur les volumes de sable mis en jeu, ainsi que sur les conditions météo-marines responsables de ces dynamiques sédimentaires.
- Au-delà de la mobilité des placages sableux intertidaux, la question centrale de cette thèse est la détermination de l'origine des sables. A partir des résultats de **travaux en laboratoire** (géochimie des sables, teneurs en sables des falaises), d'une **synthèse bibliographique** de travaux connexes sur les transports solides des cours d'eau seinomarins, ainsi que de certaines actions anthropiques (rejet de dragage), une **discussion sur l'origine des sables intertidaux**, et un modèle conceptuel de leurs mobilités à l'échelle de la Seine-Maritime, sont proposés.
- S'agissant de la problématique des possibles relations petits fonds (-10 -15 m CM)/estran, le travail s'est appuyé sur les nombreuses **cartographies morpho-sédimentaires** réalisées dans les petits fonds, fournissant des informations précieuses sur la répartition spatiale des ensablements, ainsi que sur leurs variabilités temporelles. Ces cartographies résultent des **données morpho-sédimentaires** acquises dans les petits fonds aux abords de la centrale de Penly par l'Ifremer pour EDF, depuis 1988.
- Par ailleurs, pour tenter de déterminer les **conditions hydrodynamiques** qui permettent la mise en mouvement des sables subtidaux vers l'estran, des **formules semi-empiriques de début d'entraînement des grains**, puis une **approche par modélisation numérique** (Telemac2D et XBeach) a été utilisées et déployées. Les résultats de ces modélisations ont été complétés par des **mesures in-situ**. De fait, nous avons bénéficié des derniers levés morpho-sédimentaires réalisés par l'Ifremer pour la centrale EDF de Penly en mai 2021. La mission a été interrompue 48h par un coup de vent, et reprise ensuite. Cela a permis de comparer la morphologie et les caractéristiques sédimentaires des petits fonds, avant et après une période de forte agitation, et par conséquent, d'en déduire le sens des transports sableux occasionnés par ces conditions météo-marines.

Structure du manuscrit

Le manuscrit se structure en 7 chapitres, regroupés en 3 parties, répondant aux objectifs précédemment définis.

La **première partie** présente le contexte environnemental du secteur étudié, le littoral de Seine-Maritime, du Cap d'Antifer au Tréport. Elle comprend deux chapitres :

Le **chapitre 1** vise à définir les caractéristiques environnementales générales de ce littoral rocheux à falaises et plateforme crayeuse, bordant la mer épicontinentale qu'est la Manche. Les grands ensembles morpho-structuraux (formes, lithologie, stratigraphie, tectonique), les modelés littoraux (falaises, plateforme d'érosion marine, cordon de galets, types d'accumulation sableuses inter et subtidales), les conditions météo-marines, sont autant d'informations fournies pour poser les bases de la discussion sur les origines et les sources potentielles des sables. L'analyse des conditions météo-marines et hydrodynamiques permet d'aborder la question de la mobilité des surfaces sableuses et de leur variabilité spatiale et temporelle.

Le **chapitre 2** se focalise sur l'analyse et la caractérisation granulométrique et physico-chimique de la fraction sableuse, objet principal de ces travaux de recherche. Cette caractérisation des différents types de stocks sableux observés sur la zone intertidale permet d'argumenter, d'une part, sur leur origine, parfois différente, et d'autre part, sur leur transport, longitudinal et transversal.

La **seconde partie** s'intéresse aux variabilités spatiales et temporelles de la fraction sableuse intertidale, et ce, par emboîtement d'échelle à la fois spatiale (des 100 km de linéaire côtier au site atelier), et temporelle (de l'approche historique à l'événementiel). Elle se décompose en 3 chapitres :

Le **chapitre 3** est consacré à l'évolution historique des surfaces sableuses, de l'analyse des premiers documents d'archives témoignant de la présence pérenne de sable et de ces conséquences sur son environnement, aux images aériennes contemporaines, dans le but de décrire les tendances évolutives et la répartition spatiale des sables.

Le **chapitre 4** analyse les variabilités interannuelles des surfaces sableuses depuis 2015, par détection semi-automatique à partir de l'imagerie satellitaire. Le suivi régulier, interannuel (pour l'ensemble du littoral) à mensuel (pour le secteur du Cap d'Ailly), a pour objectif de montrer la forte mobilité de la fraction sableuse.

Enfin, le **chapitre 5** présente les résultats du suivi haute fréquence temporelle de deux sites ateliers à forte dynamique sédimentaire, à travers l'utilisation de deux méthodes de mesures, à savoir des levés drone et des profils de plage. Ce chapitre s'intéresse aux évolutions des volumes de sable mis en jeu, lors de conditions météo-marines particulières, à priori responsables des dynamiques. Les impacts de la forte mobilité du sable sont ensuite analysés, notamment l'abrasion, localement massive, du platier rocheux par la fraction sableuse, et l'importance du sable dans le fonctionnement morpho-sédimentaire des cordons de galets.

La **troisième partie** du manuscrit est consacrée à la définition des origines et sources potentielles de la fraction sableuse, ainsi que sur les processus de transport et des relations petits-fonds/estran. L'objectif global est de fournir un schéma général des transports sableux seinomarine, et des modalités responsables de leur arrivée intertidale.

Le **chapitre 6** décrit les différentes origines et sources potentielles des sables intertidaux, qui peuvent soit être continentales (falaises et formations superficielles), fluviales (fleuves côtiers et Seine) et/ou marines (formations superficielles en Manche et petits fonds marins).

Le **chapitre 7** conclut ces travaux de recherche par l'analyse des processus de transport du sable et les échanges sédimentaires entre le domaine subtidal et la zone intertidale, grâce à des observations *in-situ*, et l'utilisation de modélisation de transport sédimentaire longitudinal et transversal.

Première partie

Caractéristiques environnementales du littoral seinomarin



CHAPITRE 1 - La Seine-Maritime, un littoral rocheux à falaises et plateforme crayeuse

CHAPITRE 2 - Caractéristiques sédimentologiques des stocks sableux de la zone intertidale

Introduction de la Première partie

Les littoraux rocheux à falaises et à plateforme d'érosion marine

Les côtes rocheuses et à falaises ont rarement fait l'objet de travaux sur les **formations sédimentaires superficielles** qui peuvent recouvrir de façon plus ou moins pérenne leurs estrans, à l'exception des formations généralement grossières mises en place en pied de falaise (Kirk, 1980 ; Carter et Orford, 1984, 1988, 1993 ; Stark et Hay, 2016).

De nombreuses recherches ont été effectuées sur la dynamique régressive des falaises crayeuses, notamment sur celles de Seine-Maritime, dont les vitesses de recul sont importantes, de l'ordre de 10 à 40 cm/an (Prêcheur, 1960; Costa, 1997; Costa et al., 2019; Hénaff et al., 2002; Letortu et al., 2014, 2015, 2019; Duguet, 2019), ou sur la dynamique des plateformes rocheuses (Sunamura, 1992; Griggs & Trenhaile, 1994; Dubois & Nadeau, 1999; Stephenson & Kirk, 2001; Dickson et al., 2013; Dewez et al., 2015).

Les plateformes d'érosion marine, caractéristiques des littoraux rocheux à falaises, sont des marqueurs de l'évolution dans le temps du niveau marin, et du recul des falaises. De pente (inférieure à 5 %) et largeur (100-500 m) variables, les plateformes d'érosion marine se développent sur plusieurs milliers d'années en pied de falaise, sous l'action conjointe des agents et processus marins et subaériens.

Plusieurs travaux se sont également intéressés aux **dynamiques morpho-sédimentaires des cordons de galets** ou **des plages mixtes**, composées de galets et de sédiments plus fins qui sont généralement bien développés le long des côtes rocheuses à falaises (Carter et Orford, 1988). C'est le cas du littoral Normand, avec notamment les cordons de galets de silex (STCPMVN, 1986; Costa, 1997; Dolique & Anthony, 1999; Morel, 1999; Soloy et al., 2020), ou par exemple en Nouvelle-Zélande (Kirk, 1980 ; Dickson et al., 2011), en Espagne (Bergillos et al., 2016; López-Ruiz et al., 2020) en Angleterre (Carter & Orford, 1984, 1993; Mason, 1997; Orford et al., 2002; Pontee et al., 2004; Buscombe & Masselink, 2006), ou en Nouvelle-Écosse (Stark et Hay, 2016 ; Guest, 2020).

Cette première partie propose de fournir les informations nécessaires à la caractérisation du secteur d'étude choisi, et la problématique de recherche retenue.

Le chapitre 1 présente le contexte régional du littoral seinomarin, notamment les caractéristiques morpho-structurales, les modèles littoraux (formes d'ablation et d'accumulation), mais également les conditions climatiques météorologiques et les processus hydrodynamiques marins.

Le chapitre 2 est consacré à la fraction sableuse, objet principal de la problématique de thèse. Les sables intertidaux échantillonnés le long de notre zone d'étude ont été étudiés par analyses granulométriques et géochimiques. La taille et la nature des grains, ainsi que leur composition

chimique apporteront des éléments de discussion, d'une part, sur leur origine, et d'autre part, sur leur transport.

CHAPITRE 1

La Seine-Maritime, un littoral rocheux à falaises et plateforme d'érosion marine crayeuse

1.1. Cadre morphostructural et modelés littoraux

- 1.1.1. Un secteur d'étude au contact de la terminaison nord occidentale du bassin sédimentaire parisien et d'une mer épicontinentale : la Manche
- 1.1.2. Des falaises crayeuses à recul rapide
- 1.1.3. Des falaises entrecoupées par des vallées drainées et sèches (valleuses)
- 1.1.4. Une plateforme d'érosion marine partiellement masquée par des formations meubles : cordons de galets et fractions sableuses
- 1.1.5. Une frange côtière anthropisée (activités maritimes et ouvrages associés, ouvrages de défense face la mer)

1.2. Caractéristiques climatiques et hydrodynamiques du secteur d'étude

- 1.2.1. Conditions climatiques (présentation générale, types de circulations, paramètres météo principaux (température, précipitations, vents)
- 1.2.2. États de mer : un environnement marqué par des mers du vent
- 1.2.3. Un environnement littoral mégatidal marqué par des marées semi-diurnes
- 1.2.4. Niveaux extrêmes instantanés et niveau moyen de la mer

Introduction du Chapitre 1

Le littoral de Seine-Maritime est un environnement côtier spécifique de 130 km de long, composé de falaises crayeuses à lits de silex, surmontées localement par une couverture argilo-sableuse (Figure 1.1). Ces falaises ont une vitesse de recul moyenne très importante (10 cm à 40 cm/an). Ces abrupts interrompent brutalement les grands plateaux crayeux de la terminaison nord occidentale du bassin sédimentaire parisien. De petits fleuves côtiers viennent entrecouper localement ces plateaux et falaises formant des vallées drainées ou sèches, urbanisées. Au pied des abrupts crayeux se développe une plateforme d'érosion marine, appelée ici platier rocheux, large et faiblement pentue. Des cordons (ou plages) de galets de silex se forment au contact entre le platier rocheux. Les galets sont issus de l'érosion importante des falaises, libérant des fragments de silex venant alimenter les cordons. Le platier rocheux est recouvert par endroit d'une formation superficielle sableuse, plus ou moins pérenne, ou transitant le long du littoral sous la forme de placages sableux. Cet ensemble peut être décrit comme un système côtier interagissant notamment par échange sédimentaire.

Le département de la Seine-Maritime héberge près d'un tiers de la population normande et se caractérise par plusieurs grandes infrastructures portuaires comme le port du Havre, de Fécamp, Saint-Valéry-en-Caux, Dieppe et Le Tréport et le terminal pétrolier d'Antifer, ainsi que par deux centrales nucléaires, à Paluel et Penly, qui produisent près de 97 % des besoins en électricité de la région et 4% de la production nucléaire française (la centrale de Paluel et celle de Penly).

Ce littoral est bordé par une mer épicontinentale, la mer de la Manche, caractérisée par un fort marnage (10,7 m à Saint-Malo, 5,3 m à Cherbourg, 6,4 m à Calais pour un coefficient de 95), par de forts courants de marée principalement dans sa partie centrale, et par une « mer de vent » provoquée par de faibles fetchs. Les profondeurs y sont faibles, avec un maximal de 150 m dans la fosse centrale. Plus localement, aux abords de la Seine-Maritime, le régime de marée est considéré comme mégatidal (6,7 m au Havre, 8,4 m à Dieppe). Les vents et houles dominants sont de quadrant ouest. Les fonds marins sont peu profonds (-30 m, à 20 km au droit de Dieppe), et sont tapissés d'une couverture sédimentaire meuble, des sédiments grossiers aux sables fins, transitant selon la dérive littorale orientée vers le nord-est, sous l'action du courant de flot dominant (en Manche orientale). Ce littoral est encadré par deux grandes baies, la baie de Seine et la baie de Somme, où débouche deux grands fleuves dont la Seine au très fort débit (563 m³/s).

Les connaissances sur la géomorphologie de ce système côtier et les caractéristiques morphodynamiques de la Manche orientale vont être décrites dans ce chapitre. L'objectif est de présenter les différentes caractéristiques de la zone d'étude, la nature des modelés littoraux, l'environnement marin (composition des fonds marins, conditions météo-marines dominantes), côtier (composition géomorphologique de l'estran, description du système côtier) et également

continental (caractéristiques géologiques, réseau hydrographique). Ces éléments permettront par la suite de discuter d'une part de la répartition des sédiments sableux sur la zone intertidale et d'autre part sur leur origine et leur modalité de transport.

Ce chapitre présente successivement le cadre morphostructural et les modèles littoraux caractéristiques du secteur d'étude, de l'échelle de la Manche à l'échelle du littoral, puis les conditions climatiques, météo-marines agissant au large et à la côte.

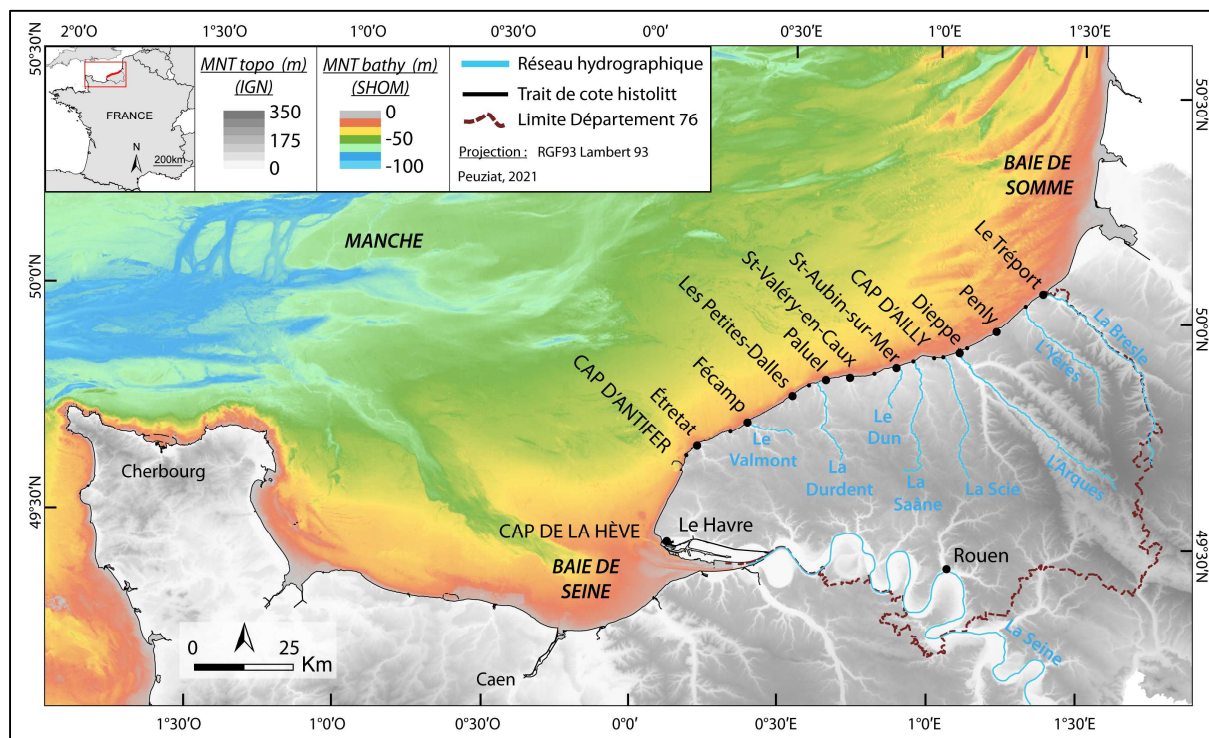


Figure 1.1 - Présentation de la zone d'étude. Modèle Numérique de Terrain bathymétrique à 100m (à partir des données du SHOM 2015) ; MNT topographique à 10m (à partir des données altimétriques de l'IGN). Le réseau hydrographique principal et le nom des principaux cours d'eau sont indiqués en bleu clair.

1.1. Cadre morphostructural et modèles littoraux

1.1.1. Un secteur d'étude au contact de la terminaison nord occidentale du bassin sédimentaire parisien et d'une mer épicontinentale : la Manche

1.1.1.1. Grands plateaux crayeux de la terminaison nord occidentale du bassin sédimentaire parisien

La Seine-Maritime se caractérise par de grands plateaux crayeux du Pays de Caux et du Vimeu, formant la terminaison nord occidentale du bassin sédimentaire parisien (Figure 1.2). Le relief des plateaux, d'aspect peu accidenté, est finalement fortement contrôlé par les structures géologiques et tectoniques régionales (Lacombe et Obert, 2000 ; Hauchard *et al.*, 2002). Les principales

déformations se succèdent sous forme d'ondulations anticlinales et synclinales d'orientation nord-ouest/sud-est, localement prolongées par des failles et des flexures, comme les failles majeures de Fécamp et de Bray (Cavelier et Pomerol, 1979 ; Mégnien, 1980 ; Cazes *et al.*, 1985 ; Pomerol et Feugueur, 1986 ; Cavelier et Lorenz, 1987 ; Duperret *et al.*, 2012 ; Hauchard et Laignel, 2008). Ces plateaux ont une hauteur moyenne de 150 m, et sont essentiellement constitués de craies du Crétacé Supérieur, présentant une lithologie assez homogène. Leur partie côtière est profondément découpée par les vallées drainées et sèches (valleuses), incisées par un réseau hydrographique de direction majoritairement de nord-ouest – sud-est.



Figure 1.2 - Plateau crayeux à Saint-Aubin-sur-Mer (Cliché : B. Peuziat, 2019).

1.1.1.2. *Orientations principales du trait de côte*

L'exposition aux vents et houles dominants d'ouest joue un rôle déterminant dans la dynamique sédimentaire aussi bien subtidale qu'intertidale et les diverses orientations du trait de côte seinomarin peuvent donc conditionner la répartition des sédiments sableux sur la zone intertidale.

L'orientation principale suit un axe global sud-ouest - nord-est, du Cap de la Hève au Tréport. Deux grandes orientations sont toutefois délimitées par le point d'inflexion que constitue le Cap d'Antifer (Figure 1.3) :

- Du Havre au Cap d'Antifer, le littoral s'oriente selon une direction sud-sud-ouest ;
- Du Cap d'Antifer au Tréport, l'orientation bascule pour une direction dominante ouest-sud-ouest.

Le secteur Antifer-Étretat, célèbre pour sa morphologie en anses, caps et arches, correspond à la zone de changement d'orientation majeur du rivage. Dans le détail, le tracé du trait de côte de Seine-Maritime se complexifie et se compartimente en 5 grands ensembles, notamment de part et d'autre de 3 principaux caps :

- Le secteur le plus occidental de 25 km, du Cap de la Hève au Cap d'Antifer, s'oriente selon une direction sud-sud-ouest – nord-nord-est ;

- Le secteur de 35 km, du Cap d'Antifer à Veulettes-sur-Mer, est plus accidenté et s'oriente sur un axe sud-ouest - nord-est ;
- La section entre Veulettes-sur-Mer et le Cap d'Ailly, s'étend sur 25 km et s'oriente sur une direction ouest-sud-ouest – est-nord-est, avec une légère perturbation au niveau de Veules-les-Roses ;
- La portion de 10 km entre le Cap d'Ailly et Dieppe, s'oriente (1) selon l'axe ouest-est à l'est du Cap d'Ailly et (2) se redresse selon une direction ouest-sud-ouest – est-nord-est de Pourville à Dieppe.
- Le dernier secteur de 25 km, entre Dieppe et Le Tréport, s'oriente selon un axe sud-ouest - nord-est, avec une légère irrégularité au niveau de Penly.

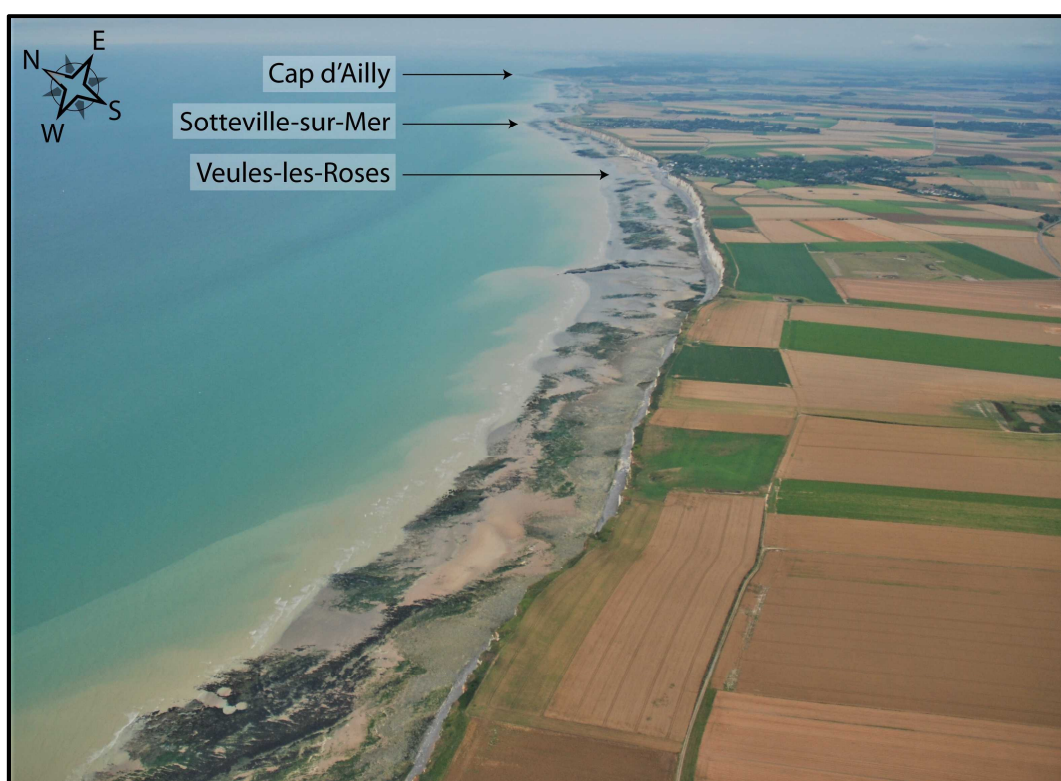


Figure 1.3 - Exemple du tracé assez rectiligne, sud-ouest – nord-est, du trait de côte seinomarin, avec quelques irrégularités comme ici à Sotteville-sur-Mer et au Cap d'Ailly (Cliché aérien : CEVA, 2010).

Trois caps se dessinent ainsi sur cette zone d'étude (Figure 1.1) : (i) le Cap d'Antifer précédemment décrit à l'extrémité sud-ouest du site étudié, (ii) le Cap Fagnet situé au niveau de la ville portuaire de Fécamp et venant perturber un tracé rectiligne d'orientation sud-ouest - nord-est, et (iii) le Cap d'Ailly, plus imposant, situé entre les communes de Quiberville et Pourville-sur-Mer, à l'ouest de Dieppe. Des irrégularités plus locales se présentent également aux débouchés de certaines vallées telles qu'observées notamment à Yport, aux Grandes-Dalles ou à Veulettes-sur-Mer.

Au regard de la Manche orientale, le littoral compris entre la baie de Seine et la baie de Somme apparaît comme exposé aux flux d'ouest dominants.

1.1.1.3. *La mer Manche : géomorphologie et formations sédimentaires superficielles*

La Manche est une mer épicontinentale s'étendant de la mer Celtique à l'ouest à la mer du Nord à l'est et séparant la France de la Grande-Bretagne. Elle comprend trois sous-bassins : (i) la Manche occidentale, (ii) la Manche centrale et (iii) la Manche orientale (Figure 1.4). Cette dernière borde le littoral de Seine-Maritime. La profondeur moyenne n'excède pas 50 m. Elle atteint cependant 150 m, très localement, au niveau de la fosse Centrale. Les fonds ont été entaillés par un ancien réseau hydrographique dont les paléo-chenaux sont partiellement ou complètement comblés de sédiments meubles (Auffret *et al.*, 1975 ; Auffret et Alduc, 1977 ; Larssonneur *et al.*, 1978 ; Alduc, 1979 ; Vaslet *et al.*, 1979). À l'approche du secteur d'étude, dans la Manche orientale, la bathymétrie se relève d'ouest en est (SHOM, 2015) et n'est pas homogène puisque les pentes sont plus fortes dans la partie méridionale (isobathe -30 m à 10 km du rivage au droit de Fécamp), que dans la partie septentrionale (-30 m, à 20 km au droit de Dieppe).

La majorité des formations sédimentaires superficielles tapissant les fonds de la Manche sur plusieurs mètres d'épaisseur sont d'origine continentale quaternaire (Figure 1.4) (Auffret *et al.*, 1975). Ces sédiments lithoclastiques résultent d'apports anté-holocène en domaine périglaciaire (Larssonneur, 1971). Ils ont ensuite été remaniés par une alternance de phases régressives et transgressives, notamment lors de la transgression post glaciaire à l'Holocène, période pendant laquelle la production organogène s'est développée, conduisant à la mise en place d'une sédimentation litho-bioclastique (Larssonneur *et al.*, 1978). Des modèles de répartition des différentes classes granulométriques en Manche ont été proposés, à partir des cartes de Larssonneur *et al.* (1978) et Vaslet *et al.* (1979) (Figure 1.5) (Bailly du Bois, 2000 ; Cugier et Blanpain, 2008). Les sédiments fins à très fins sont présents sur une majeure partie de la Manche centrale et orientale mais en quantité infime. Les sédiments grossiers, également présent sur toute la zone, se répartissent néanmoins en plus grande quantité entre la côte est du Cotentin et la baie de Seine, et sur une majeure partie de la Manche orientale, entre Dieppe et l'île de Wight en Angleterre. Les graviers se répartissent majoritairement selon un axe nord-ouest - sud-est, de l'île de Wright à Saint-Valéry-en-Caux, puis en quantité de moins en moins importante de part et d'autre de cet axe. Enfin, les galets se situent entre la pointe nord du Cotentin et l'Angleterre, et sur un secteur compris entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux.

Pour le secteur d'étude en particulier, les sables fins à très fins se localisent en baie de Seine et en baie de Somme, et sont absents des modélisations entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux ; la granulométrie augmente vers ce secteur, avec la dominance de galets. Les petits fonds marins, définis pour ce travail jusqu'aux profondeurs de -15 m (cote marine), ont fait l'objet de plusieurs travaux de recherche, notamment dans le cadre des suivis bio-morpho-sédimentaires de la centrale de Penly menés par l'Ifremer (Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer) et EDF (Électricité de France) (Augris *et al.*, 2004 ; Augris et Clabaut, 2013). Ces travaux mettent en évidence la présence d'une couverture sédimentaire composée, d'une part, d'une unité inférieure présentant des sédiments grossiers (supérieurs à 20 mm) reposant sur le substratum rocheux, particulièrement visible entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux, et d'autre part, d'une unité

supérieure constituée de sables moyens à fins (en particulier au nord-est de Saint-Valéry-en-Caux). Ces sables sont parfois modelés en figures sédimentaires de faible ampleur (ruban sableux, rides) indiquant le sens des courants dominants, en l'occurrence le flot, portant vers le nord-est (Augris *et al.*, 2004).

Dans ce secteur, les sables propres (fin à moyens) sont colonisés par plusieurs espèces, des oursins (*Echinocyamus pusillus*), des polychètes (*Ophelia borealis*) ou encore des mollusques (*Antalis entalis*). Il constitue ainsi une zone d'alimentation des espèces maritimes telles que les phoques de la baie de Somme (Vincent *et al.*, 2010 ; Baffreau, 2015b).

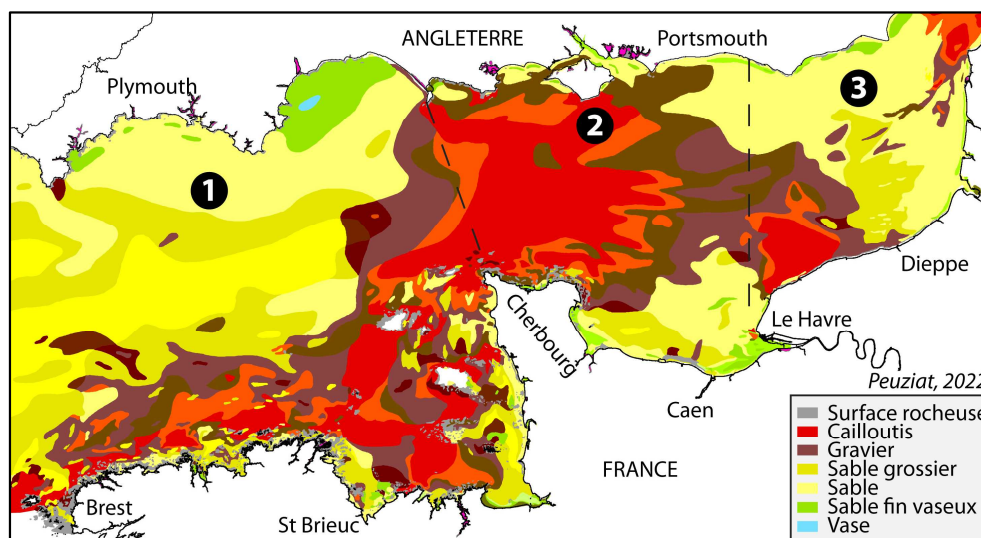


Figure 1.4 - Cartes des formations superficielles en Manche (Larsonneur *et al.*, 1978 ; Vaslet *et al.*, 1979). 1. Manche occidentale, 2. Manche centrale et 3. Manche orientale.

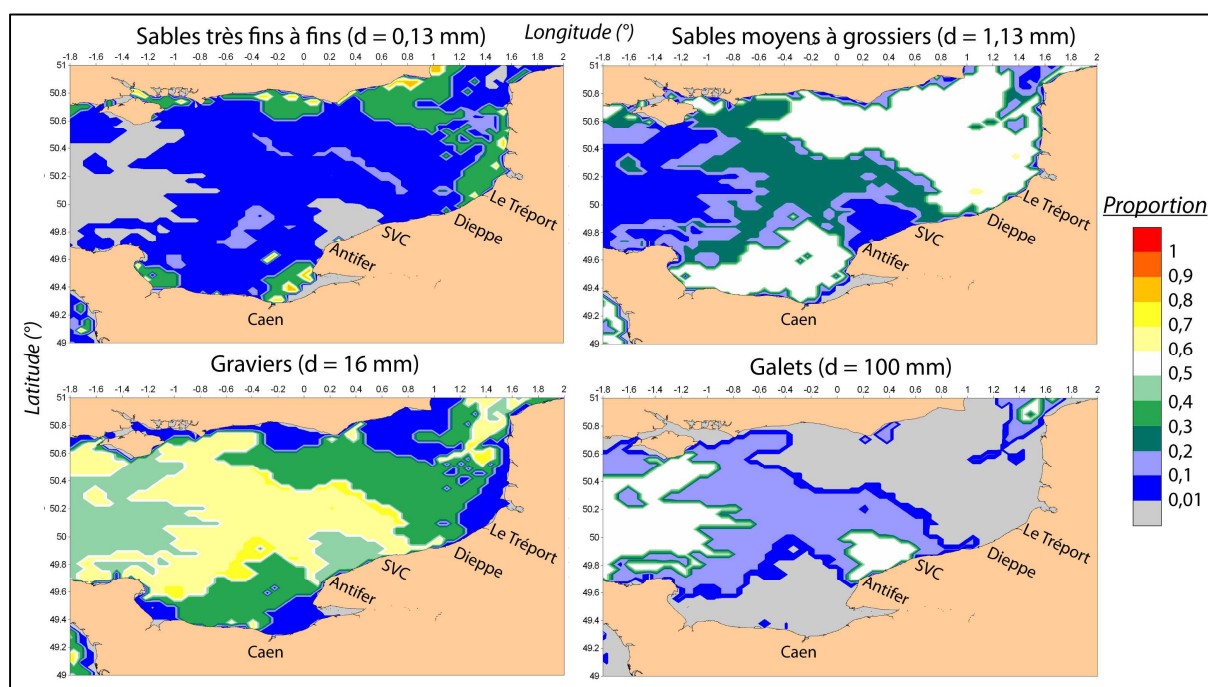


Figure 1.5 - Proportion et répartition de chacune des classes granulométriques considérées sur la Manche centrale et orientale (d'après Cugier et Blanpain, 2008).

Les travaux sur les paléo-chenaux en Manche (Auffret et Alduc, 1977 ; Lebrat, 1984 ; Antoine *et al.*, 2000, 2003) montrent une certaine connexion entre les vallées côtières (Figure 1.6), notamment de la Bétune et de la Bresle, à la paléo-Somme. Toutefois, les remplissages alluviaux Pléistocène d'une dizaine de mètres d'épaisseur, peu préservés et discontinus, compliquent l'interprétation.

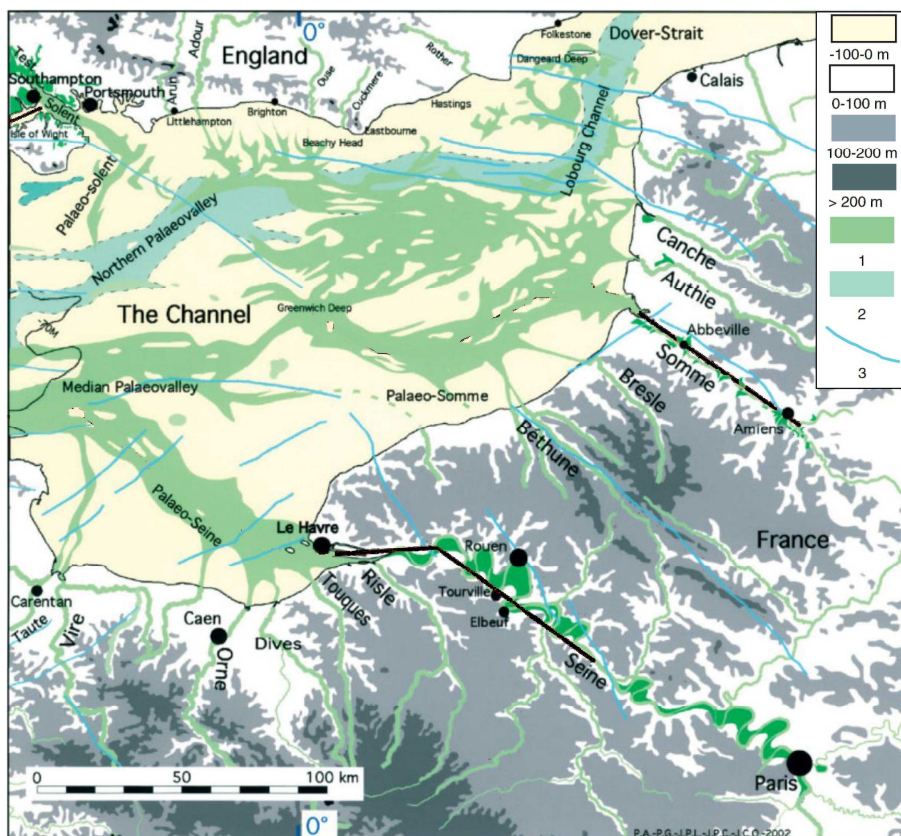


Figure 1.6 - Carte du réseau des paléo-vallées pléistocènes de la Manche orientale. 1. réseau fluvial immergé de la Manche (remplissage : 10 à 90 m d'épaisseur) selon Auffret *et al.* (1982) et Lericolais (1997) ; 2. paléovallées non remplies (Paléovallée Nord, selon Auffret *et al.*, 1982) ; 3. failles principales (selon B. Hallegouet) (Antoine *et al.*, 2003).

1.1.2. Un littoral à falaises crayeuses à recul rapide

1.1.2.1. *Altitude des falaises*

Les côtes rocheuses de Seine-Maritime, entre Antifer et Le Tréport, se caractérisent des falaises vives crayeuses, d'une hauteur moyenne de 70 m. L'analyse du profil topographique des falaises montre une altitude quasi constante, entre 80 et 100 m, entre Antifer et Fécamp. Le point culminant de 120 m est atteint au Cap Fagnet puis les altitudes décroissent vers le nord-est jusqu'à un minimum de 30 m autour de Saint-Aubin-sur-Mer. Cette zone basse, qui s'étend jusqu'au Cap d'Ailly, gagne en altitude en s'éloignant vers le nord-est, atteignant des hauteurs de 110 m à l'est de Penly et de 105 m au Tréport (Figure 1.7).

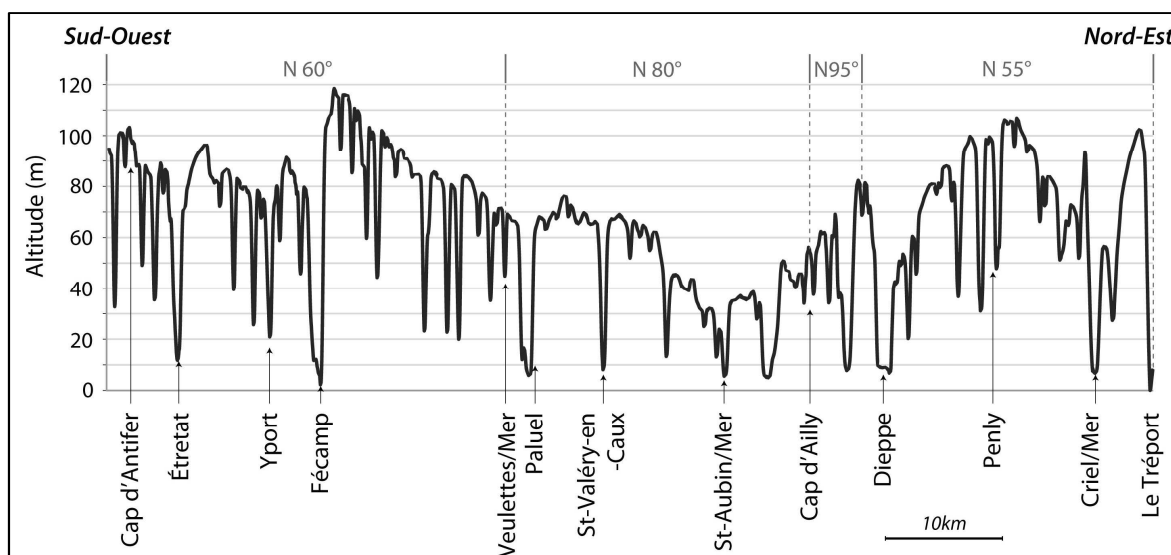


Figure 1.7 - Hauteur moyenne des falaises, de Antifer au Tréport. L'orientation principale du trait de côte est indiquée en degré par rapport au nord, pour les 4 grands ensembles.

1.1.2.2. Âges et lithologies des craies et des formations superficielles

Les falaises sont composées de craies plus ou moins riches en lits de silex, datées du Crétacé supérieur (Lautridou, 1967 ; Juignet, 1974 ; Evrard et Sinelle, 1980 ; Mortimore *et al.*, 2004 ; Lasseur, 2007 ; Saiag, 2016), localement surmontées de formations superficielles :

- Les craies les plus anciennes, datées du Cénomaniens, affleurent localement en bas de falaise au sud-ouest de la zone d'étude. Ces craies sont hétérogènes, glauconieuses et détritiques (argile et quartz).
- Les craies turoniennes sus-jacentes affleurent du Cap d'Antifer à Étretat, de Fécamp à Életot ainsi que de Puy au Tréport. Elles sont argileuses et peuvent contenir des bancs noduleux. Quelques silex peuvent être retrouvés dans le Turonien supérieur.
- Entre le Cap d'Antifer et Saint-Valéry-en-Caux ainsi qu'entre Dieppe et Le Tréport affleurent les craies blanches du Coniacien, riches en silex. Ces craies peuvent localement être légèrement argileuses.
- Au-dessus, les craies blanches du Santonien, également riches en silex, affleurent entre Saint-Valéry-en-Caux et Puy.
- Les craies les plus récentes, datées du Campanien, n'affleurent qu'entre Quiberville et Pourville-sur-Mer (Laignel, 2003).

Des terrains sablo-argileux d'âge cénozoïque, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, surplombent localement les falaises du Cap d'Ailly. Quelques lambeaux s'observent aussi à Sotteville et Criel-sur-Mer (Bignot, 1962, 1965 ; Gruas et Bignot, 1985). D'épaisses formations d'argiles (ou altérites) à silex (Laignel, 1997, 2003 ; Quesnel, 1997) et de lœss (Lautridou, 1967, 1985) surmontent également localement les abrupts crayeux (Figure 1.8 et Figure 1.9). Des formations de limons lœssiques, de 4 à 8 m d'épaisseur, recouvrent majoritairement ces argiles.

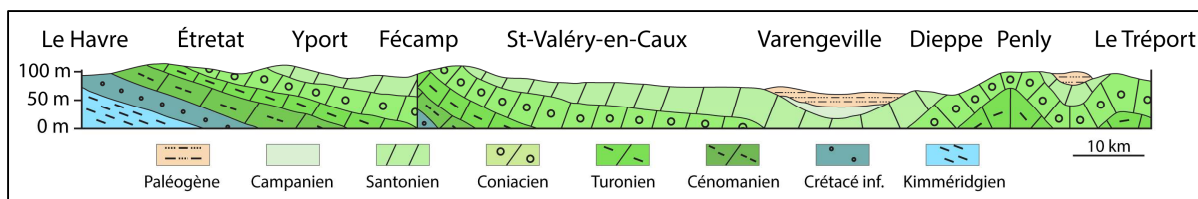


Figure 1.8 - Coupe géologique simplifiée entre Le Havre et Le Tréport (d'après Costa, 1997, Letortu, 2013).

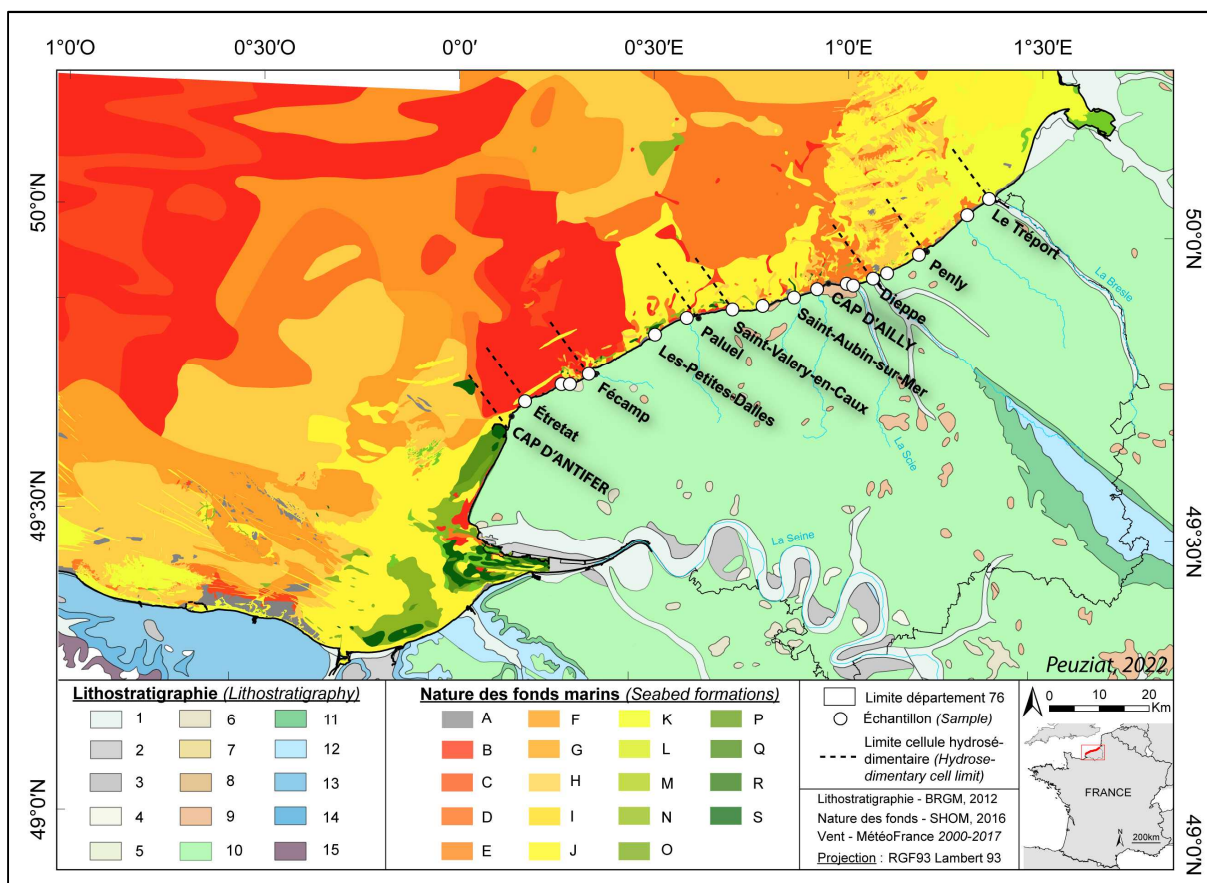


Figure 1.9 - Carte géologique continentale (au 1:1 000 000, BRGM, 2012) et carte marine des sédiments superficiels (d'après Larsonneur *et al.*, 1982 et SHOM, 2015) du domaine d'étude.

1. Holocène ; 2. Pléistocène supérieur – Holocène ; 3. Pléistocène moyen-supérieur ; 4. Pléistocène inférieur ; 5. Pliocène, Pléistocène inférieur ; 6. Pliocène ; 7. Oligocène ; 8. Eocène moyen-supérieur ; 9. Paléocène, Eocène inférieur ; 10. Crétacé supérieur ; 11. Crétacé inférieur ; 12. Jurassique supérieur ; 13. Jurassique moyen ; 14. Jurassique inférieur ; 15. Trias ;

A. Roche ; B. Cailloutis ; C. Cailloutis et gravier ; D. Cailloutis et sable ; E. Gravier ; F. Gravier et cailloutis ; G. Gravier sableux ; H. Sable graveleux ; I. Sable grossier ; J. Sable moyen ; K. Sable fin ; L. Sable silteux ; M. Sable fin vaseux ; N. Sable vaseux ; O. Vase sableuse ; P. Vase sable fin ; Q. Vase silteuse ; R. Vase argileuse ; S. Vase. Les ronds blancs indiquent la position des sites d'échantillonnages des sables analysés pour cette étude.

Plusieurs travaux se sont intéressés aux quantités de résidus solides contenus dans les craies après dissolution (Laignel, 1997 ; Quesnel, 1997), apportant des valeurs de teneur en éléments insolubles des craies de Seine-Maritime (Figure 1.10). Les teneurs en éléments insolubles sont majoritairement inférieures à 6 %, avec toutefois des teneurs pouvant constituer un quart de la composition des craies Cénomaniennes.

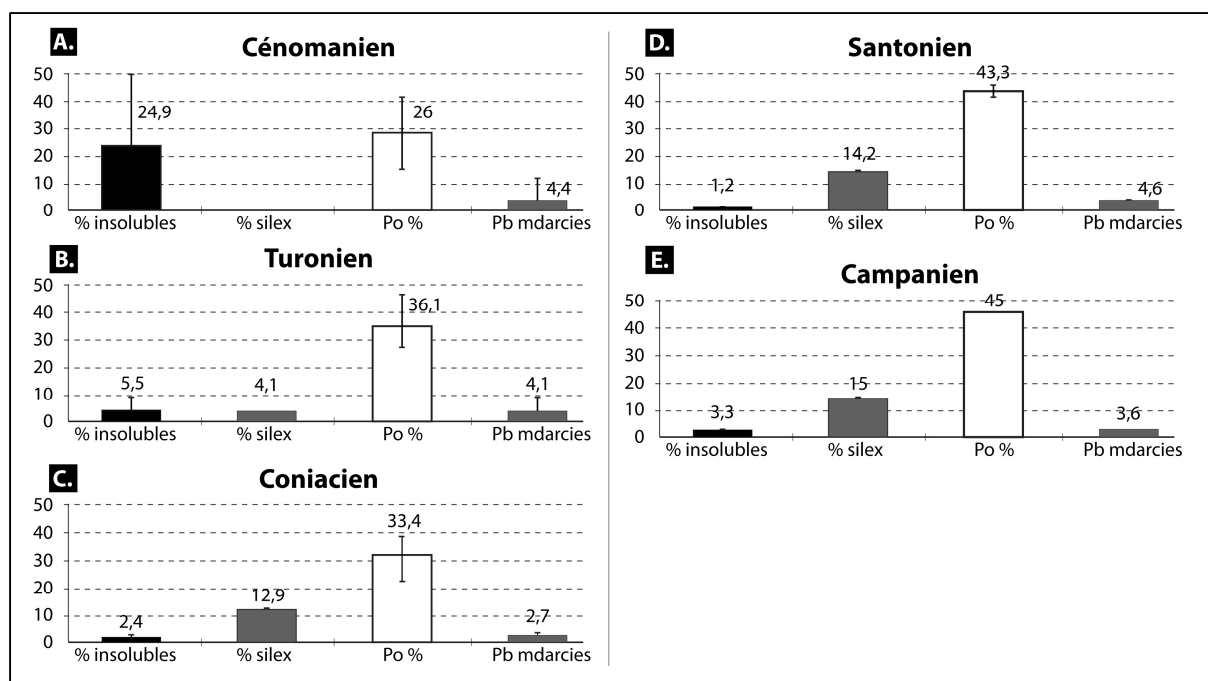


Figure 1.10 - Caractéristiques lithologiques des craies à silex de Haute-Normandie (Quesnel 1997, d'après B. Laignel) Moyennes et barres d'erreur ; Po : porosité ; Pb : perméabilité en millidarcie. Les barres d'erreur indiquent une faible variabilité des résultats pour le Sénonien. Les variations ne sont pas régionales mais sont stratigraphiques.

Laignel (1997) s'est intéressé plus particulièrement à ces résidus insolubles, autrement dites « fractions silicatées fines » (fsf), regroupant tous les éléments autres que le silex mais principalement composées d'argile. Après dissolution de différents étages géologiques du Crétacé, les résultats montrent des teneurs en fsf très faibles, majoritairement inférieures à 4 %. Les craies du Turonien inférieur et moyen peuvent contenir jusqu'à 9 % de fsf. Ces derniers sont toutefois plus importants dans l'étage du Cénomaniens. Néanmoins, ces teneurs ne séparent pas les argiles des sables et limons. Les sables peuvent également être contenus en grande quantité dans les argiles à silex. Ces argiles à silex, appelées également altérites à silex, surplombent localement les formations crayeuses sur une épaisseur métriques à pluri-métriques, et sont constituées de résidus de dissolution de la craie (silex, éléments insolubles de la craie) et de sables pliocènes démantelés au Pléistocène inférieur. Ce mélange de silex, d'argile et de sable en fait une couverture complexe de perméabilité variable (Quesnel, 1997 ; Lautridou et Rodet, 1998), et est le résultat de l'altération météorique de la craie. Les argiles à silex sont souvent recouvertes par une formation lœssique importante de 4 à 10 m d'épaisseur (Jamagne *et al.*, 1981 ; Lautridou, 1985, 1993). Les lœss sont composés d'une fraction limoneuse dominante, avec une médiane du lœss vers 25- 30 μm , d'un pourcentage d'argile non négligeable (10 à 25 %), et d'une faible proportion de sable fin (en général, moins de 15 %). La porosité est généralement importante avec une densité sèche de 1,5 à 1,9 (Lautridou, 1967 ; Lautridou et Rodet, 1998). Quesnel (1997) a mesuré des teneurs assez faibles de sables dans les résidus à silex, comprises entre 2 à 13 % sur le plateau, 12 % en moyenne, et jusqu'à 24 % au maximum. Il a également été montré par analyse microscopique que plus de 50 % de ces sables ne sont pas des silex. Ces formations, principalement les argiles à silex viennent localement

comblent des entonnoirs de dissolution, présents de façon localisée tout au long du littoral. Ces derniers, de tailles variées (Costa *et al.*, 2006), sont marqueurs de l'altération météorique affectant le sommet des abrupts crayeux (Klein, 1970). L'épaisseur du manteau d'argile à silex diminue du sud-ouest vers le nord-est, passant de 4 à 12 m entre Antifer et Saint-Martin-Bruneaux à moins de 2 m jusqu'au Tréport (Figure 1.11). Au Cap d'Ailly, la craie campanienne est directement recouverte par les dépôts thanétiens et yprésiens, marquant l'absence de racines du manteau d'altération et des altérites à silex. Les épaisseurs mesurées (Costa *et al.*, 2002, 2006) sont en étroite corrélation avec la profondeur des entonnoirs de dissolution, pouvant atteindre plus de 55 m dans les hautes falaises au sud-ouest de Fécamp.

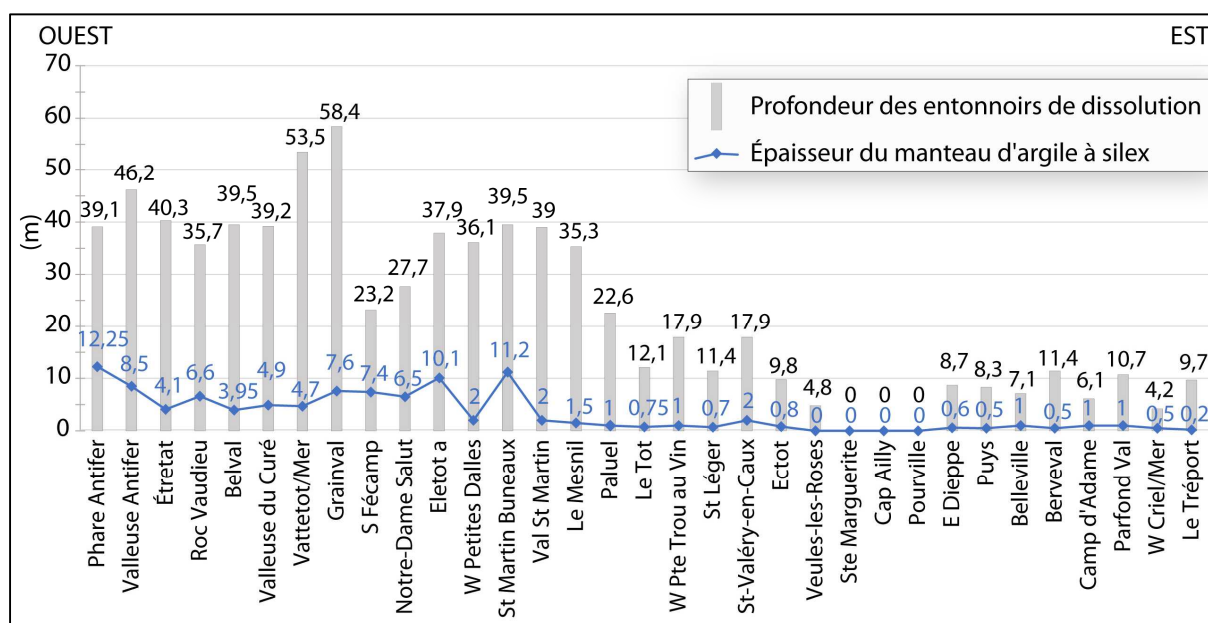


Figure 1.11 - Géométrie de l'argile à silex sur le littoral haut-normand (Laignel, 2002 ; Costa *et al.*, 2006). La courbe correspond à l'épaisseur du manteau d'argile à silex. L'histogramme représente la profondeur des entonnoirs de dissolution.

1.1.2.3. Propriétés physiques des craies

La diversité des âges et types de craies affleurant le long de la zone d'étude induit des contrastes de résistance qui expliquent en partie le modelé du paysage actuel. Plusieurs auteurs ont synthétisé les caractéristiques physiques des craies de l'ouest du bassin de Paris, mettant en évidence des craies plus sensibles aux agents érosifs pour les étages du Campanien et Santonien, et plus résistantes pour le Coniacien (Tableau 1.1) (Laignel, 1997, 2003 ; Laignel *et al.*, 2008a).

Tableau 1.1 - Synthèse des caractéristiques physiques des craies de l'ouest du bassin de Paris (Letortu, 2013 d'après Laignel, 1997, 2002 ; Laignel *et al.*, 2008).

| Étages stratigraphiques | Faciès | Porosité (%) | Perméabilité (mildarcy) | Densité |
|-------------------------|--|--------------|-------------------------|--|
| Campanien | craie blanche | 43,4 à 45 | 3,8 à 6,5 | |
| Santonien | craie blanche craie noduleuse très rare | 40,2 à 45,6 | 3,5 à 5,6 | 1,6 à 1,8 craie noduleuse : 1,9 à 2,2 |
| Coniacien | craie blanche (faciès dominant) craie blanchâtre légèrement argileuse (essentiellement à la base) craie noduleuse (essentiellement à la base) | 22,6 à 38,3 | 1,1 à 2,6 | 1,6 à 1,7 1,8 à 1,9 craie noduleuse : 1,9 à 2,4 |
| Turonien | Turonien sup : craie grisâtre, blanchâtre légèrement argileuse Turonien inf-moy : craie grise argileuse Turonien inf-moy-sup : craie noduleuse | 26,3 à 47 | 0,1 à 4,1 | 1,7 à 2,1 Tsup : 1,7 à 1,9 Tinf-moy : 1,9 à 2,1 craie noduleuse : 1,9 à 2,4 |
| Cénomaniens | craie noduleuse marne plus ou moins sableuse craie grise argileuse craie argileuse glauconieuse plus ou moins sableuse; craie plus ou moins argileuse/sableuse | 15,4 à 41,3 | 0,1 à 13,1 | 1,6 à 2,1 craie noduleuse : 1,8 à 2,4 |

1.1.2.4. Morphologie des falaises

Les variations de résistance des matériaux crayeux participent à la différenciation des profils de falaises observés sur le littoral seinomarin. Sur le secteur d'étude, trois grands types de falaises se distinguent :

- Les falaises les plus fréquemment observées sont des **falaises simples**, composées majoritairement de craies coniaciennes et santonniennes. Leur partie sommitale est localement entaillée par de profonds entonnoirs de dissolution (Costa, 1997 ; Costa *et al.*, 2006) (Figure 1.12). Ce type de morphologie représente une longueur totale d'environ 70 km sur le site d'étude.



Figure 1.12 - Exemple de falaises simples, à Sainte-Marguerite-sur-Mer (Cliché : B. Peuziat, 2019).

- Les **falaises à piédestal résistant** sont caractérisées par un ressaut basal formé par les craies généralement turoniennes, plus marneuses, voire, plus localement, des craies plus résistantes du Cénomaniens. Les parties centrales et sommitales peuvent être composées de craies du Coniacien et du Santonien. Ces falaises se retrouvent entre Saint-Jouin-Bruneval et Étretat, entre Yport et Senneville-sur-Fécamp, et également entre Belleville-sur-Mer et Mesnil-en-Caux, sur une longueur totale d'environ 25km (Costa, 1997) (Figure 1.13).



Figure 1.13 - Falaises à piédestal résistant, au Cap Fagnet (Cliché : CEVA, 2019).

- Les **falaises dites complexes**, rares sur le secteur étudié, se composent d'une alternance de roches meubles et cohérentes. La base, principalement constituée de craies coniaciennes et santoniennes, est surmontée localement par des terrains meubles sablo-argileux tertiaires. Le sommet de ce type de falaise est alors composé d'une alternance de couche de sables et lits d'argile. Ces falaises s'observent entre Sotteville-sur-Mer et Pourville-sur-Mer et près de Criel-sur-Mer (Costa *et al.*, 2005a). Un autre type de falaise complexe affleure à l'ouest du terrain d'étude, entre Saint-Jouin-Bruneval et Sainte-Adresse et se caractérise par une partie basale peu visible constituée de roches meubles (Costa, 1997) (Figure 1.14).



Figure 1.14 - Falaises dites complexes, entre Saint-Jouin-Bruneval et Sainte-Adresse (Cliché : CEVA, 2019).

Ces falaises sont fortement exposées aux agents marins et subaériens, provoquant une forte érosion avec des vitesses de recul importantes, allant de 10 cm à 40 cm/an (Prêcheur, 1960 ; Costa, 1997 ; Hénaff *et al.*, 2002 ; Letortu, 2013 ; Costa *et al.*, 2019).

1.1.3. Des falaises entrecoupées par des vallées drainées et sèches (valleuses)

Le réseau hydrographique de Seine-Maritime, guidé par les structures tectoniques régionales, a fortement participé à l'accentuation des reliefs du plateau au travers d'un système dense de vallées drainées et de valleuses (Figure 1.1). Ces reliefs s'inscrivent dans les formes synclinales ou le long des fractures. Les principales vallées, de largeur kilométrique, présentent à leurs débouchés un encaissement important correspondant à la hauteur des falaises. Ces encaissements ont des altitudes très faibles par rapport aux plaines mers de vive-eau, exposant ces zones généralement urbanisées au risque supérieur face aux inondations marines et continentales. Les principaux fleuves (sans compter la Seine), sont La Valmont (se jetant dans la Manche à Fécamp), La Durdent (à Veulettes-sur-Mer), Le Dun (à Saint-Aubin-sur-Mer), La Saâne (à Sainte-Marguerite-sur-Mer), La Scie (à Pourville-sur-Mer), l'Arques (à Dieppe), L'Yères (à Criel-sur-Mer) et La Bresle (au Tréport) (Figure 1.15). Ils se répartissent en 8 grands bassins versants, pour une superficie totale de 3 120 km² (Figure 1.15 ; Tableau 1.2). La superficie des grands bassins versants de la Seine, la Somme et l'Authie sont respectivement de 79 000, 6 380 et 1 305 km².

La Seine et les petits fleuves côtiers de Seine-Maritime apportent très majoritairement au milieu marin des sédiments fins en suspension, et, de ce fait, peu d'études se sont intéressées aux transports solides par ces principaux fleuves côtiers. Des recherches menées sur des fleuves avoisinant, l'Authie (Latteux, 1999) et la Somme (Latteux et de Crouette, 1995), ont montré un apport assez faible de ces fleuves à la mer, avec respectivement 12 000 à 15 000 t/an et 22 000 t/an. Les travaux du GIP Seine-Aval, reprenant également les travaux de Laignel *et al.* (2006), ont permis d'estimer les apports issus de l'érosion des bassins versants latéraux de la Seine, avec 29 500 t/an pour la Risle. Les sédiments transportés sont toutefois majoritairement très fins, de type vase.

Laignel *et al.* (2006) ont instrumentalisé 3 principaux fleuves que sont La Valmont-Ganzeville, Le Dun et L'Yères, dans le but d'analyser les taux d'érosion mécanique des bassins versants et d'estimer les apports à la côte. Ces taux ne s'intéressent ici qu'aux concentrations de matières en suspension (MES). La granulométrie des silts est toutefois variable et plus grossière en période de faible niveau d'eau. En utilisant l'équation de la relation entre le débit spécifique des fleuves et le taux d'érosion, les apports en MES des fleuves côtiers de Seine-Maritime à la Manche orientale ont pu être évalués à 48 500 t/an. Dans le détail, le flux de MES est plus important à l'est de la zone d'étude (38 400 t/an à l'est, 10 100 t/an à l'ouest) (Tableau 1.2). Ceci pouvant s'expliquer par la répartition des fleuves sur le littoral, plus nombreux à l'est (Figure 1.15).

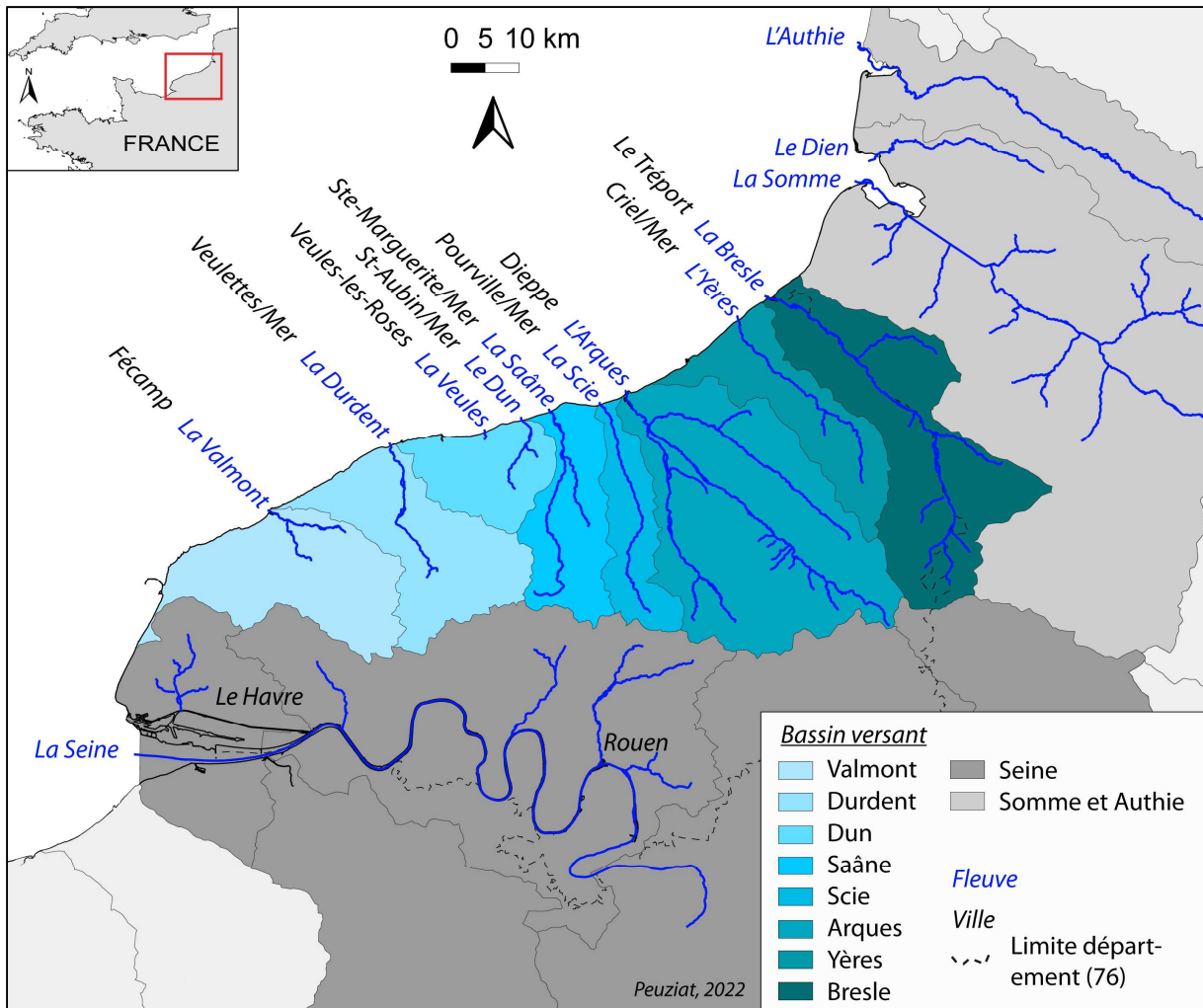


Figure 1.15 - Répartition des principaux fleuves de la baie de Seine à la baie de Somme et de leur bassin versant.

Le débit moyen de ces fleuves est de l'ordre de $3,8 \text{ m}^3/\text{s}$, avec un minimum de $0,24 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le plus petit fleuve, Le Dun, et un maximum de $10,2 \text{ m}^3/\text{s}$ pour l'Arques, fleuve à l'exutoire de 3 grandes rivières (Tableau 1.2). Ainsi, ces débits moyens sont de loin très inférieurs à ceux mesurés sur la Somme ($35 \text{ m}^3/\text{s}$) et l'Authie ($10,8 \text{ m}^3/\text{s}$). Toutefois, le fleuve de l'Arques semble avoir un débit relativement important, comparable à l'Authie, malgré un bassin versant bien plus réduit.

Tableau 1.2 - Caractéristiques des fleuves de Seine-Maritime et de Picardie, et de leur bassin versant (modifié d'après Laignel *et al.*, 2006).

| Fleuve | Surface bassin versant (km ²) | Longueur fleuve (km) | Débit moyen (m ³ /s) | Flux moyen annuel de matière en suspension (t/an) |
|---|---|----------------------|---------------------------------|---|
| La Seine | 79000 | 775 | 470 | 675000 |
| La Valmont | 159 | 14 | 1,8 | 3100 |
| La Durdent | 349 | 25 | 3,8 | 6710 |
| Le Dun | 116 | 11 | 0,24 | 353 |
| La Saâne | 270 | 41 | 2,6 | 4617 |
| La Scie | 217 | 37 | 1,8 | 3038 |
| L'Arques (+Varenne, Béthune et Eaulne) | 1050 | 67 | 10,2 | 5830+5495+5501 (16826) |
| L'Yères | 311 | 44 | 2,75 | 4378 |
| La Bresle | 748 | 72 | 7,5 | 9501 |
| La Somme | 6380 | 245 | 35 | |
| L'Authie | 1305 | 108 | 10,8 | |

1.1.4. Une plateforme d'érosion marine partiellement masquée par des formations sédimentaires meubles : cordons de galets de silex et fractions sableuses

Le littoral étudié, s'étendant d'Antifer au Tréport, se caractérise donc par des hautes falaises crayeuses, mais également par une large plateforme d'érosion marine (ou platier rocheux) à faible pente se développant au pied des falaises (Figure 1.16).

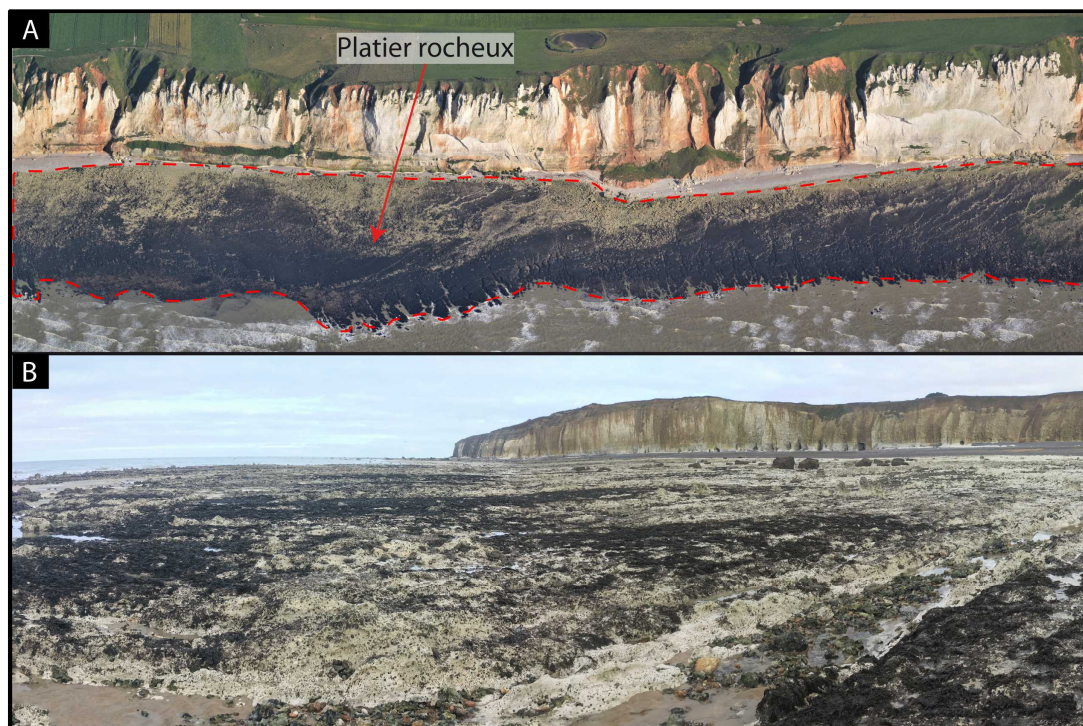


Figure 1.16 - Illustrations du platier rocheux (A) Vue aérienne à Életot (Cl : CEVA, 2019) : platier étroit, dépourvu de surface ensablée et présentant des crans. (B) Sainte-Marguerite-sur-Mer (Cl : Peuziat, 2020).

Les plateformes d'érosion marine sont caractéristiques des littoraux rocheux à falaises. Elles constituent des marqueurs de l'évolution dans le temps du niveau marin et elles traduisent ici le recul des falaises crayeuses. Deux principaux types de plateformes d'érosion marine sont distingués par Sunamura, 1992 (Figure 1.17) :

- Les plateformes à **pente régulière**, comprise entre $1,5^\circ$ et plus de 4° , se développent depuis le pied de falaise jusqu'au domaine subtidal. Leur largeur dépend de plusieurs facteurs tels que la résistance de la roche, du pendage et également de l'action des conditions hydrodynamiques (Trenhaile, 1987). Ces plateformes se rencontrent principalement dans un contexte de marée macro à mésotidale, notamment sur les côtes canadiennes (Trenhaile *et al.*, 2007 ; Porter *et al.*, 2010 ; Trenhaile et Porter, 2018), anglaises (Wright, 1970 ; Trenhaile, 1972 ; Robinson, 1977 ; Matsumoto *et al.*, 2017) ou françaises (Hénaff *et al.*, 2006 ; Regard *et al.*, 2012a ; Dewez *et al.*, 2015 ; Duperré *et al.*, 2016 ; Raimbault *et al.*, 2018).
- Les plateformes **subhorizontales** ont une pente faible, inférieure à 1° et se caractérisent par la présence d'un abrupt de bas de plateforme formant une marche parfois plurimétrique. Elles se développent majoritairement sur des littoraux à marée microtidale, tels qu'en Nouvelle-Zélande et en Australie (Stephenson et Kirk, 2000 ; Kennedy, 2016 ; Stephenson *et al.*, 2019 ; Yuan *et al.*, 2020), ou au Japon (Sunamura, 1992 ; Sunamura *et al.*, 2014 ; Davies *et al.*, 2022). La définition du contrôle de leur largeur reste toutefois en débat, certaines études affirmant que les plateformes les plus larges se situent dans des zones où la résistance des roches est faible (Takahashi, 1977 ; Trenhaile, 1999) et d'autres dans les zones avec les roches les plus résistantes (Edwards, 1941 ; So, 1965). Les relations entre la largeur des plateformes et leur exposition aux conditions hydrodynamiques font également débat (Trenhaile, 1987 ; Stephenson et Kirk, 2000).

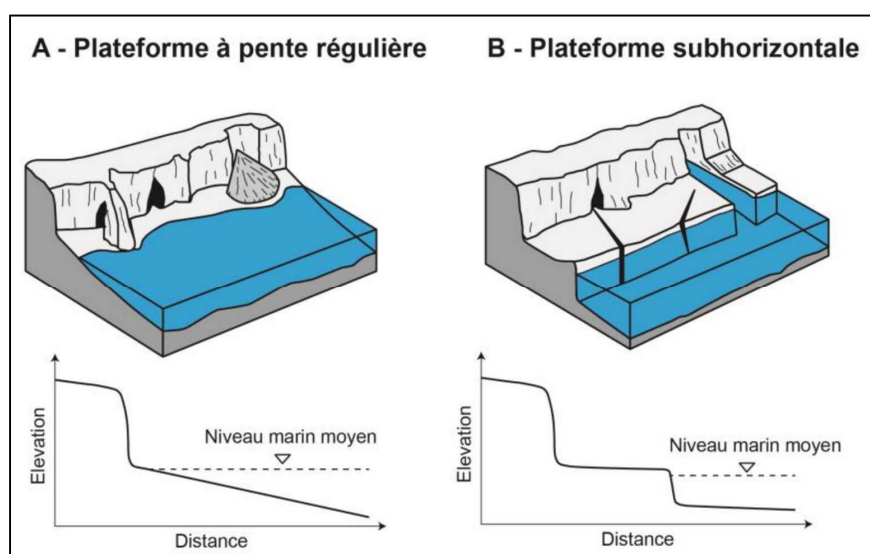


Figure 1.17 - Différents types de plateformes d'érosion marine, selon la classification de Sunamura (1992). (A) Plateforme dite à « pente régulière », de $1,5^\circ$ à plus de 4° . (B) Plateforme dite "Subhorizontale", avec une pente inférieure à 1° . (Duguet, 2019 d'après Sunamura, 1992).

Toutefois, toutes les plateformes d'érosion marine ne peuvent pas être décrites selon 2 types, et il existe certaines plateformes à pente régulière présentant un abrupt terminal.

Plusieurs travaux de recherches se sont penchés sur le développement des plateformes d'érosion marine (Sunamura, 1992 ; Griggs et Trenhaile, 1994 ; Dubois et Nadeau, 1999 ; Stephenson et Kirk, 2001 ; Dickson *et al.*, 2013 ; Dewez *et al.*, 2015). Elles se développent sur plusieurs milliers d'années et se façonnent sous l'action conjointe de plusieurs facteurs érosifs (Walkden et Hall, 2005), tels que la désintégration chimiques des roches au cours des cycles de marée (Duperret *et al.*, 2005 ; Kanyaya et Trenhaile, 2005 ; Yuan *et al.*, 2020), l'action biologique (Andrews et Williams, 2000 ; Gül *et al.*, 2008 ; Regard *et al.*, 2013) et l'action mécanique des vagues (Stephenson et Kirk, 2000 ; Matsumoto *et al.*, 2018). L'action des vagues sur la partie basale des abrupts crayeux, et l'action du gel/dégel sur les fracturations de la craie accentuent également le développement des platiers par l'effondrement et le recul des falaises (Trenhaile, 1980 ; Carter et Orford, 1988 ; Sunamura, 1992 ; Dickson *et al.*, 2013). En effet, ce schéma classique du développement des platiers rocheux par recul des falaises (Sunamura, 1983) s'applique à notre site d'étude (Figure 1.18).

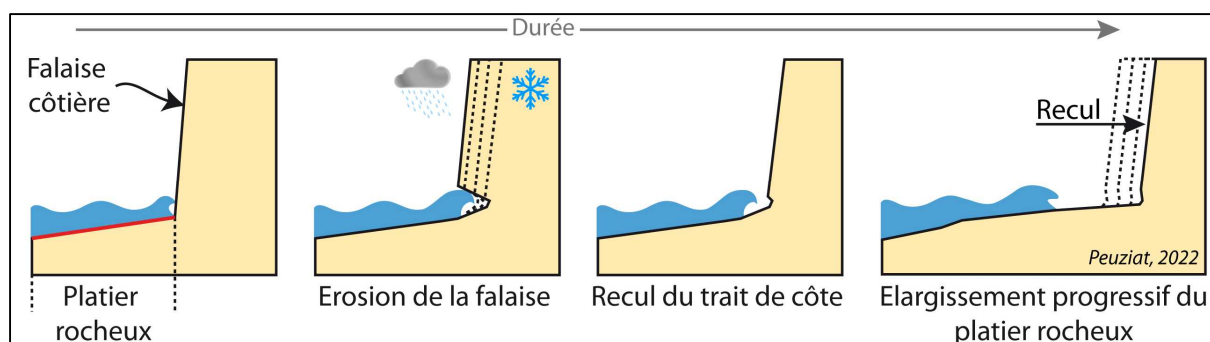


Figure 1.18 – Schéma du développement d'une plateforme d'érosion marine par recul des falaises, sous l'action des vagues mais également l'action météoritique et du gel/dégel.

Sur le littoral de Seine-Maritime (Figure 1.16), la pente du platier rocheux augmente progressivement vers le sud-ouest (de 1 % au Tréport, 0,5 % au droit de Dieppe, 1,2 % à Saint-Valéry-en-Caux à plus de 4 % au Cap d'Antifer) (Figure 1.19A). Sa largeur, avec une moyenne de 300 m, augmente du sud (100 m au Cap d'Antifer) vers le nord où elle atteint près de 500 m dans la partie centrale de la zone d'étude et à son extrémité nord (Figure 1.19B).

En bas du platier rocheux, la pente peut être interrompue par un abrupt d'ampleur métrique à plurimétrique quasi continu entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux (Figure 1.20). Ces microfalaises, observées d'abord par Nesteroff et Melières (1967), ont été analysées par Costa (1997). Elles pourraient résulter du fait que le pied de falaise se verrait protégé par la présence d'un épais cordon de galets pendant la transgression holocène, tandis que le reste de la falaise continuerait à reculer. La présence de ces microfalaises traduirait donc la position d'un paléo-rivage (Trenhaile, 1980 ; Sunamura, 1992 ; Hénaff *et al.*, 2006 ; Regard *et al.*, 2012c ; Duguet *et al.*, 2021).

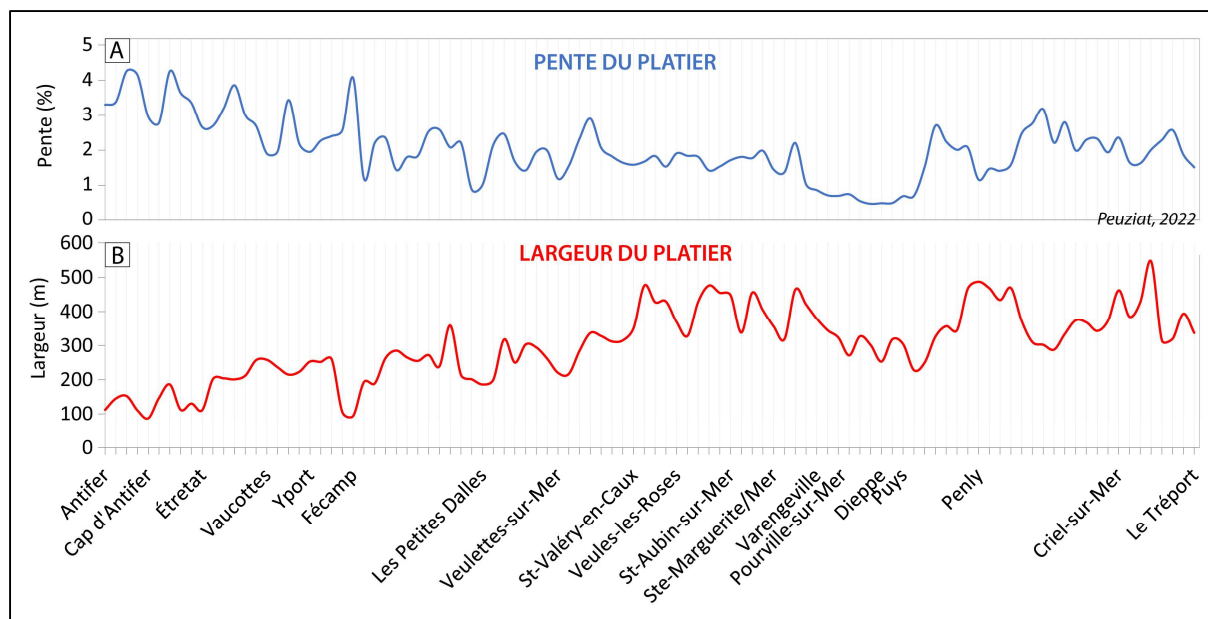


Figure 1.19 - Caractéristiques morphométriques du platier rocheux. (A) Pente moyenne mesurée à partir des données Lidar topo-bathymétriques du ROLNP-SHOM de 2017 et, (B) largeur totale mesurée à partir de l'orthophotographie du 27/05/2013 prise à basse mer de coefficient 103.

Les données laser topo-bathymétriques plus récentes du SHOM/ROLNHF (2018) ont permis de préciser la position des abrupts entre Antifer et Le Tréport et d'en définir la pente et la hauteur. La présence de ces formes de bas de platier rocheux peut être mise en corrélation avec la largeur et la pente du platier, avec deux secteurs qui se distinguent de part et d'autre de Saint-Valéry-en-Caux (Figure 1.20). Au sud-ouest de Saint-Valéry-en-Caux, le platier rocheux, étroit et pentu, est interrompu en quasi continuité par un abrupt terminal. Au nord-est, ces abrupts sont peu présents et à faible pente et le platier est large et peu pentu. D'après certains auteurs (Guilcher, 1954 ; Sunamura, 1992 ; Costa *et al.*, 2002 ; Hénaff *et al.*, 2002, 2006), la vitesse de recul des falaises serait par ailleurs inversement proportionnelle à la largeur du platier intertidal.

Les abrupts de fin de platier se localisent dans la bande de 0 à -5 m voire localement, entre Étretat et Senneville-sur-Fécamp, à -10 m de profondeur (cote marine). Certains abrupts subtidaux sont également observés entre -10 et -15 m de profondeur (cote marine).

Le platier rocheux est également marqué en surface par des rigoles d'écoulements d'une profondeur centimétrique, formées notamment par les marées, le ruissellement et l'abrasion des sédiments, préférentiellement le long des fractures du platier. D'importantes rigoles métriques (1 à 2 m de profondeur), appelées « crans » ou « carniaux » peuvent se former localement (Figure 1.21). Ces rigoles sont parfois comblées de sédiments sableux voire de galets à silex.

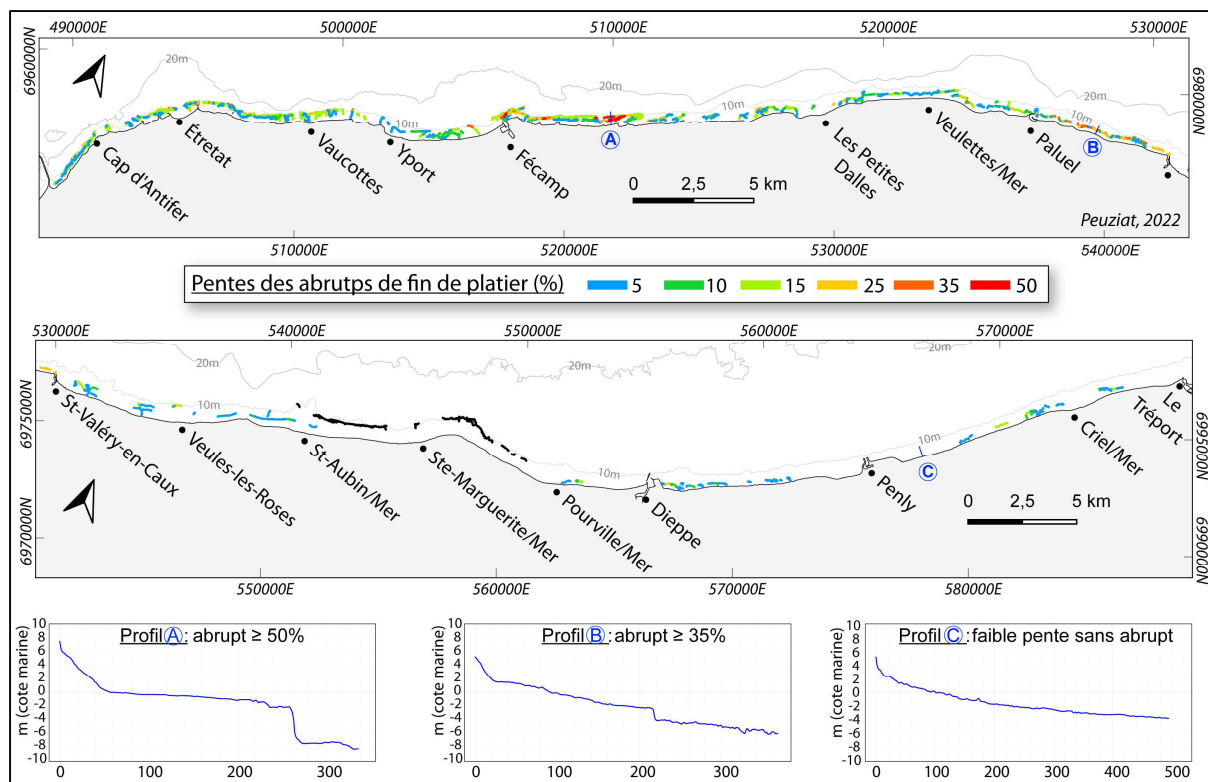


Figure 1.20 - Carte de localisation des abrupts métriques à plurimétriques de fin de platier, avec trois profils cross-shore illustrant les différentes morphologies du platier rocheux.

Profil A : pente de la falaise de basse mer $\geq 50\%$; Profil B : pente de la falaise de basse mer $\geq 35\%$; Profil C : sans falaise de basse mer.

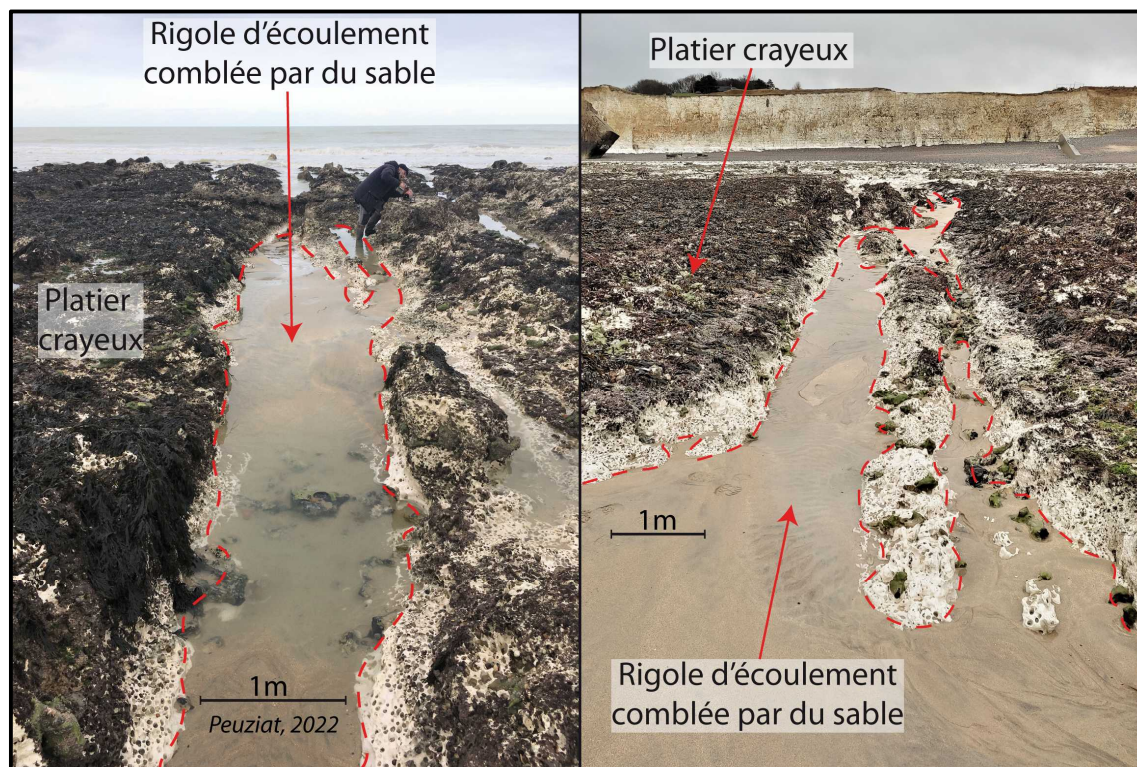


Figure 1.21 - Rigoles d'écoulement métriques, appelées localement « crans » ou « carniaux », avec placages/dépôts de sable (à Sainte-Marguerite-sur-Mer) (Cliché : B. Peuziat, 2020).

- Biodiversité implantée sur le platier rocheux

Une riche biodiversité est également implantée sur le platier crayeux, comme en témoigne les nombreuses moulières intertidales recensées tout au long du littoral, notamment entre Criel-sur-Mer et Le Tréport ou aux alentours de Varengeville-sur-Mer. Ces zones de pêche à pied abritent une grande diversité notamment faunistique, comme les moules communes (*Mytilus edulis*) et balanes implantées sur des roches médiolittorales (Hanin et Poisson, 2012), les crustacés (Talitridés de haut estran (crustacés amphipodes), *Athanas commune*, crevette à capuchon, tourteau commun, etc. (Potel et Simon, 2001 ; Baffreau, 2015c ; Baffreau *et al.*, 2015)) ou les annélides (vers marins polychètes, etc. (Ruellet, 2011)) dans les roches tendres. Ces derniers, en particulier l'espèce *Polydora cialata*, participent grandement à la bioérosion du platier (Marie, 1999), largement observé sur le terrain (Figure 1.22).

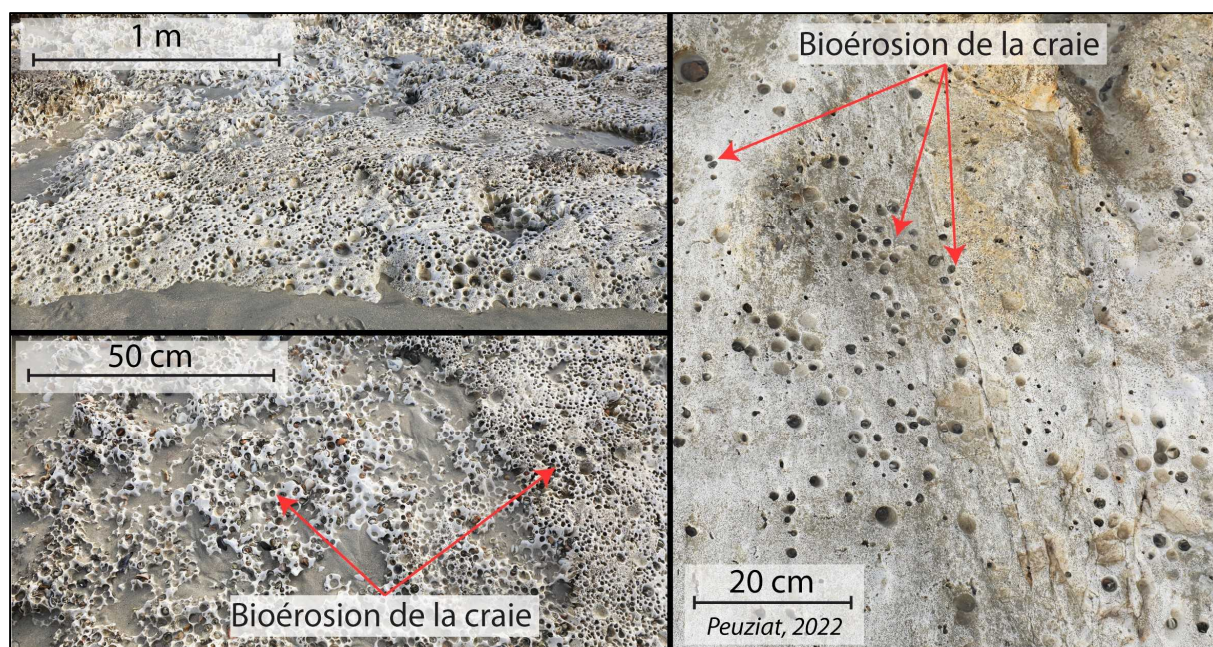


Figure 1.22 - Exemples de bioérosion du platier crayeux.

Des études ont montré que la présence de sable, de plus en plus conséquente sur certains secteurs de la zone intertidale, perturbe le développement des moulières et fait varier leur périmètre (Besnard, 2008 ; Baffreau, 2015d, 2015c). Le platier rocheux abrite également une flore diverse composée de laminaires (*Laminaria digitata*, *Saccharina latissima* = espèce d'algues de bas estran (Baffreau, 2015a ; Duhamel *et al.*, 2017)).

1.1.4.1. Cordons de galets à silex

- **Formation et caractéristiques sédimentaires**

L'érosion active des falaises de craie à silex libère des fragments de silex et l'action des courants de houle et de marée les roule et les façonne en galets. Le transit de ces derniers s'effectue principalement vers le nord-est sous l'effet de la dérive littorale dominante, contrôlée par les vents et houles de quadrant ouest. Les galets s'accumulent alors sous deux formes de cordons :

- Des cordons qui **recouvrent la partie supérieure de l'estran**, à la jonction avec la falaise crayeuse. Leur largeur s'étend de 15 à 20 m, avec une épaisseur assez faible, entre 2 et 2,5 m (Figure 1.23). Ce type de cordons est faiblement alimenté par l'érosion actuelle des falaises de craie. Ils se retrouvent sur une majeure partie du littoral étudié.

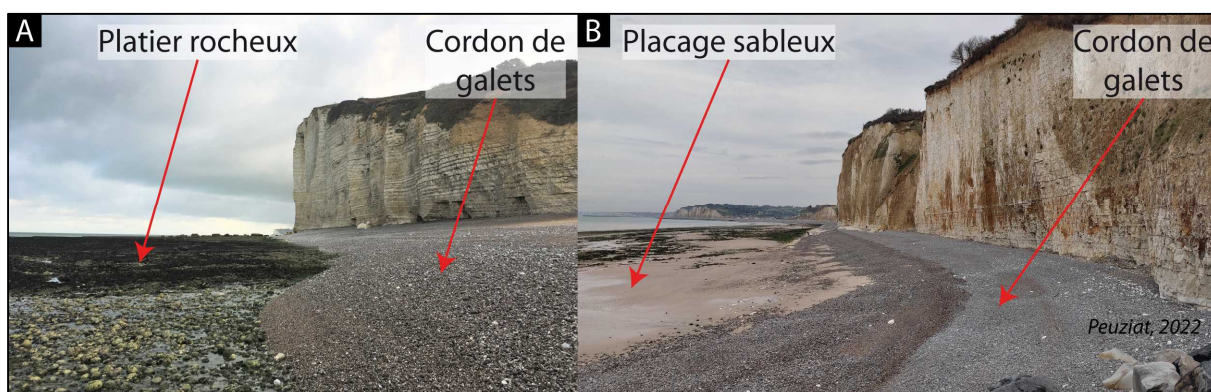


Figure 1.23 - Accumulation de galets en pied de falaises (A) à Vaucottes et (B) à Varengeville-sur-Mer (Cliché : B. Peuziat, 2020).

- Des cordons de taille plus importante sont **situés à l'exutoire des vallées**. Les galets de silex s'accumulent contre les ouvrages transversaux tels les jetées portuaires et épis. Leur largeur est de plusieurs dizaines de mètres, jusqu'à 60 m contre les épis, et leur hauteur dépasse 10 m localement, comme à Dieppe où le cordon atteint 10 m (Figure 1.24).

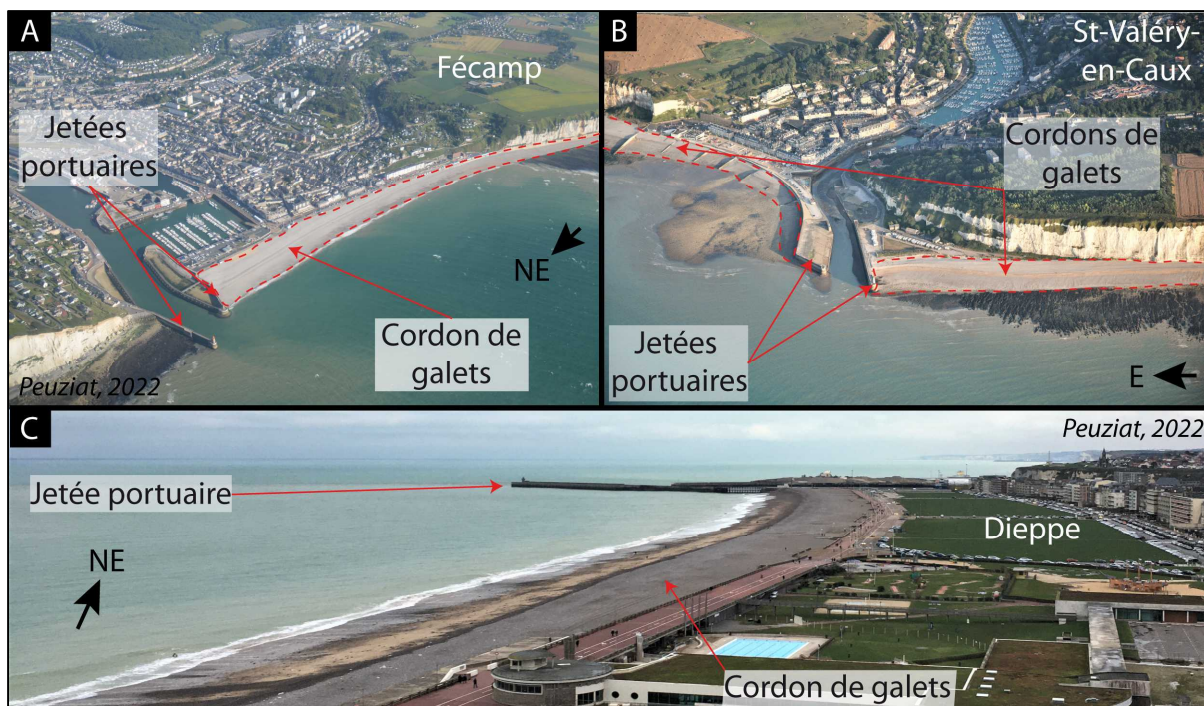


Figure 1.24 - Cordons de galets adossés aux jetées portuaires de (A) Fécamp (Cl : CEVA, 2019), (B) Saint-Valéry-en-Caux (Cl : CEVA, 2018) et (C) Dieppe (Cl : Peuziat, 2020).

En règle générale, les cordons de galets littoraux, comme en Angleterre, en Italie ou au Canada, sont constitués au maximum de 50 % de galets, l'autre partie étant composée d'un mélange de gravier/cailloutis/sables, dans des proportions pouvant atteindre 70 % (Kirk, 1980 ; Carter et Orford, 1984 ; Shulmeister et Kirk, 1993 ; Mason, 1997 ; Costa, 1997 ; Orford *et al.*, 2002 ; Pontee *et al.*, 2004 ; Costa *et al.*, 2008 ; Ciavola et Castiglione, 2009 ; Stark et Hay, 2016). La composition mixte des cordons de galets (sables/gravier/cailloutis) affleure parfois lors d'événements de tempête (Figure 1.25).

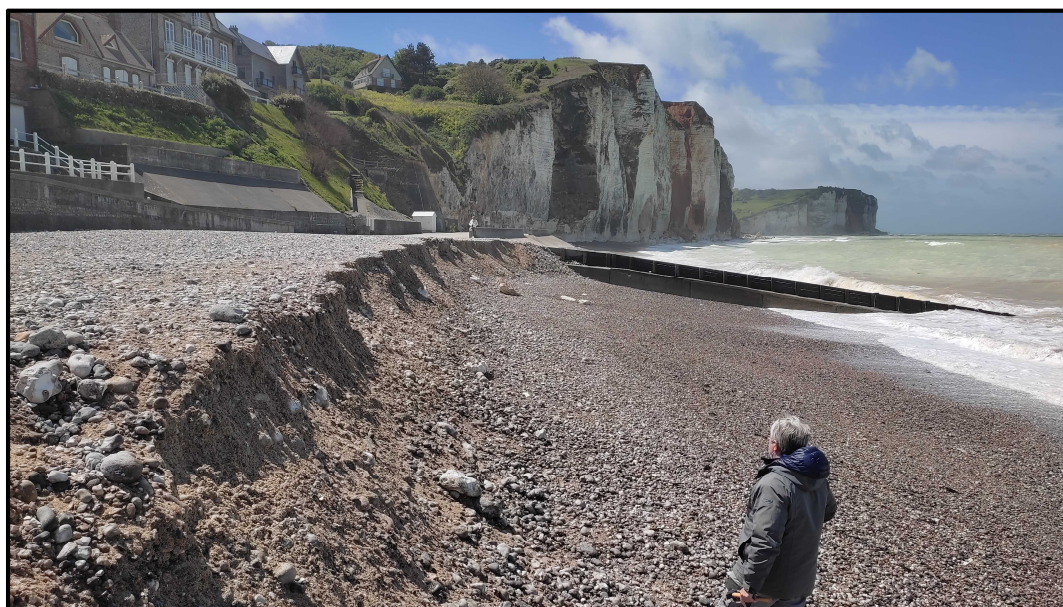


Figure 1.25 - Érosion du cordon de galets aux Petites-Dalles (mai 2021) (Cliché : B. Peuziat, 2021).

Sur le secteur d'étude, les galets ont un diamètre variant de 4 à 7,5 cm, avec des valeurs maximales de 14 cm, sans grandes variations le long du littoral de Seine-Maritime (LCHF, 1972).

- **Fonctionnement morphodynamique des cordons de galets**

Les cordons de galets jouent le rôle ambivalent, d'une part de protection contre les actions marines en pied de falaise lorsque les accumulations sont importantes, mais d'autre part, quand leur volume est plus réduit, les galets deviennent des outils d'abrasion par la houle pour saper la base des abrupts rocheux et les plateformes d'érosion marines (Nesteroff et Melieres, 1967 ; Morel, 1999b ; Costa *et al.*, 2008).

Le stock et le transit naturel des galets, d'Antifer vers la baie de Somme ont été ralentis par l'implantation au XX^{ème} siècle d'ouvrages de défense côtière transversaux tels les épis, voire interrompus par l'aménagement des ports principaux et des jetées portuaires de Fécamp, Dieppe ou Le Tréport. De plus, l'extraction massive de galets (Dolique, 1999 ; Morel, 1999b), très riche en silice (98 %), notamment pour la construction, et autorisée jusqu'en 1972, n'a fait qu'affaiblir le stock de galets qui peine à se reconstituer au vu des estimations de la production annuelle liée à l'érosion des falaises.

Selon la classification de Jennings et Shulmeister (2002), les plages de Seine-Maritime sont dites « composites », caractérisées par des cordons de galets à fortes pentes qualifiés de réfléchifs (5-15 %), prolongés par un large estran sableux très peu pentu (0,5-1,5 %) et dissipatif (Pontee *et al.*, 2004 ; Letortu *et al.*, 2012 ; Costa *et al.*, 2015).

Les cordons de galets hébergent une flore diversifiée, composée de Crambe maritime (chou marin), de Bette maritime ou encore d'Arroche de Babington.

1.1.4.1. *Fraction sableuse de la zone intertidale*

Les études sur la fraction sableuse dans les environnements à dominance rocheuse et graveleuse, sont souvent négligées au détriment des formations plus grossières que constituent les cordons de galets. Toutefois, la fraction sableuse se révèle non négligeable sur le site d'étude et peut recouvrir une grande part de la zone intertidale. Elle se présente sous deux formes principales :

- des **étendues sableuses pérennes** d'épaisseurs métriques à pluri-métriques, situées à proximité du débouché de vallées, viennent masquer l'existence de paléo-chenaux légèrement inscrits sur le platier rocheux (Figure 1.26).

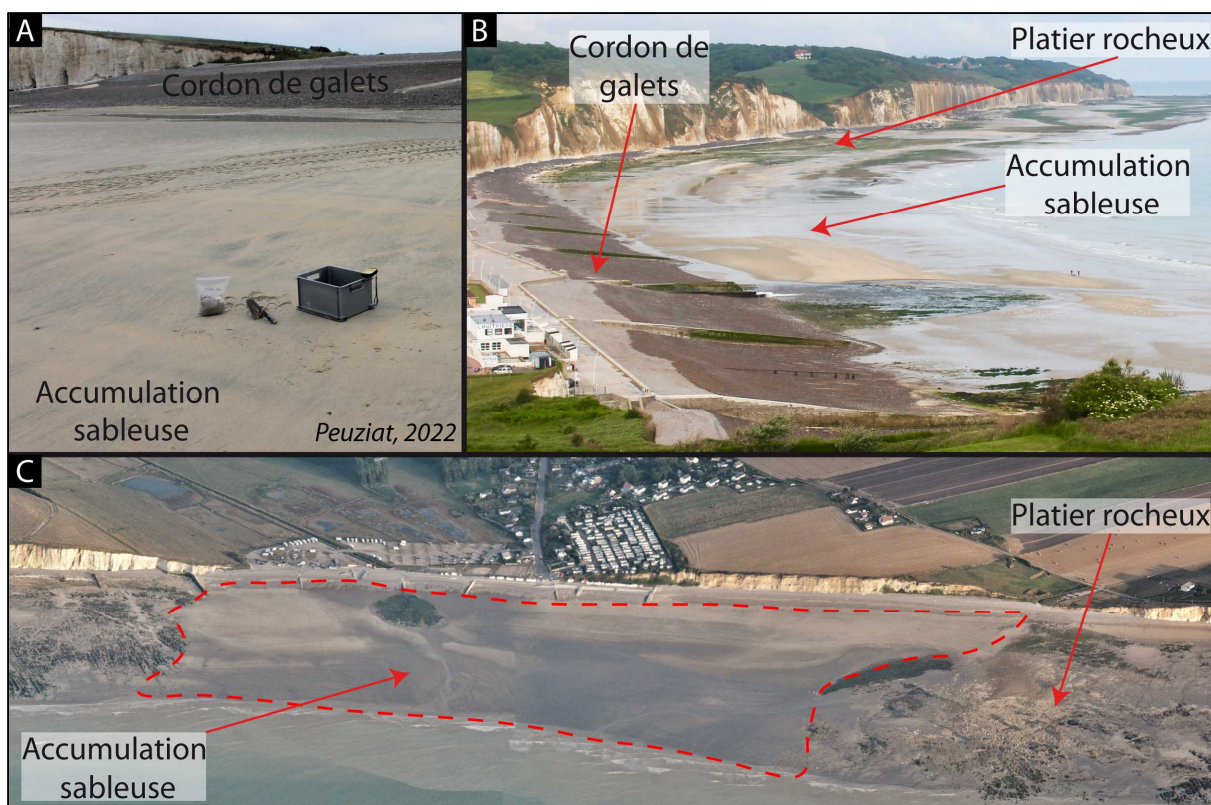


Figure 1.26 - Accumulations superficielles sableuses plurimétriques (A) à Saint-Aubin-sur-Mer, (B) à Pourville-sur-Mer. (Cl : B. Peuziat, 2019) et (C) à Saint-Aubin vue du ciel (CEVA, 2019).

- des **placages sableux** d'épaisseurs décimétriques à métriques, très mobiles, transitent parallèlement au rivage vers le nord-est sous l'action des courants de houle (quadrant ouest dominant) et de marée (flot) dominants (Figure 1.27).

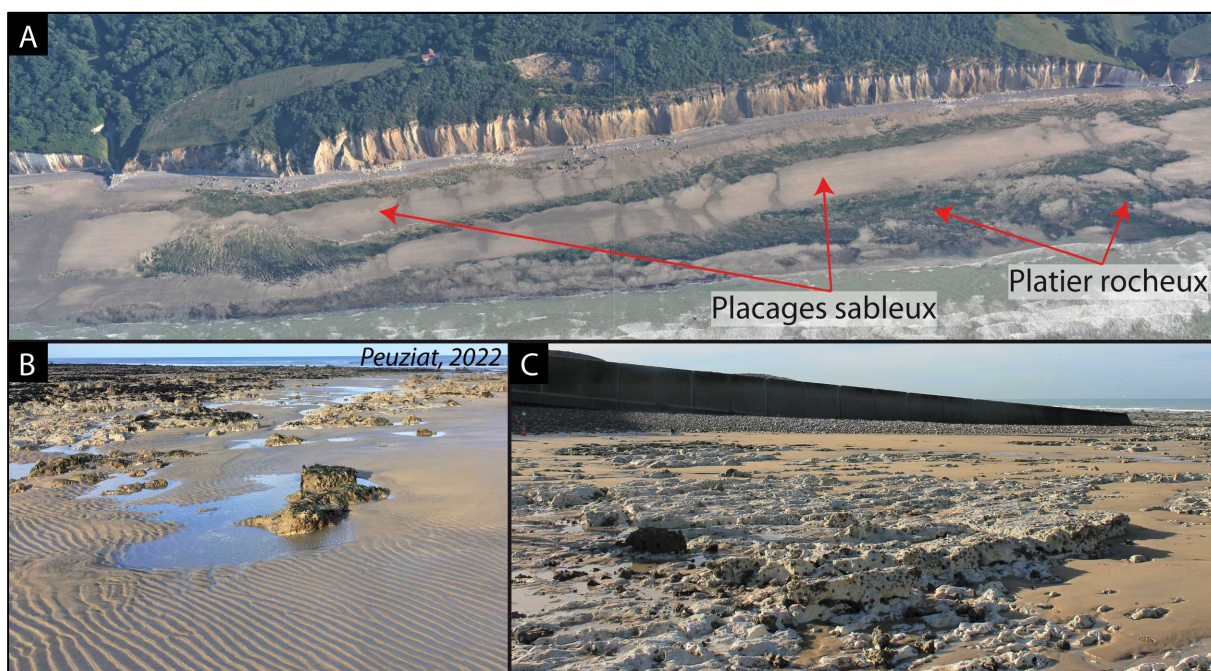


Figure 1.27 - Placages sableux mobiles, métriques : (A) vue aérienne de Varengueville-sur-Mer (Cl : CEVA, 2019), (B-C) Sainte-Marguerite-sur-Mer (Cl : Peuziat, 2019-2020).

- En plus de ces deux formes de surface, et comme évoqué précédemment, une fraction sableuse importante constitue également le **cœur des cordons de galets**. Par ailleurs, en fonction des conditions hydrodynamiques agissant sur ce littoral, des placages sableux plus grossiers, d'épaisseurs décimétriques, recouvrent localement la surface des cordons de galets. L'origine de ces placages reste aujourd'hui discutée (Figure 1.28).

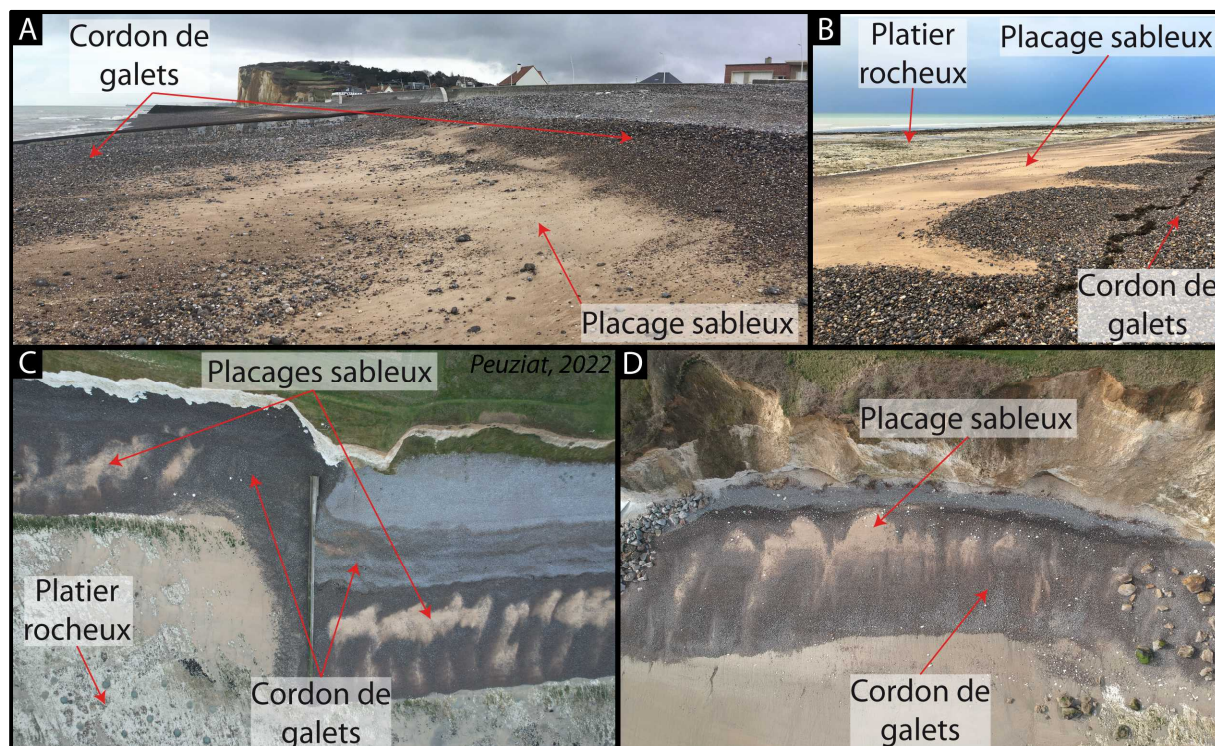


Figure 1.28 – Exemple de placage sableux à la surface des cordons de galets : (A) Exemple à Pourville-sur-Mer. (B) « Beach cusps », langue de sables à la surface des cordons de galets à Sainte-Marguerite-sur-Mer. (C) et (D) Vues du ciel des cordons et placages sableux associés. (Clichés : B. Peuziat, 2021).

1.1.5. Une frange côtière anthropisée : activités maritimes et ouvrages associés, ouvrages de défense face la mer

1.1.5.1. Aménagements portuaires

Les activités maritimes et portuaires ont structuré le développement et les aménagements en Seine-Maritime. Les premiers ports de pêche de Saint-Valéry-en-Caux, Fécamp et Dieppe faisaient partie des plus importants ports de pêche de France dans les années 1920 (Catalogue sédimentologique des côtes françaises, 1986). Les grands ports du Havre et de Rouen constituent aujourd'hui une part importante de l'économie nationale. L'expansion et l'aménagement des ports ont entraîné une modification majeure du paysage et des dynamiques biologiques et sédimentaires.

La construction au début du XX^{ème} siècle et l'agrandissement des jetées portuaires, notamment pour les ports de Fécamp et Dieppe, ont eu pour conséquence de perturber le transit naturel des galets de silex du sud-ouest vers le nord-est, voire de l'interrompre définitivement localement,

créant ainsi des sous-cellules hydrosédimentaires. La création du port pétrolier du Havre-Antifer en 1967 a également perturbé les flux de matières fines en suspension provenant de la Seine. Ainsi, le système hydrosédimentaire naturel autrefois délimité entre Antifer et la baie de Somme a été modifié par ces aménagements portuaires de Fécamp, de Saint-Valéry-en-Caux, de Dieppe et du Tréport, ainsi que par la construction des ouvrages extérieurs des deux centrales électronucléaires EDF de Paluel (1978) et de Penly (1986). Les sous-cellules pour les galets se répartissent en sept sous-systèmes hydrosédimentaires avec un transit toujours dominant vers le nord-est : Antifer/Étretat (seule cellule « naturelle », déterminée par le changement d'orientation du linéaire côtier) ; Étretat/Fécamp, Fécamp/Paluel, Paluel/Saint-Valéry-en-Caux, Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe, Dieppe/Penly et Penly/Le Tréport. Pour le sable, ces cellules sont en partie perméables, celui-ci pouvant contourner les obstacles délimitant les cellules (jetées portuaires, etc.).

De nos jours, les activités industrielles se sont grandement implantées sur le département et notamment sur la bande côtière. Les environnements des centrales électronucléaires EDF de Paluel et de Penly, faisant l'objet de suivis très réguliers en termes d'écologie, de biodiversité et également de couverture sédimentaire, ont dû s'adapter aux aménagements anthropiques.

Les stocks de galets ainsi accumulés contre ces ouvrages transversaux majeurs constituent un stock « mort », en amont-dérive. Ce stock non repris par la dérive littorale, représente près de 50 % du volume existant entre Antifer et Le Tréport et provoque donc une pénurie en aval-dérive où l'érosion devient particulièrement intense.

Une autre conséquence de l'implantation de ces ouvrages, complémentaire au blocage des galets, est le phénomène d'ensablement notamment des chenaux d'accès à ces ports (Costa et Davidson, 2004). En effet, la fraction plus fine n'est pas intégralement bloquée contre les ouvrages portuaires et une partie de ce sable peut contourner les jetées portuaires et venir ensuite sédimenter dans la zone calme formée par les chenaux. Ce phénomène n'est pas sans conséquence sur les activités portuaires et maritimes, très ancrées dans la région. La présence en grande quantité de sable notamment contre les jetées des ports de Dieppe et du Tréport amène à s'intéresser à l'origine de ce sable et aux modalités de transport.

1.1.5.2. *Ouvrages de défense face à la mer (épîs, perrés)*

Les ouvrages de défense face aux assauts de la mer (Le Berre *et al.*, 2010), dont le but premier est de protéger les biens et populations côtières et leurs activités, ont été implantés à partir du XIX^{ème} siècle lors de la création des premières stations balnéaires. Il s'agissait alors de fixer le trait de côte afin de protéger les vallées des submersions marines et ainsi conserver l'attrait touristique de la région. Le système de défense face à la mer est constitué de perrés, constructions longitudinales ayant pour but de limiter le recul du trait de côte et de protéger les zones basses en arrière contre les inondations par la mer, le plus souvent associées à des batteries d'épîs. Ces épîs ont été implantés principalement sur les côtes basses urbanisées dans le but de ralentir le transit

des galets, et dans une moindre mesure celui des sables. L'objectif est de reconstituer les plages devant les habitations, en constituant une barrière de protection face aux houles de tempêtes. Cependant, de nombreux épis ont été construits sur le littoral de Seine-Maritime à partir des années 1960 et ne répondent plus aujourd'hui à leur rôle premier, et constituent même un obstacle difficilement franchissable par les sédiments (Costa, 1998 ; Costa *et al.*, 2001). Ces obstacles, tout comme les jetées portuaires mais à plus petite échelle, entraînent un déficit de sédiment en aval-dérive. L'implantation de ce type d'ouvrage, en bloquant une partie du sédiment en transit, réduit la capacité d'adaptation des plages aux conditions hydrodynamiques du milieu (Figure 1.29).

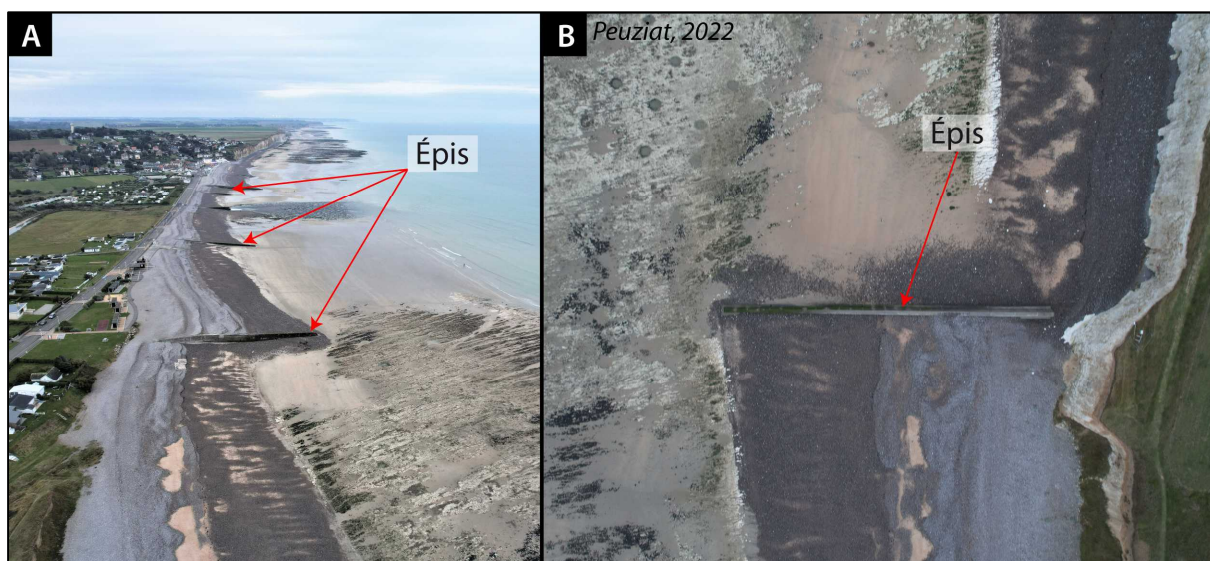


Figure 1.29 - Illustration des épis présents le long du littoral de Seine-Maritime. (A) Batterie d'épis installée à Sainte-Marguerite-sur-Mer. (B) Épis vu du ciel montrant le blocage des galets.

En effet, la réflexion des houles sur le perré induit un démaigrissement accentué des plages et empêche le maintien des accumulations de galets devant les ouvrages. Le rapprochement vers la côte du point de déferlement des vagues accélère la dégradation des ouvrages. Lors de conditions de tempêtes, les galets peuvent franchir le perré et ainsi sortir du système hydrosédimentaire, nécessitant une intervention humaine pour dégager les perrés et redistribuer les galets sur le cordon (Figure 1.30). Néanmoins, en dépit des modifications hydro-morpho-sédimentaires, ces systèmes apportent une solution de protection des vallées urbanisées efficace.



Figure 1.30 - Accumulation de galets projetés au-delà du perré à Pourville-sur-Mer (février 2020). (Cliché : B. Peuziat, 2020).

1.2. Caractéristiques climatiques et hydrodynamiques du secteur d'étude

1.2.1. Conditions climatiques : types de circulations, température, précipitations, vents

La Normandie est une région à précipitations régulières, avec en moyenne 921 mm/an à Cherbourg, 725 mm/an à Caen, 770 mm/an à la Hève et 795 mm/an à Dieppe (calculées sur la période 1970-2020 – Cantat, 2021 - données MétéoFrance). Ces précipitations sont contrastées sur la période estivale (entre avril et septembre) et hivernale (entre octobre et mars), mais elles sont toutefois plus abondantes en Cotentin (alentour d'Avranches) et en Seine-Maritime (sud Fécamp) en été (entre 400 et 500 mm) comme en hiver (entre 650 et 800 mm) (Figure 1.31). Les températures, facteur météorologique associé aux précipitations par les types de circulations atmosphériques, sont homogènes en Normandie, avec une moyenne de 10,7°C à Cherbourg, 11,2°C à Caen, 11,4°C à la Hève et 11,0°C à Dieppe. Ces moyennes ont été calculées sur la période 1970 – 2020 (Cantat, 2021 – données MétéoFrance). Elles présentent cependant une certaine variabilité temporelle. Sur un pas de temps décennal, la température moyenne sur les stations étudiées en Normandie a augmenté de +1,5°C entre 1970 et 2020, passant de 10,2 à 11,7°C. À Dieppe, cette tendance s'affirme également avec des températures actuelles oscillant entre 9 et 15°C sur l'année 2020. Localement, sur la bande littorale, l'inertie thermique de la mer tend à homogénéiser des contrastes journaliers et saisonniers, avec des jours de gelées et de chaleur plus faible que dans les terres (28,9 gelées et 10,2 chaleurs à Dieppe contre 40,8 et 25,9 à Goderville – (Cantat, 2018)).

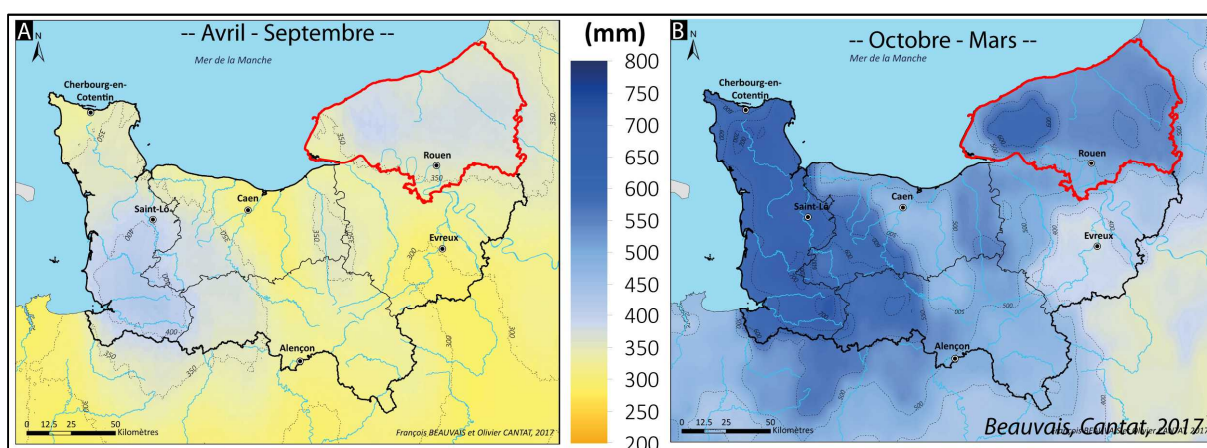


Figure 1.31 - Cumul des précipitations (mm) entre (A) avril et septembre (= saison estivale) et (B) octobre et mars (= saison hivernale) en Normandie sur la période de référence 1976-2005 (d'après Beauvais et Cantat *in* DREAL, 2020).

Le site d'étude, et plus largement la Normandie et la Manche, se situe dans un environnement évoluant dans un climat tempéré océanique, caractérisé par de faibles variations thermiques,

augmentant d'ouest en est, et par des précipitations réparties sur l'année. La saison hivernale connaît un climat principalement humide, frais et venteux, influencé par un décalage vers le sud de l'action de la dépression d'Islande. La période estivale se caractérise par un climat doux, favorisé par la remontée de l'anticyclone des Açores vers le nord entraînant des temps plus calmes et plus clairs (Figure 1.32) (Cantat, 2015 ; Cantat *et al.*, 2020). Ces types de circulations contrôlent le climat global en France avec une direction dominante d'ouest en est. Elles se classent en 5 grands types par MétéoFrance (Figure 1.33) :

- i) Les flux anticycloniques apportent un temps calme et sec en été mais peuvent, lors de la saison hivernale et des faibles températures, piéger l'humidité du sol pour former des conditions de brouillard ou de neige (Figure 1.33 A).
- ii) Les flux d'ouest perturbés sont dominants (27,5 %) et sont issus de la rencontre entre des basses pressions s'associant à de l'air froid et des hautes pressions, comme l'anticyclone des Açores, s'associant à de l'air chaud. Ce phénomène provoque un fort écart de température, et associé à une forte humidité apportée par l'océan Atlantique, crée des perturbations et amorce la mise en place de tempête hivernale (Figure 1.33 B).
- iii) Les flux de nord à nord-est (27 % des types de circulations) sont initiés par la mise en place d'une dépression sur/vers la mer du Nord. Ils provoquent un temps plutôt maussade, avec la formation de nuages instables (giboulées au printemps, averses en été et neige en hiver) (Figure 1.33 C).
- iv) Les flux de sud-sud-ouest apportent généralement de l'humidité et de la chaleur depuis les zones subtropicales. Ils se traduisent en été par des conditions orageuses et en hiver, par un temps pluvieux mais doux (Figure 1.33 D).
- v) Les flux de retour d'est se forment lorsque les anticyclones se situent au-delà des latitudes nordiques habituelles, provoquant ainsi le contournement des perturbations océaniques par le nord pour revenir par l'est du pays. Ces conditions s'associent à un air froid d'altitude appelé « goutte froide » (Figure 1.33 E).

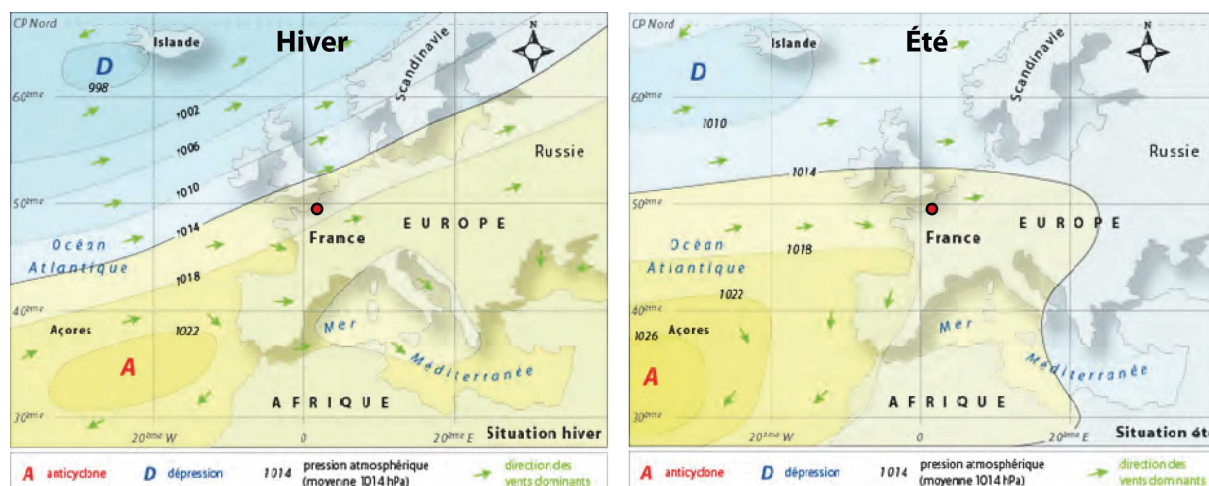


Figure 1.32 – Types de circulation atmosphérique dominante, en hiver et en été (Cantat *et al.*, 2012).

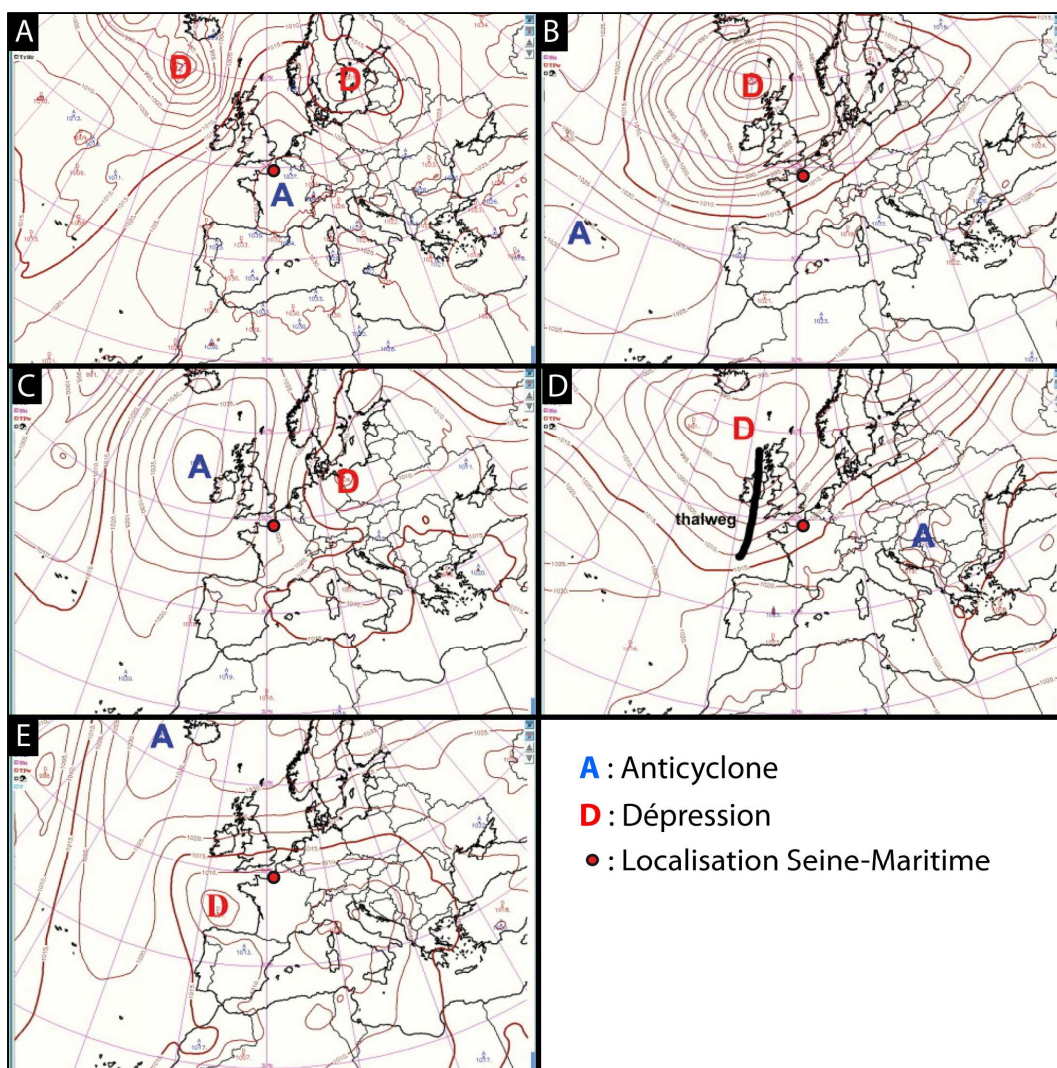


Figure 1.33 – Cartes synoptiques exposant les 5 types de flux atmosphériques (source : MétéoFrance). (A) Conditions anticycloniques, (B) Flux d'ouest perturbé, (C) Flux de nord-nord-est, (D) Flux d'ouest sud-ouest et (E) Flux de retour d'est.

Ces flux atmosphériques peuvent entraîner des conditions de vent agitées, notamment ressenties le long du littoral seinomarin lors de perturbations d'ouest. En effet, entre les deux centres d'action, constitués d'un l'anticyclone donc de hautes pressions d'un côté, et d'une dépression (basse pression) de l'autre, la force du gradient ainsi que la force de Coriolis produisent un flux d'ouest très rapide marquant des vents forts de composante ouest (Figure 1.33 B). Le resserrement du gradient de pression entraîne une accentuation des vents sur la zone comprise entre l'anticyclone et la dépression.

La Figure 1.34 témoigne de la dominance des flux d'ouest (du nord-ouest au sud-ouest) en Manche, avec une fréquence des vitesses maximales plus importante sur la façade ouest de la presqu'île du Cotentin mais également au Cap de la Hève. Pour la station MétéoFrance à Dieppe, les enregistrements tri-horaires moyens sur la période 1956–2020 montrent des vents principalement de secteur sud-ouest dont plus de 15 % de direction sud (avec des vitesses assez faibles comprise entre 0 et 5 m/s), 12,5 % de direction sud-sud-ouest et 10 % de direction ouest,

correspondant aux vents les plus forts, compris entre 5 et 10 m/s). Des vents de quadrant nord peuvent également être observés, notamment nord-est, environ 10 % (avec des vitesses relativement faibles) et nord-ouest, environ 5 %.

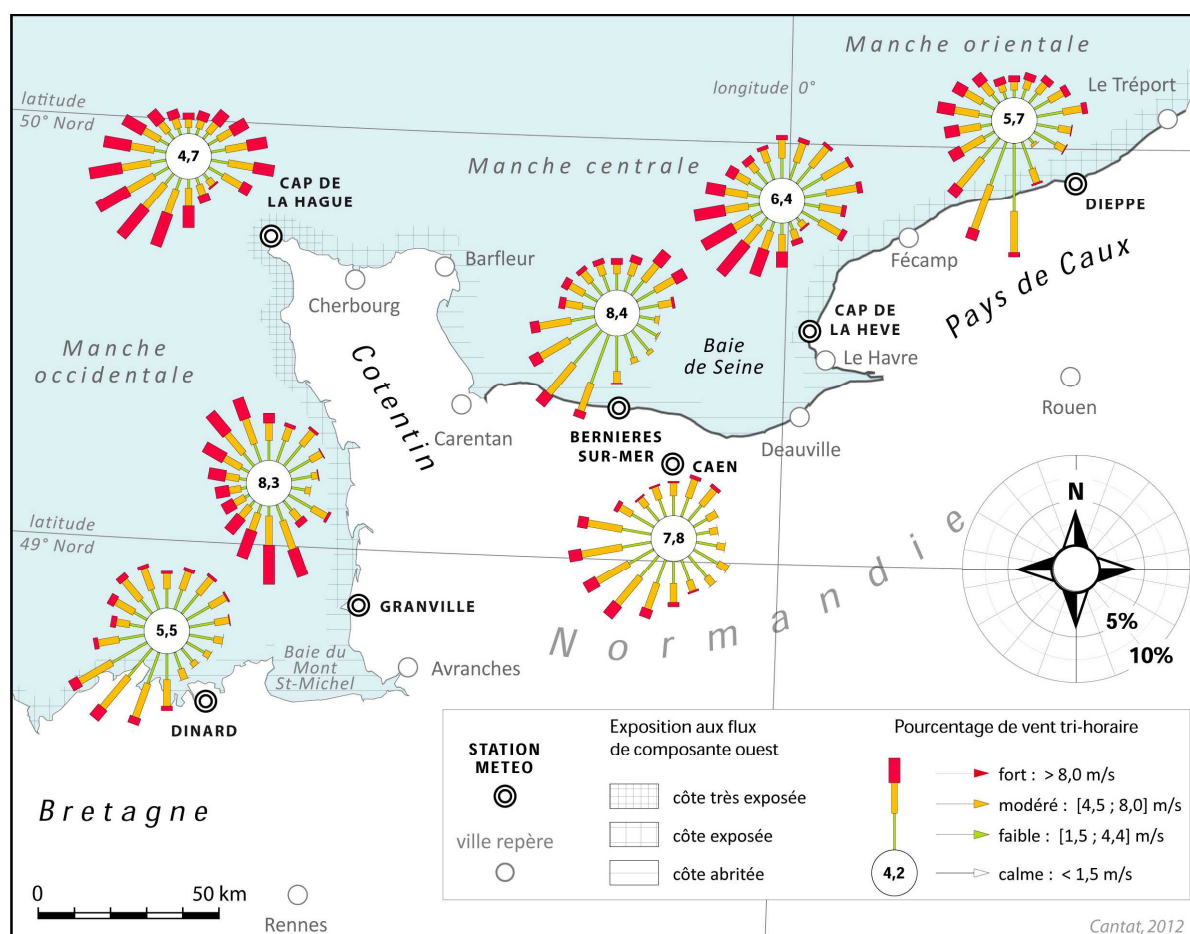


Figure 1.34 - Répartition des vents sur la bande littorale de la Manche entre Dinard et Dieppe (Cantat in Letortu *et al.*, 2012). Carte réalisée à partir de données anémométriques tri-horaires de Météo-France. Périodes 1981-2000 pour La Hague et Dinard ; 1981-1990 pour La Hève, Pointe du Roc (Granville), Caen et Dieppe ; 2002-2010 pour Bernières-sur-Mer.

Les conditions anémométriques les plus fréquentes à Dieppe sont de secteur sud (38 % - moyenne sur 1981-2010), et de secteur ouest (24 %). Les vents moyens enregistrés à Dieppe sont forts (> 8m/s) durant 10 % de l'année, pendant au moins 3 jours consécutifs. Les vents les plus forts (> 8 m/s) surviennent majoritairement entre décembre et février durant la période hivernale (24,6 %) et entre septembre et novembre durant la période automnale (20,5 %) (Figure 1.35). Ils sont principalement de quadrant ouest, dominants d'ouest à sud-ouest, puis de nord-ouest. Les vents de nord à nord-est sont les plus faibles. La période la plus sensible aux afflux d'eau, principalement d'ouest, est comprise entre novembre et février. Durant cette période, les dépressions se situent dans une position plus méridionale qu'en été, entraînant une fréquence maximale des vents de quadrant ouest, tandis qu'en été, les vents les plus forts sont moins fréquents et majoritaires de direction nord à nord-est.

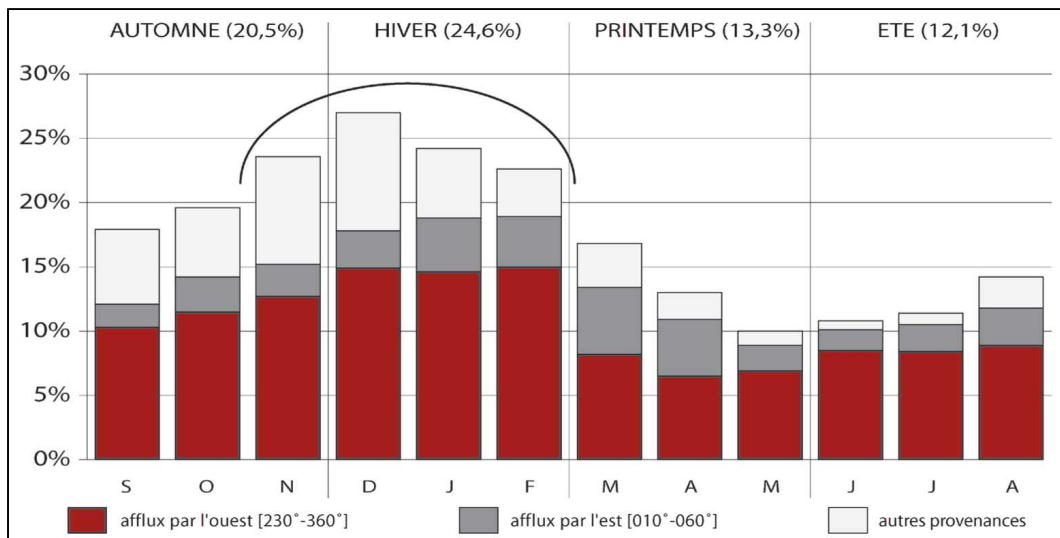


Figure 1.35 - Fréquence et saisonnalité des vents forts tri-horaires (≥ 8 m/s), à Dieppe sur la période 1981-2010 (Letortu *et al.*, 2012).

Plusieurs modèles météorologiques (modèle AROME – Météo France), validés par les mesures en station et de façon sporadique en mer par les navires, nous renseignent sur les conditions d'agitations au large, notamment au large de Dieppe et du Cap de la Hève. Les directions diffèrent de celles enregistrées à terre, principalement due aux effets de site des stations Météo France à terre (Figure 1.36). Dans les deux cas, les vents de secteur ouest-sud-ouest dominant, en particulier au large de Dieppe avec plus de 20 % de vents d'ouest enregistrés, et 15 % au large du Cap de la Hève. Pour les 2 sites, l'occurrence des vents de sud-ouest est supérieure à 15 %, et celle des vents de sud de l'ordre de 15 %. Les vents de quadrant nord-est représentent, pour les deux secteurs, une plus faible partie avec un peu plus de 10 % enregistrés. De manière générale, les conditions de vent sont assez homogènes sur le secteur d'étude.

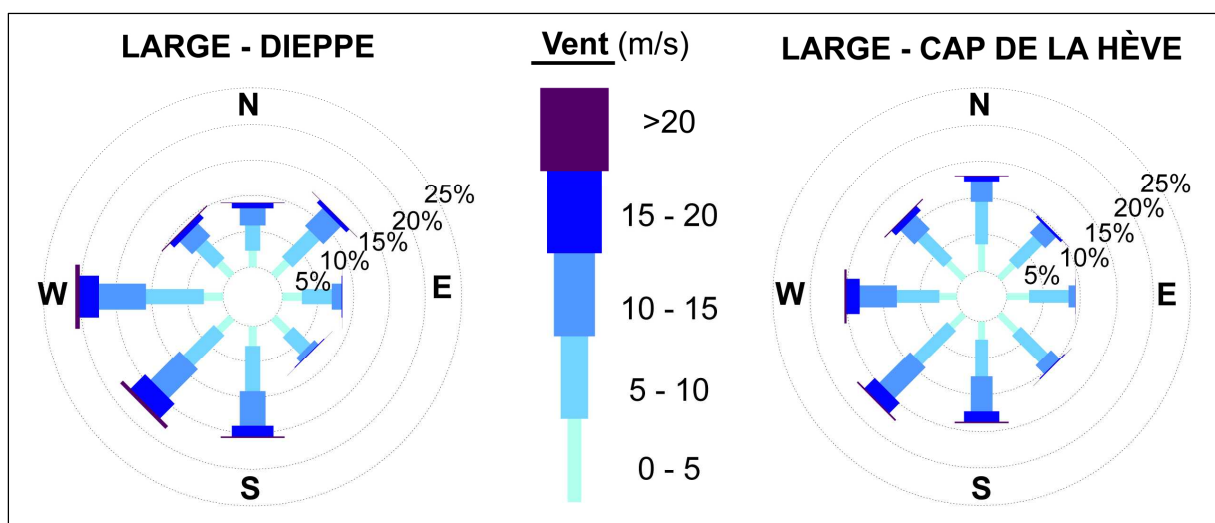


Figure 1.36 - Roses des vents d'après les données modélisées, au large de Dieppe et du Cap de la Hève, sur la période 2000 - 2017 (Données : MétéoFrance, modèle AROME).

1.2.2. États de mer : un environnement marqué par des mers du vent

L'agitation marine en Manche, dominée par les flux d'ouest, est le plus souvent assez faible. En effet, la faible bathymétrie des fonds, accentuant les contraintes de cisaillement de la houle sur le fond, associée au barrage formé par la péninsule du Cotentin et au phénomène de réfraction de la houle (Grochowski *et al.*, 1993), freinent les houles océaniques et atténuent les vagues à la côte. Les faibles périodes de houle en Manche orientale sont caractéristiques des « mers du vent ». Le fetch, représentant la distance sur laquelle le vent exerce une action sans rencontrer d'obstacle, est réduit en Manche. Le fuseau très étroit entre la presqu'île du Cotentin et l'Angleterre permet toutefois aux houles océaniques d'ouest d'atteindre les côtes de Seine-Maritime (Figure 1.37). Ainsi, environ 60 % des vents s'établissent, sur le secteur d'étude, sur une distance de moins de 100 km et 30 % entre 100 et 300 km. Seuls 5 % des vents peuvent souffler sur une distance supérieure à 500 km, distance principale des vents dominants de direction ouest (Ferret, 2011).

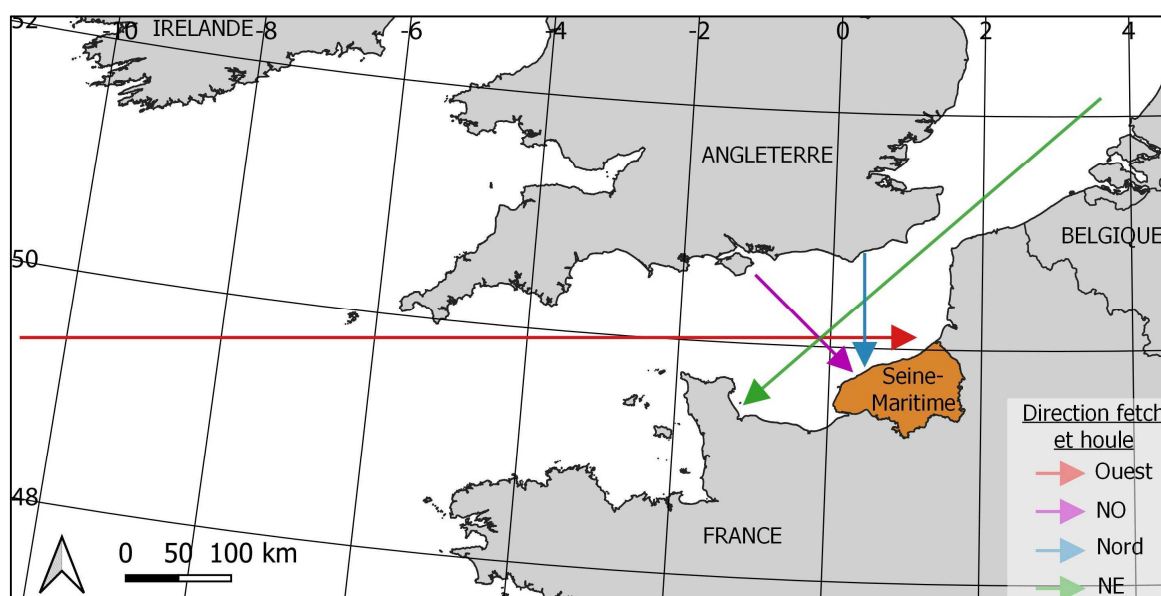


Figure 1.37 - Longueur du fetch pour différentes directions de houle en Manche.

- **La houle**

Les houles principales agissant sur le secteur d'étude sont donc d'origines océaniques et proviennent majoritairement de direction ouest à sud-ouest, puis de nord-ouest. Les houles de direction nord et nord-est atteignent plus rarement les côtes de Seine-Maritime. Les houles dominantes sont les plus fortes sur la période hivernale, entre octobre et mars, conformément à l'analyse des données anémométriques.

La base de données HOMERE, mise en place par les équipes d'Ifremer, permet de décrire les conditions d'états de mer en plusieurs points notamment en Manche. Cette base de données a été initiée par le modèle de calcul *WaveWatch III*, simulant la propagation de la houle. Les résultats du

modèle ont été analysés sur la période 2008 -2018, au large de Dieppe. Il en résulte que 67 % des hauteurs significatives ($H_{1/3}$) des vagues sont supérieures à 0,5 m, 31 % supérieures à 1 m, 12 % supérieures à 1,5 m et 4 % supérieures à 2 m. Cette houle provient très largement de secteur ouest (62 % de direction nord-ouest, 10 % de nord et 9 % d'ouest). Néanmoins, 15 % de la houle provient du nord-est. La période de la houle au large de Dieppe est en moyenne comprise entre 4 et 7 s, 42 % du temps supérieure à 4 s et 5 % supérieure à 7 s. La période maximale atteinte est de 12 s mais elle correspond à des hauteurs moyennes de 0,30 m. La hauteur significative de la houle reste néanmoins 90 % du temps inférieure à 1,5 m, avec une période de l'ordre de 4 à 7 s (Figure 1.38).

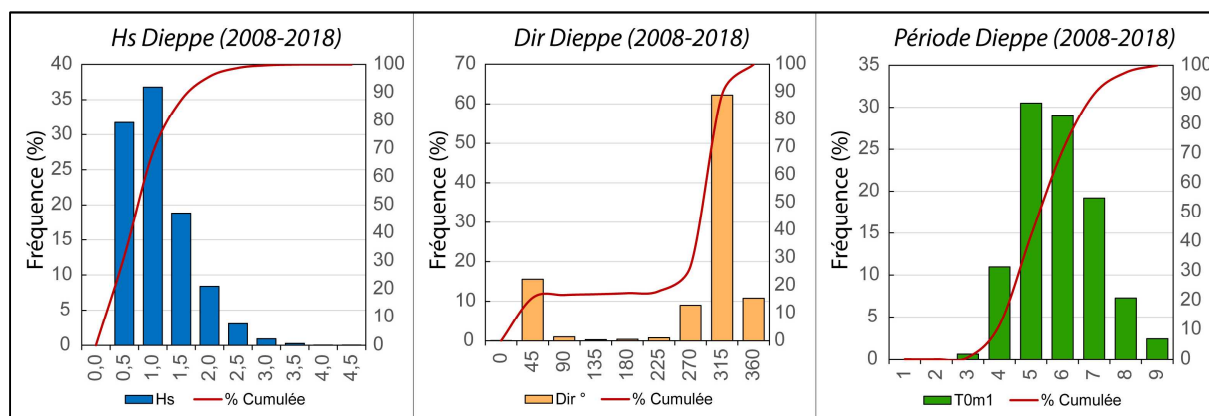


Figure 1.38 - Hauteur significative des vagues, direction et période des vagues, modélisées au large de Dieppe entre 2008 et 2018 (Données : modèle WWIII – HOMERE).

Les hauteurs significatives calculées des houles extrêmes $H_{1/3}$, correspondant à la moyenne du tiers supérieur des hauteurs d'un train de vagues, sont récapitulées dans le Tableau 1.3 (Latteux, 2001). Il montre des valeurs annuelles comprises entre 3,5 m au Havre et 4,3 m à Dieppe. Les hauteurs décennales sont en moyenne de 5 m avec des hauteurs maximum de 5,7 m à Antifer et Dieppe (CEREMA, 2019). Les faibles valeurs pour le site de Penly s'expliqueraient par les faibles profondeurs d'eau dans ce secteur et par la protection induite par le Cap d'Ailly (Tableau 1.3). Des houles résiduelles océaniques de faible amplitude (métrique) mais de période plus élevée (jusqu'à 11 s) sont également observées.

Tableau 1.3 - Hauteurs des houles extrêmes le long du littoral de Seine-Maritime (Latteux, 2001).

| Localisation | Le Havre | Antifer | Paluel | Dieppe | Penly |
|------------------------------|----------|---------|--------|--------|-------|
| Hauteur annuelle (m) | 3,5 | 4,1 | 4,1 | 4,3 | 3,8 |
| Hauteur décennale (m) | 4,6 | 5,7 | 4,9 | 5,7 | 4,7 |

Proche de la côte, plusieurs bouées houlographiques, notamment à Paluel en Penly, ont enregistré les conditions d'agitation sur une période donnée. Le site du CANDHIS (Centre d'Archivage National des Données de Houle In Situ) géré par le CEREMA, répertorie toutes les

campagnes d'acquisition de données houlographiques, comme sur les sites de Paluel, Penly, et à 4 miles au large du Havre. Les directions sont semblables à celles modélisées au large, avec une dominance des houles de ouest-nord-ouest pour Penly et Paluel, nord-ouest pour le Havre (bouée située dans la baie de Seine et donc moins exposée aux agitations). À Paluel, les houles sont majoritairement comprises en 0,25 et 0,5 m (Figure 1.39).

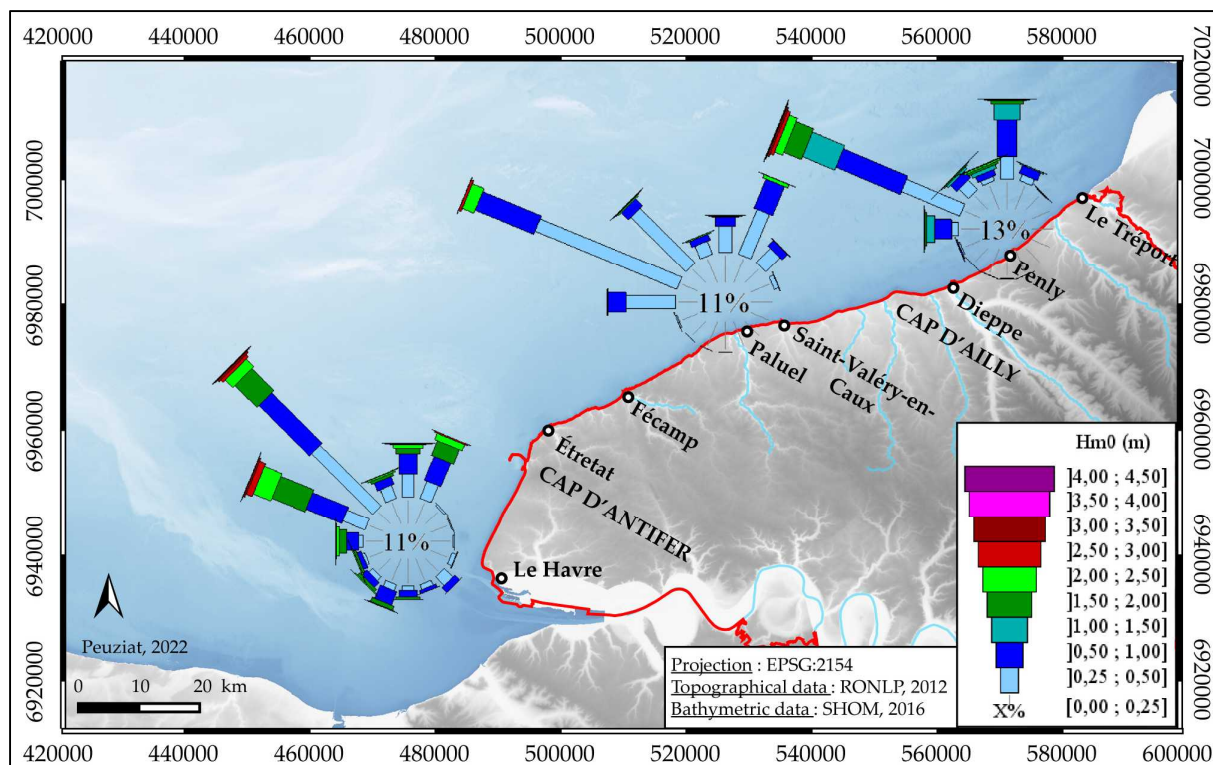


Figure 1.39 - Roses des houles à partir des données enregistrées sur 3 bouées houlographiques : Le Havre-Metzinger, Paluel et Penly (données CANDHIS - CEREMA).

1.2.3. Un environnement littoral mégatidal marqué par des marées semi-diurnes

En Manche orientale, l'onde de marée est dominante lors du flot de direction ouest - est. La bathymétrie des fonds de la Manche entraîne une propagation complexe de l'onde de marée provenant de l'océan Atlantique. La zone d'étude est un environnement mégatidal de type semi-diurne (période de 12h24), avec un marnage qui augmente du sud-ouest au nord-est (marnage maximum : de 8,56 m à Antifer à 10,35 m au Tréport ; SHOM, 2015 (Tableau 1.4 et Figure 1.40)). Les marnages maximaux à Dieppe ont été calculés pour une période de retour annuelle (10,25 m), pour une période de retour décennale (10,55 m) et pour une période centennale (10,80 m) (Costa, 1997). Entre Antifer et Le Tréport, la durée du flot (5-5h30) est plus courte que celle du jusant (7h) (Augris *et al.*, 2004).

Tableau 1.4 - Références Altimétriques Maritimes pour les sites de la zone de marée entre Antifer et Le Tréport (d'après SHOM, 2020) PHMA/PBMA : niveau des Plus Hautes/Basses Mers Astronomiques, PMVE/BMVE : niveau des Pleines/Basses Mers de vive-eau, PMME/BMME : niveau des Pleines/Basses Mers de morte-eau.

| Port | PHMA | PMVE | PMME | Niveau Moyen | BMME | BMVE | PBMA | Zéro IGN69 |
|----------------------|--------------|-------------|-------------|--------------|-------------|------------|--------------|--------------|
| Antifer | 8,56 | 8,1 | 6,75 | 4,87 | 2,95 | 1,30 | 0,44 | 4,410 |
| Étretat | 8,76 | 8,25 | 6,75 | 4,80 | 2,85 | 1,25 | 0,36 | 4,367 |
| Fécamp | 9,27 | 8,55 | 6,95 | 4,96 | 2,85 | 1,25 | 0,40 | 4,435 |
| Saint-Valéry-en-Caux | 9,59 | 8,85 | 7,00 | 4,72 | 2,45 | 0,75 | -0,04 | 4,275 |
| Dieppe | 10,11 | 9,35 | 7,40 | 4,94 | 2,55 | 0,8 | -0,07 | 4,454 |
| Le Tréport | 10,31 | 9,65 | 7,60 | 5,05 | 2,60 | 0,90 | 0,10 | 4,532 |

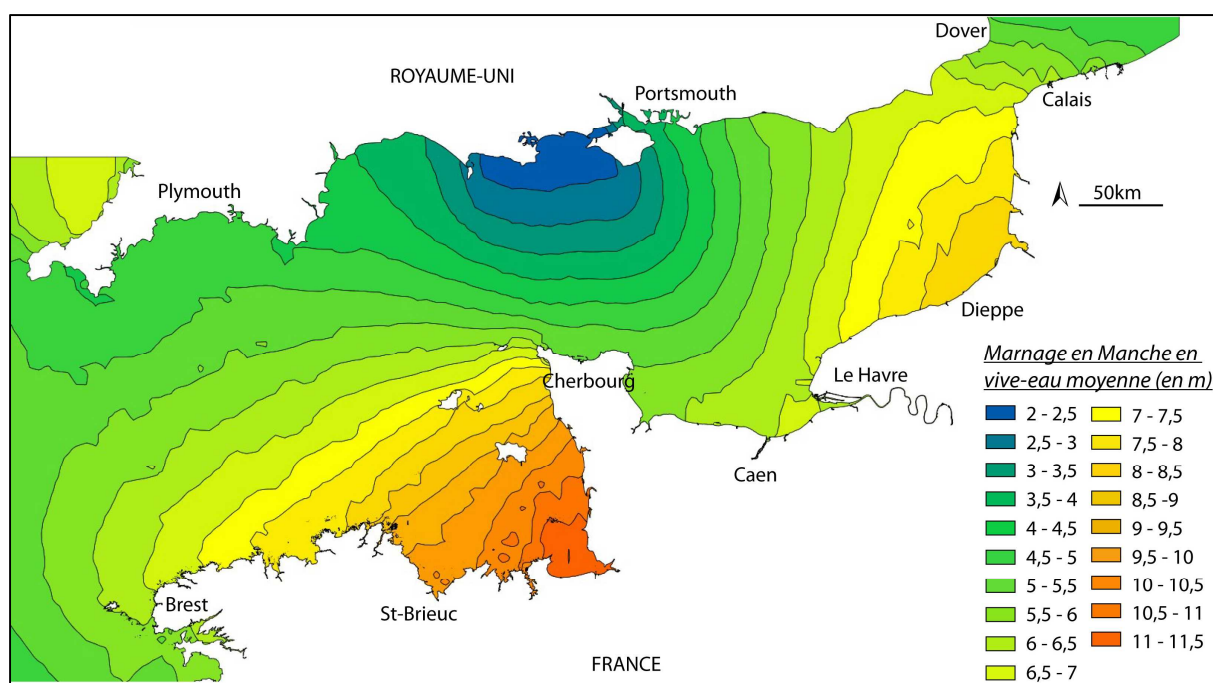


Figure 1.40 - Marnage de vive-eau moyenne en Manche (coeff. 95) (Données : SHOM, 2015).

La Manche forme un entonnoir vers la mer du Nord. Son rétrécissement entre la péninsule du Cotentin et les côtes anglaises provoque une augmentation des vitesses de courant de marée dans le domaine central entre la Manche occidentale et la Manche orientale, qui atteignent entre 3 et 6 nœuds (entre 1,4 et 3 m/s) de moyenne maximale. Les vitesses au large diminuent ensuite progressivement vers le Pas-de-Calais. Pour le secteur d'étude, les valeurs croissent du Cap de la Hève (0,6 m/s) au Cap d'Antifer où elles sont maximales, jusqu'à Saint-Valéry-en-Caux (≥ 2 m/s), puis diminuent vers le nord-est pour atteindre 0,9 m/s en baie de Somme (SHOM, 2015) (Figure 1.41). Le flot, qui porte vers le nord-est, est dominant, avec localement des vitesses 20 à 30 % plus fortes à celles du jusant, et il génère un transport sédimentaire résiduel dans cette même direction. Ses vitesses peuvent atteindre de 0,8 à 1 m/s en vive-eau et 0,4 à 0,6 m/s en Manche

orientale (SHOM, 2015 ; CEREMA, 2020). À la côte, les vitesses des courants sont plus faibles, de l'ordre de 0,4 m/s par fond de 6 mètres et 0,2 m/s sur l'estran (Costa et Delahaye, 2002, 2005 ; Costa *et al.*, 2007, 2008). Ces vitesses de courants ne permettent pas le déplacement de la fraction sableuse d'une granulométrie supérieure à 0,2 mm (en considérant une vitesse critique de mise en mouvement des grains = 0,3 m/s) (Costa *et al.*, 2007).

Les vitesses des courants de marée observées ne permettent pas de déplacer les sédiments très grossiers. Par contre les courants tidaux, conjugués à l'action des houles, participent au transport et à la répartition des sédiments tant au large qu'en zone intertidale des côtes de Seine-Maritime. Les travaux en modélisation de Cugier et Blanpain (2008) montrent en effet que la répartition des sédiments en Manche, notamment aux abords de la Seine-Maritime est étroitement liée à la vitesse des courants tidaux (Figure 1.42). Ces modélisations montrent que les contraintes et vitesses de courants sont les plus importantes entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux. C'est également dans cette zone que la présence de galets domine et que les sédiments fins sont absents. À la côte, les courants seuls ne peuvent pas déplacer les sédiments très grossiers ou les galets, des petits fonds vers l'estran, en dessous de -10 m (cote marine) (Larsonneur, 1971 ; Augris *et al.*, 2004).

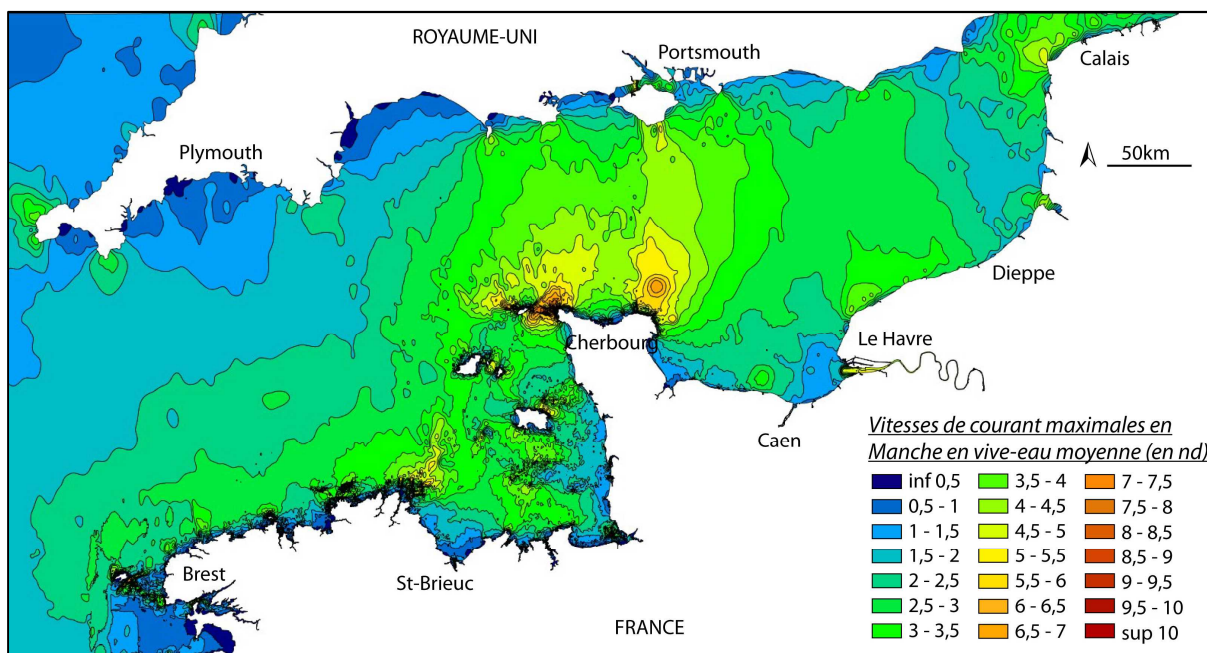


Figure 1.41 - Vitesses de courants maximales en Manche en marée de vive-eau moyenne (Données : SHOM, 2005).

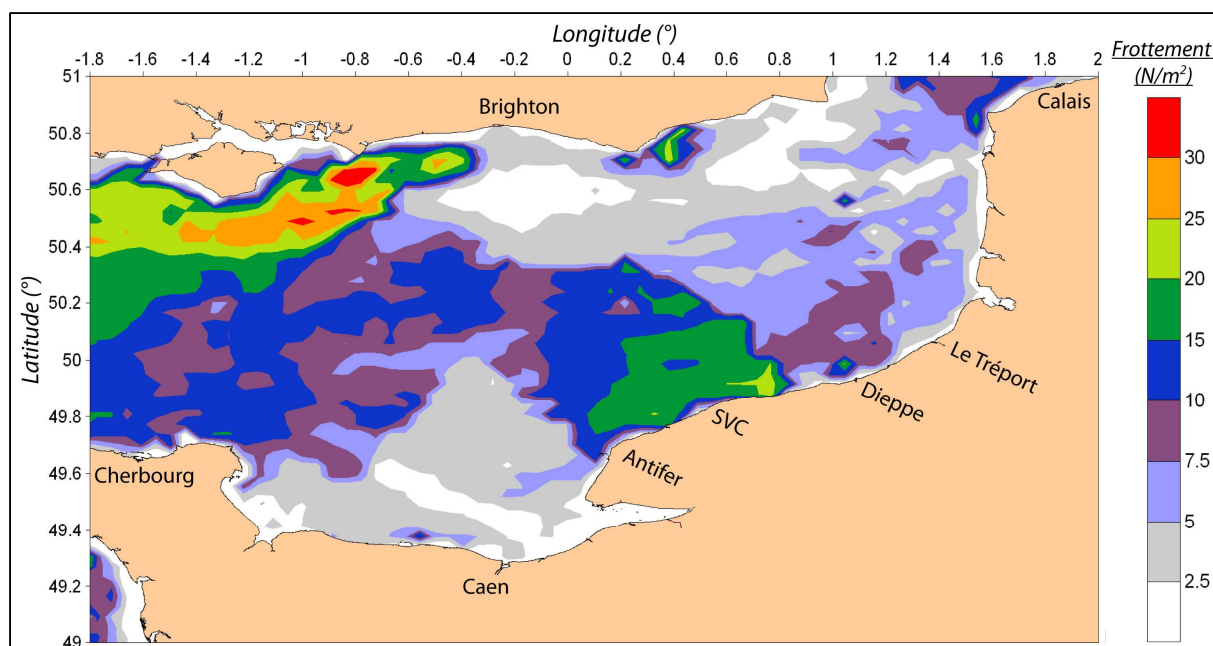


Figure 1.42 - Contrainte maximale calculée au fond pour le courant de marée avec l'effet de la houle (4B) (d'après Cugier et Bamplain, 2008).

1.2.4. Niveaux extrêmes instantanés et niveau moyen de la mer

- **Phénomène de surcote**

Les forts vents provoquant des afflux d'eau à la côte (surcote anémométrique), auxquels peuvent s'ajouter des écarts de pression atmosphérique (surcote barométrique) induisent une élévation du niveau de la marée. Ces surcotes, surtout visibles à pleine-mer, peuvent être dommageables, notamment aux populations et habitations installées dans les vallées côtières, lorsqu'elles sont combinées à des marées hautes de forts coefficients agissant en période de tempête. En Manche orientale, on observe principalement des surcotes lors de phénomènes tempétueux associés à des flux d'ouest, océaniques. Les périodes de retour annuelles, décennales et centennales calculées pour le port de Dieppe (Simon, 2008) correspondent respectivement à des hauteurs de surcotes de 0,60, 0,90 et 1,13 m. D'après Costa (1997), 94 surcotes ont dépassé le seuil des 0,5 m sur la période 1954-1993, avec une hauteur maximale de 1,79 m, atteinte à Dieppe le 16/10/1987. Les surcotes de retour décennale à Dieppe ont été calculées à 0,9 m et la centennale à 1,10 m (Simon, 2008).

L'évolution du niveau de la mer a subi d'importantes variations à plusieurs échelles de temps. Ces variations, notamment l'accélération récente de la remontée du niveau marin, au-delà de l'enjeu socio-économique vis-à-vis des régions littorales, peuvent avoir un impact non négligeable sur la dynamique sédimentaire et l'apport de sédiments sableux sur l'estran. Il s'agit donc ici de présenter les variations passées, actuelles et prédites afin d'évoquer les possibles sources d'arrivées des sables sur la zone intertidale.

• **Évolution passée du niveau marin**

Il y a 20 000 ans lors du dernier maximum glaciaire, le niveau marin se situait selon les régions entre -100 et -150 m par rapport au niveau actuel (Figure 1.43) (Lambeck, 1997 ; Stanford *et al.*, 2011). Avec le réchauffement du climat à partir de 18 000 ans BP, la dernière transgression post-glaciaire commence. Très rapide pendant la première partie de l'Holocène, entre 11 000 et 6 000 ans BP, avec une remontée de l'ordre de 50 m (10 à 3 mm/an), elle devient beaucoup plus lente ensuite (remontée de l'ordre 5 m, 1 mm/an) (García-Artola *et al.*, 2018). En Europe du Nord-Ouest, il est admis que peu de changements sont intervenus au cours des 6 000 dernières années (Gehrels, 2010 ; Baeteman *et al.*, 2011 ; Goslin *et al.*, 2015). Néanmoins, plus localement, dans la partie orientale de la Manche vers la mer du Nord, plusieurs études proposent des variations d'échelle centennale (Figure 1.43) (Lambeck, 1997 ; Long *et al.*, 1998 ; Gandouin *et al.*, 2007 ; Behre, 2012). Le peu d'héritage subsistant le long du secteur d'étude (cônes de gélifractions sédimentés datés de l'Éémien (Rodet et Lautridou, 2003)), datations cosmogéniques des silex de platier (Regard *et al.*, 2012c) indiquerait que depuis 6 000 ans, le trait de côte ait été peu modifié. Toutefois, de nombreux auteurs relient les changements morphologiques actuels du trait de côte à l'élévation du niveau marin contemporain et aux perturbations anthropiques. Dans l'estuaire de la Seine, Stéphan et Goslin (2014) ont calculé une élévation au rythme de 3,4 mm/an entre 8 200 et 5 600 ans cal. BP, pour atteindre $-2,55 \pm 1,03$ m à 5 719-5 589 ans cal. BP. Pour les derniers millénaires de l'Holocène, peu de données sont disponibles mais une estimation de l'élévation du niveau des mers serait d'environ 0,5 mm/an, entre 4 000 ans cal. BP et aujourd'hui. En plaine maritime picarde, la hausse serait plus rapide entre 8 900 et 7 000 ans cal. BP, avec 7,5 mm/an. Toutefois, les vitesses estimées diminuent fortement pour la fin de l'Holocène, avec une élévation moyenne d'environ 1 mm/an entre 5 400 ans cal. BP et aujourd'hui (Figure 1.44) (Stéphan et Goslin, 2014).

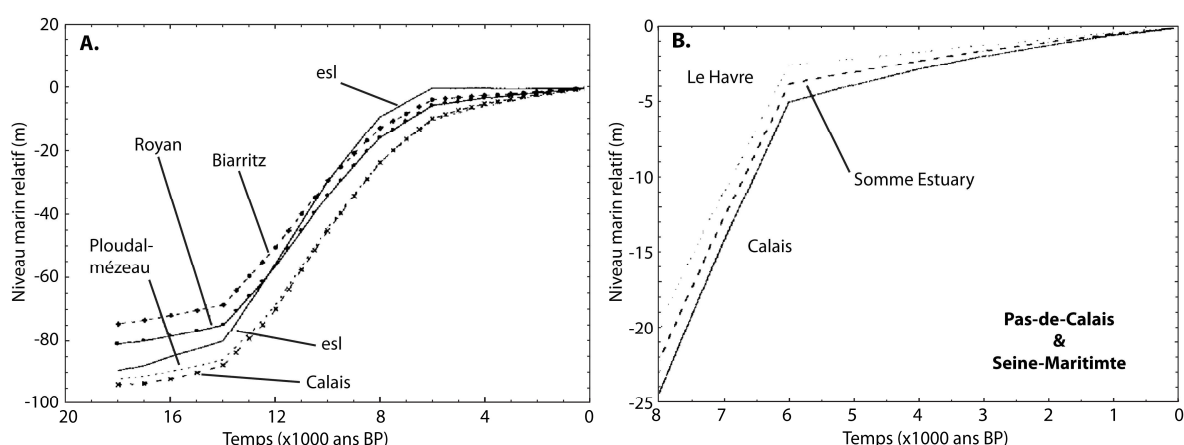


Figure 1.43 - Évolution relative du niveau marin (A) totale, résultats basés sur l'itération d'un arrêt de la fonte des glaces il y a 6000 ans BP ; (B) prédictions spatiales plus fines sur les 8000 dernières années (Lambeck, 1997).

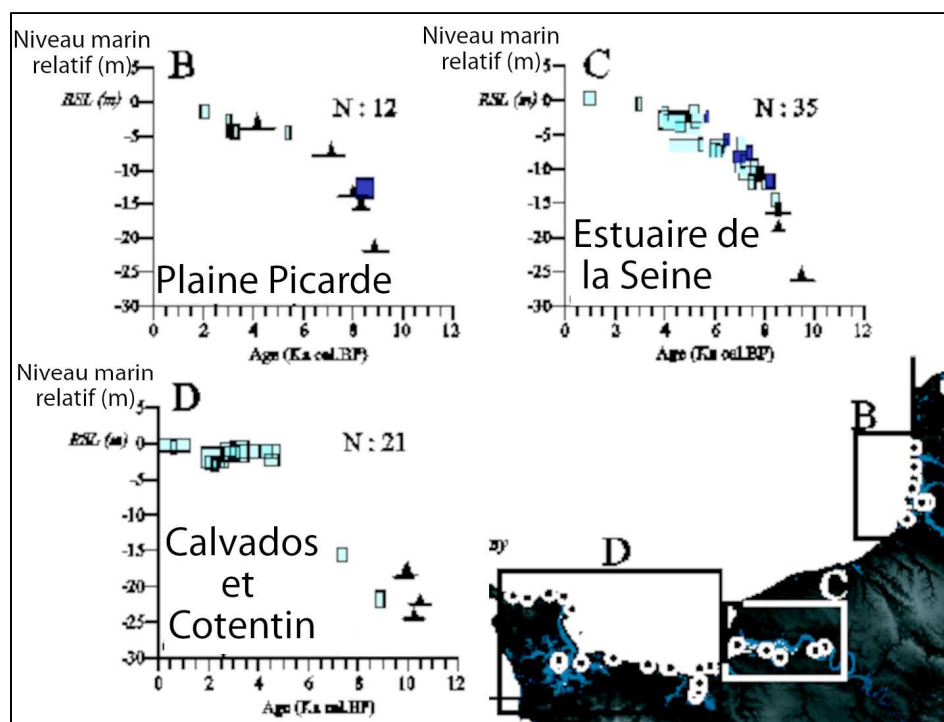


Figure 1.44 - Élévation holocène du niveau marin relatif pour la Manche centrale et orientale (Stéphan et Goslin, 2014).

- **Variations contemporaines**

Bien que l'élévation du niveau marin ait ralenti depuis plusieurs millénaires, son accélération récente est toutefois notable, notamment en France. Les données des hauteurs d'eau mesurées dans plusieurs ports français ont pu être récupérées *via* les services du SHOM. L'enregistrement le plus long se situe dans la rade de Brest (Wöppelmann *et al.*, 2006, 2008 ; Le Mouél *et al.*, 2021). Le graphique de la Figure 1.45 reprend les hauteurs d'eau mesurées aux marégraphes de Brest depuis 1807, de Dieppe depuis 1954 et du Havre depuis 1938. Le début du XX^{ème} siècle est marqué par une accélération majeure du niveau marin relatif enregistré à Brest, de l'ordre de 2,5 mm/an. Les enregistrements à Dieppe et au Havre depuis le milieu du XX^{ème} siècle confirment cette tendance avec une augmentation de 2,3 mm/an au Havre. À Dieppe, le taux d'augmentation moyen du niveau marin est beaucoup plus rapide, de l'ordre de 5,8 mm/an sur les derniers 70 ans. Il faut toutefois noter que d'après le Syndicat Mixte du Port de Dieppe, plusieurs problèmes techniques concernant les différents marégraphes s'étant succédé dans le port de Dieppe ont entraîné des défauts d'enregistrement jusqu'en 1986. Cette augmentation très rapide doit donc être observée en comparaison avec les évolutions au Havre et à Brest. Les disparités locales entre les sites peuvent être expliquées par différents facteurs tels que la température de la surface des mers, la salinité, les courants marins ou encore la pression de surface. D'après Haigh *et al.* (2009), et conformément aux valeurs publiées par Cazenave et Llovel (2010), le niveau moyen, à l'échelle des côtes françaises de la Manche, se serait élevé depuis le XX^{ème} siècle en moyenne de 2 mm/an (avec un maximum de 2,9 mm/an). Ces auteurs indiquent également que les taux n'auraient pas subi d'augmentation sur les dernières décennies.

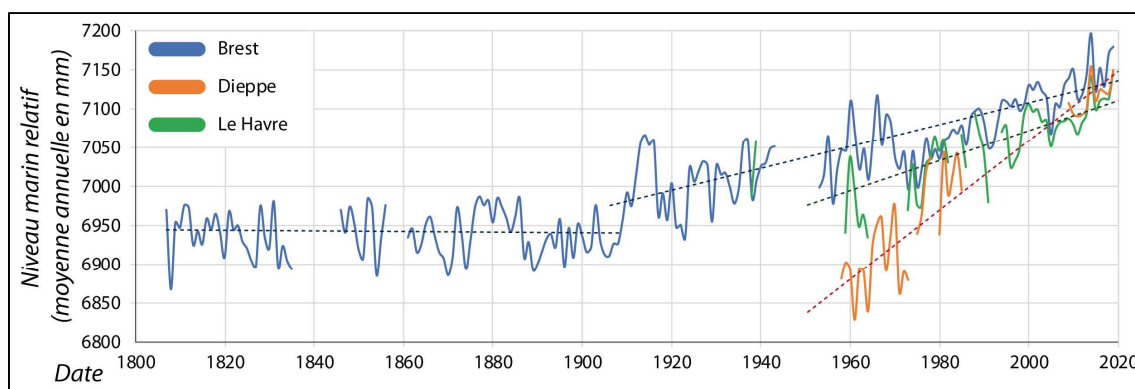


Figure 1.45 - Évolution du niveau marin relatif enregistrée aux marégraphes du port de Brest (en bleu) depuis 1807, de Dieppe (en orange) depuis 1954 et du Havre (en vert) depuis 1938.

Il convient de s'interroger sur les impacts de cette élévation vis-à-vis des vallées littorales et du risque accru de submersion mais également de l'érosion plus intense du rivage et de l'impact sur la dynamique sédimentaire future.

- **Élévation future**

Les prévisions proposées dans le chapitre 9 du dernier rapport du GIEC (2021) prévoient une élévation accrue du niveau marin à l'échelle globale pour la période 2040-2060, de 4,2 à 7,9 mm/an pour le scénario le moins et le plus pessimiste respectivement, et pour la période 2080-2100, de 4,3 à 15,9 mm/an. Les projections du niveau moyen des océans à l'horizon 2150 prédisent une élévation de 0,4 à 1,8 m au-dessus du niveau actuel (Figure 1.46) selon les différents scénarios de trajectoires socio-économiques (SSP). Les impacts de ce phénomène seront accentués sur les côtes de faibles altitudes comme les plaines côtières et les îles, mais également sur les zones urbaines littorales (Nicholls, 2011 ; Schuerch *et al.*, 2018 ; Abadie *et al.*, 2020 ; Hauer *et al.*, 2020). Les impacts seront également importants sur l'amplitude des marées et notamment en Manche et en Seine-Maritime, environnement mégatidal (Pickering *et al.*, 2017 ; Idier *et al.*, 2019).

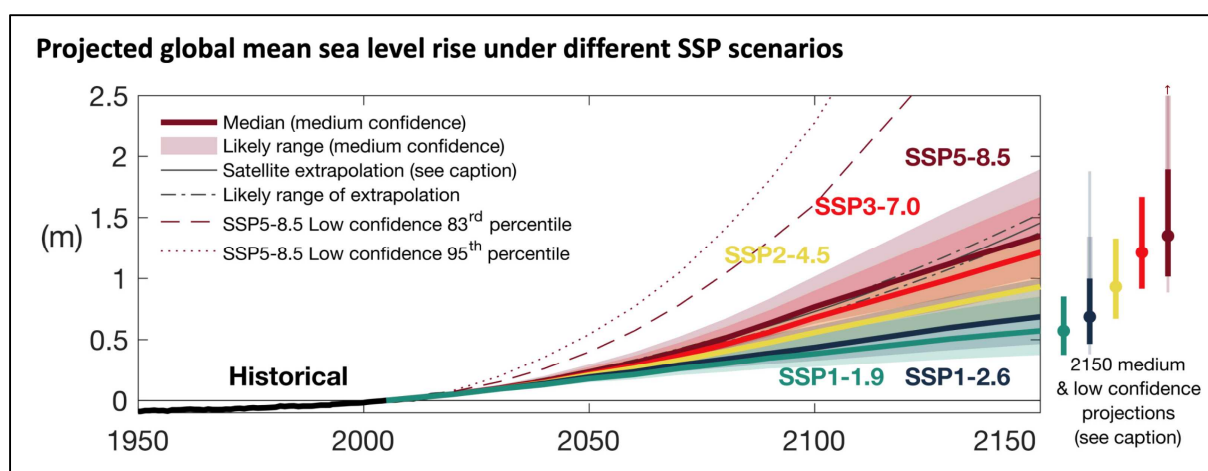


Figure 1.46 - Prévisions de l'élévation niveau moyen global prédit par les différents scénarios SSP du changement climatique (GIEC, 2021) : « Changement probable du niveau moyen mondial de la mer pour les scénarios SSP résultant de processus dont la projection bénéficie d'une confiance moyenne. Les projections et les fourchettes probables à 2150 sont indiquées à droite. Les fourchettes légèrement ombragées

et les fourchettes plus fines légèrement ombragées sur la droite montrent les fourchettes des 17e-83e et 5e-95e percentiles pour les projections incluant des processus à faible confiance pour SSP1-2.6 et SSP5-8.5 uniquement, dérivées d'une p-box incluant les projections Structured Expert Judgement et Marine Ice Cliff Instability. Les lignes noires montrent les changements historiques du GMSL, et les lignes noires épaisses et en pointillés montrent les extrapolations de la moyenne et de la gamme probable. La moyenne et la fourchette probable en extrapolant la tendance et l'accélération de l'altimètre satellite 1993-2018 ».

Conclusion du Chapitre 1

Le littoral de Seine-Maritime se présente comme un système côtier complexe d'orientation principale suivant un **axe sud-ouest-nord-est**, du Cap de la Hève au Tréport. La zone d'étude, entre Antifer et Le Tréport, borde la mer épicontinentale de la Manche et particulièrement la Manche orientale, dont les fonds peu profonds sont tapissés de formations sédimentaires superficielles. Les petits fonds marins sont composés d'une couverture sédimentaire, avec d'une part, des sédiments grossiers (supérieurs à 20 mm) reposant sur le substratum rocheux, entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux, et d'autre part, une unité supérieure constituée de sables moyens à fins, en particulier au nord-est de Saint-Valéry-en-Caux.

Les côtes rocheuses du secteur d'étude se composent de **falaises vives crayeuses**, d'une hauteur moyenne de 70 m, quasi constante. Ces abrupts sont composés de craies plus ou moins riches en lits de silex, datées du Crétacé supérieur (du Cénomanién au Campanien) et sont localement surmontés de formations superficielles sablo-argileuses. Ces falaises ont des vitesses de recul importantes allant de 10 cm à 40 cm/an. Elles sont entaillées par des vallées drainées ou sèches (valleuses). Le réseau hydrographique emprunte ce système dense de vallées. La Seine et les petits fleuves côtiers de Seine-Maritime apportent très majoritairement au milieu marin des sédiments fins en suspension.

Au pied de ces abrupts se développe une **large plateforme d'érosion marine** (ou platier rocheux) à faible pente. La pente du platier rocheux augmente progressivement vers le sud-ouest. Sa largeur, moyenne de 300 m, augmente du sud vers le nord où elle atteint près de 500 m dans la partie centrale et à son extrémité nord. En bas du platier rocheux, la pente est interrompue localement par un abrupt d'ampleur métrique à plurimétrique, quasi continu entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux. Ces plateformes rocheuses traduisent ici le recul rapide des falaises crayeuses. Ce fort recul a entraîné et entraîne d'ailleurs la libération de fragments de silex, qui, une fois façonnés par la mer, s'accumulent **sous forme de cordons de galets**, soit sur la partie supérieure de l'estran à la jonction avec les abrupts crayeux, formant des cordons d'épaisseur assez faible ; soit à l'exutoire des vallées, formant des cordons de taille plus importante. Le cœur des cordons est composé en grande partie de sable.

La **fraction sableuse**, souvent négligée sur les littoraux rocheux, peut recouvrir une grande part de la zone intertidale. Elle se présente sous deux formes principales : des étendues sableuses pérennes d'épaisseurs métriques à pluri-métriques situées à proximité du débouché de vallées, ou

des placages sableux d'épaisseurs décimétriques à métriques, très mobiles et qui transitent parallèlement au rivage vers le nord-est.

Les **flux d'ouest** (du nord-ouest au sud-ouest) dominent en Manche, avec des vents principalement de secteur sud-ouest sur le littoral seinomarin. Au large, les vents sont de secteur ouest-sud-ouest. L'agitation marine en Manche est le plus souvent assez faible et est dominée par les flux d'ouest. Les faibles périodes de houle en Manche orientale sont caractéristiques des « mers du vent », avec un fetch réduit en Manche (environ 60 % des vents s'établissent, sur le secteur d'étude, sur une distance de moins de 100 km). Les houles principales agissant sur le secteur d'étude sont donc d'origines océaniques et proviennent majoritairement de direction ouest à sud-ouest, avec plus de 60 % des vagues dont la hauteur significative ($H_{1/3}$) est supérieure à 0,5 m. L'onde de marée, en Manche orientale, est dominante lors du flot de direction ouest - est. La Seine-Maritime évolue dans un environnement mégatidal de type semi-diurne, avec un marnage qui augmente du sud-ouest au nord-est. Les vitesses de courant croissent du Cap de la Hève (0,6 m/s) au Cap d'Antifer puis diminuent vers le nord-est pour atteindre 0,9 m/s en baie de Somme. Le flot, qui porte vers le nord-est, est dominant, avec localement des vitesses 20 à 30 % plus fortes à celles du jusant, et il génère un transport sédimentaire résiduel dans cette même direction. À la côte, les vitesses des courants sont plus faibles, de l'ordre de 0,4 m/s par fond de 6 mètres et 0,2 m/s sur l'estran.

L'évolution du niveau de la mer a subi d'importantes variations à plusieurs échelles de temps, et est marquée par une **accélération récente** depuis le milieu du XX^{ème} siècle. Ces évolutions ne sont **pas sans conséquence sur la dynamique sédimentaire** et l'apport de sédiments sableux sur l'estran.

Les sédiments sableux recouvrant localement le platier rocheux vont être caractérisés dans le Chapitre 2.

CHAPITRE 2

Caractérisation sédimentologique des stocks sableux de la zone intertidale

2.1. Présentation de la zone échantillonnée et de la méthode

- 2.1.1. Une zone d'étude, d'Étretat au port du Tréport
- 2.1.2. Méthode d'échantillonnage

2.2. Tailles et nature des grains des sables intertidaux

- 2.2.1. Méthodologie du tamisage des sédiments sableux à la colonne à tamis
- 2.2.2. Résultats granulométriques
- 2.2.3. Analyse de la nature et comptage des grains

2.3. Approche géochimique : méthode novatrice pour déterminer l'origine des particules sableuses

- 2.3.1. Méthodologie
- 2.3.2. Composition chimique des sables intertidaux et identification des sources

Introduction du Chapitre 2

Afin de répondre à la problématique des dynamiques sédimentaires sableuses, longitudinales et transversales, agissant sur le littoral de Seine-Maritime, il est nécessaire de **caractériser la fraction sableuse intertidale**, d'un point de vue granulométrique et morphoscopique, et également géochimique (Figure 2.1).

L'échantillonnage de 17 sites répartis de façon homogène le long du littoral, entre Étretat et Le Tréport, a permis de caractériser l'ensemble de la fraction sableuse répartie sur la zone d'étude. Une approche classique par tamisage à la colonne à tamis a été réalisée sur 66 échantillons. Les fractions sableuses ont ensuite été analysées à la loupe binoculaire pour déterminer la forme et la composition des grains. Dans un deuxième temps, une approche géochimique est proposée pour déterminer les origines potentielles des sables, en exploitant leur composition élémentaire. Les modes granulométriques ont été analysés par fluorescence X pour tous les échantillons, et, en collaboration avec le CNAM/Intechmer – LUSAC de Cherbourg, l'ensemble des fractions granulométriques ont été analysées pour les sables de bas estran.

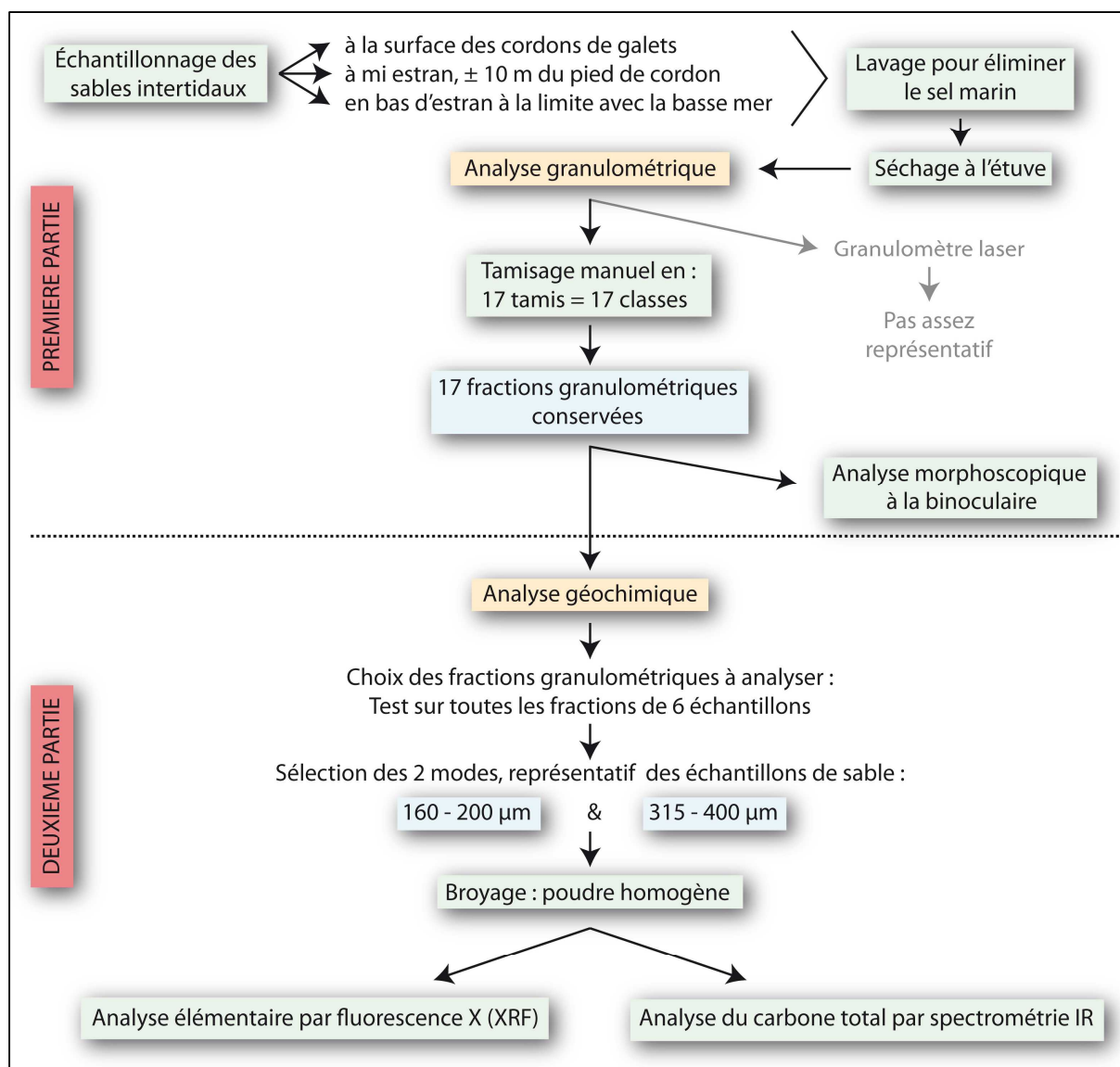


Figure 2.1 – Schéma général des analyses granulométriques et géochimiques des sables intertidaux, échantillonnés le long du littoral de Seine-Maritime.

2.1. Présentation de la zone échantillonnée et de la méthode

2.1.1. Une zone d'étude : d'Étretat au port du Tréport

S'étendant sur près de 100 km, la zone d'étude comporte des secteurs fortement ensablés, principalement situés au niveau des débouchés de vallées, souvent urbanisées et disposant d'ouvrages anthropiques (épais, perrés, jetées portuaires) bloquant la dérive littorale. Afin d'analyser les surfaces sableuses, deux campagnes d'échantillonnage, en Juin et Octobre 2019, ont été réalisées dans des conditions d'agitation faibles, sur 17 sites répartis entre Étretat et le port du Tréport (Figure 2.2). Les sites au sud-ouest d'Étretat ne présentent pas de sables et leurs estrans sont difficilement accessibles. Les sites des Petites-Dalles, de Veulettes-sur-Mer, de Saint-Valéry-en-Caux, de Veules-les-Roses, de Saint-Aubin-sur-Mer, de Sainte-Marguerite-sur-Mer,

de Pourville-sur-Mer, de Dieppe, de Puys, de Penly et de Criel-sur-Mer, ont été échantillonnés les 4 et 5 Juin 2019 dans des conditions météo-marines calmes, à marée de vive-eau moyenne (coefficient de marée de 90-91). Les sites d'Étretat, de Vaucottes, de Yport, de Fécamp, de Varengeville et du Tréport ont été échantillonnés le 1^{er} et le 2 Octobre 2019, à marée de vive-eau (coefficient de marée de 112-107), lors de conditions hydrodynamiques calmes précédant une perturbation de sud-ouest.

Chaque secteur est situé au débouché de vallées plus ou moins importantes, et présente généralement une accumulation de sable épaisse (épaisseur métrique à plurimétrique) et pérenne, venant combler les traces de paléo-chenaux légèrement inscrits dans le platier rocheux. Ainsi, 65 échantillons, comprenant 20 échantillonnages comparatifs (entre Saint-Aubin-sur-Mer et Pourville-sur-Mer), et 2 échantillons annexes (dans le port du Tréport et sur le platier coquillier de Vaucottes), ont été prélevés en surface, considérant les premiers décimètres homogènes (Costa, 1997 ; test sur le terrain). Des échantillons ont également été prélevés sur des placages sableux mobiles sur le secteur du Cap d'Ailly (entre Sainte-Marguerite-sur-Mer et Varengeville-sur-Mer).

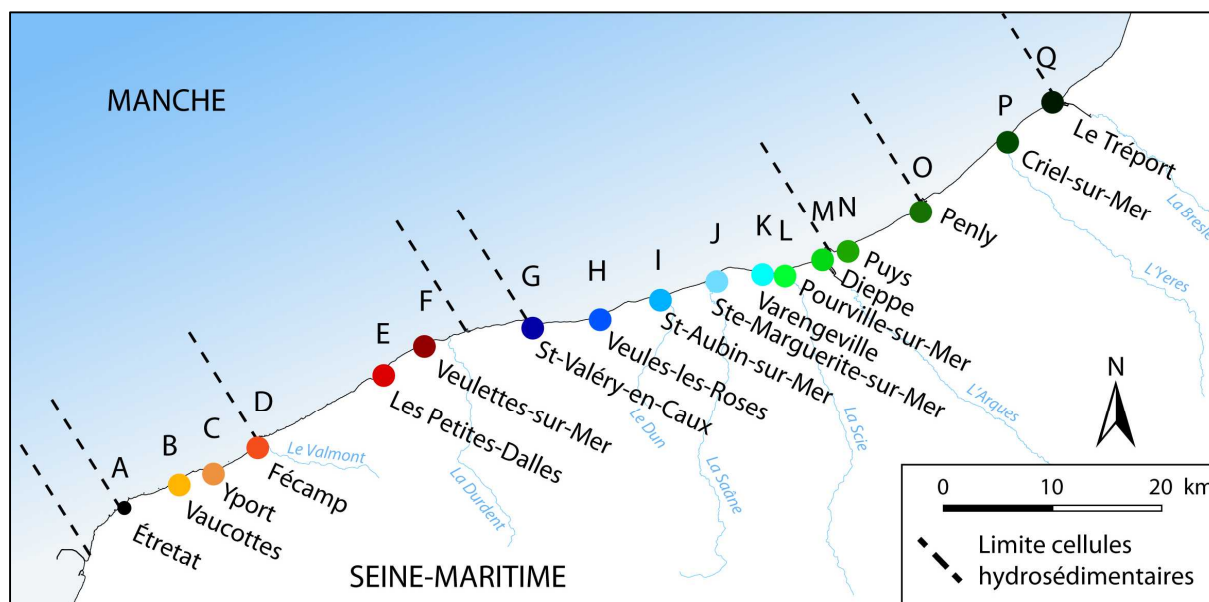


Figure 2.2 - Carte des estrans sableux échantillonnés.

Les objectifs des analyses sédimentologiques sont multiples. D'abord, il s'agira de caractériser les sables intertidaux, à savoir leur granulométrie, leur composition minéralogique et géochimique. Ensuite, il s'agira de comparer les signatures granulométriques et/ou géochimiques des différents sites, pour identifier d'éventuels gradients géographiques longitudinaux mais également transversaux, et d'identifier d'éventuelles modifications saisonnières.

2.1.2. Méthode d'échantillonnage

Selon Jennings et Shulmeister (2002), les plages de Seine-Maritime sont dites « composites ». Elles sont caractérisées par des cordons de galets à forte pente qualifiés de réflectives (5 - 15 %), prolongés par un large estran sableux très peu pentu (0,5 - 1,5 %), d'aspect dissipatif

(Masselink et Short, 1993 ; Wright et Short, 1984 ; Pontee *et al.*, 2004 ; Letortu *et al.*, 2012 ; Costa *et al.*, 2015, 2007 ; Bergillos *et al.*, 2016 ; Anthony, 2008 ; Pollard *et al.*, 2020). Ces estrans sableux sont également caractérisés par une morphologie de barres et de bâches, notamment lors de conditions d'agitation faible, même si leur nombre et leurs amplitudes (décimétriques) sont souvent faibles. Elles traduisent un stock sédimentaire mobilisable non négligeable, même si leur surface est réduite (Masselink et Anthony, 2001 ; Anthony *et al.*, 2004). Sur ces formes, apparaissent parfois des formes mineures tidales (ripple mark ; Tanner, 1967)).

Sur la plupart des sites, où l'estran sableux est bien développé, 3 échantillons ont été prélevés le long du profil de plage afin d'analyser les variations granulométriques au sein de la zone intertidale :

- Un échantillon à la **surface du cordon de galets** (sables sous la forme de placage d'épaisseur décimétrique et homogène) (Figure 2.3A). Ces placages sont très mobiles et leur origine reste en débat.
- Un échantillon sur l'estran sableux, à environ dix mètres du pied du cordon de galets (sables dits du **milieu d'estran**) (Figure 2.3B).
- Un dernier sur l'estran sableux, au niveau de la marée basse à coefficient supérieur ou égal à 90 (sables dits de **bas d'estran**) (Figure 2.3C).

Lorsque l'estran est étroit et peu ensablé, en particulier entre Étretat et Fécamp, un seul échantillon est prélevé en haut estran, à la surface des cordons de galets.

Prélèvements à la surface des cordons de galets



Prélèvements à mi estran, ± 10 m du pied de cordon



Prélèvements en bas estran, à la limite de basse mer



Figure 2.3 - (A) prélèvement à la surface du cordon de galets (1. Veules-les-Roses, 2. Les Petites-Dalles), (B) à mi-estran, soit à 10 m du pied du cordon de galets (1. Dieppe, 2. Saint-Aubin-sur-Mer), (C) en bas estran, à la limite de basse mer (1. Veules-les-Roses, 2. Pourville-sur-Mer) (Cl. Peuziat, 2019).

Sur les 17 sites sélectionnés, **65 échantillons ont été prélevés** (Tableau 2.1). Plusieurs sites ont été rééchantillonnés à différentes périodes de l'année dans le but d'observer de possibles variations saisonnières. L'échantillon « Autre », prélevé à Vaucottes, correspond à un échantillon majoritairement coquillier prélevé dans un carniau. Celui du Tréport correspond à un échantillon prélevé dans le chenal d'accès du port, à marée basse.

Tableau 2.1 - Site, nom et date de prélèvement des 65 échantillons, entre Étretat et Le Tréport. Les carrés bleus représentent les échantillons obtenus.

| SITE | Étretat | Vaucottes | Yport | Fécamp | Les Petites Dalles | Veulettes/ Mer | St-Vaïléry-en-Caux | Veules-les-Roses | St-Aubin/ Mer | Ste-Marguerite/ Mer | Varengville | Pourville | Dieppe | Puys | Penly | Criel/ Mer | Le Tréport | TOTAL | | | | | | | | | | |
|------------|------------|------------|------------|------------|--------------------|----------------|--------------------|------------------|---------------|---------------------|-------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|----|----|
| NOM | ETR | VAU | YPO | FEC | LPD | VLM | SVC | VLR | AUB | MAR | VAR | POU | DIE | PUY | PEN | CRI | TRE | | | | | | | | | | | |
| DATE | 01/10/2019 | 01/10/2019 | 01/10/2019 | 01/10/2019 | 04/06/2019 | 04/06/2019 | 04/06/2019 | 04/06/2019 | 04/06/2019 | 02/10/2019 | 18/01/2019 | 05/06/2019 | 02/10/2019 | 18/12/2020 | 22/02/2022 | 16/01/2020 | 05/06/2019 | 14/12/2019 | 02/10/2019 | 14/02/2020 | 05/06/2019 | 05/06/2019 | 05/06/2019 | 05/06/2019 | 02/10/2019 | 02/10/2019 | 65 | |
| CORDON | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 25 |
| MI ESTRAN | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 18 |
| BAS ESTRAN | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 20 |
| AUTRE | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 2 |

2.2. Tailles et nature des grains des sables intertidaux

2.2.1. Méthodologie du tamisage des sédiments sableux à la colonne à tamis

Conformément aux pratiques classiques d'analyse de sable en laboratoire (Berthois et Berthois, 1955 ; Cailleux et Tricart, 1959), les sables échantillonnés ont dans un premier temps été plusieurs fois rincés à l'eau claire afin d'éliminer le sel marin formant des agrégats. Ils ont ensuite été séchés en étuve à 105 °C, puis tamisés avec une colonne de 17 tamis de maille carré (tamis et tamiseuse *Retsch*), de mailles comprises entre 2000 et 50 µm (classes granulométrique :]2000-1600]; [1600-1250]; [1250-1000]; [1000-800]; [800-630]; [630-500]; [500-400] ; [400-315] ; [315-250]; [250-200]; [200-160] ; [160-125]; [125-100]; [100-80]; [80-63]; [63-50[µm) (Figure 2.4A). Après séparation par quartage, méthode consistant à séparer équitablement l'échantillon en quartiers, environ 400 g de chaque échantillon ont été tamisés. Chaque refus est conservé séparément et pesé avec une précision de 0,01 g. Une photographie des fractions granulométriques est réalisée pour chaque échantillon (Figure 2.5).

Plusieurs tests au granulomètre laser (*Malvern Mastersizer 2000*) ont été réalisés et cette technique a présenté plusieurs inconvénients (Figure 2.4B). En effet, les sables intertidaux de Seine-Maritime sont hétérogènes en composition et morphologie des grains, et pour certains sont très coquilliers. Le granulomètre laser utilisé n'offre la possibilité d'analyser seulement quelques grammes d'échantillon, de moins de 1000 µm pour ne pas enrayer l'instrument. De plus, les lasers permettant l'analyse de la taille des grains offrent une meilleure précision lorsque ces derniers sont suffisamment lisses et sphériques, ce qui n'est pas le cas le long du littoral de Seine-Maritime.



Figure 2.4 - (A) Colonne à tamis et tamiseuse *Retsch* utilisées pour l'analyse granulométrique ; (B) granulomètre laser *Malvern Mastersizer 2000* utilisée pour les tests.

Ainsi, malgré l'aspect chronophage de la méthode par tamisage manuel, cette dernière présente plusieurs avantages. La colonne à tamis permet d'analyser une plus grande quantité d'échantillon et ainsi d'augmenter la représentativité. Le tamisage permet également de séparer et conserver chaque fraction granulométrique (Figure 2.5), utilisée dans un second temps pour les analyses géochimiques (cf. paragraphe 2.3).

Les résultats des tamisages ont été regroupés en 5 grandes classes de sables, selon la classification de Wentworth, (1922), et modifiée par Folk, (1966) (Tableau 2.2) :

- de 1000 à 2000 μm : les sables très grossiers ;
- de 500 à 1000 μm : les sables grossiers ;
- de 250 à 500 μm : les sables moyens ;
- de 125 à 250 μm : les sables fins ;
- de 63 à 125 μm : les sables très fins.

La fraction inférieure à 63 μm , peu fréquente, a néanmoins été conservée.

L'indice de classement de Trask (S_o), indiquant le degré de classement des sables, a également été calculé en utilisant les valeurs des premier et troisième quartiles, Q1 (valeur du diamètre du grain à 25 % de la courbe) et Q3 (valeur du diamètre du grain à 75 %) (Tableau 2.3 et Figure 2.6) selon la formule de Friedman (1962):

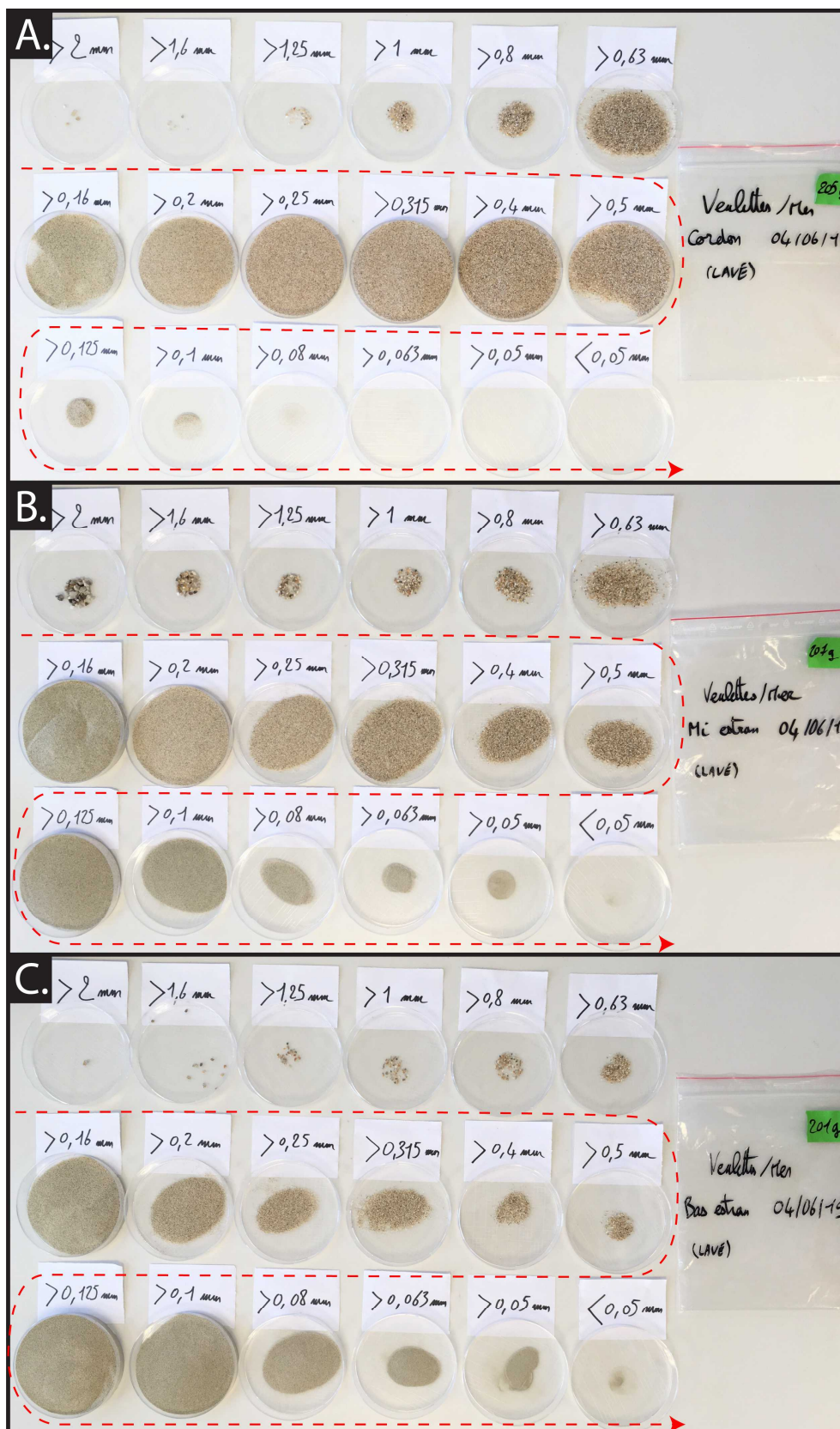


Figure 2.5 - Fractions granulométriques des sables entre 2000 et 50 μm : (A) échantillon prélevé à la surface du cordon de galets, (B) à mi estran, (C) en bas estran, à Veulettes-sur-Mer. L'observation visuelle montre immédiatement un phénomène de granoclassement assez classique sur les plages, à savoir l'augmentation de la présence de matériaux fins à très fins vers le bas estran.

Tableau 2.2 - Classification granulométrique en μm (Classification de Wentworth (1922), modifiée par Folk (1966))

| Limites granulométriques (μm) | Classes granulométriques |
|--|------------------------------|
| > 2000 | Graviers, cailloutis, galets |
| 2000 – 1000 | Sables très grossiers |
| 1000 – 500 | Sables grossiers |
| 500 – 250 | Sables moyens |
| 250 – 125 | Sables fins |
| 125 – 63 | Sables très fins |
| < 63 | Silts et argile |

Tableau 2.3 - Indice de classement de Trask (So), d'après Friedman (1962).

| Indice de Trask (So) | Classement |
|----------------------|-------------------------|
| 1 – 1,17 | Très bien classé |
| 1,17 – 1,20 | Bien classé |
| 1,20 – 1,35 | Moyennement bien classé |
| 1,35 – 1,87 | Moyennement classé |
| 1,87 – 2,75 | Mal classé |
| > 2,75 | Très mal classé |

2.2.2. Résultats granulométriques

Les sables échantillonnés montrent une **répartition spatiale originale** en termes de granulométrie (Figure 2.6) :

- Sur les cordons de galets, les sables sont généralement **moyens à grossiers**, avec un diamètre médian de $365 \mu\text{m}$, et sont moyennement bien triés (indice de Trask So moyen = 1,29 (Figure 2.6)). Cependant, à l'échelle du littoral étudié, ils sont particulièrement grossiers et moyennement bien classés entre Étretat et Fécamp, soit, dans le secteur le plus occidental, avec un indice So moyen = 1,31 et un pourcentage de 37 % de sables très grossiers et 47 % de sables grossiers. Ces caractéristiques se retrouvent plus modestement sur les sites de Varengeville-sur-Mer, Pourville-sur-Mer, Criel-sur-Mer et Le Tréport (So moyen = 1,22). Par ailleurs, l'observation à la loupe binoculaire montre la présence en grande quantité de grains/esquilles de silex, relatifs à la friction des galets à silex composant ces cordons. De nombreux débris coquilliers ont également été observés (Figure 2.11).
- L'espace du mi estran sableux, échantillonné à 10 m du pied du cordon de galets, est composé de sables **plus fins et mieux triés** (So moyen = 1,23), avec 80 % de sables fins et 14 % de sables moyens, et un diamètre médian de $176 \mu\text{m}$. Cette caractéristique est assez homogène sur l'ensemble du littoral, avec des disparités locales, notamment des sables très fins plus abondants sur certaines plages (Yport (10 %), Les Petites-Dalles (11 %) et le Tréport (28 %)).
- Au niveau du bas estran, la granulométrie **s'affine davantage**, avec un diamètre médian de $160 \mu\text{m}$ et des sables **bien classés** (So moyen = 1,19). Les sables fins représentent en moyenne 81 % des échantillons, 9 % en moyenne pour les sables moyens. Le pourcentage de sable très

fin est légèrement supérieur aux sables de mi estran (7,5 % en moyenne), notamment à Veulettes-sur-Mer (33 %) et au Tréport (29 %).

Les résultats de l'analyse granulométrique à l'échelle de la Seine-Maritime montrent une relative organisation spatiale : un compartiment dit **occidental**, au sud-ouest des Petites-Dalles, où les sables sont plus grossiers, et moins bien triés, voire inexistantes sur le platier rocheux, et un compartiment **oriental**, au nord-est des Petites-Dalles, caractérisé par l'omniprésence de sable; ces derniers étant mieux triés et plus fins. Cependant, quelques variations locales nettes subsistent dans ce schéma général.

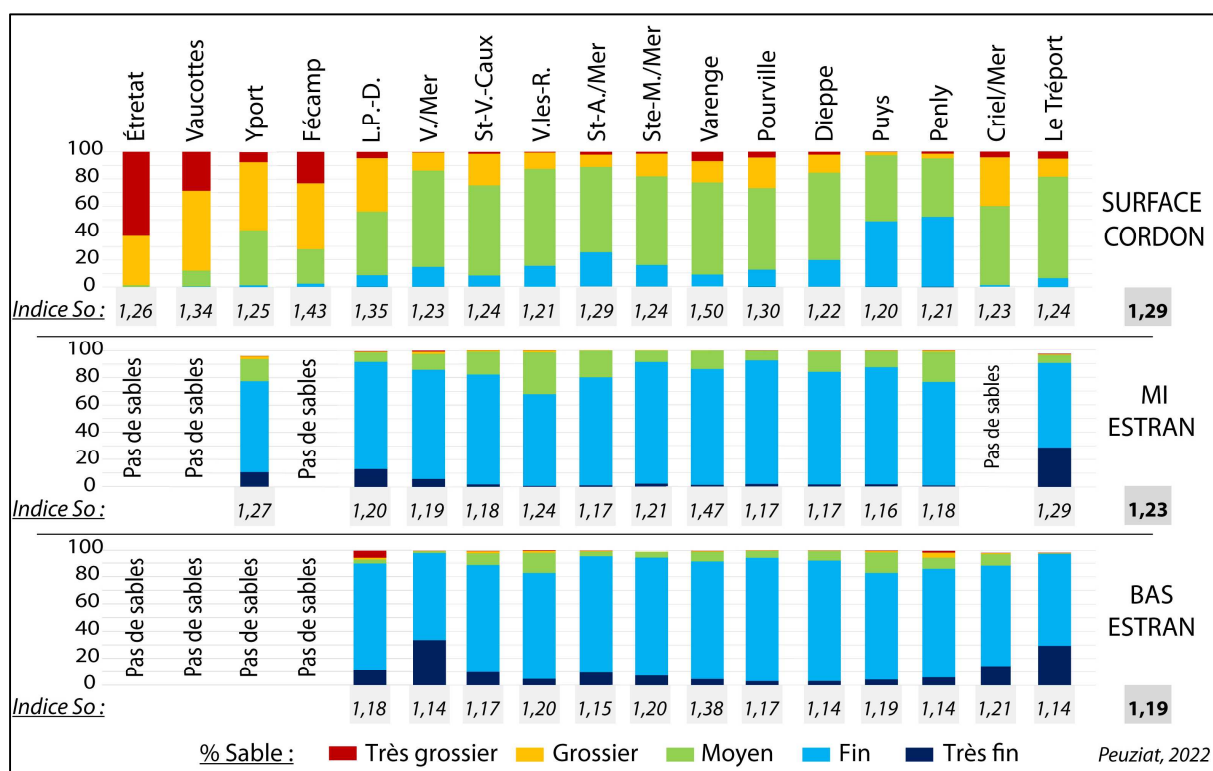


Figure 2.6 - Résultats granulométriques des échantillons prélevés sur 17 sites le long de la Seine-Maritime, sur les placages sableux à la surface des cordons de galets, en mi estran (à 10 m du pied du cordon de galets) et en bas estran (à la limite de basse mer).

L.P.-D. = Les Petites-Dalles ; V./Mer = Veulettes-sur-Mer ; St-V.-C. = Saint-Valéry-en-Caux ; V.-les-R. = Veules-les-Roses ; St-A./Mer = Saint-Aubin-sur-Mer ; S.-M./Mer = Sainte-Marguerite-sur-Mer ; Vareng. = Varengueville ; Criel/Mer = Criel-sur-Mer ; Le Trépo. = Le Tréport.

Quelques échantillons de sables ont également été prélevés sur des **placages sableux mobiles**, notamment sur le secteur du Cap d'Ailly, et montrent une grande similitude avec les sables de bas estran. En effet, l'indice de tri montre des sables bien triés (So moyen = 1,19). Les sables fins dominent avec 84 %, puis 15 % de sables moyens.

La Figure 2.7 représente la moyenne des courbes des pourcentages cumulés calculée pour les échantillons prélevés à la surface des cordons de galets (en vert), les mi estrans (en rouge) et les bas estrans (en bleu), ainsi que l'étendue minimale et maximale des pourcentages cumulés pour chaque fraction granulométrique.

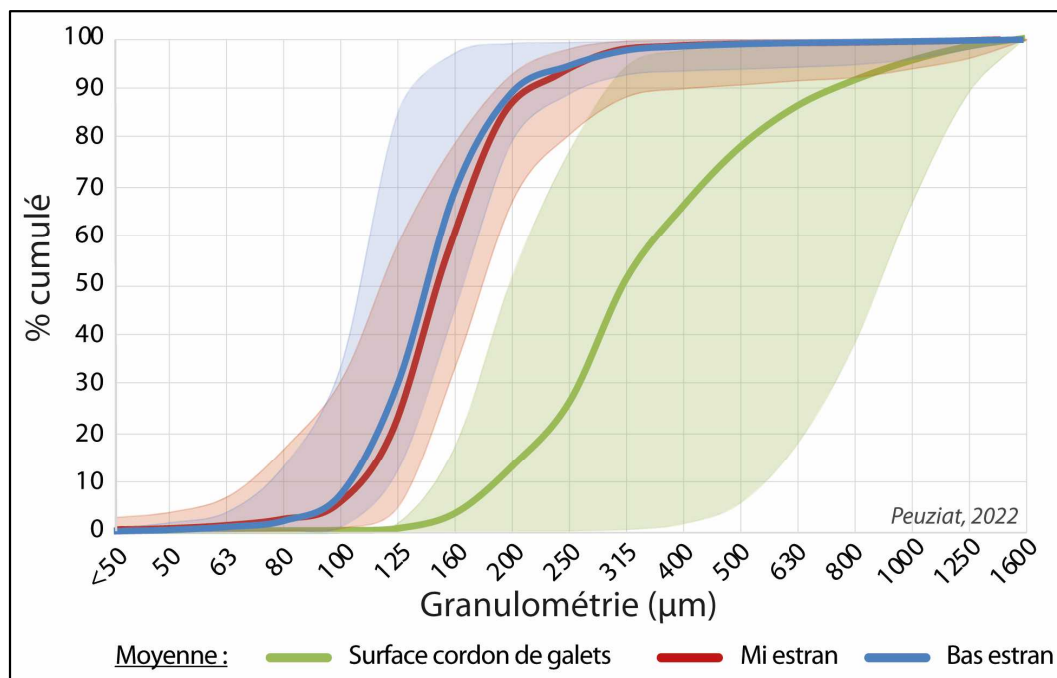


Figure 2.7 - Courbes des pourcentages granulométriques cumulés pour les échantillons prélevés à la surface des cordons de galets (vert), en milieu d'estran (rouge) et en bas estran (bleu).

Ces courbes mettent en évidence un **gradient d'affinement des grains** du haut estran, avec des sables assez grossiers et mal triés à la surface des cordons de galets, vers le bas estran, avec des sables fins voire très fins et bien triés. Les échantillons de mi estran et bas estran montrent une forte similarité dans leur granulométrie avec toutefois une granulométrie plus fine pour les bas estrans, comme observé précédemment (Figure 2.6).

- **Détermination des modes granulométriques**

Une analyse statistique de l'ensemble des résultats granulométriques issus du tamisage, sous forme d'analyse en composante principale (ACP) (Figure 2.8), met en évidence la répartition des sites échantillonnés en fonction de la granulométrie. Ainsi, les échantillons prélevés à la surface des cordons de galets (en vert) sont regroupés en fonction des classes granulométriques les plus grossières. Les échantillons des bas estrans (en bleu) sont eux regroupés en fonction des classes granulométriques les plus fines. Enfin, les mi estrans (en rouge) présentent des sables intermédiaires. Nous observons un gradient d'affinement des sables de la surface des cordons de galets vers le bas estran.

Les échantillons sableux présentent ici deux modes granulométriques. Les sables les plus grossiers, principalement ceux des **hauts estrans**, ont un **mode de 315-400 μm** . Les échantillons prélevés sur l'**estran sableux** ont un **mode plus fin, de 160-200 μm** . Ces deux modes structurent l'axe principal de l'ACP (Figure 2.8).

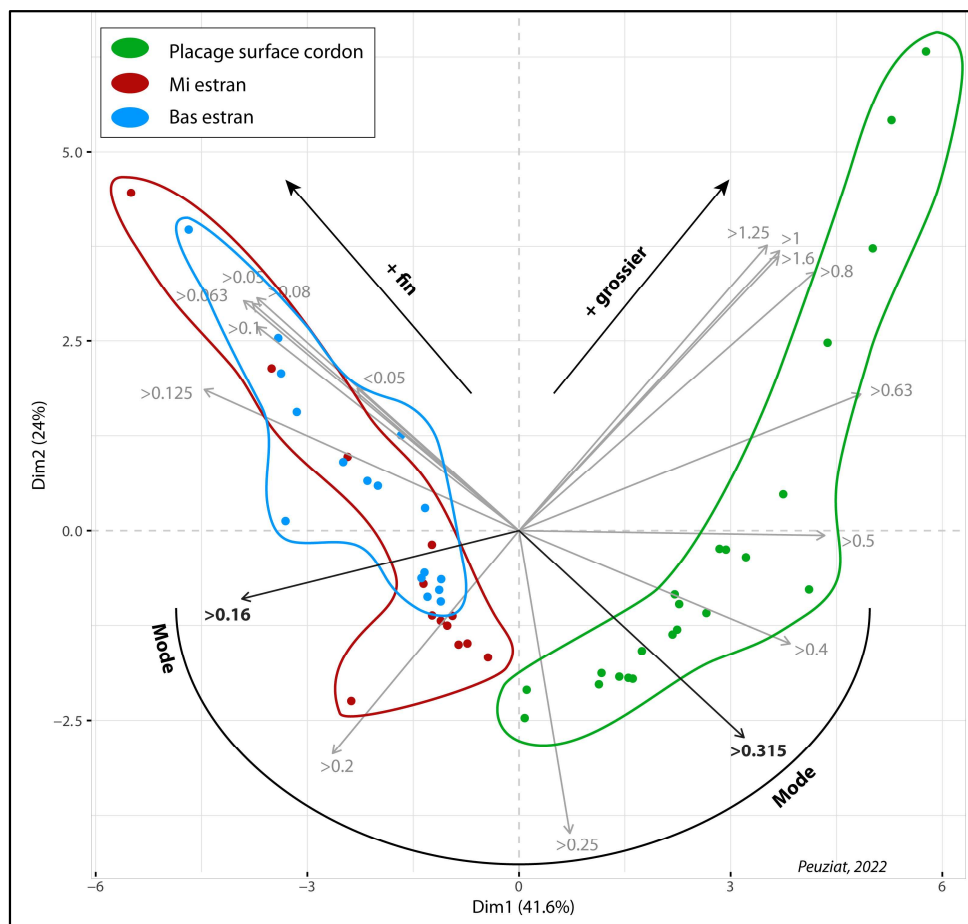


Figure 2.8 – Représentation de l'Analyse en Composante Principale montrant la répartition des sites échantillonnés en fonction de leur granulométrie.

- **Variabilité temporelle des caractéristiques granulométriques de la fraction sableuse**

Quelques sites ont été échantillonnés à plusieurs reprises dans le but d'observer les modifications granulométriques dans le temps. Les exemples de la Figure 2.9 montrent l'évolution granulométrique des sites de Sainte-Marguerite-sur-Mer et de Pourville-sur-Mer, entre juin 2019 et février 2022 d'une part, et juin 2019 et février 2021 d'autre part.

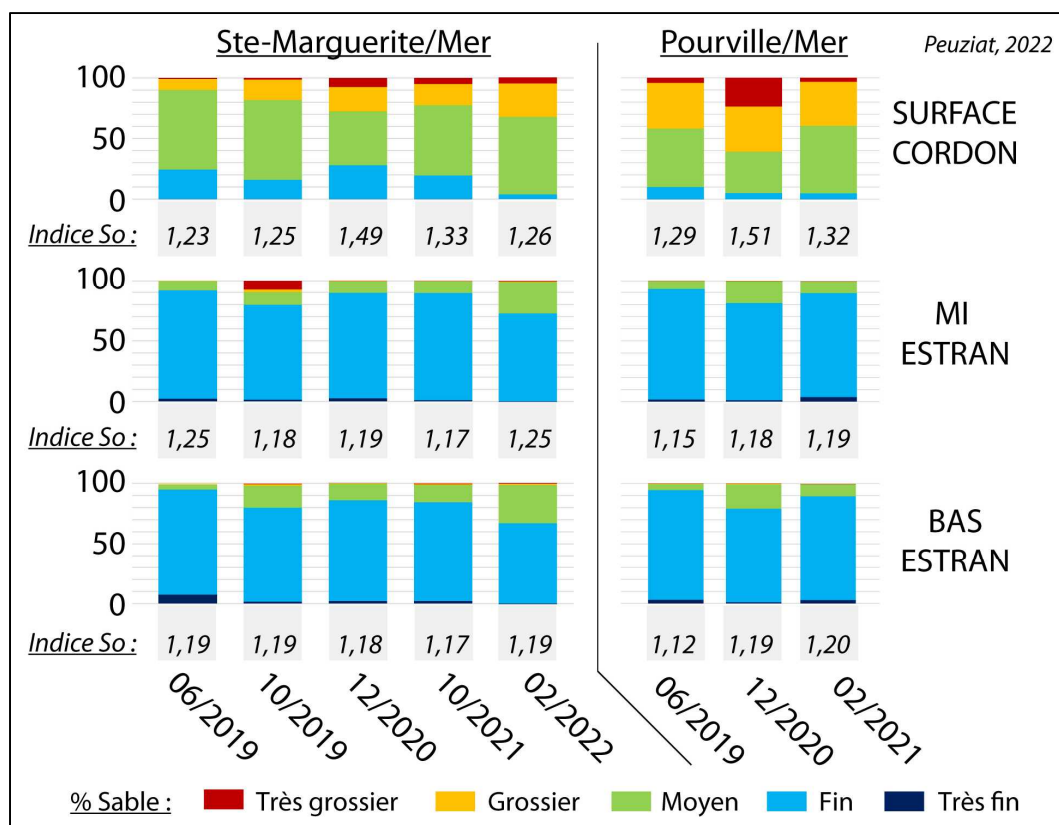


Figure 2.9 – Suivi granulométrique des sites de Sainte-Marguerite-sur-Mer et Pourville-sur-Mer à différentes périodes de l'année.

A Sainte-Marguerite-sur-Mer, les sables présentent une **granulométrie relativement constante** au cours de l'année. Une augmentation progressive de la taille des grains est observée à la surface des cordons de galets, pour les grains grossiers à très grossiers. Les milieux et bas estrans sont relativement stables sur l'année, avec toutefois l'apparition de sédiment très grossier en mi estran en octobre 2019. Cette augmentation brutale de grains très grossiers ne semble pas pouvoir s'expliquer ici par un épisode tempétueux du fait de conditions météo-marines calmes les semaines précédant l'échantillonnage. Toutefois, l'augmentation de la quantité de grains moyens en février 2022, tant en milieu qu'en bas estran, s'observe après le passage de deux tempêtes successives. L'indice de tri So ne semble pas fortement varier de façon saisonnière. Il varie néanmoins particulièrement en décembre 2020, tant pour le site de Sainte-Marguerite que pour Pourville, sur les échantillons prélevés à la surface de cordon. Le tri est alors moins bon que pour les autres échantillons ($So = 1,49$ et $1,51$). Ce mauvais tri s'accompagne à Pourville d'une augmentation significative de la taille des grains à la surface des cordons, et légèrement en milieu et bas d'estran.

2.2.3. Analyse de la nature et comptage des grains

Plusieurs échantillons ont été analysés à la loupe binoculaire dans le but de fournir de premiers éléments de caractérisation des différents minéraux composant ces sables intertidaux. Chaque fraction granulométrique a été photographiée, à différents grossissements (Figure 2.11).

L'observation de ces photographies a permis, dans un premier temps, l'identification des différents minéraux, puis, dans un second temps, de procéder au comptage statistique des grains (Figure 2.12).

Les exemples, illustrés sur les Figure 2.11 (1 et 2), proviennent de l'échantillon prélevé en bas estran à Sainte-Marguerite-sur-Mer, le 02/10/2019, représentatif de la majorité des échantillons prélevés sur la zone d'étude. Des tendances générales ressortent de ces observations.

Les fractions sableuses des échantillons des **hauts estrans**, prélevés à la surface des cordons de galets de silex, sont **majoritairement quartzueuses** pour les **fractions fines**, inférieures à 315 μm . Les grains/esquilles de **silex** deviennent **dominants** pour les **fractions les plus grossières**, fractions également composées de nombreux fragments/débris coquilliers (bivalves, mollusques, spicules d'éponges, etc.).

Les échantillons des **milieux et bas estrans** sont dominés par la présence de **quartz**, de type émoussé luisant (Figure 2.10). Les **fragments coquilliers** se retrouvent en grande quantité (entre 15 et 50 %) dans les **fractions supérieures à 250 μm** , tant au milieu qu'en bas d'estran. Des grains de glauconies et d'éléments ferrugineux (tel que des grains de magnétite) sont notables, en particulier pour les fractions fines inférieures à 125 μm . Des **esquilles de silex** sont observables dans les fractions les plus grossières. Ces esquilles proviennent de la friction des galets de silex entre eux. Leur présence sur l'estran sableux traduit de possibles échanges sédimentaires entre les cordons de galets et l'estran sableux (cf. Chapitres 6 et 7).

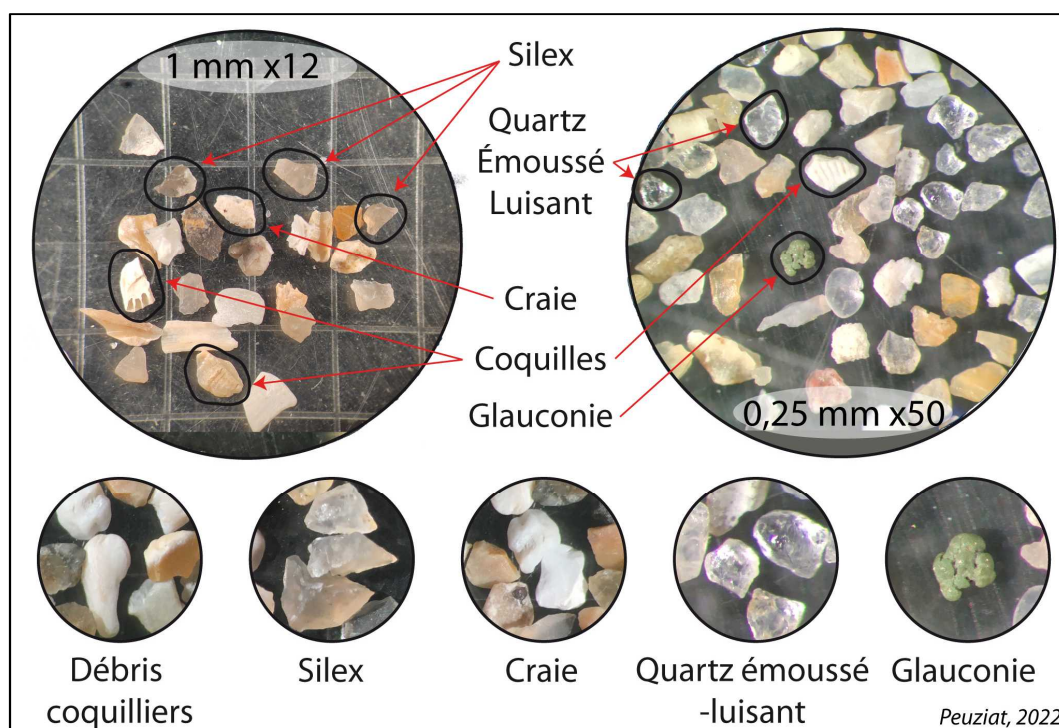
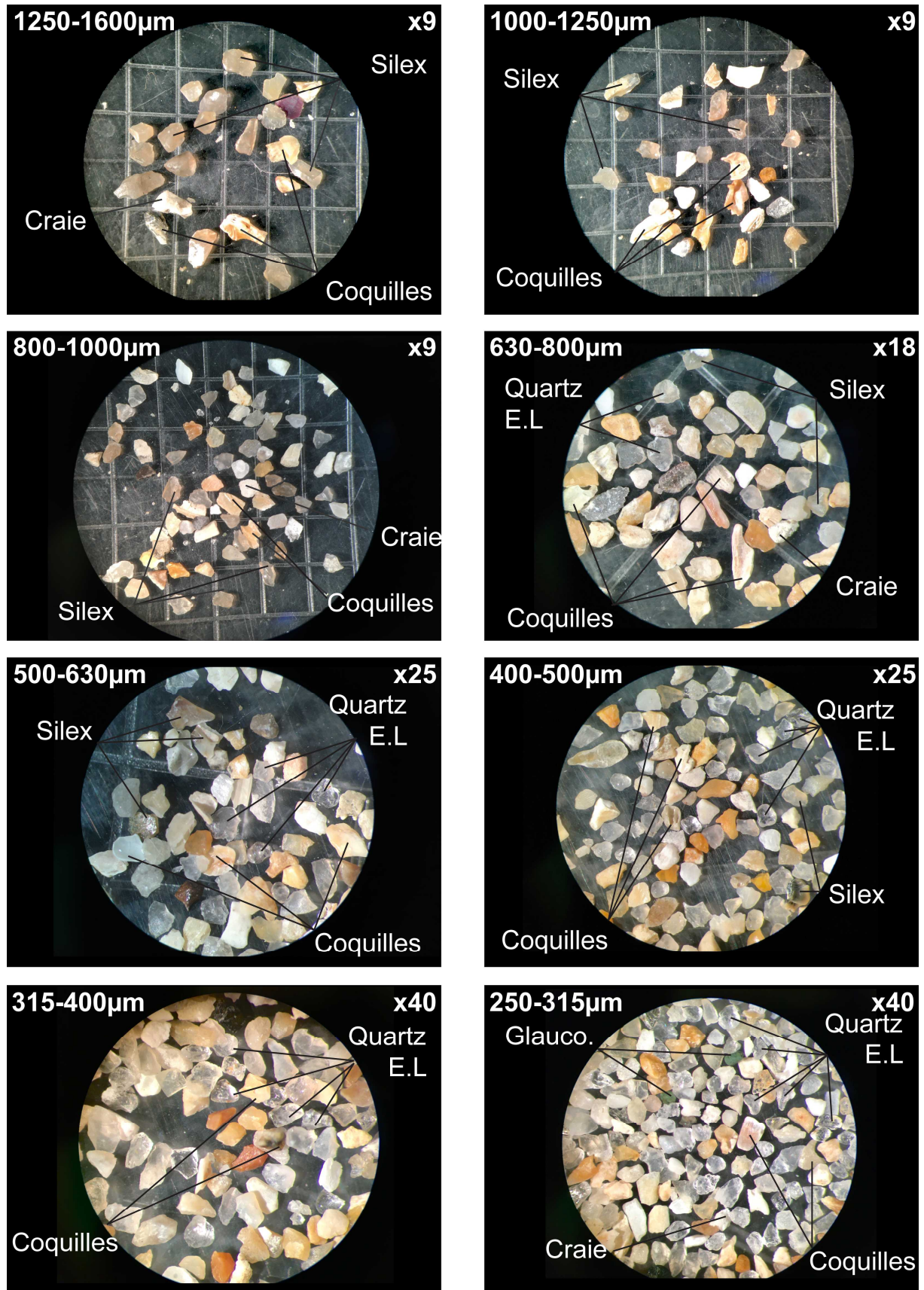


Figure 2.10 - Types de grains observés à la loupe binoculaire.



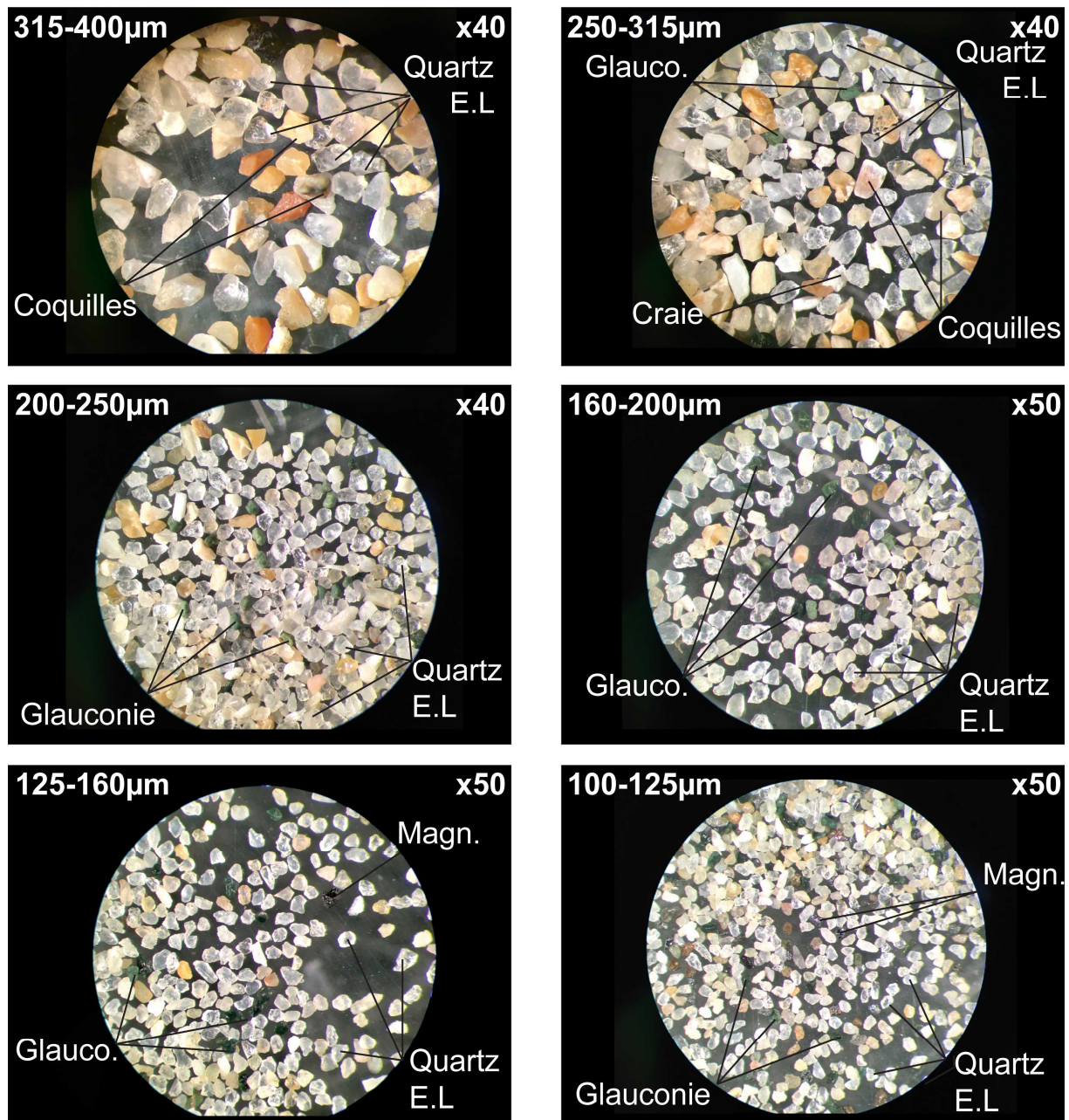


Figure 2.11 - (2/2) Observations des fractions granulométriques de 63 à 1600 µm à la loupe binoculaire (Sainte-Marguerite-sur-Mer - Bas estran - 02/10/2019). Quartz E.L. = Quartz émoussé luisant ; Glauco. = Glauconie ; Magn. = Magnétite.

Le comptage des différents grains composant les sables échantillonnés est repris dans la Figure 2.12. Bien que la granulométrie soit globalement homogène sur chaque partie échantillonnée (surface des cordons, mi estran, bas estran), des différences locales sont notables et s’observent par la composition de grains. En effet, les deux exemples de la Figure 2.12 reprennent les observations des échantillons de Sainte-Marguerite-sur-Mer (du 02/10/2019) et Pourville-sur-Mer (du 27/05/2019), de part et d’autre du Cap d’Ailly :

- A la **surface des cordons de galets**, les **fractions grossières** (> 400 µm) sont dominées par les **grains de silex**, composant plus de 70 % de l’échantillon de Sainte-Marguerite, et

plus de 50 % à Pourville. Le pourcentage de fraction coquillière est également important pour les granulométries grossières, en particulier pour le site de Pourville-sur-Mer avec plus de 25 %. Les fragments coquilliers sont toutefois moindres à Sainte-Marguerite, avec des concentrations légèrement supérieures à 12 %. Pour les fractions inférieures à 400 μm , les grains de quartz sont majoritaires et jusqu'à 90 % pour les fractions inférieures à 200 μm . À noter l'absence quasi totale d'éléments ferrugineux et de grains de glauconie.

- En **milieu d'estran**, les **fractions plus grossières**, entre 500 et 1000 μm à Pourville, sont dominées par la présence de **débris coquilliers** à plus de 50 % (jusqu'à 80 % pour la fraction 1000-1250 μm), puis par le **silex** entre 19 et 33 %. Le quartz devient ensuite largement dominant pour les fractions inférieures à 500 μm . Ce constat s'observe aussi pour le site de Sainte-Marguerite, avec des pourcentages assez homogènes entre les fragments de coquilles, les silex et les quartz pour les fractions comprises entre 250 et 400 μm , avec une légère dominance pour les grains de quartz (entre 40 et 70 %). La présence de fragments coquilliers est plus importante, entre 25 et 48 %. Des éléments ferreux ont été observés dans les fractions les plus fines, inférieures à 125 μm (25 % à Pourville, 12 % à Sainte-Marguerite). Entre 5 et 10 % de glauconie compose également les fractions inférieures à 200 μm , et particulièrement les fractions entre 80 et 100 μm .
- En **bas estran**, les **fractions grossières**, entre 500 et 1000 μm , sont composées de fragments coquilliers (entre 39 et 48 % à Sainte-Marguerite ; entre 50 et 62 % à Pourville) et par des esquilles de silex (entre 37 et 54 % à Sainte-Marguerite ; entre 30 et 45 % à Pourville). Les fractions comprises entre 250 et 500 μm sont également dominées par les fragments coquilliers (35 % à Sainte-Marguerite, 50 % à Pourville), puis par les grains/esquilles de **silex** (22 % à Sainte-Marguerite et jusqu'à 45 % à Pourville). Les quartz dominent ensuite pour les fractions inférieures à 200 μm , avec entre 65 et 90 % pour les fractions les plus fines, à Sainte-Marguerite et entre 67 et 85 % à Pourville. Les fractions inférieures à 125 μm présentent entre 10 et 15 % de grains de glauconie.

Les silex semblent donc dominer les fractions grossières, supérieures à 400 μm , pour les échantillons analysés du bas au haut estran. Les fragments coquilliers sont largement présents dans les fractions comprises entre 400 et 630 μm , particulièrement pour les milieux et bas d'estran. Les grains de quartz, de type « émoussé-luisant », sont majoritaires pour les fractions inférieures à 315 μm . A noter les différences de sites, notamment pour la présence de grain de glauconie ou ferrugineux.

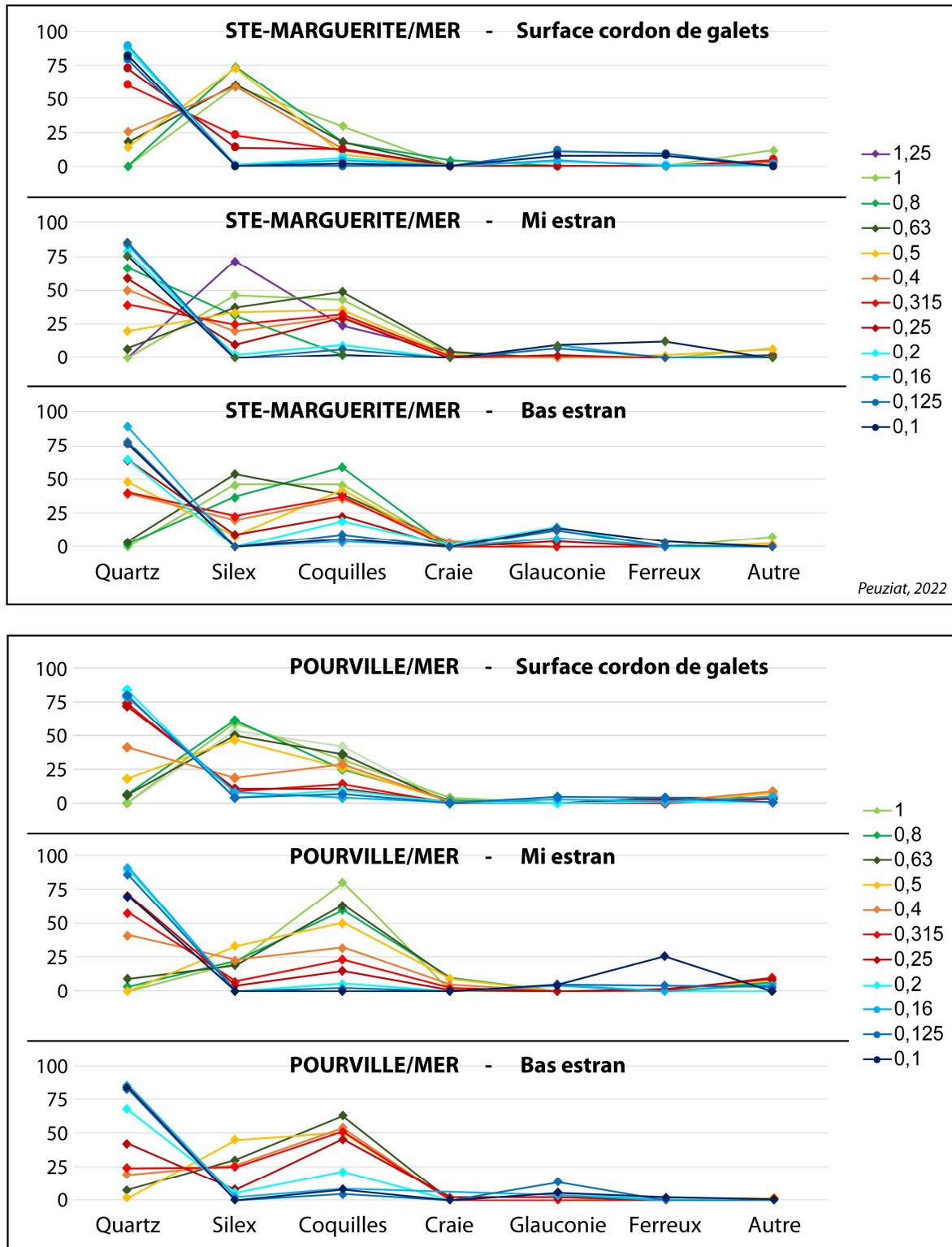


Figure 2.12 - Comptage des grains d'après les observations et identifications des minéraux à la loupe binoculaire. Exemple des sites de Sainte-Marguerite-sur-Mer (échantillonné le 02/10/2019) et Pourville-sur-Mer (échantillonné le 27/05/2019), pour les échantillons prélevés à la surface du cordon de galets, en mi et bas estrans. Les différentes fractions granulométriques sont représentées en nuance de couleur, du plus grossier en vert au plus fins en bleu.

Ces deux sites ont été échantillonnés à plusieurs périodes de l'année dans le but d'observer les variations saisonnières de granularité ou de composition. Un comptage des grains a de nouveau été effectué pour deux échantillons, à Sainte-Marguerite (18/12/2020) et à Pourville (14/02/2020), sur des échantillons prélevés après des périodes de conditions météo-marines plus agitées (Figure 2.13). Seuls les bas estrans sont représentés et présentent une quantité plus importante de grains grossiers (à partir de 1250 μm contre 800 μm pour les échantillons de mai et octobre 2019), et, corrélativement, une quantité moindre des grains plus fins, inférieurs à 160 μm . Les grains des fractions plus grossières correspondent principalement à des fragments coquilliers, représentant entre 47 et 55 % pour Sainte-Marguerite et entre 50 et 78 % pour Pourville pour les fractions entre 630 et 1250 μm . Ces fragments coquilliers se retrouvent en quantité légèrement inférieure pour les fractions plus fines, jusqu'à 315 μm (notamment à Pourville avec une diminution de moitié pour la fraction 315-400 μm). La proportion de grains/esquilles de silex reste relativement homogène en fonction des saisons mais il est toutefois important de noter que les grains plus grossiers correspondent également à des **esquilles de silex** (21 et 37 % des grains pour Sainte-Marguerite et entre 32 et 45 % pour Pourville (pour les fractions 800 et 1250 μm), esquilles observées à l'œil nu sur le terrain. Les quartz sont ensuite à nouveau dominants pour les fractions fines.

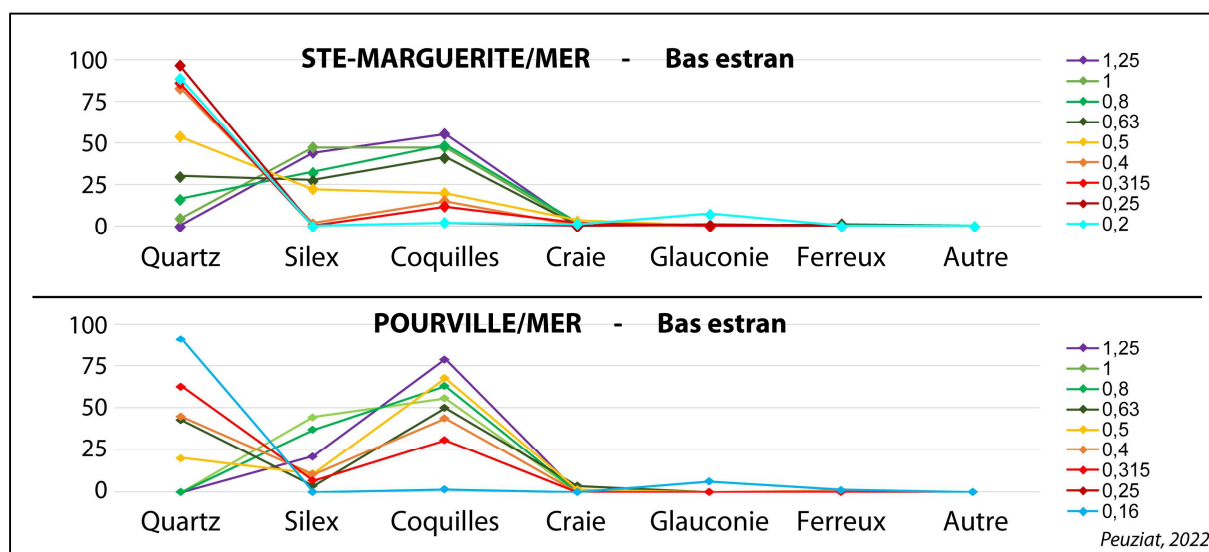


Figure 2.13 - Comptage des grains d'après les observations et identifications des minéraux à la loupe binoculaire. Exemple des sites de Sainte-Marguerite-sur-Mer (échantillonné le 18/12/2020) et Pourville-sur-Mer (échantillonné le 14/02/2020), pour les échantillons prélevés en bas estran.

2.3. Approche géochimique : méthode novatrice pour déterminer l'origine des particules sableuses

Les hypothèses quant à l'ensablement relativement massif et récent du littoral de Seine-Maritime (Costa, 1997 ; Augris *et al.*, 2004) posent la problématique de l'origine des sables intertidaux. L'analyse granulométrique décrite précédemment a permis de caractériser la fraction sableuse d'un point de vue physique (forme, taille, aspect, etc.) pouvant renseigner sur les modes de transports, mais également sur la diversité relative de la nature des grains (quartz, silex, fragments coquilliers, fragments de craies, glauconie, etc.). Or, la composition des sables contient plusieurs informations sur leur dynamique. Cette deuxième partie s'attache à décrire la composition élémentaire des sables, pour détecter des signatures géochimiques pouvant être les marqueurs d'une origine, continentale, fluviatile et/ou marine. En collaboration avec les chercheurs du CNAM-Intechmer - LUSAC de Cherbourg (A. Murat, G. Grégoire, A. Rieux), une approche géochimique innovante, par fluorescence X a été réalisée sur les échantillons prélevés le long du littoral.

2.3.1. Méthodologie

2.3.1.1. Choix des fractions granulométriques à analyser

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, il existe une relation entre la taille des grains et leur nature, donc leur composition. Le paramètre de taille et de forme est donc un biais possible si l'on souhaite analyser la composition géochimique des sables. Afin de s'abstraire de ce biais, les fractions granulométriques précédemment conservées lors du tamisage des échantillons, ont été analysées séparément. Cela permet également d'étudier la variabilité de composition des différentes fractions. Toutefois, les analyses géochimiques, notamment par fluorescence X, sont très chronophages. Nous avons donc effectué plusieurs tests sur toutes les fractions granulométriques de 6 échantillons, de 63 à 1600 μm , dans le but de sélectionner les fractions les plus porteuses d'informations, mais également les plus représentatives. Il en résulte que les 2 modes granulométriques, **160-200 μm** pour les échantillons de milieu et bas estran, et **315-400 μm** pour les échantillons prélevés à la surface des cordons de galets, sont les plus représentatifs des échantillons. Des analyses complémentaires dans le cadre du post-doctorat d'Alissia Rieux (2021) et de stages de Master 2, ont été effectuées sur tous les échantillons de **bas estran**, secteur privilégié en raison de l'importance de sa dynamique sédimentaire.

2.3.1.2. Broyage des fractions pour obtenir une poudre homogène

Les 2 modes de tous les échantillons ont été broyés à sec à l'aide d'un vibro-broyeur (*Retsch MM400*) (Figure 2.14A). Les fractions sableuses sont placées dans deux bols de 25 mL, contenant 4 à 8 mL d'échantillon, avec des billes, qui, comme les bols, sont en oxyde de zirconium,

matériau d'une dureté élevée (8-8.5 sur l'échelle de Mohs), permettant d'éviter la contamination des échantillons et de broyer efficacement le quartz. Le broyage s'effectue ensuite à une vitesse de 30 répétitions par seconde pendant 2 fois 4 minutes et permet d'obtenir une poudre fine et homogène.

2.3.1.3. Analyse par fluorescence X (XRF) au xSORT

La poudre homogène obtenue est placée dans un creuset de 15 mm de diamètre dont la base est une feuille de polypropylène, de 4 μm d'épaisseur, puis analysée par une méthode non-destructrice au spectromètre à fluorescence X (XRF : X-Ray Fluorescence) au xSORT (*Spectro Ametek*) (Figure 2.14-B). Un faisceau de rayons X projeté contre l'échantillon permet d'exciter les atomes, les rendant ainsi instables. Les atomes cherchent donc à reprendre leur état initial et émettent des photons d'énergie et de longueur d'onde propres à chaque élément. Plus le numéro atomique de l'élément est élevé et plus le nombre de proton détecté sera grand. Ces derniers sont mesurés et permettent de caractériser la nature des éléments chimiques ainsi que leur concentration massique (Jenkins et De Vries, 1969 ; Rothwell et Rack, 2006 ; Weltje et Tjallingii, 2008 ; Thirion-Merle, 2014 ; Baux, 2018).

Pour chaque échantillon, 4 répliques sont analysés pour pallier les possibles erreurs de mesures (5 % de différence entre répliques autorisés). Le xSORT permet difficilement d'analyser des éléments chimiques au numéro atomique inférieur à 14, avant le Silicium. Ainsi, 18 éléments chimiques sont correctement calibrés : Si, S, K, Ca, Ti, V, Mn, Fe, Ni, Ga, As, Br, Rb, Sr, Y, Pb, Th et U. Les moyennes des répliques sont ensuite calibrées sur la base d'une soixantaine d'étalons naturels de sédiments analysés par le SARM-Nancy en ICP MES et MS.

Les résultats sont donnés en ppm ou % pour les fortes concentrations (notamment le Silicium et le Calcium). Au total, 408 mesures auront été réalisées sur **96 fractions granulométriques** (48 fractions 160-200 μm , 48 fractions 315-400 μm), réparties sur 16 sites, ainsi que sur plusieurs échantillons « sources » (silex, grès et craie, tous prélevés sur le terrain).

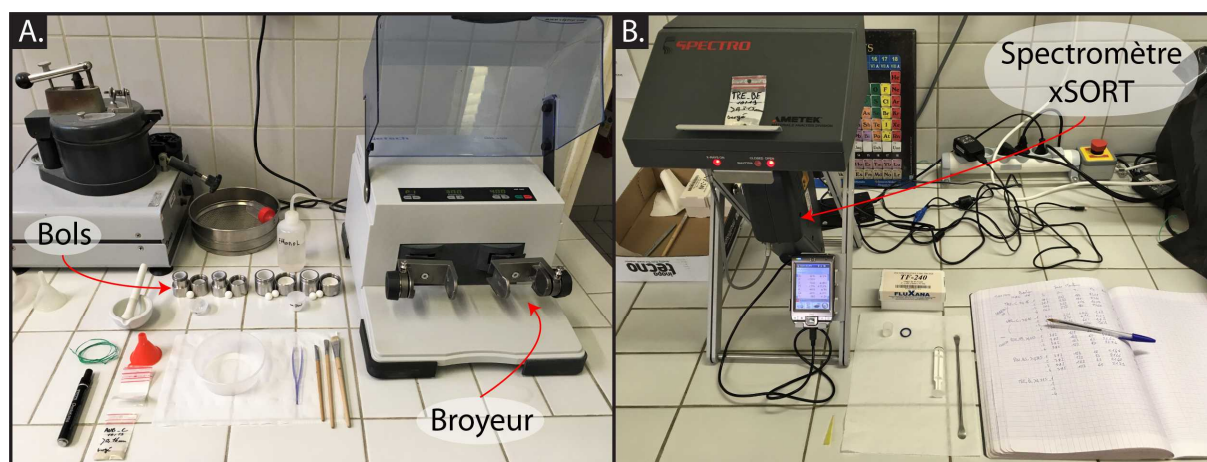


Figure 2.14 - (A) Vibro-broyeur (Retsch MM400) à billes d'oxydes de zirconium ; (B) Spectromètre à fluorescence X (xSORT - Spectro).

Toutes les fractions granulométriques des bas estrans ont été entièrement analysées par fluorescence X et ont été intégrées au jeu de donnée.

2.3.1.4. Analyse du taux de carbone total au LECO

Les coquilles carbonatées sont des composantes essentielles des sables littoraux (Figure 2.11 et Figure 2.12). Ces carbonates (CaCO_3) sont composés de calcium (Ca) analysable par fluorescence X, et de carbone (C), analysable par spectrométrie infrarouge. Ces deux éléments sont de potentiels marqueurs des carbonates, mais ils peuvent, l'un comme l'autre, être présents sous d'autres formes particulières que les carbonates des sables littoraux. Le carbone peut se retrouver dans la matière organique. Le Ca peut entrer dans la composition de certains minéraux lourds (sphène ou pyroxène par exemple). La comparaison des teneurs en Ca et en C total permettra de choisir le meilleur traceur des carbonates.

Les mesures du carbone total ont été effectuées par spectrométrie Infrarouge, au LECO CS 744 (Figure 2.15). Cet analyseur permet de chauffer l'échantillon à haute température et d'y injecter de l'Oxygène pour capter la part de Carbone sous forme de CO_2 . Pour favoriser la combustion, deux accélérateurs sont ajoutés à l'échantillon, du tungstène et du fer. En fonction de l'étalon choisi et des valeurs obtenues, entre 2 et 4 réplicas sont nécessaires pour pallier l'erreur de mesure. La calibration est contrôlée toutes les six analyses. La moyenne de ces réplicas donne le résultat final, en pourcentage.

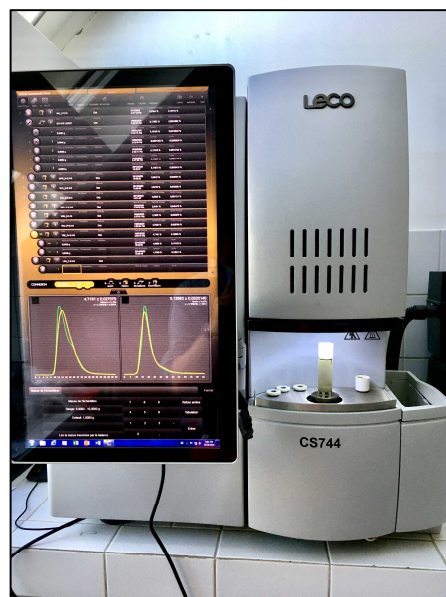


Figure 2.15 - Analyseur du taux de carbone LECO CS744.

2.3.2. Composition chimique des sables intertidaux et identification des sources

Les deux analyses précédemment décrites nous renseignent sur la composition chimique des sables intertidaux. La majorité des sédiments sableux en Manche orientale se composent de silicate et de carbonate, avec une dominance des silicates (Larsonneur, 1971 ; Auffret *et al.*, 1975 ; Augris *et al.*, 2004). L'**élément majoritaire** composant la fraction sableuse intertidale est le **silicium** (en moyenne 30 %). Cet élément est fortement concentré dans les fractions granulométriques dominées par les quartz et silex, largement observés le long du littoral seinomarin. Le **calcium** est le deuxième élément quantitativement le plus important (en moyenne 8 %) et reflète la présence de carbonates. D'autres éléments complètent la composition chimique principale des sables, comme

le potassium (0,6 % en moyenne), contenu dans le feldspath et les glauconies, et le strontium (0,02 % en moyenne) qui a le même comportement géochimique que le calcium.

L'analyse du rapport Si/Ca nous renseigne sur la composition plus ou moins silicatée ou carbonatée de chaque fraction granulométrique (Figure 2.16). Pour simplifier la lecture, des regroupements ont été effectués entre classes granulométriques aux compositions semblables.

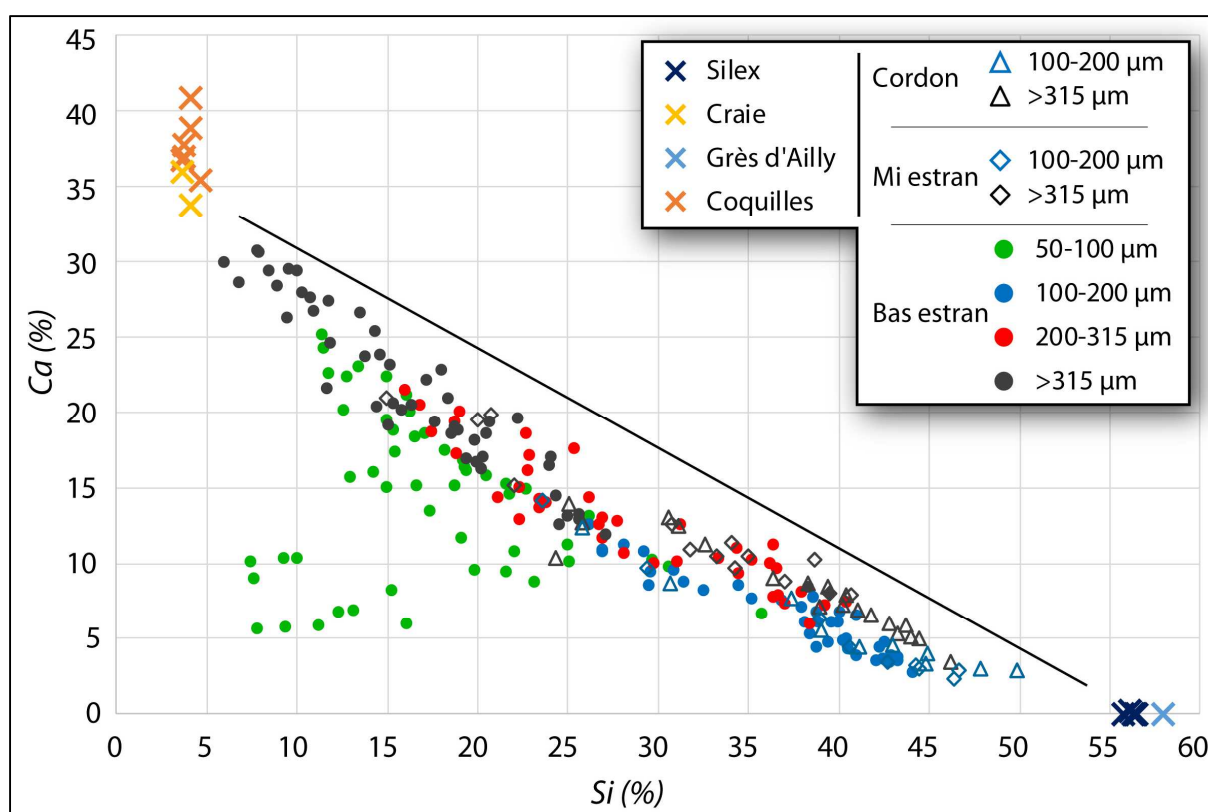


Figure 2.16 - Concentrations en silicium par rapport au calcium pour tous les échantillons analysés. Les échantillons de bas estran (ronds) sont regroupés en classes granulométrique plus larges, ceux de mi estran (losange) et de la surface des cordons (triangle) correspondent aux fractions 160-200 et 315-400 μm. Des échantillons dits « source » ont été ajoutés (silex, craies, grès et coquilles).

Des échantillons dits « sources », de silex, de craie, de coquilles et de grès, ont été analysés par fluorescence X. Les fragments coquilliers et les échantillons de craies sont ainsi logiquement dominés par le calcium, avec une très faible concentration en silicium. Les échantillons de silex et de grès (échantillonnés au Cap d'Ailly) sont quant à eux entièrement dépourvus de calcium et présentent de fortes concentrations en silicium (>55 %). Une partie des fractions granulométriques les plus fines, inférieures à 100 μm, sortent de la dualité silicium/calcium. Leur composition chimique devient plus variée avec une augmentation de la diversité minéralogique liée à la présence de minéraux lourds résistants à l'altération. Les fractions 100 à 200 μm sont les plus siliceuses, car marquées par le mode principal à 160-200 μm, formé principalement de grains de quartz, comme nous avons pu l'observer à la loupe binoculaire (Figure 2.11). Ce constat est le même quel que soit

l'emplacement de l'échantillon sur l'estran (bas estran, mi estran, et surface des cordons de galets). Les fractions granulométriques entre 200 et 315 μm ont une composition intermédiaire, plus influencée toutefois par le silicium. Enfin, les fractions les plus grossières, supérieures à 315 μm , ont, pour les bas estrans, une composition dominée par le calcium. Pour les échantillons prélevés à la surface des cordons de galets, la composition est plus siliceuse, influencée par la présence de nombreuses esquilles de silex observées à la loupe binoculaire (Figure 2.11). Les mi estran ont une composition intermédiaire.

L'analyse de la variabilité du rapport Si/Ca le long du littoral de Seine-Maritime montre certaines tendances (Figure 2.17) :

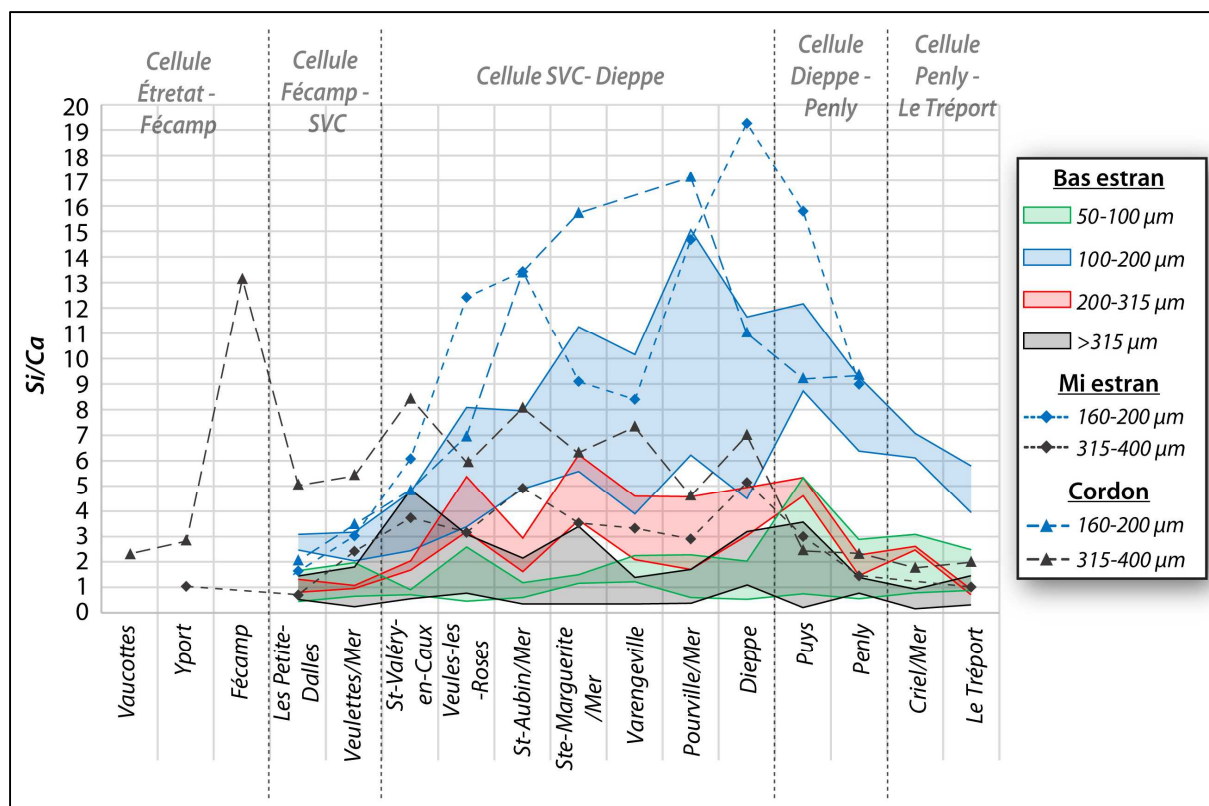


Figure 2.17 – Évolution du rapport Si/Ca le long du littoral de Seine-Maritime, de Vaucottes au Tréport.

- Les granulométries les plus fines, inférieures à 100 μm (vert), présentent une faible valeur et une faible variabilité du rapport Si/Ca. Ce rapport augmente légèrement entre Puy et Criel-sur-Mer.
- Les classes granulométriques 100 à 200 μm (bleu) ont les rapports les plus importants, pouvant s'expliquer par leur composition dominée par les quartz. Le long du littoral, on constate un enrichissement de cette fraction en silicium, des Petites-Dalles à Dieppe, puis une diminution vers le Tréport.

- Les fractions granulométriques de 200 à 315 µm (rouge) montrent une évolution spatiale proche de celles de 100 – 200 µm, mais avec une valeur du rapport plus faible indiquant une dominance moins forte des quartz sur les grains carbonatés.
- Enfin, les classes plus grossières, supérieures à 315 µm (noir) ont, pour les échantillons de bas estran, un faible rapport Si/Ca sur toute la zone ce qui reflète la présence plus importante des coquilles carbonatées, avec toutefois un pic observé à Saint-Valéry-en-Caux. Pour les échantillons de mi estran et encore plus pour les échantillons prélevés à la surface des cordons de galets, l'augmentation du rapport marque le gradient Terre-Mer, avec la diminution de la quantité de coquilles marines et l'augmentation des esquilles de silex (silex issus des falaises de craies). Les valeurs les plus fortes du rapport reflètent la présence de cordons littoraux riches en silex (très important à Fécamp et à Dieppe).

Pour choisir le meilleur indicateur permettant de tracer les carbonates, nous avons comparé les teneurs en Ca et en C des échantillons analysés (Figure 2.18). La droite orange représente la droite théorique du Ca-C des carbonates, droite selon laquelle tout le Ca et C sont dans le rapport des carbonates (coefficient de corrélation $R^2 = 1$). Tous les points répondant à cette corrélation correspondent à des échantillons pour lesquels le Ca et le C sont exclusivement sous forme de carbonates. La majorité des points s'en rapproche (coefficient de corrélation $R^2 = 0,88$), témoignant d'une large dominance des carbonates comme porteurs de calcium et de carbone. Néanmoins, quelques points s'éloignent de cette droite. Ceux situés au-dessus correspondent à un enrichissement en carbone et indiquent la présence de carbone organique, soit sous la forme de particules individualisées (<100 µm), soit sous la forme d'enduits sur les grains plus grossiers.

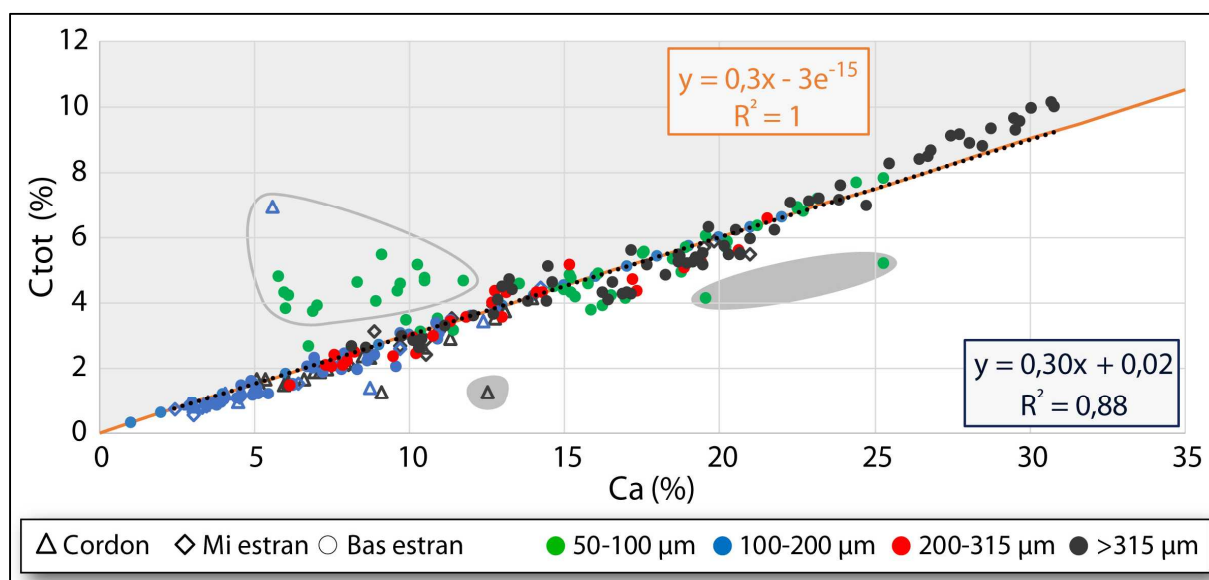


Figure 2.18 - Teneur en Carbone Total (Ctot) par rapport à la teneur en Calcium (Ca) contenue dans tous les échantillons prélevés le long du littoral de Seine-Maritime. La droite théorique du Ca-CO₃C est représentée en orange et correspond à la droite selon laquelle tout le carbone serait contenu dans les carbonates. Au-dessus de cette droite, le carbone est de plus en plus contenu dans la matière organique.

Ceux situés en dessous de la droite marquent un surplus de calcium par rapport à la quantité de carbone. Ils correspondent à la présence de minéraux non carbonatés contenant du calcium (minéraux lourds présents surtout dans les fractions les plus fines). Les anomalies liées au carbone sont les plus nombreuses, nous avons donc décidé d'utiliser le calcium comme traceur des carbonates.

Le strontium est un élément qui a le même comportement géochimique que le calcium (même charge et même diamètre ionique). La comparaison Sr et C amène à la même conclusion qu'avec le Ca. Le strontium peut lui aussi être utilisé comme un traceur des carbonates. Comme ces deux éléments sont des traceurs de la même matrice (les carbonates), leur rapport (Sr/Ca) peut être, et est très souvent, utilisé pour déterminer les origines des carbonates (Gillikin *et al.*, 2005 ; Poulain *et al.*, 2015 ; Füllenbach *et al.*, 2017). Les teneurs en Sr sont multipliées par 1000 par convention (Klein *et al.*, 1996 ; Gillikin *et al.*, 2005), car le strontium est 1000 fois moins concentré que le calcium dans les carbonates. L'analyse des teneurs en Strontium et Calcium (Figure 2.19) nous permet d'identifier à minima deux origines distinctes en fonction de la granulométrie des sables :

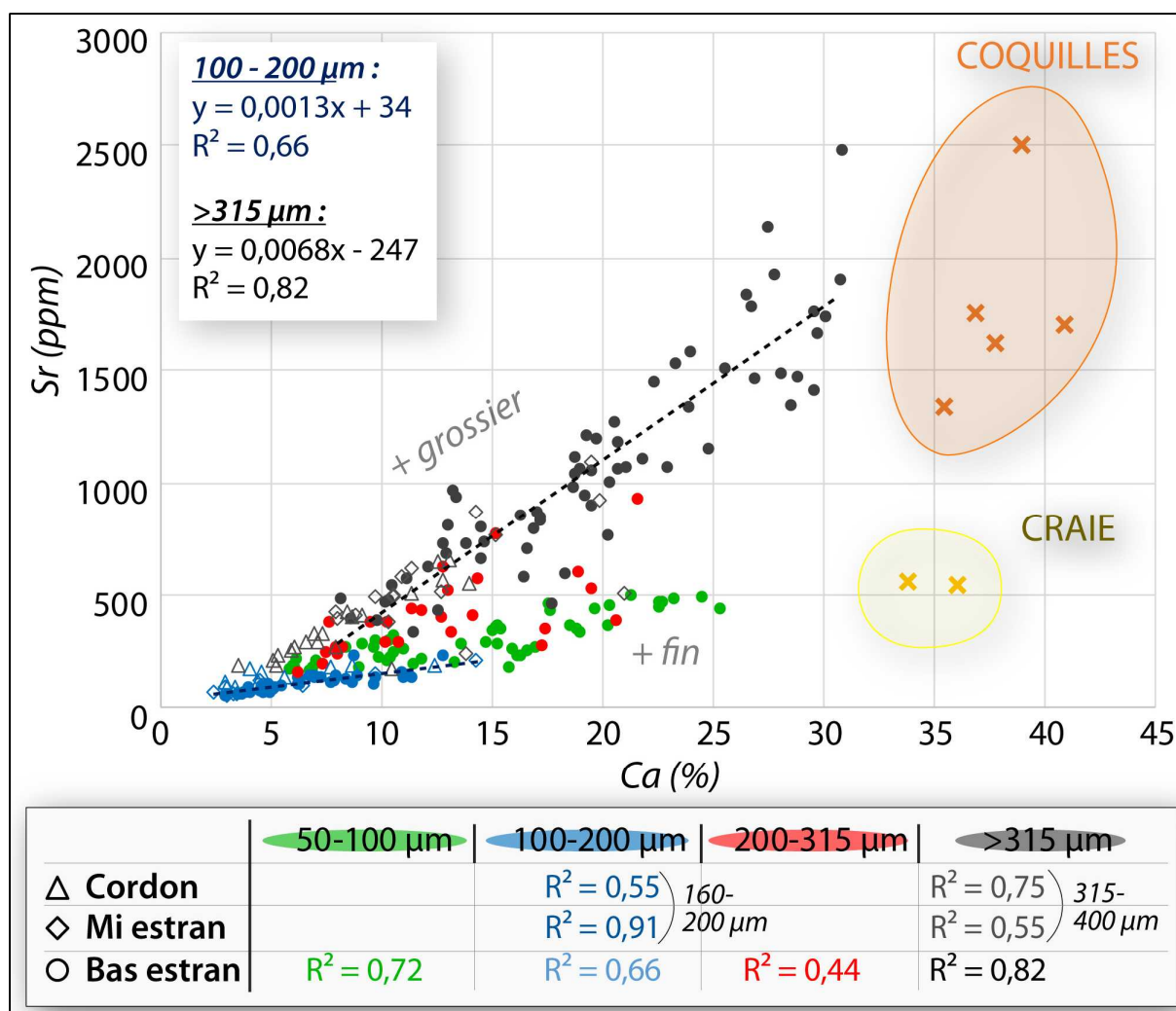


Figure 2.19 - Concentrations de Strontium en fonction du Calcium pour chaque fraction de chaque échantillon de bas estran, ainsi que pour les échantillons de mi estran, de cordon et « source » (craie et coquilles).

- Une **origine plutôt marine actuelle** pour les **fractions granulométriques les plus grossières (>315 µm)**, et quel que soit l'emplacement de l'échantillon sur l'estran. En effet, les teneurs en strontium sont plus importantes dans ces fractions et se rapprochent le plus des échantillons « sources coquilles » analysés.
- Une **origine plutôt continentale actuelle** pour les **fractions les plus fines, entre 50 et 200 µm**. Les valeurs du rapport Sr/Ca se rapprochent de celles des échantillons de craie analysés. Les carbonates des craies ont une origine biogène marine mais leur faible teneur en Sr résulte de la recristallisation que ces roches ont subi au cours de la diagenèse ; une part importante de Sr initialement présent est alors expulsé du réseau cristallin (Stoll et Schrag, 2001 ; Krabbenhöft *et al.*, 2010).
- Les fractions granulométriques intermédiaires, entre 200 et 315 µm sont composées d'un mélange de ces deux sources, variable selon la zone géographique.
- Le rapport Sr/Ca permet donc d'identifier l'origine « **craie** » ou « **coquille sub-actuelle** » des grains carbonatés présents dans chaque fraction granulométrique analysée. Son évolution spatiale va nous permettre de tracer les transports cross-shore et longshore (cf. Chapitre 6).

Les sables échantillonnés le long du littoral de Seine-Maritime, d'apparence homogène, présentent une grande variabilité en termes de composition chimique et, donc d'origines potentielles. Comme en témoigne la Figure 2.20, le silicium domine les fractions modales, entre 125 et 200 µm, représentant entre 4 et 15 % pour chaque fraction soit au total environ un tiers de la masse de l'échantillon. Les trois exemples sélectionnés (Les Petites Dalles, Saint-Valéry-en-Caux et Varengeville-sur-Mer) reflètent cette domination du silicium (quartz) sur le calcium (coquille et craie).

Pour le silicium, le mode est identique dans les 3 échantillons : 125-160 µm, et montre ainsi la grande homogénéité géographique de la distribution des quartz.

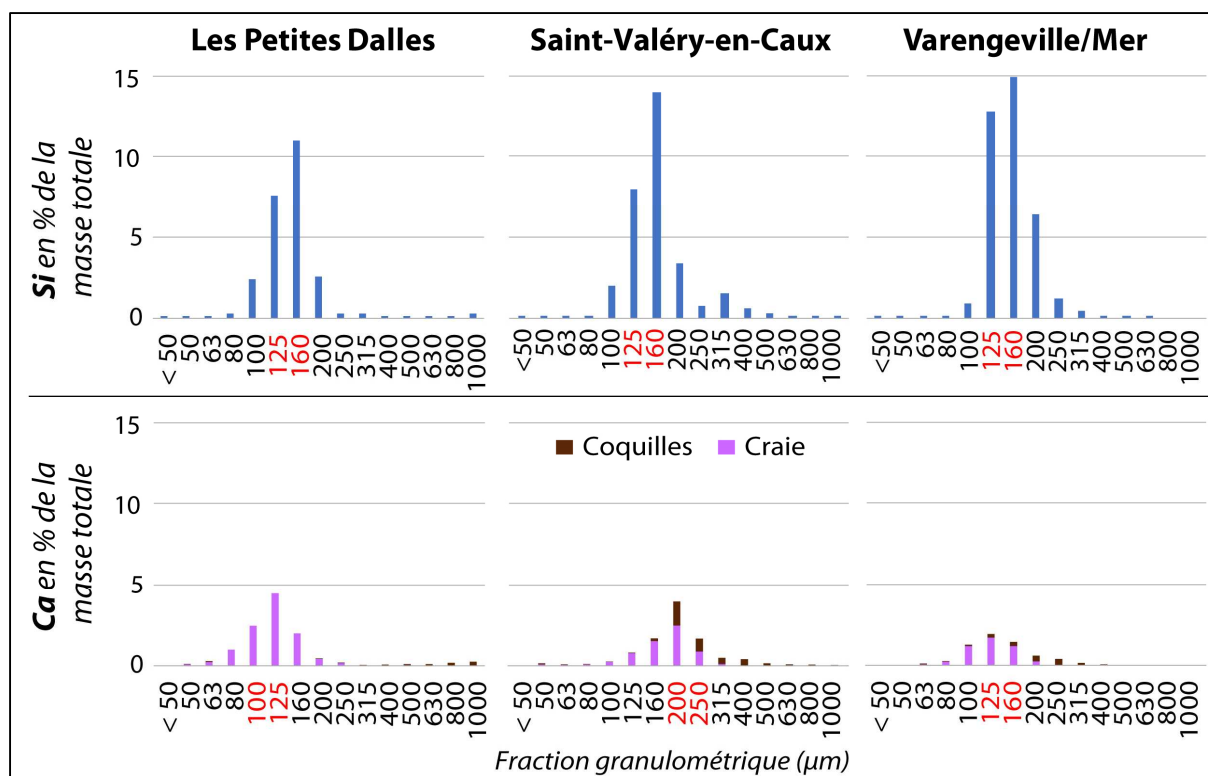


Figure 2.20 – Concentration du silicium et du calcium dans 3 échantillons de bas estran, pour chaque fraction granulométrique (rapport de leur masse à celle de l'échantillon total).

Par contre, pour le calcium (deuxième éléments majoritaires), le mode est plus varié que pour le silicium. Aux Petites-Dalles, le mode est fin (100-160 μm) et composé de craies. Il n'y a que très peu de coquilles, principalement grossières (800-1000 μm). A Varengeville-sur-Mer, le mode est plus grossier (125-200 μm), dû à l'enrichissement en coquilles. Ces coquilles sont toutefois beaucoup plus fines (125-35 μm). A Saint-Valéry-en-Caux, la taille du mode augmente à nouveau (200-315 μm), reflétant une proportion plus importante en coquille. Cependant, les craies dominent les coquilles en masse dans les trois échantillons. La craie est donc une source importante de sables carbonatés jusqu'ici très souvent sous-estimée. Les coquilles présentent une grande variabilité de granulométrie qui reflète leur fragmentation au cours du transport.

Les carbonates fournissent donc deux origines différentes de particules, l'une **marine**, et l'autre plutôt **continentale**, présentant de fortes variabilités géographiques et qu'il est possible de tracer.

Conclusion du Chapitre 2

Ce chapitre avait pour objectif de définir les caractéristiques sédimentologiques de la fraction sableuse sur la zone intertidale du littoral de Seine-Maritime. Plusieurs échantillonnages ont été effectués en différents points sur le profil de plage, au débouché de vallées et des principales valleuses, entre Étretat et Le Tréport, ainsi que sur quelques placages sableux mobiles. Pour chaque site et à marée basse à fort coefficient, 3 zones de sable présentes le long du profil de plage ont été échantillonnées : le **haut estran**, représenté sous forme de placages sableux décimétriques à la surface des cordons de galets à silex, à **mi estran**, à environ 10 m du pied du cordon et en **bas d'estran**, à la limite avec la marée basse de vive-eau du jour de prélèvement.

Une analyse granulométrique, par tamisage, a montré certaines tendances géographiques sur la répartition granulométrique des sables. Ainsi, les sables formant les placages du **haut estran** sont **moyens à grossiers**, voire très grossiers vers le SO du secteur d'étude, et mal triés. Les sables échantillonnés au **milieu** et en **bas d'estrans** sableux sont **fins** avec une quantité de sables très fins en bordure de la zone d'étude. Ces sables sont bien triés.

L'observation à la loupe binoculaire a révélé la **dominance des grains de quartz** dans tous les échantillons. Néanmoins, pour les fractions granulométriques les plus grossières, ce sont les grains de silex et les **débris coquilliers** qui dominent. Quelques **fragments/esquilles de silex**, caractéristiques des sables du cordon de galets, ont également été retrouvés en bas estran, témoins de possibles échanges sédimentaires le long du profil de plage.

Une approche géochimique novatrice par fluorescence X a été mis en œuvre dans le but de déterminer les potentielles origines de la fraction sableuse. Logiquement, le **silicium** est **l'élément majoritaire** (quartz, silex), avec des valeurs comprises entre 20 et 39 % selon les fractions granulométriques et la zone géographique. Le quartz est le matériau dominant des sables et constitue l'essentiel du mode 125-200 μm . Le **calcium** vient ensuite, associé à la composante carbonatée des sables (entre 15 et 23 %). Ces carbonates ont deux origines qui ont été quantifiées en utilisant le rapport Sr/Ca :

- (1) les fragments de craie issus des falaises, dont la granulométrie est essentiellement entre 125 et 200 μm , donc la même que les quartz,
- (2) les coquilles d'origine marine sub-actuelles, de tailles supérieures mais avec une très grande variabilité en raison de la fragmentation qu'elles subissent au cours du transport.

Les carbonates fournissent donc **deux origines** différentes de particules, l'une **marine**, et l'autre plutôt **continentale**, présentant de fortes variabilités géographiques et qu'il est possible de tracer. Leur évolution spatiale va nous permettre de tracer les transports cross-shore et longshore (cf. Chapitre 6).

Conclusion de la Première partie

Cette première partie avait pour objectif de **décrire l'environnement côtier étudié** durant la thèse. Le littoral de Seine-Maritime, **entre le Cap d'Antifer et Le Tréport**, est un système côtier à dominance rocheuse, formé par :

- des **falaises hautes crayeuses**, du Crétacé Supérieur, de résistance variable et aux forts taux d'érosion ;

- une **large plateforme d'érosion** à faible pente, développée au pied des falaises. La pente décroît principalement du sud-ouest au nord-est, conjointement à l'augmentation de sa largeur ;

- **des cordons plus ou moins épais**, se formant à la jonction falaise/platier par accumulation de galets à silex ;

- une **fraction sableuse** bien présente sur le platier rocheux, notamment aux débouchés des vallées, avec des épaisseurs plurimétriques. Le sable se retrouve aussi sous la forme de placage transitant vers le nord-est, sous l'action des vents, des houles, et des courants de flot dominantes, voire s'observe à la surface des cordons de galets. La fraction sableuse peut composer plus de la moitié du cœur des cordons de galets.

Le littoral est soumis à des **vents et houles de secteur ouest dominant**. Avec un fetch réduit en Manche orientale, les faibles périodes de houle sont caractéristiques des « mers du vent ». La zone étudiée évolue dans un **environnement mégatidal**, avec un courant de flot dominant et dirigé vers l'est. Toutefois, les vitesses de courant présentent une variabilité longshore, avec des valeurs maximales entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux (>2 m/s), qui diminuent vers le nord-est, pour atteindre 0,9 m/s en baie de Somme. Les vitesses des courants de marée diminuent du large (légèrement supérieures à 1 m/s en période de vive eau et au fond) vers la côte, atteignant seulement 0,2 m/s sur l'estran.

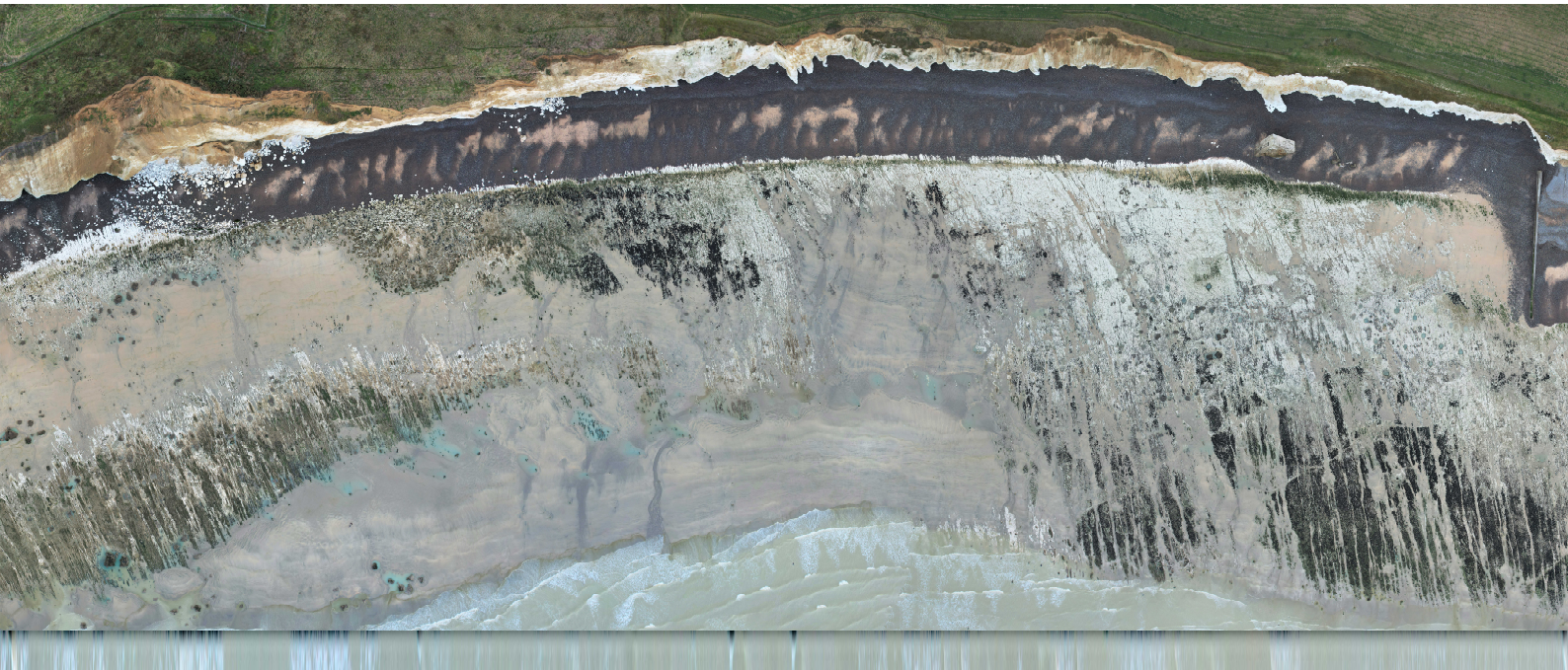
Les résultats des analyses granulométriques mettent en évidence une certaine homogénéité entre les **sables prélevés en milieu et bas d'estran**, avec des **granulométries fines** et un tri globalement bon. Cette fraction sableuse n'est pas visible entre le Cap d'Antifer et Les Petites-Dalles, où le platier rocheux est étroit et pentu. Les **sables à la surface des cordons de galets** sont **plus grossiers** et généralement **moyennement bien triés**. Leur granulométrie augmente vers l'ouest des Petites-Dalles jusqu'à Étretat.

Les analyses géochimiques montrent, sans surprise, que les deux éléments principaux des sables sont le silicium (quartz et silex) et le calcium (carbonates : coquilles et craie). Les particules carbonatées ont **deux origines** différentes, l'une **marine** (coquilles), et l'autre plutôt **continentale** (craie). L'évolution spatiale et la teneur relative des deux éléments dans les différentes fractions granulométriques permet de discuter de la problématique des sources et origines des sables intertidaux, ainsi que de leur du transport.

L'ensemble des observations et des résultats rassemblés dans cette première partie de thèse, pose les bases pour répondre à la question de **l'origine des ensablements**, de leur **répartition le long du littoral**, et de leur **évolution dans le temps**.

Deuxième partie

Les dynamiques sableuses intertidales : Approches spatiales et temporelles emboîtées



CHAPITRE 3 - Évolution historique de l'ensablement de la plateforme d'érosion marine

CHAPITRE 4 - Variabilités interannuelles des surfaces sableuses depuis 2015 : analyse par détection semi-automatique à partir d'imagerie satellitaire

CHAPITRE 5 - Analyse très haute fréquence (journalière à mensuelle) de l'évolution des surfaces ensablées et estimation des volumes de sables mobilisés

Introduction de la Deuxième partie

L'environnement côtier de Seine-Maritime est caractérisé par la présence de **surfaces sableuses** plus ou moins pérennes sur une plateforme d'érosion marine crayeuse. Les observations depuis la fin des années 1990 (Costa, 1997 ; Augris *et al.*, 2004) font apparaître un **ensablement massif** et relativement récent de la zone intertidale. La présence de cette fraction sableuse n'est pas sans conséquence sur, d'une part, le platier rocheux, par son rôle abrasif sur la craie, et d'autre part, sur les activités socio-économiques maritimes et côtières (ensablement des parcs ostréicoles, ports maritimes, etc.). Afin de mieux en appréhender leurs causes et conséquences, il semble alors nécessaire **d'analyser les variabilités spatiales et temporelles** de ces ensablements de la zone intertidale, depuis une échelle d'évolution historique, jusqu'à une échelle de variabilité interannuelle à journalière.

Le **chapitre 3** est consacré aux documents d'archives, cartographiques et iconographiques, attestant de la présence pérenne, depuis plusieurs siècles, de sable sur l'estran, principalement aux débouchées des principales vallées. Les marqueurs de ces ensablements, notamment l'impact des accumulations sableuses dans les zones portuaires, y sont décrits. Ce chapitre présente ensuite une étude historique contemporaine de l'évolution des surfaces ensablées depuis le milieu des années 1960, s'appuyant sur la digitalisation de photographies aériennes verticales. Une estimation des volumes de sable mobilisés depuis le milieu du XX^{ème} siècle est proposée.

Le **chapitre 4** décrit la variabilité spatiale interannuelle, saisonnière et mensuelle, depuis 2015, par le biais d'une approche méthodologique, visant à détecter semi-automatiquement les surfaces ensablées, à partir de différents types de données satellitaires (résolutions et caractéristiques spectrales variables).

Enfin, le **chapitre 5** s'intéresse à la dynamique des placages sableux sur deux sites ateliers à une échelle temporelle mensuelle à événementielle. Il s'appuie premièrement sur l'utilisation de photographies aériennes acquises par drone, dans le but d'analyser l'évolution surfacique et volumétrique des sables mobilisés sur une période de 4 mois. Deuxièmement, des relevés de terrain (profils de plage, prélèvements en profondeur), complétés par l'analyse photographique journalière permettent d'évaluer l'évolution très rapide des placages à l'échelle de la marée. L'impact de leur mobilité est analysé, au travers, d'une part, d'un travail de quantification de l'érosion du platier crayeux, par le biais d'analyses de terrain et de modèles photogrammétriques, et d'autre part, sur le fonctionnement morpho-sédimentaire des cordons de galets, par détection automatique des placages sableux par deep-learning.

Cette deuxième partie propose une analyse des **variabilités spatiales et temporelles** de la fraction sableuse, avec un emboîtement des échelles temporelles, de pluri-décennales à événementielles, et des échelles spatiales, de l'ensemble du littoral étudié au site atelier. Ce travail s'appuie sur l'utilisation de différents outils d'analyses spatiales complémentaires.

CHAPITRE 3

Évolution historique de l'ensablement de la plateforme d'érosion marine

L'analyse historique par photo-interprétation a fait l'objet d'un article publié en octobre 2021 dans la revue « Géomorphologie : relief, processus, environnement », vol. 27 – n°3.

3.1. Présence de fraction sableuse sur les archives cartographiques et photographiques depuis la fin du XVII^{ème} siècle

3.1.1. Cartographies du XVII^{ème} et XVIII^{ème} siècle indiquant la présence de sable sur l'estran

3.1.2. Analyse des levés hydrographiques et sédimentologiques de Beautemps-Beaupré en 1834-1835

3.1.3. Témoins contemporains de la présence de sable sur la zone intertidale

3.2. Éléments marquant de l'arrivée importante d'une fraction sableuse sur le littoral de Seine-Maritime

3.2.1. Des ouvrages transversaux marqués par un ensablement

3.2.2. Une activité ostréicole perturbée

3.3. Analyse diachronique surfacique contemporaine de l'ensablement de la zone intertidale à l'échelle de la Seine-Maritime

3.3.1. Méthode de digitalisation manuelle des surfaces ensablées à partir de photographies aériennes verticales (1966-2020)

3.3.2. Évolution historique contemporaine de l'ensablement

3.3.3. Représentation cartographique des surfaces ensablées depuis 1966

3.3.4. Évolution des surfaces ensablées au sud-ouest de la zone d'étude, du port d'Antifer au Havre

3.3.5. Estimations des volumes de sables

Introduction du Chapitre 3

Depuis les premiers documents caractérisant le littoral seinomarin, la **fraction sableuse** a toujours été évoquée comme **partie intégrante du littoral**. Ce chapitre évoque dans un premier temps les documents d'archives telles que les premières cartographies de la fin du XVII^{ème} siècle montrant la **présence de sable aux débouchés des vallées**, ou les cartes morpho-bathymétriques de 1834-1835 de Beauteemps-Beaupré donnant les premières indications sur les reliefs sous-marins et la nature des fonds (et donc indirectement la granulométrie). La présence de sable sera pour la première fois photographiée au début des années 1900 et retranscrite par carte postale sur différents secteurs, **principalement aux débouchés de vallées** urbanisées et touristiques. Cette première partie pose le constat d'une présence historique du sable sur la zone intertidale, située majoritairement de façon pérenne aux débouchés des vallées, mais également dans la zone subtidale. Les zones portuaires ou les implantations anthropiques majeures sur ce littoral, marqueurs de ces phénomènes d'ensablement, seront décrits.

Dans un second temps, ce chapitre s'intéressera à la **quantification** et au **suiti historique** des **surfaces ensablées** intertidales par le biais de l'imagerie aérienne. L'acquisition de photographies aériennes verticales depuis le milieu du XX^{ème} siècle par l'Institut National de l'information Géographique et forestière (IGN), et plus récemment par le Réseau d'Observation du Littoral de Normandie et des Hauts de France (ROLNHDF), a favorisé le développement de suivi temporel spatialisé. Les résultats d'une **approche historique surfacique**, à travers un travail de digitalisation et photo-interprétation, sont présentés, montrant un ensablement contemporain et relativement récent de la zone intertidale.

À la fin de ce chapitre, une **estimation des volumes** de sable mobilisables, c'est-à-dire les sables constituant les placages sableux mobiles sur la zone intertidale, sera proposée.

3.1. Présence de fraction sableuse sur les archives cartographiques et photographiques depuis la fin du XVII^{ème} siècle

3.1.1. Cartographies du XVII^{ème} et XVIII^{ème} siècle indiquant la présence de sable sur l'estran

Légèrement inscrites dans le platier crayeux, les paléo-vallées de Seine-Maritime, notamment de la Saâne à l'ouest du Cap d'Ailly, de la Scie à Pourville-sur-Mer ou encore de la Bresle au Tréport, ont été masquées par la présence de sédiments majoritairement sableux et remaniés lors des dernières transgressions marines et notamment la transgression post glaciaire à l'Holocène. Ces étendues pérennes constituent de nos jours un stock sableux d'épaisseur plurimétrique et peu mobile. Les cartes les plus anciennes retrouvées, datant de 1660, évoquent la **présence de sable sur l'estran**. Ces cartographies, éditées à partir du XVII^{ème} siècle (Figure 3.1A-B-C-D),

différencient les éléments caractéristiques de la zone intertidale, notamment la fraction sableuse, au droit de Dieppe (gravure sur cuivre de Dieppe, Nicolas de Fer, 1696) et dans la vallée de la Saône entre Quiberville et Sainte-Marguerite-sur-Mer (carte de la baie de Saône, 1768). Elles ne représentent toutefois que des zones très localisées, aux débouchés de larges vallées.

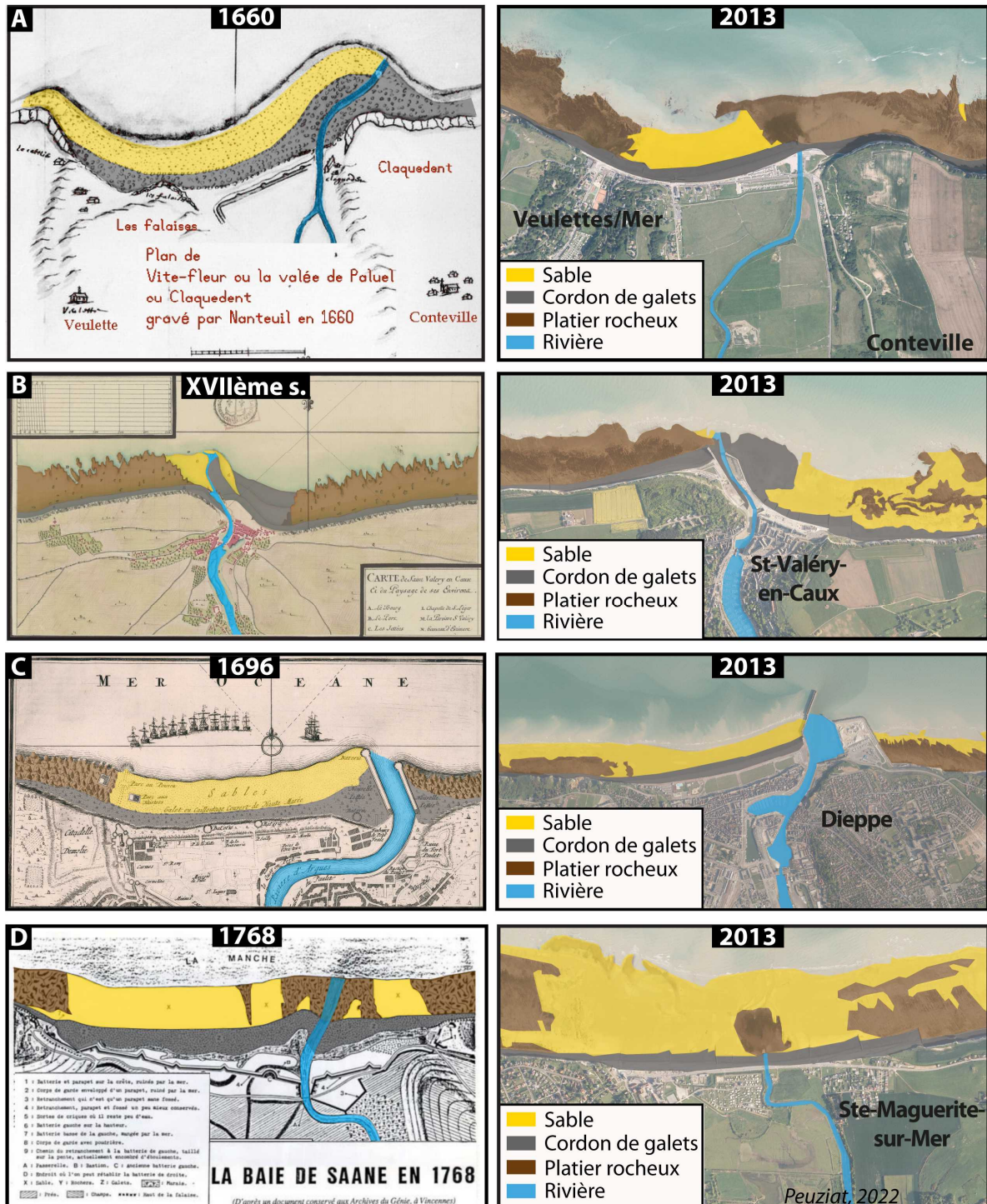


Figure 3.1 - Cartographies anciennes issues de la Bibliothèque Nationale de France (Gallica) montrant la présence de sables sur le platier (A) à Paluel (1660), (B) à Saint-Valéry-en-Caux (SVC), (C) à Dieppe (gravure sur cuivre réalisée en 1696 par Nicolas de Fer), et (D) dans la baie de Saône (1768). Les différentes caractéristiques de la zone ont été digitalisées (sable, cordon de galet, platier rocheux, rivière). Ces cartes sont comparées à droite avec les images actuelles, provenant des orthophotographies de 2013 réalisées par l'IGN.

Ces premières caractérisations spatialisées ne permettent toutefois d'estimer ni les surfaces ni les volumes de sable et apportent une **information uniquement qualitative**. Elles marquent néanmoins la présence et la **pérennité des étendues sableuses** aux débouchés des vallées.

3.1.2. Analyse des levés hydrographiques et sédimentologiques de Beutemps-Beaupré en 1834-1835

Au cours du XIX^{ème} siècle, plusieurs campagnes océanographiques ont été entreprises en Manche, entre 1834 et 1835, sous les ordres de l'ingénieur hydrographe M. Beutemps-Beaupré, dans le but de caractériser les fonds marins, d'un point de vue bathymétrique et sédimentologique. Un grand nombre de sondages au plomb suiffé a permis d'établir une **cartographie détaillée de la nature des fonds marins** en Manche et aux abords des côtes de la Seine-Maritime (Figure 3.2 et Figure 3.3). Cette méthode consiste à utiliser un plomb de 5 kg comportant une cavité remplie de suif sur la face inférieure. Au contact avec le fond, les sédiments fins adhèrent au suif, tandis que les sédiments plus grossiers (graviers, galets) laissent seulement une empreinte (Garnaud *et al.*, 2005). Chaque point traduisant la nature du fond a été digitalisé (Figure 3.2).

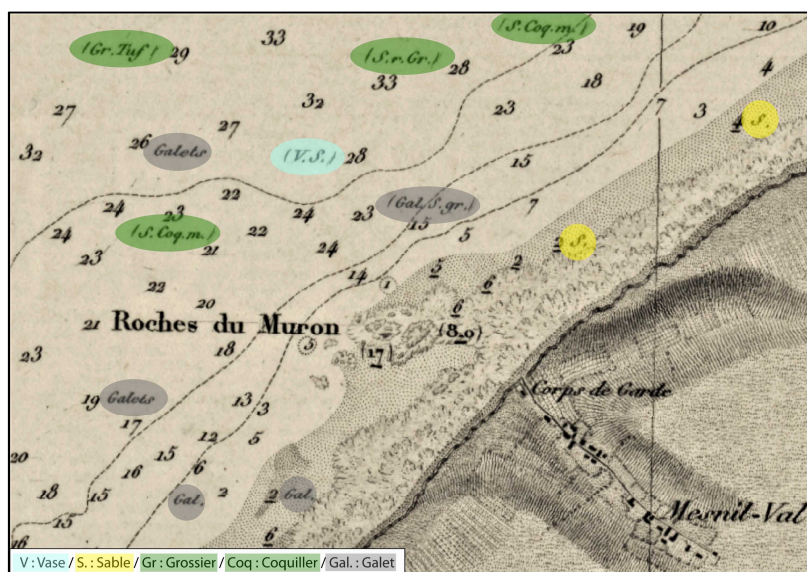


Figure 3.2 - Extrait de la carte marine publiée en 1841 à Mesnil-Val (d'après les campagnes océanographiques de 1834 et 1835), montrant les points d'échantillonnage et la nature des sédiments, ainsi que les points bathymétriques.

La méthode IDW (Inverse distance weighted) a été utilisée, dans l'objectif de créer une interpolation de pondération par l'inverse de la distance, permettant de rassembler les caractéristiques semblables à proximité. Une cartographie interprétative de la répartition des formations superficielles a ainsi été créée pour les années 1834-1835. La description de la composition des échantillons prélevés au plomb suiffé diffère des descriptions actuelles des cartes des natures des fonds. Nous proposons donc une homogénéisation de la légende pour aboutir à la carte de répartition spatiale des fonds marins de 1834-1835 (Figure 3.3).

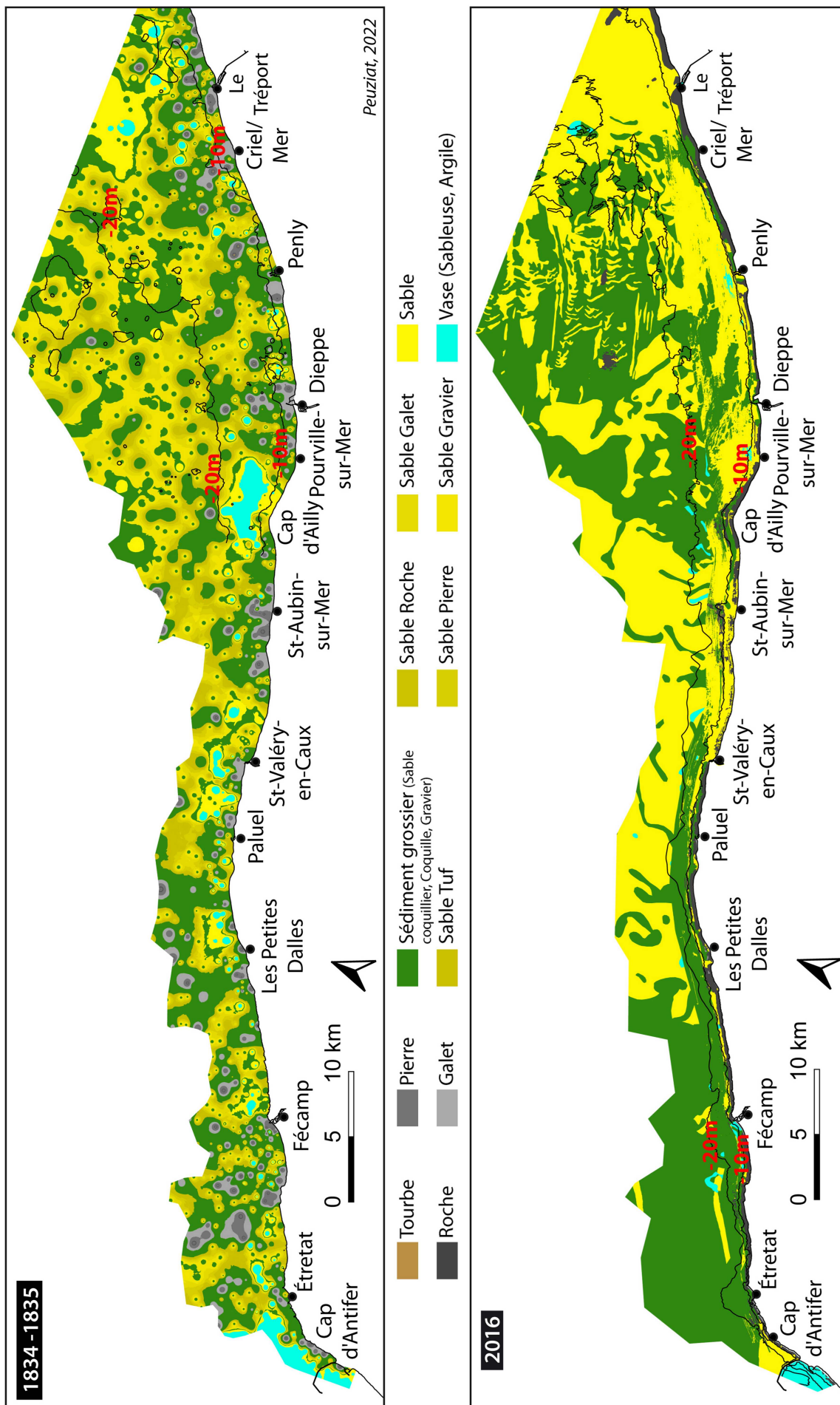


Figure 3.3 – Comparaison des cartographies de la nature des fonds marins et côtiers entre Antifer et Le Tréport, de 1834-1835 et de 2016. La carte ancienne de 1834-1835 résulte de l'interpolation des données de la nature sédimentaire des fonds d'après les levés océanographiques de Beautemps-Beaupré (SHOM). La carte de 2016 est une compilation des données disponibles sur la zone, acquises par le SHOM (carte G) et complétées par les données actuelles de l'Ifremer-EDF (1996, 2000, 2006 et 2014). Les isobathes de la carte de 1834-1835 sont issues des relevés bathymétriques d'époque, et les isobathes de la carte de 2016 proviennent des levés récents du SHOM.

La cartographie présentée sur la Figure 3.3 permet de faire plusieurs constats. Ainsi entre 1834-1835 :

1. Globalement, la présence de sable est non négligeable et semble homogène sur l'ensemble du secteur étudié. Cependant, 2 espaces se distinguent :
 - a. À l'ouest de Paluel, les sédiments grossiers et le platier rocheux apparaissent plus majoritairement,
 - b. À l'est de Paluel, la présence de sableuse semble plus abondante.
2. Autour de la courbe de niveau -10 m (CM), et vers la zone intertidale, la catégorie roche/pierre (correspondant au platier rocheux), est particulièrement abondante notamment entre Saint-Aubin-sur-Mer et le Tréport. Quelques exceptions apparaissent au niveau du Cap d'Ailly, et de part et d'autre de Penly.
3. Aux alentours des isobathes -15, -10 m (CM), des placages dits de vase sont présents, disposés parallèlement au rivage. Ces derniers sont importants au droit du secteur Cap d'Antifer – Étretat et au cap d'Ailly, mais de façon plus ponctuelle sur l'ensemble du linéaire côtier, en particulier entre Étretat et Saint-Valéry-en-Caux.
4. La comparaison avec les données des années 2000 semble malgré tout indiquer une réduction des surfaces sableuses au large de -10 m, notamment à l'ouest des Petites-Dalles et entre le Cap d'Ailly et Le Tréport.

Bon nombre de ces constats sont en accord avec les informations fournies par les travaux de prospection marine en Manche (Larsonneur, 1971 ; Auffret *et al.*, 1975). De plus, cette cartographie du XIX^{ème} siècle corrobore les conclusions de Larsonneur (1971) sur l'existence d'une zone de transition entre le domaine dominé par les courants de marée et le domaine dominé par les houles. Ces profondeurs approximatives de limite d'action des houles concordent avec les valeurs retrouvées dans la bibliographie, autour de -6 à -10 m (Larsonneur, 1971 ; Auffret *et al.*, 1975 ; Augris *et al.*, 1993 ; Costa *et al.*, 2005a). Toutefois, la présence marquée en 1835 de sable envasé/vase au Cap d'Ailly est bien moins visible de nos jours (Augris et Clabaut, 2013), la zone étant possiblement recouverte d'une fraction sableuse moyenne à fine.

Une répartition globalement similaire à aujourd'hui des sédiments sableux en domaine subtidal est indiquée par cette cartographie de 1834. Par ailleurs, il apparaît une dichotomie ouest/est, avec un domaine occidental (ouest de Paluel/SVC) légèrement plus grossier sur les cartes anciennes, et un domaine oriental (à l'est de SVC), où la fraction sableuse moyenne à fine domine.

Toutefois, la comparaison des formations superficielles de la zone intertidale (Figure 3.4) permet de préciser quelques informations sur l'évolution notamment des surfaces sableuses depuis 1834 :

1. Dans la zone fortement ensablée sur les cartes actuelles, au nord-est de SVC, la présence de sable y était beaucoup plus faible en 1835, avec l'affleurement fréquent de la roche.
2. Au sud-ouest de SVC jusqu'à Antifer, le secteur, dépourvu aujourd'hui de sable, était beaucoup plus ensablé en 1834 - 1835.

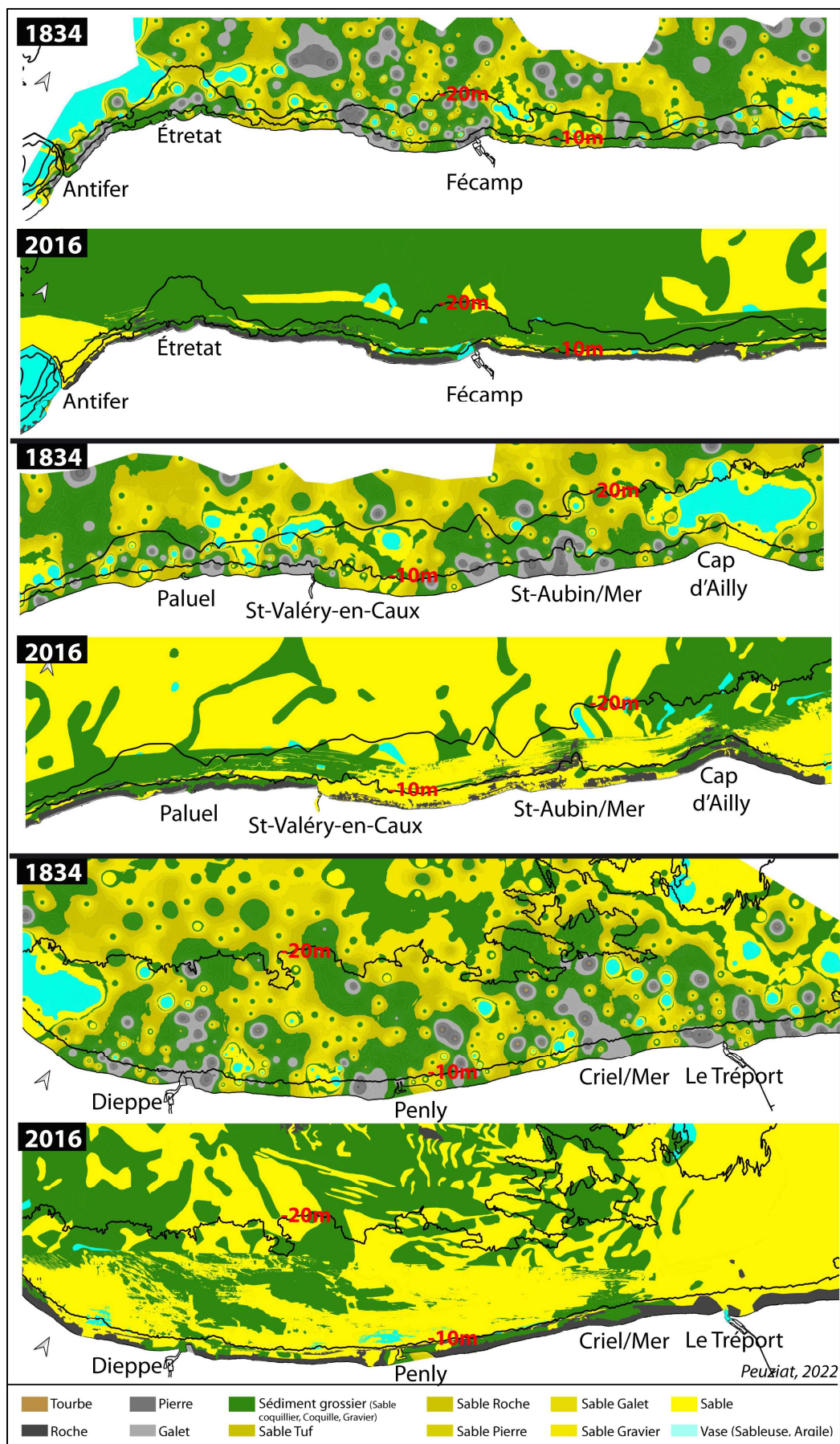


Figure 3.4 – Zoom sur les cartographies de la nature des fonds marins et côtiers entre Antifer et Le Tréport, entre 1834-1835 et 2016.

Cette disparition progressive de sable dans la partie sud-occidentale du secteur d'étude, aussi bien au large qu'à la côte, correspond au schéma de migration de la couverture sableuse vers le nord-est, évoqué par Auffret *et al.*, (1982) et Anthony (2000). Cette dynamique semble également conforme aux premiers résultats des travaux sur la couverture sédimentaire au large, qui semble disparaître progressivement depuis le XVIII^{ème} siècle (Grenard-Grand *et al.*, 2021).

Les sables observés depuis 1834 à nos jours, notamment au nord-est de SVC vers le Tréport, suggèrent des phénomènes sédimentaires qui seraient apparus après le XIX^{ème} siècle, voire au cours du XX^{ème}. Cet élément semble corroborer les hypothèses d'un ensablement ayant débuté à minima depuis le milieu du XX^{ème} siècle (Costa, 1997).

L'ensemble de ces informations surfaciques nécessite des analyses plus poussées et quantitatives de l'évolution des formations superficielles sur la zone intertidale et dans les très petits fonds au-dessus de -10 m (CM).

Ces données historiques permettent donc d'obtenir un premier aperçu de la nature des fonds et son évolution sur les 200 dernières années et sont le **témoin d'un stock plus ou moins conséquent de sable fin à grossier en domaine subtidal**. La précision géographique des levés (multimétrique) empêche néanmoins de quantifier avec précision la répartition des formations superficielles.

3.1.3. Témoins contemporains de la présence de sable sur la zone intertidale

Le début du XX^{ème} siècle est marqué par un tourisme balnéaire grandissant et l'arrivée des cartes postales illustrées. Ces photographies, centrées sur les espaces de la pratique balnéaire, et donc là où se développent des estrans sableux, témoignent, elles aussi, d'une **présence pérenne de sable au droit des larges vallées** urbanisées de Veules-les-Roses, Quiberville, Dieppe ou encore Criel-sur-Mer (Figure 3.5). Toutefois, certaines photographies prises en haut de falaises, comme à Veules-les-Roses en 1908 (Figure 3.5A), dévoilent un **platier rocheux nu, dépourvu de sables** ou laissant apparaître de très faibles placages sur des zones aujourd'hui recouvertes de sable. Ces documents ne permettent pas, à nouveau, de quantifier l'évolution des surfaces ou des volumes de sable sur la zone intertidale, mais attestent de la présence pérenne d'étendues sableuses, voire ponctuellement, de zones qui se sont ensablées au moins sporadiquement dans le temps et l'espace. Les cartes postales de 1910 et 1922 (Figure 3.5D-E), prises à Veules-les-Roses et Criel-sur-Mer montrent une épaisseur de sable non négligeable, probablement pluri-décimétrique à métrique.

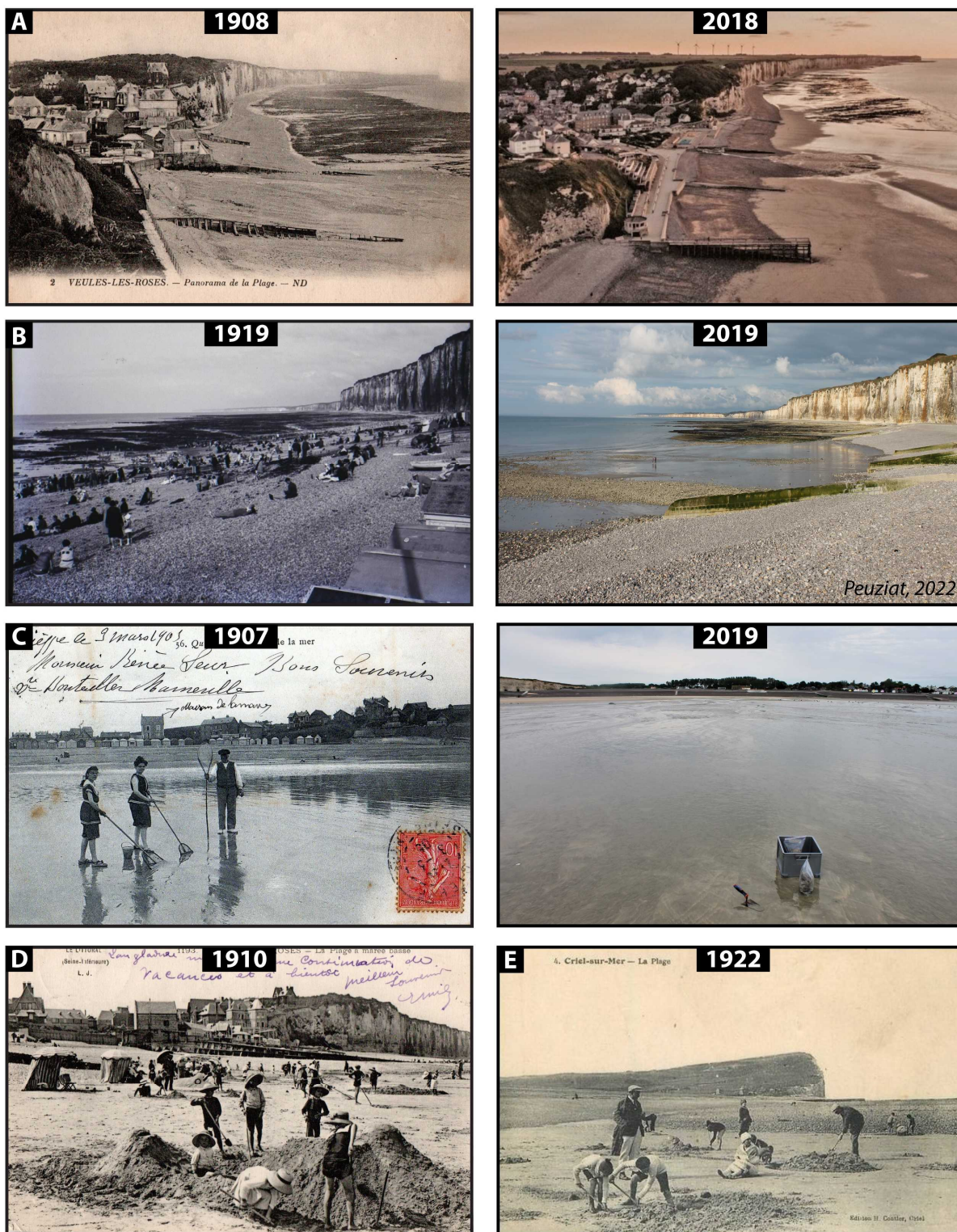


Figure 3.5 - Cartes postales du début XX^{ème} siècle, premiers témoins visuels de la présence de sables sur l'estran, et de leur répartition spatiale : (A) exemple à Veules-les-Roses avec une vue depuis la falaise en 1908. Le platier rocheux est bien affleurant en arrière-plan. L'image de droite est une image drone (cl : Charles Seguy) montrant une présence plus importante de fraction sableuse ; (B) même constat à Saint-Valéry-en-Caux avec un estran dépourvu de sable en 1919 et une image tirée en 2019 (cl : Peuziat) montrant du sable recouvrant légèrement l'estran au premier plan ; (C) exemple de platier très ensablé à Quiberville en 1907 et toujours actuellement en 2019 (cl : Peuziat) ; (D) Veules-les-Roses en 1910 et (E) Criel-sur-Mer en 1922, exemple de platier ensablé, avec une épaisseur de sable pluri-décimétrique à métrique comme en témoignent les tas de sables.

La faiblesse des documents d'archives, cartographiques, photographiques, décrivant les caractéristiques morphologiques de l'estran, ne permet pas d'analyses spatiales fines. Ces documents semblent cependant confirmer, à l'échelle historique, l'**existence d'accumulations de sable**, notamment au droit des vallées. Seuls des documents récents couvrant l'ensemble de l'espace intertidal de la Seine-Maritime, à savoir les images aériennes verticales de l'IGN, peuvent nous permettre d'appréhender la répartition spatiale de cette fraction sableuse, ainsi que ses tendances évolutives.

3.2. Éléments marquant l'arrivée importante d'une fraction sableuse sur le littoral de Seine-Maritime

La dynamique sédimentaire (galets et sable) du littoral de Seine-Maritime est fortement impactée et contrôlée par les ouvrages anthropiques tels que les batteries d'épis, les perrés ou encore les jetées portuaires. En retour, ces perturbations du transit sédimentaire intertidal et parfois subtidal, ne sont pas sans conséquences sur les activités maritimes de villes côtières et portuaires, comme c'est le cas à Dieppe ou encore au Tréport. Cependant, ces évolutions sont parfois aussi le marqueur d'ensablements d'ampleurs volumétrique et spatiale dépassant le simple impact local de l'ouvrage, mais de processus à plus large échelle.

3.2.1. Des ouvrages transversaux marqués par un ensablement

3.2.1.1. *Cas d'étude du port de Dieppe*

Le port de Dieppe est un maillon important de l'économie maritime régionale, en réseau avec les autres ports du littoral seinomarin (Fécamp, Le Havre). Anciennement premier port de France pour le commerce de fruits exotiques, il est de nos jours le premier port coquillier de France, favorisé par un accès proche et direct vers Paris. Le transport maritime transmanche marque également l'attrait touristique et économique du secteur de Dieppe, avec des traversées régulières en direction de Newhaven. Ces activités maritimes nécessitent un suivi régulier de la bathymétrie du port de Dieppe et de ses différents bassins, afin d'assurer la sûreté et la mise à quai des navires, de pêche ou de tourisme. Environ 180 000 m³ de sédiments sont dragués chaque année pour maintenir les profondeurs garanties (-5 m CM). Entre 2001 et 2014, 2 500 000 m³ de sédiments ont été dragués (Figure 3.6).

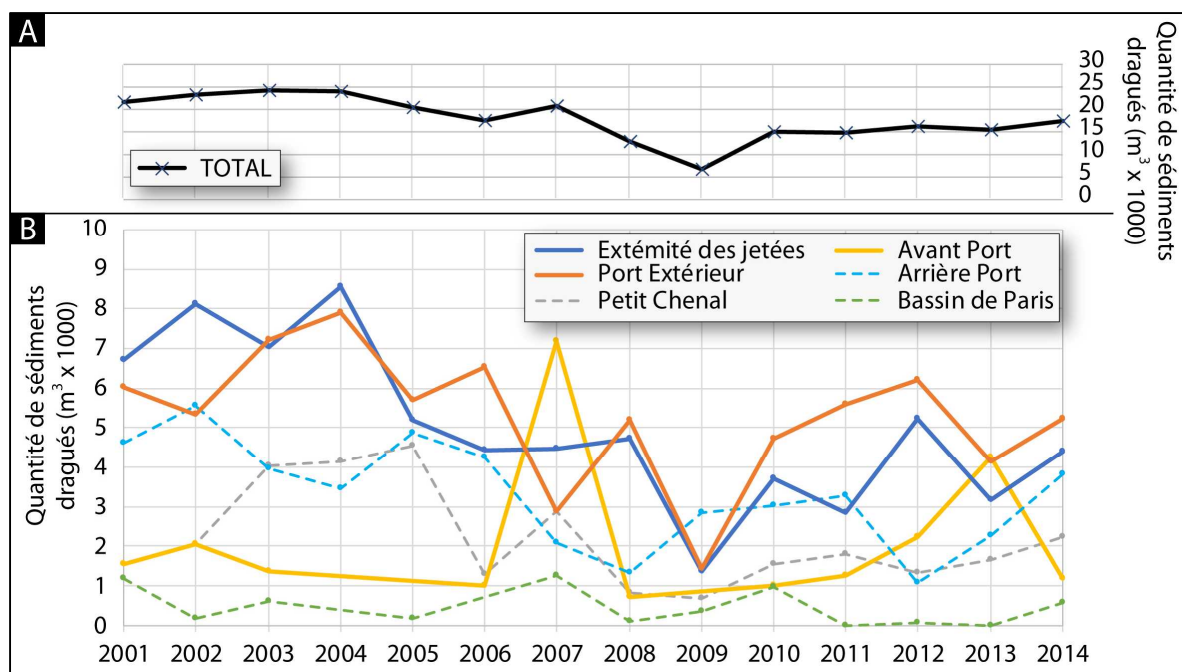


Figure 3.6 - Graphique des quantités de sédiments dragués dans les bassins portuaires de Dieppe entre 2001 et 2014. A) Quantité totale de sédiments dragués et B) répartition des quantités en fonction des bassins portuaires. En tireté les bassins portuaires de plus faibles importances pour notre thématique.

Les faibles conditions d'agitation dans le port favorisent une sédimentation importante, principalement de sédiments fins silto-vaseux, dans les zones de moindre énergie. Une étude sédimentologique menée en 1985 pour le projet d'extension du port de Dieppe, et notamment de la construction de la jetée ouest (Bellessort, 1985), montre qu'à l'entrée du port, les sédiments sont à dominance sableuse (sables fins), et deviennent de plus en plus vaseux vers l'arrière port, traduisant une ségrégation classique des sédiments apportés en suspension, en fonction de leur vitesse de chute (Augris *et al.*, 2004). Les modifications du port à la fin du XX^{ème} siècle, notamment l'allongement de la jetée ouest (en 1991 et mesurant actuellement 225 m), ont favorisé une sédimentation plus grossière, de sables fins à moyens envasés, dans le port extérieur. Ce phénomène oblige le Syndicat Mixte du Port de Dieppe à augmenter la fréquence (plusieurs fois par an) et donc les coûts des opérations de dragage. Avant la construction de la jetée ouest, environ 2 500 m³/an de sédiments devaient être dragués dans le chenal du port, soit de l'ordre de 100 000 m³ entre 1946 et 1985, contre 180 000 m³/an en moyenne entre 2001 et 2014. Les sédiments sont clapés en mer à 4 km au large du port, par des profondeurs de -10 m (CM). Le suivi du site de clapage (IDRA, 2015) indique que seuls 14 % des sédiments restent sur le point de rejet, les 86 % restants étant dispersés par les courants et les houles vers le nord-est.

L'agrandissement de la jetée en 1991 a provoqué plusieurs modifications majeures (Costa et Davidson, 2004) (Figure 3.7) :

- La formation, en aval-dérive, d'un large vortex lors du courant de flot, perturbant le transport des sédiments vers le terminal « multivrac », et la formations d'un dôme sableux au droit du terminal

- L'ensablement intertidal contre la jetée ouest
- La formation d'une petite flèche sableuse à l'extrémité de la jetée ouest

En amont-dérive, le transit des sédiments sableux est également perturbé et l'estran sableux de la plage de Dieppe se prolonge désormais jusqu'à l'extrémité de la jetée ouest.

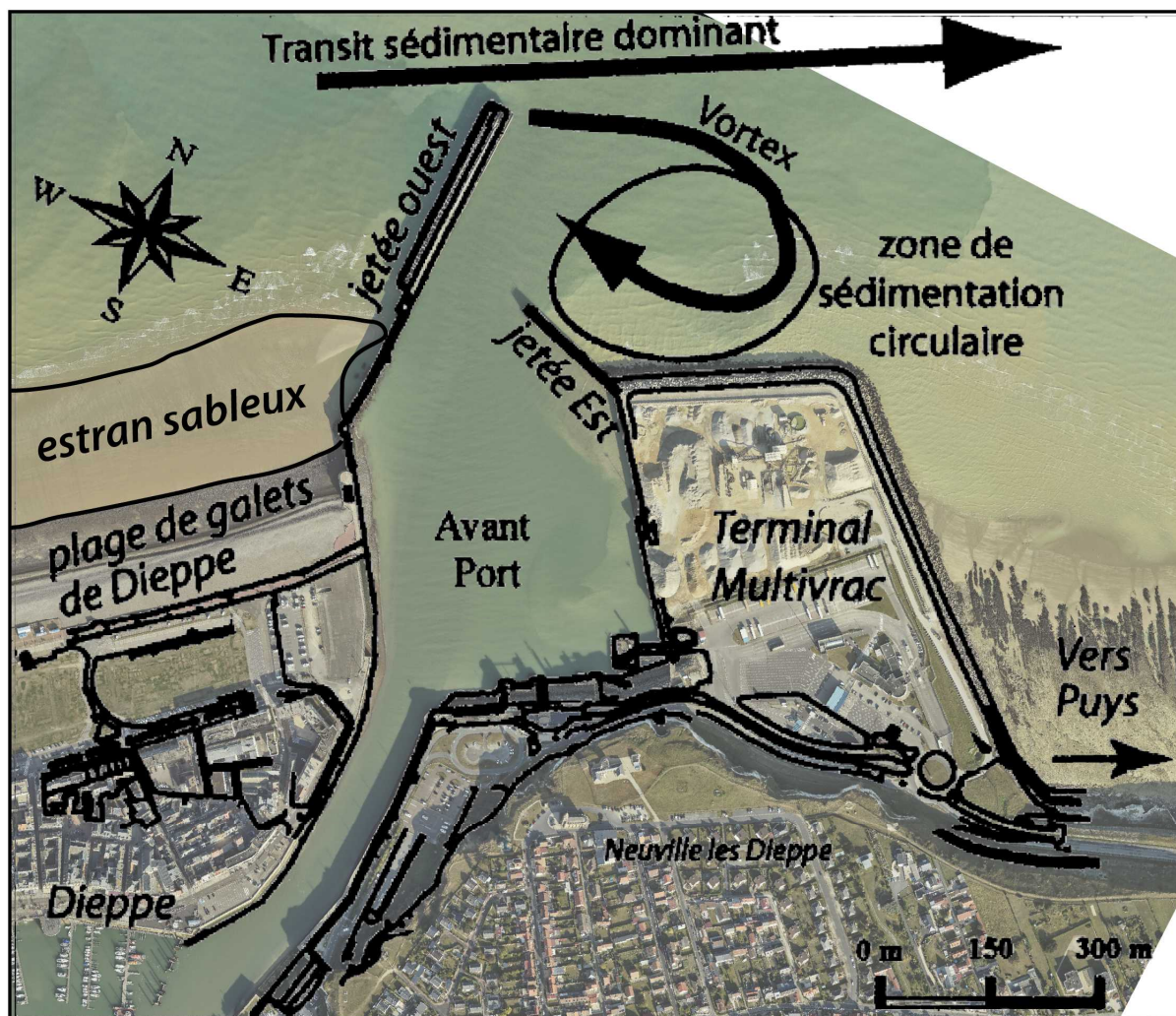


Figure 3.7 - Transports sédimentaires induits par l'agrandissement de la jetée ouest du port de Dieppe en 1991 (d'après Costa et Davidson, 2004, orthophotographie 2020 du ROLNHF)

Des levés bathymétriques sont réalisés par les services du Port de Dieppe depuis la fin des années 1980, et nous ont été fournis par ce dernier. A l'origine, ces levés étaient réalisés exclusivement dans le chenal d'accès au port, mais ont été étendus progressivement à l'extérieur du port dans le but d'avoir une vision plus large des mouvements sédimentaires dans cet espace. La Figure 3.8 montre le MNT bathymétrique de 2022 à 1m de résolution, dans l'avant-port et à l'extérieur du port de Dieppe jusqu'aux profondeurs de -7 m (CM). Nous pouvons observer une pente relativement importante à l'ouest de la jetée ouest jusqu'à l'isobathe -5 m, pouvant traduire une accumulation importante de sédiments. Deux accumulations semblent également être visibles de part et d'autre de la jetée est.

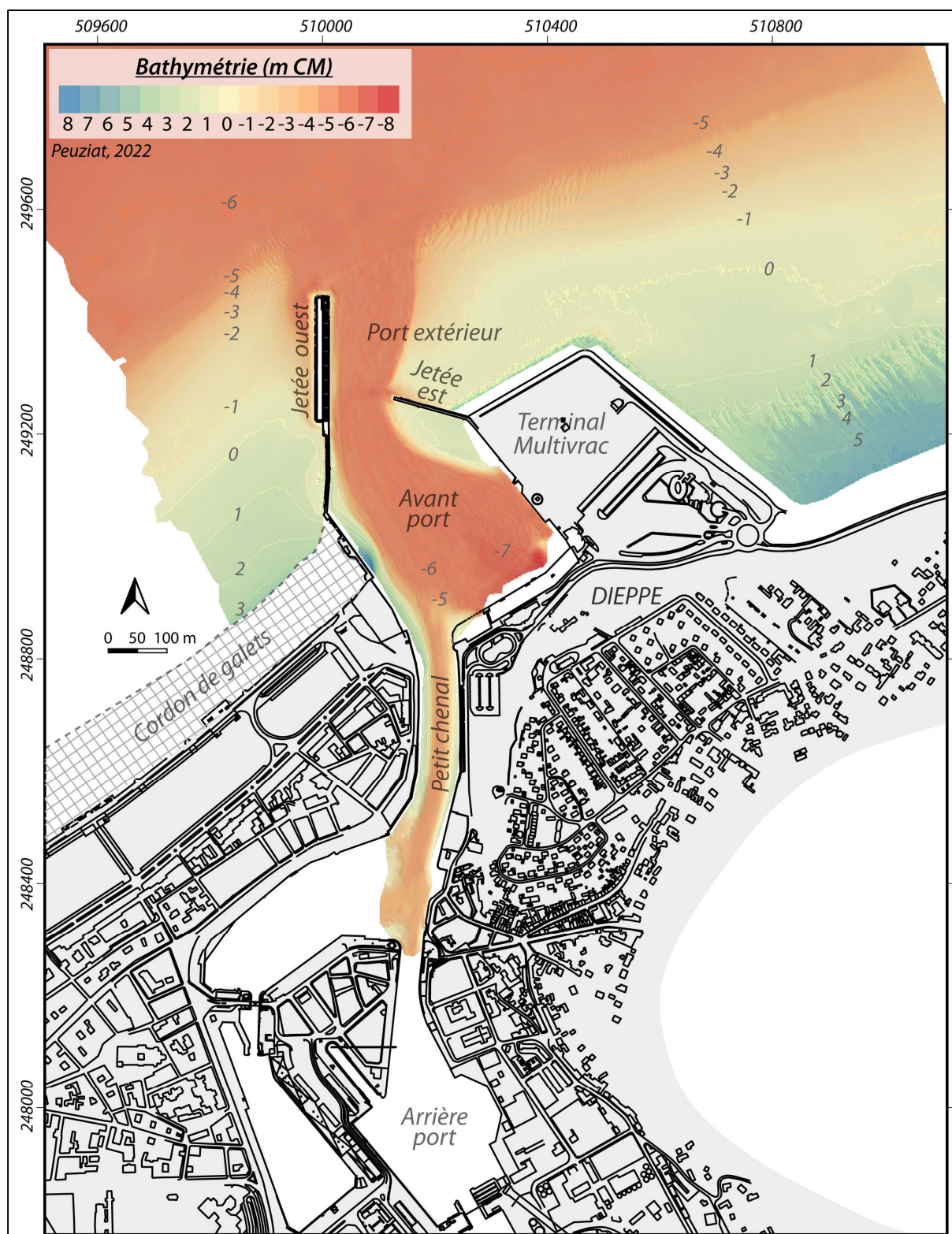


Figure 3.8 - Bathymétrie de l'entrée et de l'avant-port de Dieppe, d'après le levé de du Port de Dieppe du 18/05/2022.

La comparaison des différents MNT bathymétriques depuis 1989 ont permis d'observer l'évolution des accumulations sédimentaires à l'extérieur du port mais également dans l'avant-port. Néanmoins, l'emprise des levés avant 1998 ne permet pas d'observer tout le secteur. Les différences

bathymétriques entre 1998 et 2022 (Figure 3.9) sur la zone extérieure au port permet d'observer deux évolutions majeures :

- A l'ouest de la jetée ouest, une accumulation sédimentaire importante (exhaussement de +4 m) s'est formée contre la jetée, et semble s'étendre au-delà pour former une flèche sableuse (+34 000 m³ en 24 ans).
- Une accumulation importante de sable au niveau de la jetée est et du terminal « multivrac » (+172 000 m³ en 24 ans, soit près de 7000 m³ déposés par an).

Le chenal d'accès au port reste quant à lui stable du fait des nombreux dragages dans ce secteur.

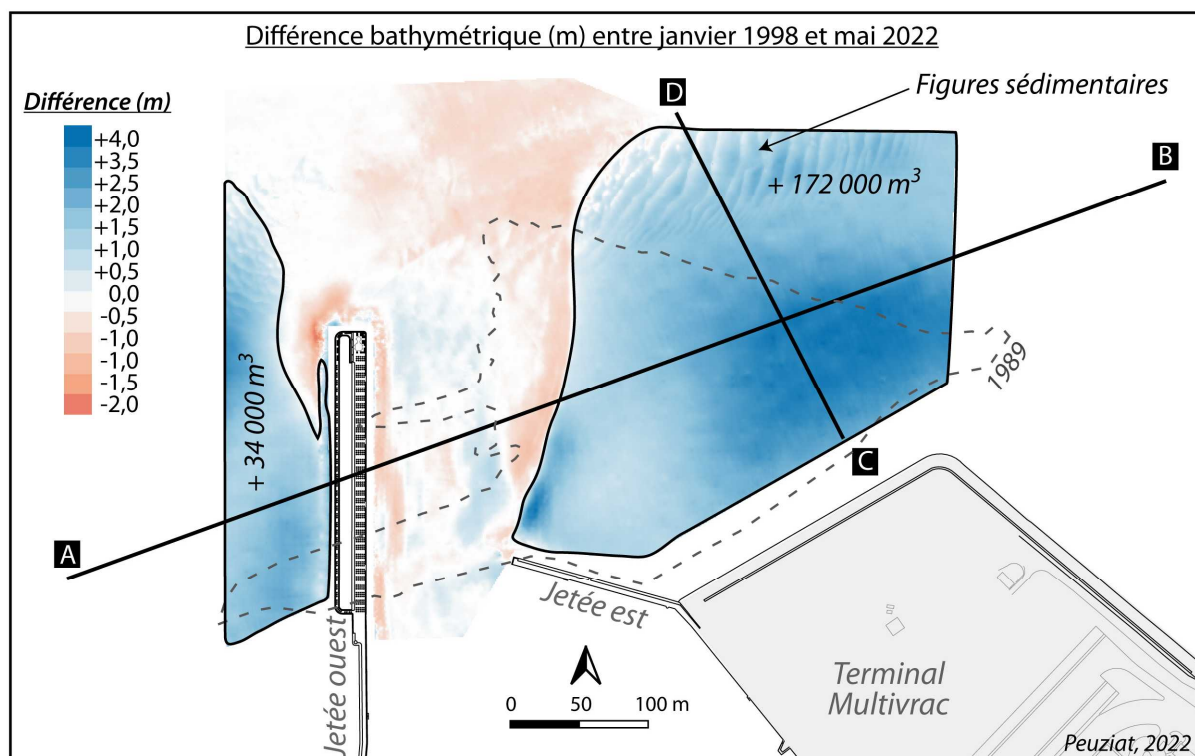


Figure 3.9 - Différence bathymétrique entre janvier 1998 et mai 2022 à l'entrée du port de Dieppe, d'après les levés bathymétriques du Port de Dieppe. La limite du levé de 1989 est indiquée en pointillée, montrant la faible extension et le choix de sélectionner l'année 1998 pour la représentation cartographique.

Une analyse diachronique a été réalisée sur deux profils bathymétriques pour observer l'évolution des accumulations sédimentaires depuis 1989 (Figure 3.10).

- Le premier profil A-B (Figure 3.10-A), d'orientation sud-ouest-nord-est, montre l'évolution de la bathymétrie contre la jetée ouest et à l'est du port extérieur, entre 1989 et 2022.
 1. Nous pouvons observer un exhaussement maximal de +4 m de sable sur la face occidentale de la jetée ouest entre 1989 et 2013, puis une stagnation jusqu'en 2022. L'impact de l'agrandissement de la jetée en 1991 sur les mouvements sédimentaires est clairement mis en évidence par une accumulation brutale de sédiments sableux entre 1989 et 1998 (+ 2,7 m en 9 ans). L'accumulation est également très importante entre 1998 et 1999 (+ 1 m) et semble progressivement s'atténuer.

2. Cet exhaussement s'observe également à l'est du chenal. Nous observons une première phase d'accumulation brutale entre 1989 et 1993, avec +0,9 m sur la partie occidentale de l'accumulation. La partie orientale semble plutôt stable voire en légère érosion. L'exhaussement est ensuite progressif jusqu'en 2003 (+1,5 m), avec une évolution nulle entre 2000 et 2001, puis de nouveau une augmentation importante entre 2003 et 2006 (+1,2 m). Enfin, entre 2006 et 2013, l'accumulation sableuse aura gagné +0,9 m. Les fonds semblent toutefois s'éroder légèrement entre 2019 et 2022, et marqués par la présence de rides de sable. Ces figures sédimentaires témoignent d'une granulométrie plutôt grossière de l'accumulation.

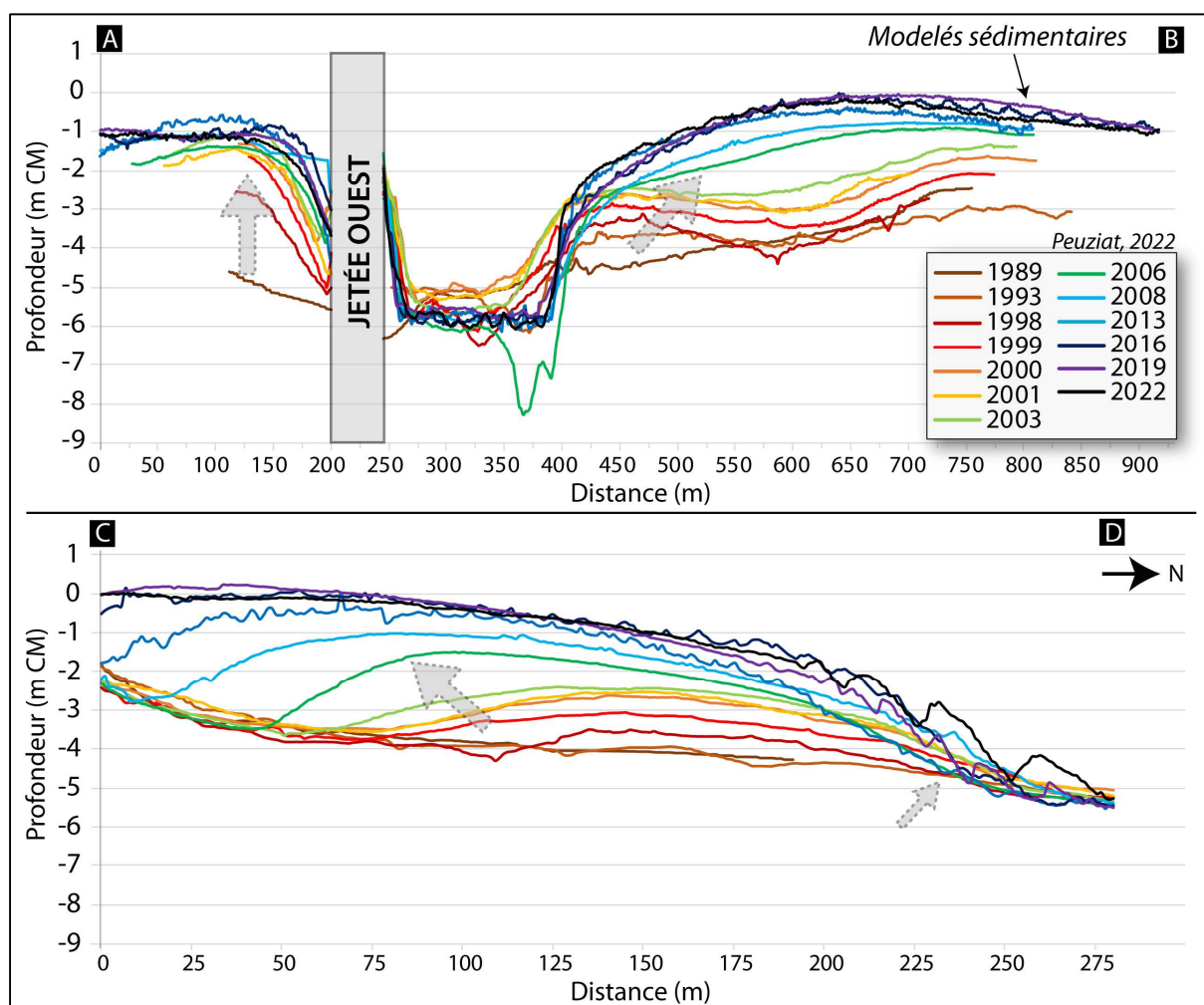


Figure 3.10 - Évolution des profils bathymétriques entre 1989 et 2022. La position des profils est indiquée sur la carte de la Figure 7.12. A) profil recoupant la jetée ouest et l'accumulation sédimentaire contre la jetée est, B) profil nord-sud sur l'accumulation sédimentaire de la jetée est.

- Le deuxième profil C-D recoupe l'accumulation à l'est du port extérieur (Figure 3.10-A).
 1. Une progradation vers la jetée est et le terminal s'observe entre 1989 et 2022. L'exhaussement n'est toutefois pas constant dans le temps. Une première phase moins rapide, entre 1989 et 2003, montre une accumulation sableuse de +1,6 m, soit environ 11 cm/an. Entre 2003 et 2016, l'accumulation est beaucoup plus

conséquente, avec +3,6 m en 13 ans, soit 22 cm/an en moyenne, et est marquée par un exhaussement record entre 2006 et 2008 (+1,5 m). L'évolution est ensuite stable entre 2016 et 2022.

2. Le bord de l'accumulation sableuse, vers le nord, tend à s'exhausser légèrement entre 1989 et 2008, puis s'éroder jusqu'en 2016 avant de nouveau d'augmenter jusqu'en 2022 (également marquée par les modèles sédimentaires).

Le port de Dieppe est donc impacté par un ensablement conséquent, provoqué notamment par l'agrandissement de la jetée ouest en 1991, qui subit, sur sa face occidentale, un ensablement massif (+34 000 m³). Une zone de sédimentation circulaire s'est également mise en place après l'agrandissement, entre la jetée est et le terminal « multivrac », formant, depuis le début des années 1990, un stock sableux conséquent. Ces phénomènes entraînent une augmentation des fréquences de dragage dans le port afin d'assurer la profondeur réglementaire et d'éviter d'impacter les activités économiques gravitant autour du secteur de la pêche et du tourisme. Au-delà de l'impact de l'ouvrage, la question réside dans l'origine de ces arrivées sableuses que les jetées du port de Dieppe n'avaient pas « captées » depuis leur construction au XVIII^{ème} siècle.

3.2.1.2. *Le port du Tréport s'ensable*

Le port de Dieppe n'est toutefois pas un cas isolé. En effet, plus au nord-est, le port du Tréport subit depuis plusieurs décennies un dragage récurrent de son chenal d'accès à cause de l'accumulation de vase, de sables et de galets, alors qu'il n'y a pas de modification des ouvrages portuaires. Thibault (1954) évoquait déjà l'ensablement du port en 1954. Une étude LNH/LCHF (Laboratoire National d'Hydraulique/ Laboratoire Central d'Hydraulique de France) de 1986 exposait un rythme d'apports marins de 40 000 m³/an. Des études plus récentes démontrent une augmentation de ces apports (Costa, 2000b ; Costa et Davidson, 2002 ; Augris *et al.*, 2004). Les volumes dragués sont en constante augmentation amenant à l'installation d'une surveillance quasi-permanente (coût moyen d'un dragage = 450 000 à 750 000 € pour l'ensemble du port). Au printemps 2002, une flèche sableuse s'est mise en place à l'entrée du port en quelques jours obligeant la DDE à réaliser un dragage d'urgence de 10 000 m³ (Costa et Davidson, 2002), et depuis, quelques dragages annuels préventifs. Ce scénario d'ensablement massif et rapide s'est répété fin mars 2019. Les locaux ont observé un ensablement massif du port, après plusieurs jours de tempête empêchant des cargos d'accéder au port. « Un dragage urgent a été entrepris mais reste une solution à court terme » (Courrier Picard - Quemener, 2019).

Le port intérieur présente une quantité importante de sable de part et d'autre des chenaux maritimes (Figure 3.11) Un échantillonnage a été effectué sur le bord occidental du chenal maritime en octobre 2019 dans le cadre de la campagne d'échantillonnage des estrans sableux. Les analyses granulométriques ont montré des sables fins à très fins, comparables aux sables échantillonnés en bas estran.



Figure 3.11 – Photographies du port du Tréport à marée basse, montrant la présence massive de sable de part et d'autre du chenal de navigation (Cl. B. Peuziat, 2019). La position des prises de vue est indiquée sur la Figure 7.19.

3.2.1.3. Ensablement de la plage de Saint-Martin-en-Campagne

L'implantation de la centrale nucléaire EDF de Penly, située entre Dieppe et Le Tréport, a également, comme pour les jetées portuaires, fortement perturbé la dérive intertidale des sédiments. Depuis la construction de la centrale en 1981, on estime une accumulation de plus de 800 000 m³ de sables en 40 ans, contre la jetée du chenal d'accès (500 m de long), soit un apport moyen annuel de 20 000 m³ (Costa *et al.*, 1996, 2005a ; Costa, 1997 ; Augris *et al.*, 2004). La sédimentation notamment dans le chenal a été évaluée, par différentiel bathymétrique, à plus de 70 000 m³/an (Villaret, 1993). Ces dépôts, constitués de sables fins envasés, sont significativement plus importants en période hivernale (de l'ordre de 50 % en moyenne annuelle). Ce phénomène conséquent et pérenne est favorisé par une morphologie côtière et des actions anthropiques locales qui se combinent (Costa, 1997) :

- La confluence de trois valleuses entraîne une morphologie dite en fond de baie, zone de moindre énergie favorisant la sédimentation.
- Une jetée de 500 m de long bloquant les sédiments sur sa face occidentale et offrant une zone d'abri conséquente (Figure 3.12). De plus, un courant de retour (vortex, comme à

Dieppe) se forme lors du jusant et/ou des houles de secteur nord, à l'extrémité de l'ouvrage, et à l'ouest du chenal, accentuant la sédimentation.

- Des conditions hydrodynamiques localement atténuées, favorisant une sédimentation par temps calme (Figure 3.13). Le chenal d'amenée à la centrale s'ensable toutefois peu à peu, pouvant amoindrir le débit d'eau froide alimentant la station.



Figure 3.12 - Photographie de la plage de Saint-Martin-en-Campagne, formée par accumulation de sable contre le chenal de la centrale nucléaire EDF de Penly (Cl. B. Peuziat, 2019).

Mais à échelle plus petite, Costa *et al.* (2005) ont proposé le fonctionnement suivant de cette plage de Saint-Martin-en-Campagne : les courants de marée, déviés localement par le Cap d'Ailly, contribuent au rapprochement des formes d'accumulations sableuses subtidales près de la côte. Ces accumulations sont ensuite reprises et entraînées épisodiquement dans les très petits fonds par les fortes houles de tempête agissant à basse mer de vive-eau. L'action des houles de tempête plus fréquentes (et peut être certaines houles de coup de vent modéré) permettent ensuite la remobilisation des sables dans les très petits fonds (-2 à 0 m CM), induisant l'ensablement de l'estran. Ces sables sont dispersés par la suite par la dérive littorale quotidienne.

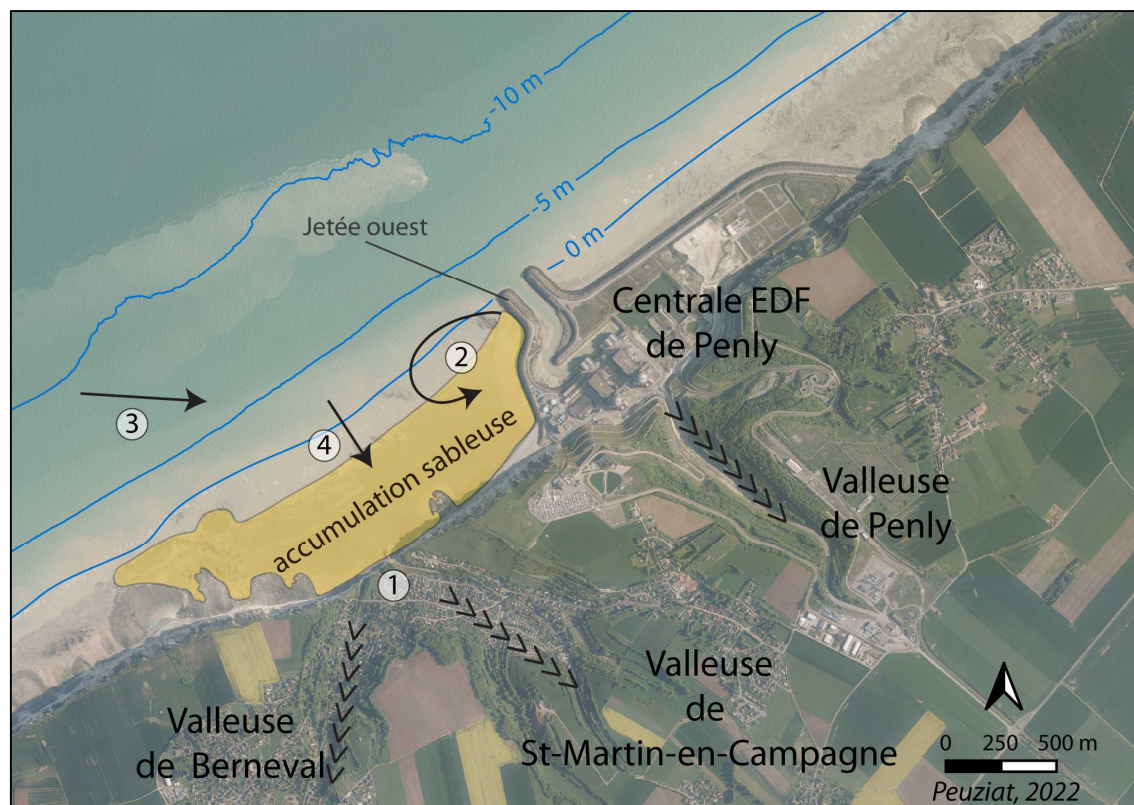


Figure 3.13 - Origine de l'accumulation sableuse contre la jetée ouest de la centrale EDF de Penly (modifié d'après Costa, 1997 et Augris *et al.*, 2004, orthophotographie de 2013 de l'IGN). (1) = Fond de baie, (2) = Vortex, (3) = Apport par les courants de marée, (4) = Reprise par la houle.

Comme pour les ports, cet ensablement a des conséquences sur l'entretien du chenal de la centrale. De plus, en 2019, une campagne inédite de désensablement a induit l'extraction de près de 300 000 m³ de sable (l'équivalent d'une dizaine d'année d'ensablement) de la plage de Saint-Martin-en-Campagne, sur la partie ouest de la centrale, dans le but de limiter le transit des sédiments sableux dans le chenal d'accès (Cuenot et Cavagnac, 2018). Deux levés aériens par Lidar ont été effectués avant l'opération, en 2017 par le SHOM/ROLNP, et après, en 2020 par le RONLP, nous permettant ainsi de réaliser un différentiel d'altitude afin de déterminer l'évolution des surfaces sableuses sur ce secteur après le désensablement (Figure 3.14). Cette analyse indique un départ de 240 000 m³ ($\pm 12 000$ m³) de sable entre les deux levés, correspondant à l'extraction réalisée en 2019 (la différence peut être liée à l'emprise utilisée, ne couvrant peut-être pas toute la zone d'extraction notamment vers l'extrémité du chenal). La plage a perdu jusqu'à 1 m d'épaisseur localement. Cela suggère également que les arrivées sableuses potentielles sur cette période ont été limitées et n'ont pas été vues car contenues dans la marge d'erreur de notre méthode d'analyse.

Là encore, le blocage de la dérive littorale d'estran par la jetée de la centrale de Penly, notamment celui des petits placages sableux transitant traditionnellement sur le platier, ne peut expliquer à lui seul l'ampleur et la rapidité de l'ensablement de la plage de Saint-Martin-en-Campagne, et désormais celle adjacente de Berneval.

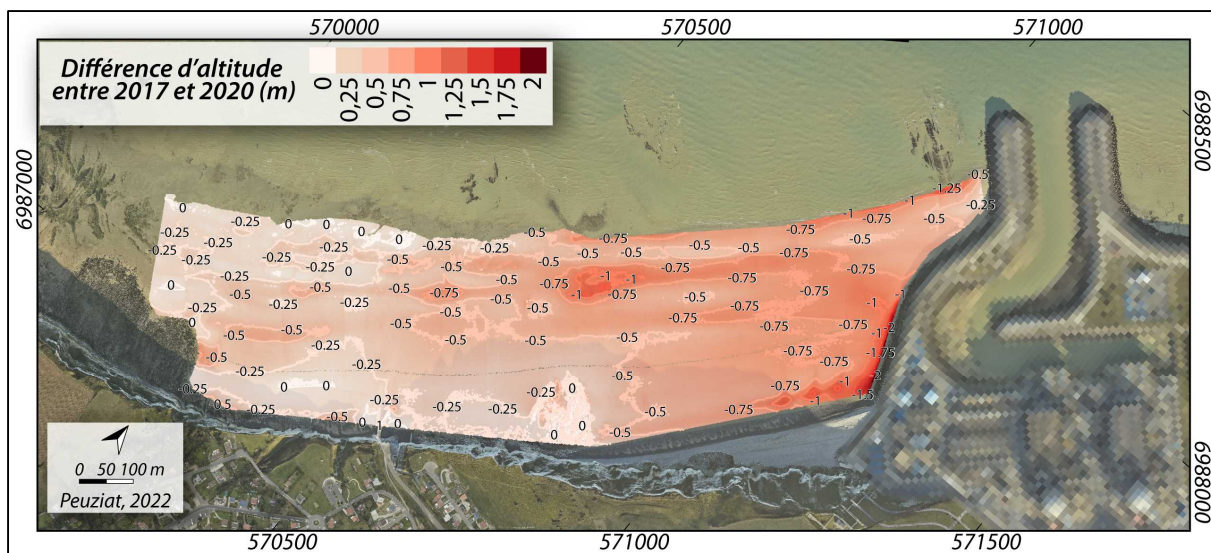


Figure 3.14 – Évolution de la plage de Saint-Martin-en-Campagne entre 2017 et 2020. Les données Lidar 1 m de 2017 ont été acquises par le SHOM/ROLNP, et les données de 2020 par le ROLNP.

La Figure 3.15 schématise cette dynamique d'ensablement des ouvrages seinomarins (Augris *et al.*, 2004) et montre l'interrelation entre les ouvrages et les accumulations sableuses, ici considérées comme majoritairement d'origine marine. En effet, comme nous le verrons dans le Chapitre 6, ces ports, subissant les arrivées de sable, se situent dans des secteurs où la présence de sables subtidaux est importante.

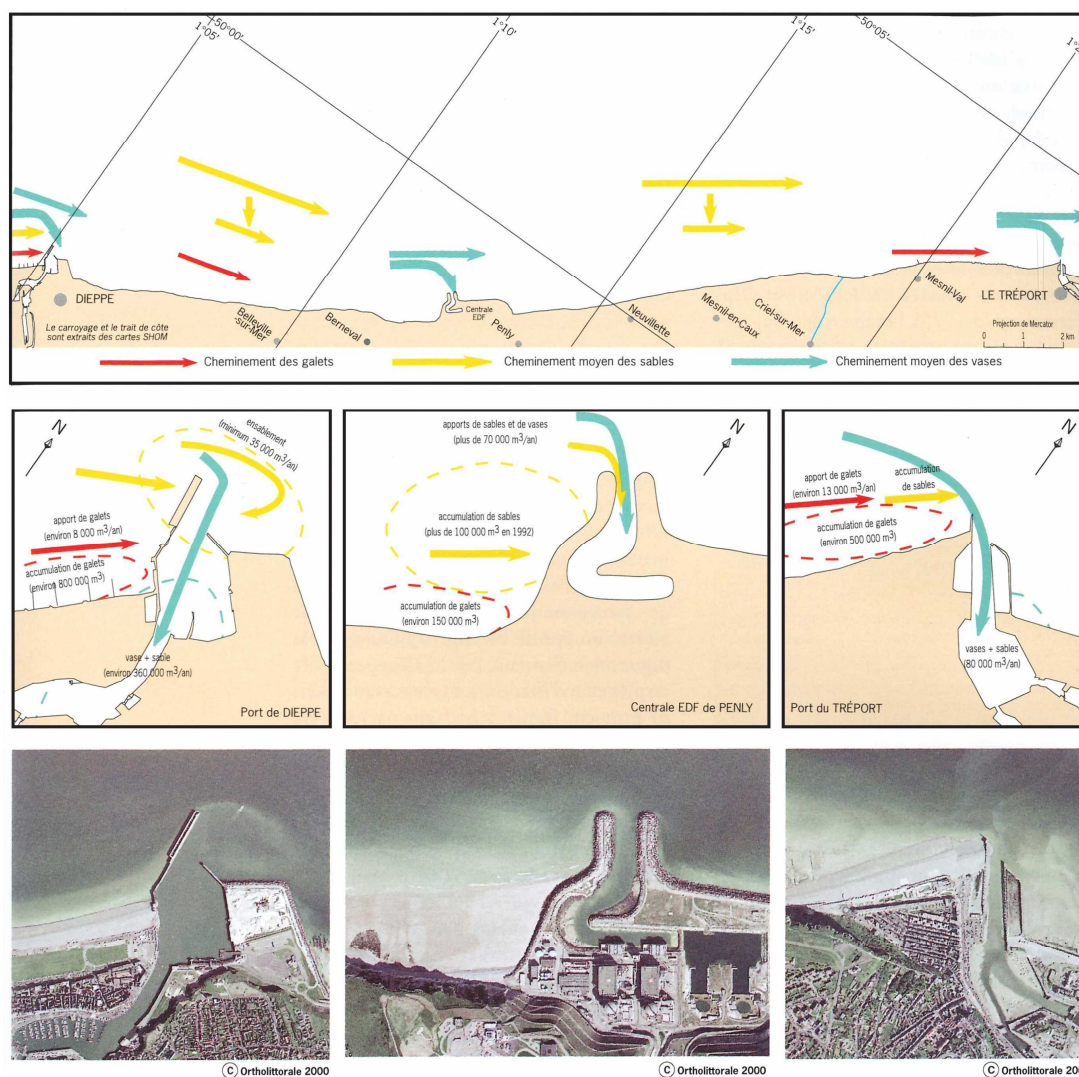


Figure 3.15 - Évolutions sédimentaires liées aux ouvrages anthropiques (jetées) (Augris *et al.*, 2004).

3.2.2. Une activité ostréicole perturbée

La forte dynamique sableuse impacte également les activités économiques côtières. Le secteur de Veules-les-Roses développe une activité ostréicole majeure sur les côtes de la Manche orientale, dont les premières tables ostréicoles ont été implantées sur le littoral en 1997. Ces parcs à huîtres sont témoins et victimes d'ensablement de plus en plus conséquents depuis une vingtaine d'années^{1,2} (France3-région.fr, Paris-normandie.fr) (Figure 3.16). En effet, aujourd'hui, les exploitants ne peuvent plus répondre convenablement à la demande toujours plus forte en huîtres à cause d'un manque de place ainsi qu'un ensablement d'une partie de leur exploitation.

¹ <https://france3-regions.francetvinfo.fr/normandie/2013/08/24/les-huitres-de-seine-maritime-perles-de-veules-les-roses-font-le-bonheur-des-estivants-306525.html>

² <https://www.paris-normandie.fr/id263897/article/2021-12-28/veules-les-roses-il-met-lhuitre-la-veulaise-dans-votre-assiette>

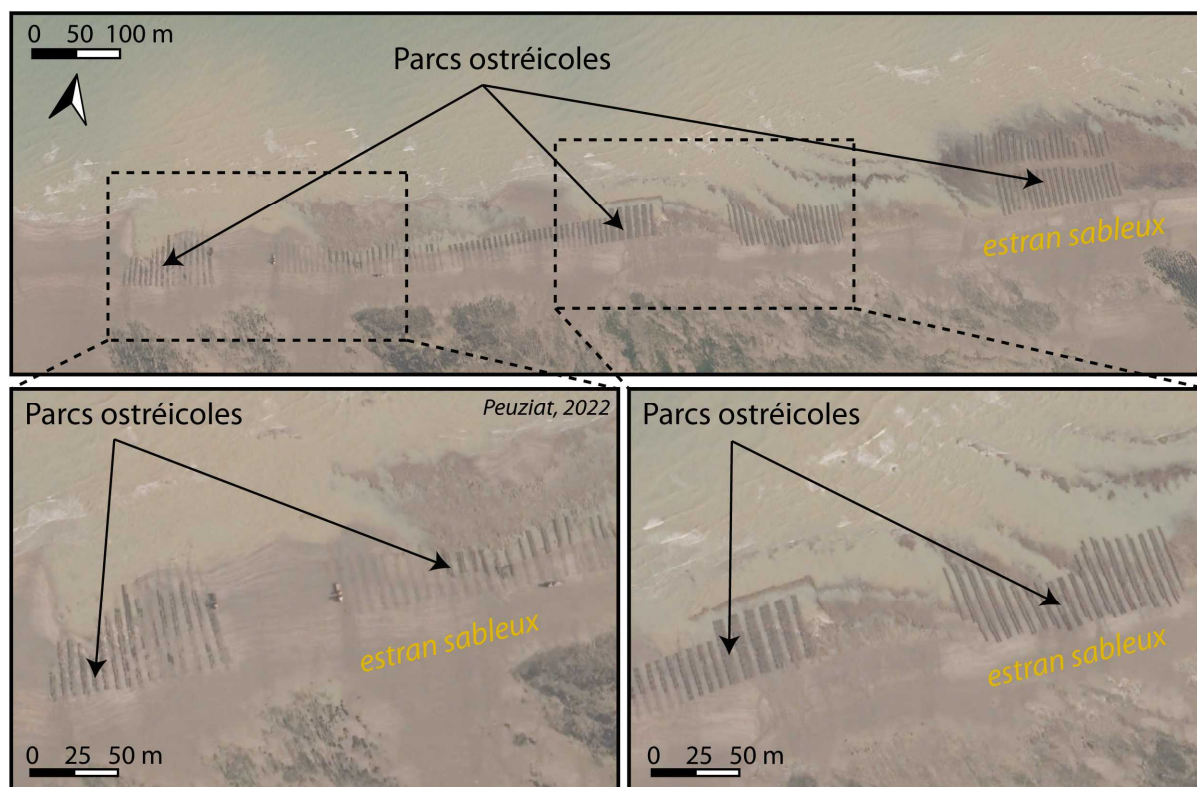


Figure 3.16 – Ensablement des parcs ostréicoles à Veules-les-Roses (d'après l'orthophotographie IGN de 2013).

Des études ont été récemment entreprises (CREOCEAN, 2022) dans le but de trouver de nouvelles zones de conchyliculture pour pallier aux problèmes récurrents et de plus en plus pérennes d'ensablement.

L'étude des documents d'archive et d'observations depuis plusieurs décennies témoignent de la présence de longue date, et parfois pérenne mais locale (débouchés de vallée) du sable. En revanche, de nombreux exemples (port de Dieppe et du Tréport, centrale EDF Penly, implantation ostréicoles) sont des **marqueurs d'ensablement récents et massifs** pour lesquels il convient de s'interroger sur leur **origine** et les **processus responsables** de leur arrivée. Cependant, dans un premier temps, interrogeons-nous sur les **temporalités de leur présence sur la zone intertidale** et les **formes que ces ensablements prennent**.

3.3. Analyse diachronique surfacique contemporaine de l'ensablement de la zone intertidale à l'échelle de la Seine-Maritime

Les premières observations des sédiments sableux et de leur dynamique sur l'estran seinomarin (Costa, 1997), posent les réflexions sur **l'apport** et **le rôle du sable** dans le **fonctionnement des**

plages de galets dans un **environnement rocheux à falaises**. Dans cette optique, une approche quantitative, historique, contemporaine, de 1966 à 2020, a été effectuée pour suivre l'évolution **des surfaces sableuses intertidales** depuis le milieu du XX^{ème} siècle.

3.3.1. Méthode de digitalisation manuelle des surfaces ensablées à partir de photographies aériennes verticales (1966-2020)

3.3.1.1. *Sélection des images et digitalisation sous SIG*

L'analyse diachronique de l'évolution surfacique des ensablements intertidaux sur le secteur d'étude, du Cap d'Antifer au Tréport, a été réalisée sur une période de 55 ans, entre 1966 et 2021, à partir de photographies aériennes verticales acquises par l'IGN et le ROLNHDF. Cette période, dite historique, est définie ici comme contemporaine car débutant à partir de la deuxième moitié du XX^{ème} siècle.

Deux facteurs ont limité la sélection des séries d'images aériennes : (1) l'heure de prise de vue des photographies (devant coïncider avec une marée basse de fort coefficient afin de rendre visible la plus grande surface intertidale) et (2) la qualité numérique et visuelle des clichés (pour différencier les caractéristiques de l'estran d'apparence parfois similaire telles que les placages sableux, le platier rocheux (crayeux) et le cordon de galets).

Sur les 22 missions aériennes réalisées depuis 1920 sur la Seine-Maritime, seules 8 séries entre 1966 et 2020 ont ainsi pu être exploitées sur toute la zone d'étude. En complément, 2 séries d'images ont pu être utilisées (1984 et 1985) entre Dieppe et Le Tréport, ainsi qu'une série (2015) entre Saint-Valéry-en-Caux et Le Tréport (images satellites Pléiades) (Figure 3.17).

La majorité des images d'archives a été prise lors de marées hautes, et très peu de séries ont été réalisées sur les 100 km de linéaire côtier. Ainsi, 8 levés aériens ont pu être comparés entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux et 11 levés entre Saint-Valéry-en-Caux et Le Tréport.

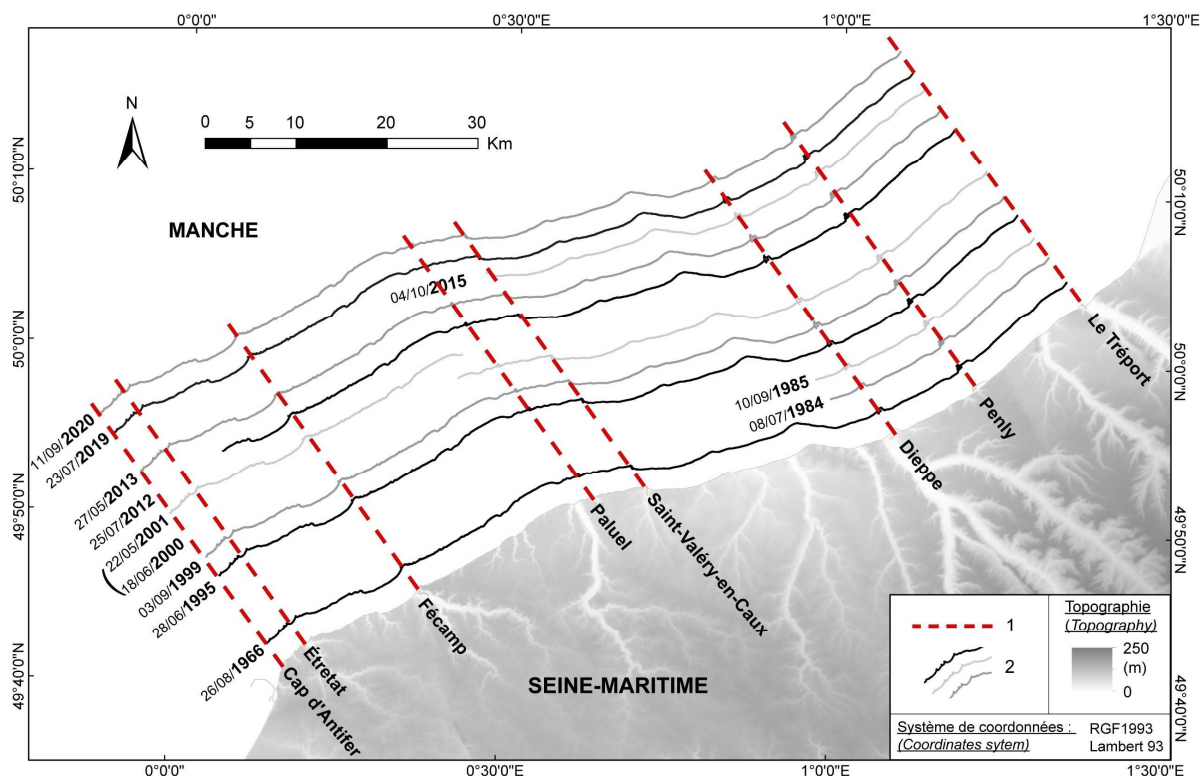


Figure 3.17 - Cartographie de l'emprise des différentes prises de vues aériennes (IGN) utilisées pour cette étude.

1. Limite des cellules hydrosédimentaires ; 2. Emprise des séries de photographies.

Les photographies aériennes analysées ont été prises principalement entre la fin du printemps (23/05/2013) et la fin de l'été (11/09/2020), dans des conditions météorologiques souvent favorables aux campagnes aériennes. Les levés aériens sont intervenus après des périodes de faible agitation et des vitesses de vent maximales principalement inférieures à 12 m/s sur les 15 jours précédents les levés aériens (Figure 3.18).

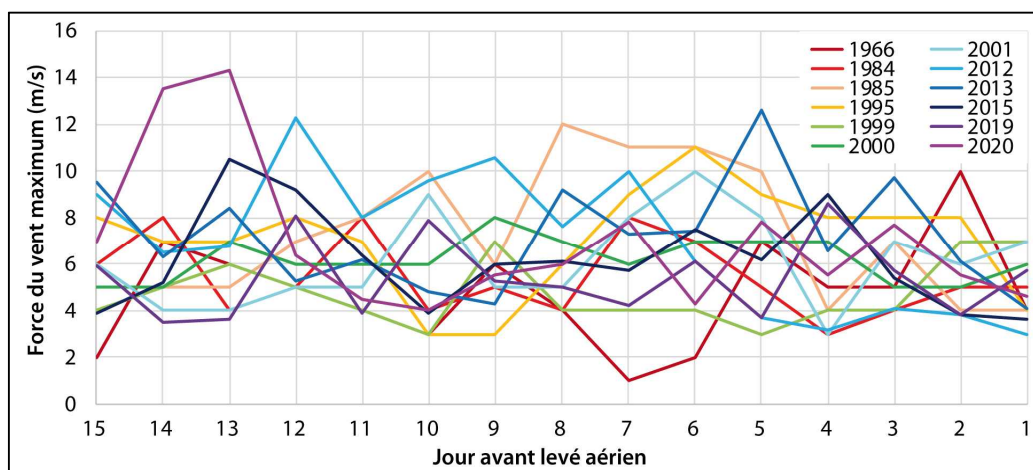


Figure 3.18 - Conditions de vents maximum par jour (m/s), les 15 jours précédents les missions aériennes (données MétéoFrance).

Les missions aériennes n'ayant pas été réalisées lors de même coefficient de marée, ou à marée totalement basse, les digitalisations ont dû être homogénéisées pour identifier une limite de basse

mer commune. Les missions de 1985 et 1999 présentent les plus petites surfaces intertidales, respectivement de Dieppe au Tréport et d'Antifer à Dieppe. Ces séries ont donc été utilisées comme référence pour l'homogénéisation. Les quantifications surfaciques ont ainsi été réalisées sur des estrans de largeur identique, en fonction de cellules hydrosédimentaires prédéfinies (entre chaque jetée portuaire qui jalonne le littoral de Seine-Maritime). Cependant, les cellules hydrosédimentaires n'ayant pas les mêmes dimensions, une normalisation des résultats par km linéaire a également été effectuée, permettant ainsi le suivi de l'évolution de l'ensablement d'une mission à l'autre et d'un secteur à l'autre. La digitalisation manuelle sous SIG (logiciel ArcGIS, 10.5, ESRI) de l'intégralité des séries photographiques a été effectuée à l'échelle du 1/1 000 (Figure 3.19). Les séries photographiques les plus récentes, depuis 2000, sont géoréférencées par l'IGN.

Pour les clichés les plus anciens, un géoréférencement a été appliqué, en projection RGF93/Lambert 93 (EPSG: 2154). Une transformation dite « spline » a permis d'optimiser la précision locale en s'appuyant sur une fonction polynomiale segmentée qui garantit la continuité et le lissage entre des polynômes (Wahba, 1990 ; Donato et Belongie, 2002 ; Sempio *et al.*, 2019). Cette méthode permet d'interpoler les points de référence en réduisant la courbure globale des surfaces et en restituant une surface lisse passant exactement par les points en entrée.

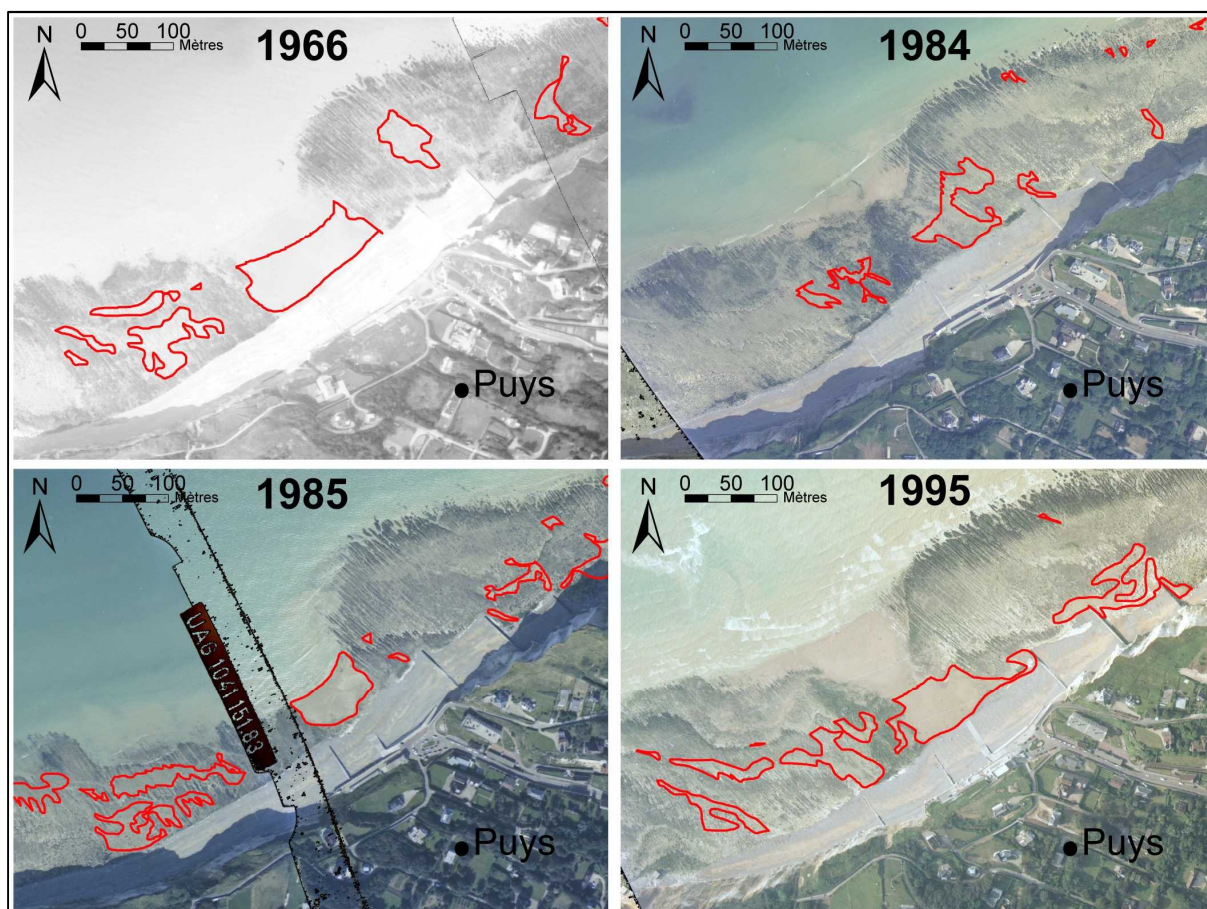


Figure 3.19 – (1/2) - Digitalisation (en rouge) des surfaces ensablées à Puys (à l'est de Dieppe) entre 1966 et 1995. La surface de digitalisation est normalisée sur toutes les images par rapport à la plus petite surface d'estran découverte, en 1999 entre Antifer et Dieppe et en 1985 entre Dieppe et Le Tréport.

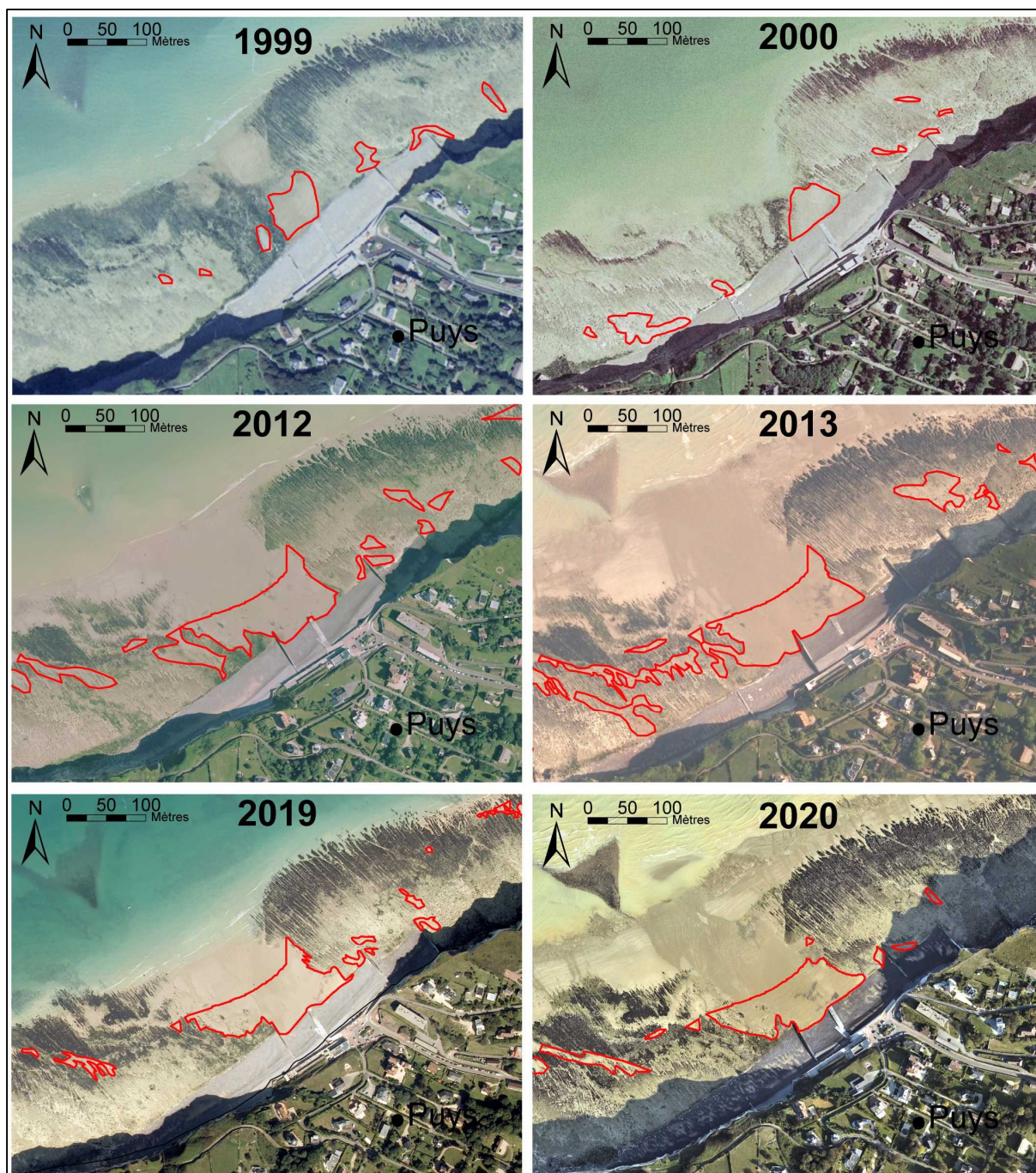


Figure 3.19 – (2/2) - Digitalisation (en rouge) des surfaces ensablées à Puys (à l'est de Dieppe) entre 1999 et 2020. La surface de digitalisation est normalisée sur toutes les images par rapport à la plus petite surface d'estran découverte, en 1999 entre Antifer et Dieppe et en 1985 entre Dieppe et Le Tréport.

3.3.1.2. Sources d'erreurs des mesures de surfaces ensablées

3.3.1.2.1. Taille pixel / résolution

Les photographies les plus anciennes, datant de 1966, ont été prises à l'échelle du 1/10 000, avec une résolution de bonne qualité (1 pixel = 0,40 m). Néanmoins, les clichés en noir et blanc, ainsi que la forte luminosité, ont nécessité une attention particulière. Les clichés aériens suivants, en

couleur, présentent également une résolution satisfaisante, de 0,35 m à 0,8 m, et permettent une bonne distinction des placages sableux sur le platier rocheux. À partir de 2000, les orthophotographies présentent une très bonne résolution, avec, de plus, un estran bien dégagé en 2012, 2013, et 2020.

3.3.1.2.2. Marge d'erreur du géoréférencement

L'erreur quadratique moyenne ou Root Mean Square Error (EQM ou RMSE) calculée lors du géoréférencement des photographies entre 1966 et 1999 est très faible, de l'ordre de 0 (RMSE moyen = 0.000146). Cette faible valeur peut cependant être expliquée par la méthode de géoréférencement appliquée. La transformation « spline » utilisée optimise la précision locale, permettant ainsi un très bon géoréférencement au niveau des points de contrôle et donc d'obtenir un RMSE très faible.

3.3.1.2.3. Marge d'erreur de la digitalisation

La digitalisation manuelle des surfaces ensablées s'est relevée chronophage mais a permis d'estimer les difficultés à distinguer le sable sur ce littoral rocheux. La marge d'erreur de l'interprétation visuelle par l'opérateur a fait l'objet d'une tentative de quantification. Pour ce faire, trois autres opérateurs, pratiquant la photo-interprétation et connaissant le secteur d'étude, ont réalisé, en plus de l'auteur, une digitalisation des étendues sableuses sur un même secteur choisi et selon un timing imposé. La différence de lecture entre les 4 opérateurs est au maximum de 7 %, ce qui permet de valider notre méthode de quantification des surfaces ensablées (Tableau 3.1).

Tableau 3.1 - Estimation de la marge d'erreur de subjectivité : différence de lecture entre quatre opérateurs pour la même zone (sur l'orthophoto de 2013), en un temps donné.

| Surface ensablée | Digitalisation (km ²) | Différence de lecture | |
|------------------|-----------------------------------|-----------------------|--------------|
| | | km ² | % |
| Bastien Peuziat | 1,47 | | |
| A | 1,48 | 0,01 | 0,68 |
| B | 1,37 | -0,10 | -7,15 |
| C | 1,38 | -0,09 | -6,60 |

3.3.2. Évolution historique contemporaine de l'ensablement

3.3.2.1. Dynamique sédimentaire depuis la fin des années 1960 sur la zone intertidale entre Antifer et Le Tréport (zonage intertidal homogénéisé)

La digitalisation des surfaces ensablées depuis 1966 met en évidence une **tendance globale à un ensablement** important et constant de la zone intertidale, entre 1966 et 2013, confirmant les

résultats des premiers travaux sur ce phénomène (Costa, 1997 ; Guerrero, 2008) (Figure 3.20). L'évolution des surfaces indique ainsi une **arrivée massive de sables entre 1966 et 2013**, passant de 1,79 km² en 1966 à plus du double en 2013 (3,91 km²), soit une augmentation de 10 % de surface sableuse (surface intertidale étudiée de 21 km²). La courbe de l'évolution des surfaces ensablées traduit donc une tendance à l'accélération importante et progressive de l'ensablement entre 1966 et 2013. Ces surfaces tendent cependant à **diminuer** et se **stabiliser depuis 2013**, passant de 3,30 km² en 2019 à 3,36 km² en 2020.

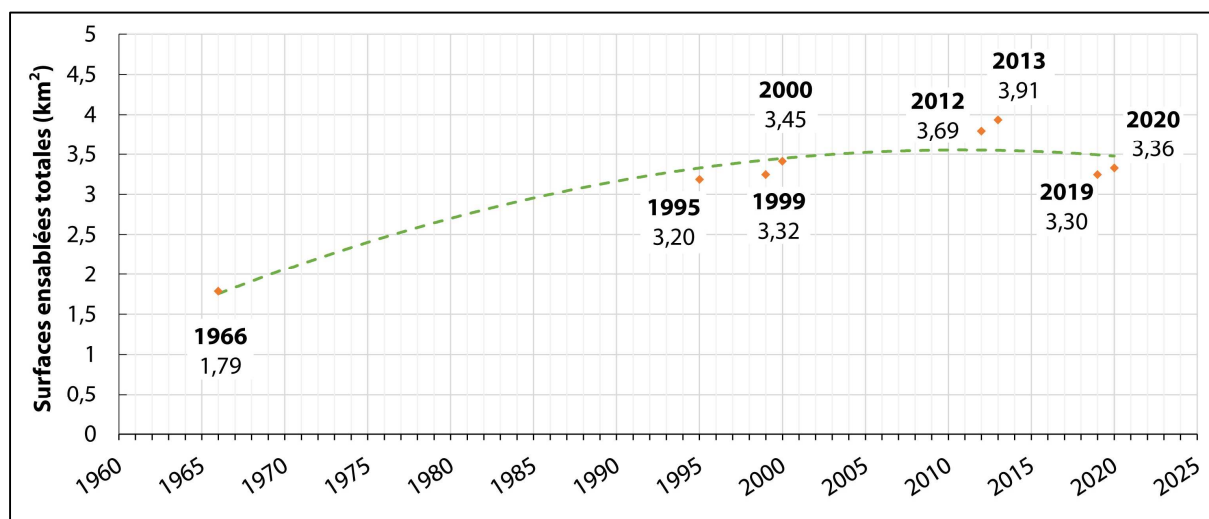


Figure 3.20 - Évolution des surfaces ensablées (normalisées) sur l'ensemble de la zone intertidale étudiée (21 km²) de Seine-Maritime entre 1966 et 2020 (Peuziat *et al.*, 2021).

Cependant, l'analyse de cette tendance à l'échelle des cellules hydrosédimentaires montre une **importante variabilité spatiale et temporelle** (Figure 3.21). Deux grands secteurs, de part et d'autre de Saint-Valéry-en-Caux, se distinguent :

- Le **secteur occidental**, au sud-ouest du port de Saint-Valéry-en-Caux, présente **peu d'étendues sableuses** sur la plateforme d'érosion marine. Les cellules hydrosédimentaires :
 - (1) « Cap d'Antifer - falaises d'Étretat » et (2) « Étretat - jetée portuaire de Fécamp », montrent un ensablement très réduit, avec moins de 0,01 km² de surfaces ensablées par km linéaire (soit +0,03 km² sur l'ensemble de la zone).
 - La cellule (3) « Fécamp - centrale EDF de Paluel » connaît un léger pic en 2000 (+1,1 %) et 2013 (+0,8 %), atteignant 0,01 km²/km-linéaire (soit +0,19 km² sur l'ensemble de la zone).
 - La dernière cellule, (4) « Paluel - jetée portuaire de Saint-Valéry-en-Caux », montre également un ensablement très modéré, avec 0,004 km²/km linéaire correspondant à quelques placages sableux observés en 2000 (+1,8 %) et 2013 (+1,7 %).

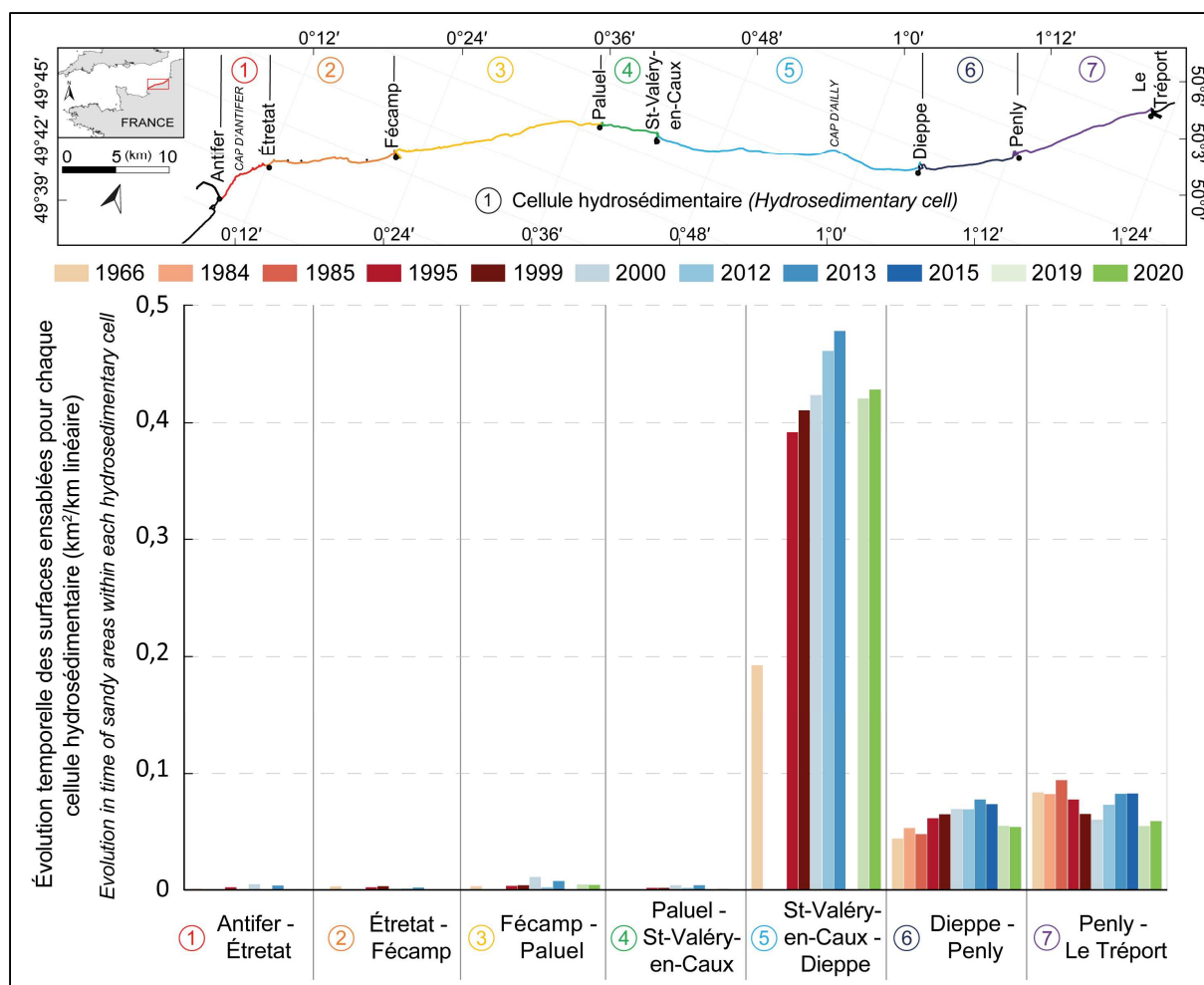


Figure 3.21 - Évolution temporelle des surfaces ensablées depuis 1966 pour chaque cellule hydrosédimentaire.

Les surfaces ensablées sont représentées en km²/km linéaire. Les années 1984, 1985 et 2015 ne couvrent que la partie de Dieppe au Tréport.

- Dans le **secteur oriental**, au nord-est de Saint-Valéry-en-Caux, **le sable devient beaucoup plus abondant** sur le platier rocheux :
 - Il est maximal au niveau du Cap d'Ailly, au sein de la cellule (5) « Saint-Valéry-en-Caux - Dieppe ». Cette cellule connaît une forte et constante augmentation des surfaces ensablées depuis 1966, passant de 0,19 km²/km-linéaire de surfaces ensablées à 0,48 km² en 2013 (soit +16 km² sur l'ensemble de la zone, correspondant à une augmentation de +28 %) (Figure 3.21). Les surfaces ensablées observées en 2019 et 2020 sont semblables à 1999 et 2000, de l'ordre de 0,42 km².
 - Pour la cellule (6) « Dieppe - Penly », le secteur à l'ouest de Penly (à l'exception de la plage Penly-Berneval qui est en constant ensablement depuis le début des années 1980 en raison de la mise en place de la jetée de prise d'eau de la centrale EDF Penly), connaît d'abord une augmentation modeste de la présence de sables, passant de 0,04 km²/km-linéaire en 1966 à 0,07 km² en 2013 (soit +4 km² sur l'ensemble de la cellule, correspondant à une augmentation de +9 %), puis à nouveau une diminution en 2019 et 2020 avec des surfaces

semblables à 1984-1985 (0,05 km²/km-linéaire ; soit -6 % de surfaces sableuses entre 2013 et 2020).

- Au nord-est, la dernière cellule (7) « Penly - port du Tréport » connaît d'abord une diminution des surfaces ensablées jusqu'en 2000 (0,06 km²/km-linéaire, correspondant à une diminution de -3 %), avec un pic en 1985 (0,09 km²/km linéaire), suivie d'une diminution puis d'une augmentation jusqu'en 2013-2015 pour atteindre 0,08 km²/km-linéaire (soit 0,37 km² sur l'ensemble de la zone). Enfin les années 2019 et 2020 sont marquées par une diminution des surfaces ensablées, atteignant 0,05 km²/km linéaire (soit -0,10 km² (-3 %) entre 2015 et 2020).

Par ailleurs, et conformément à ce qui a été observé sur chacune des cellules hydrosédimentaires, l'évolution des surfaces dans le temps, et à l'échelle de l'ensemble de la Seine-Maritime, n'a pas été homogène. Ainsi, même si la tendance évolutive sur la période 1966 à 2020, est à l'ensablement progressif (Figure 3.20), la courbe montre clairement que depuis 1999 :

- Des périodes d'augmentation brutales des surfaces, telles qu'en 2012-2013 (avec des valeurs de +0,22 km² (+0,8 % d'ensablement sur une année),
- Des diminutions importantes (2013-2019), avec des valeurs de 0,61 km² (-3,1 % de surfaces ensablées sur la zone étudiée) (Figure 3.7).

Il apparaît donc que l'évolution temporelle des ensablements n'est pas linéaire à l'échelle interannuelle, et probablement pas non plus sur des pas de temps plus courts.

3.3.2.2. *Analyse des surfaces ensablées sur une plus grande surface intertidale : mission aérienne de référence 1995*

Les observations menées jusqu'ici ont été effectuées sur la partie homogénéisée de l'estran, c'est-à-dire la partie commune à toutes les séries photographiques. Les missions aériennes de référence pour cette étude étaient celle de 1999 entre Antifer et Dieppe et celle de 1985 entre Dieppe et Le Tréport. Bien évidemment, ce travail minimise grandement les surfaces intertidales étudiées, notamment la partie basale de l'estran qui est pourtant marquée par la présence d'étendues sableuses souvent abondantes en raison de conditions hydrodynamiques moins intenses.

Pour ce faire, certaines séries photographiques, masquant en grande partie le bas estran, ont été retirées dans le but d'observer les surfaces ensablées sur une plus large surface intertidale.

Quatre séries à marée basse de fort coefficient ont été retenues (1995, 2012, 2013 et 2020). Les photographies de 1995, présentant l'estran le moins visible, ont été utilisées pour homogénéiser les trois autres séries, de 2012, 2013 et 2020. L'emprise temporelle historique est donc réduite sur un pas de temps de 25 ans, mais permet l'observation des évolutions des surfaces ensablées sur la quasi-totalité de la zone intertidale. De plus, cette période de 25 ans se situe sur l'intervalle de temps pendant lequel les surfaces ensablées semblent stagner voire se réduire à l'échelle de la

Seine-Maritime.

Le résultat de ce nouveau découpage est présenté sur la Figure 3.22, et fournit de nouvelles informations :

- Alors que nous pensions que les surfaces des secteurs ensablés allaient fortement évoluer à la hausse, l'inclusion du bas estran influence peu les résultats initiaux sur cette période. Ainsi, l'augmentation des secteurs ensablés est de l'ordre de 14 % alors que les surfaces étudiées supplémentaires représentent 4,5 km² de plus. À l'échelle de la Seine-Maritime (Antifer – le Tréport), ces surfaces passent :
 - En 1995, de 3,20 km² à 3,75 km²,
 - En 2012, de 3,69 km² à 4,88 km²,
 - En 2013, de 3,91 à 5,53 km²,
 - Et en 2020, de 3,36 à 4,46 km²
- Soit une moyenne de 1,12 km² supplémentaire sur la période étudiée.
- En revanche, les tendances évolutives sont totalement comparables avec la prise en compte des deux surfaces intertidales homogénéisées. Après un accroissement net des surfaces ensablées, avec un optimum en 2013 (3,91 à 5,53 km², soit +8,1 % de surfaces ensablées sur la zone étudiée), ces dernières connaissent une régression nette entre 2013 et 2020 (5,53 à 4,46 km², soit -5,4 % de surfaces ensablées sur la zone étudiée).

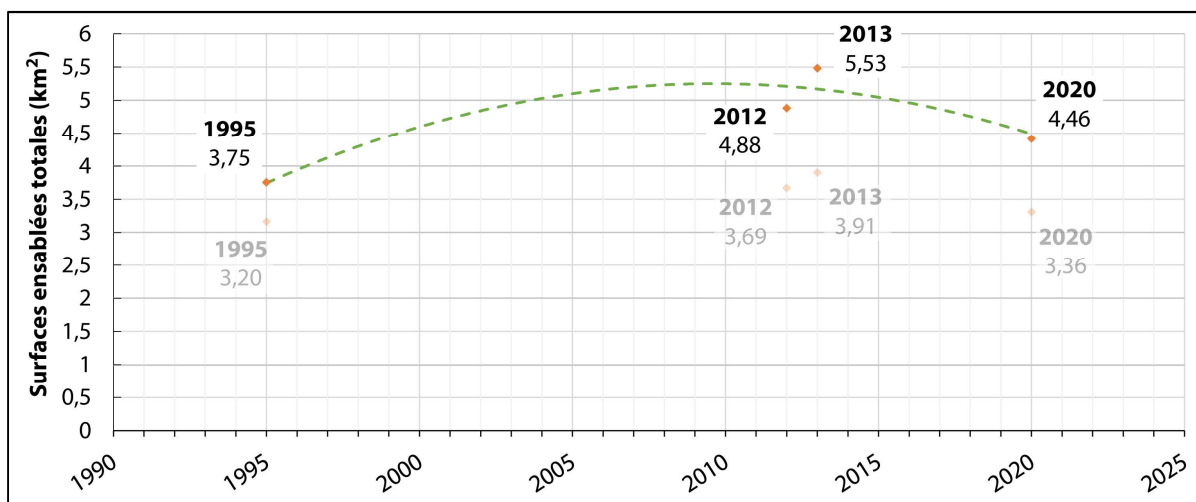


Figure 3.22 - Évolution des surfaces ensablées (normalisées) sur l'ensemble de la zone intertidale de Seine-Maritime entre 1995 et 2020. Une homogénéisation des surfaces a été effectuée à partir de la marée basse de 1995 présentant l'estran le moins visible.

Les valeurs obtenues précédemment sont indiquées par les points et chiffres en transparence. Ces valeurs sont plus faibles car obtenues à partir d'une zone intertidale plus réduite, ne comportant pas le bas estran (voir Figure 3.7).

L'analyse des surfaces ensablées pour chaque cellule hydrosédimentaire (Figure 3.23) montre que :

- Comme évoqué précédemment, une dichotomie de part et d'autre de Saint-Valéry-en-Caux s'observe, avec, (1) une partie occidentale (vers Le Havre) dépourvue de sable, et (2) une

partie orientale (vers Le Tréport) beaucoup plus ensablées, telles que les cellules (dans l'ordre décroissant), Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe, Dieppe/Penly, et Penly/Le Tréport.

- Les tendances évolutives sont également similaires pour toutes les cellules hydrosédimentaires, à savoir un accroissement net jusqu'en 2013 puis une réduction en 2020.
- En revanche, la prise en compte du bas estran influence fortement à la hausse les surfaces ensablées pour la cellule hydrosédimentaire n°6 (Dieppe/Penly), et dans une moindre mesure entre Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe, et ce pour toutes les années considérées.

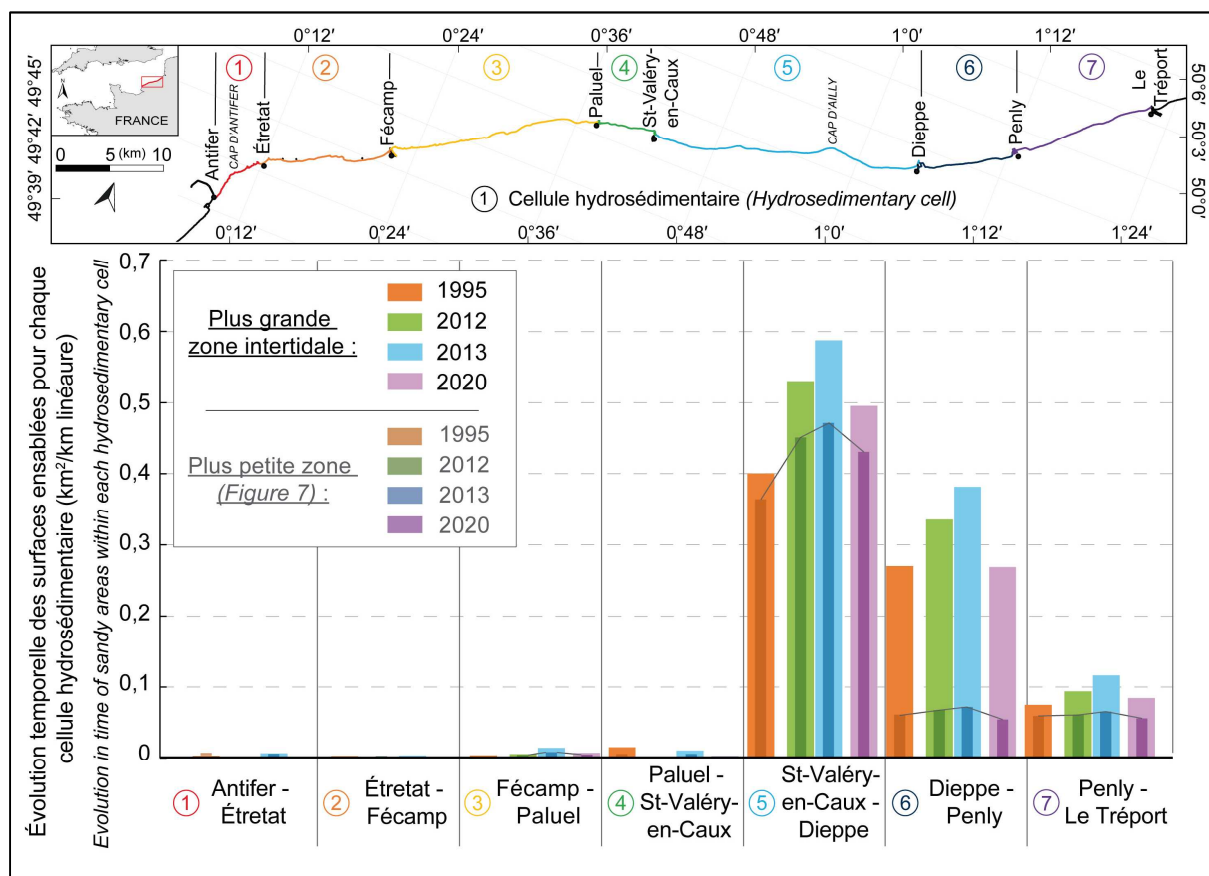


Figure 3.23 - Évolution temporelle des surfaces ensablées entre 1995 et 2020, pour chaque cellule hydrosédimentaire, sur une plus grande zone intertidale. Les surfaces ensablées sont représentées en km²/km linéaire et ont été homogénéisées à partir de la marée basse de 1995 présentant l'estran le moins visible.

Les valeurs obtenues précédemment sont appelées ici « Plus petite zone » indiquées en transparence

L'ensemble de ces résultats suggère que l'élargissement de l'emprise d'analyse influence les valeurs à la hausse à l'ouest de Saint-Valéry-en-Caux, et notamment entre Dieppe et Penly. Par ailleurs, il s'avère que les évolutions interannuelles constatées sur les diverses cellules hydrosédimentaires (quelle que soit la largeur d'estran étudiée) affectent de façon synchrone l'ensemble de la zone intertidale. Ce dernier constat suggère également que les évolutions surfaciques observées ne semblent pas sous la simple influence de transferts sableux longitudinaux (le démaigrissement de l'un expliquant l'engraissement de l'autre en aval-dérive), mais possiblement

L'existence d'échanges transversaux (petits fonds – estrans) qu'il faudra prouver. C'est pourquoi, il conviendra de prendre en considération les évolutions des surfaces ensablées dans les petits fonds (Chapitres 6 et 7). À ce titre, les travaux morpho-sédimentaires entrepris par l'Ifremer pour le compte d'EDF depuis plus de 30 ans, dans le cadre du suivi environnemental de la centrale de Penly, sont précieux. Ces derniers, réalisés tous les 4 ans (6 ans depuis 2008) peuvent nous fournir des éléments de réponse quant à l'existence d'interrelations sédimentaires (sableuses) entre les environnements subtidaux et intertidaux, pourtant souvent considérés comme déconnectés dans le cadre des études sur les côtes rocheuses.

3.3.3. Représentation cartographique des surfaces ensablées depuis 1966

L'ensablement global du littoral de Seine-Maritime entre 1966 et 2020 a été décrit précédemment. Cette arrivée massive de sable semble récemment suivie (depuis 2013) d'une période de réduction des surfaces sableuses. Cet ensablement n'est cependant pas constant spatialement, et deux secteurs distincts ont été mis en évidence, avec d'une part un secteur occidental, entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux, dépourvu de fraction sableuse, et, d'autre part, un secteur oriental, entre SVC et Le Tréport, où la fraction sableuse est abondante, notamment entre SVC et Dieppe. Toutefois, plutôt que de fournir de simples histogrammes, il nous a semblé nécessaire de proposer des cartographies exhaustives de la répartition spatiale des ensablements sur l'estran étudié depuis 1966, et sur l'ensemble de la Seine-Maritime.

Ces représentations cartographiques sont fournies pour chaque année étudiée, entre 1966 et 2020, et selon un découpage spécifique. Ainsi, le littoral est découpé en 4 secteurs,

- 2 secteurs pour le compartiment occidental, (A) Antifer/Fécamp et (B) Fécamp/SVC ;
- 2 secteurs pour le compartiment oriental, (C) SVC/Dieppe et (D) Dieppe/Le Tréport.

Pour chacun de ces secteurs deux cartographies seront proposées : (1) une carte représentant la répartition spatiale des ensablements, puis (2) la répartition des espaces en accrétion, en érosion, et stables entre deux années successives.

- **Compartiment occidental : entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux**

Les observations présentées précédemment montrent un compartiment occidental, entre Antifer et Fécamp, où la présence de sable sur la zone intertidale est très sporadique spatialement et temporellement. Certains secteurs, notamment aux débouchés des vallées des Petites et Grandes Dalles et de Veulettes-sur-Mer, sont ensablés depuis les premières observations.

A. Secteur Antifer – Fécamp

Le secteur entre Antifer et Fécamp est, comme le montre le graphique de la Figure 3.21, complètement dépourvu de fraction sableuse, et aucune évolution n'est visible sur les cartographies des Figure 3.24 & Figure 3.25, entre 1966 et 2020.

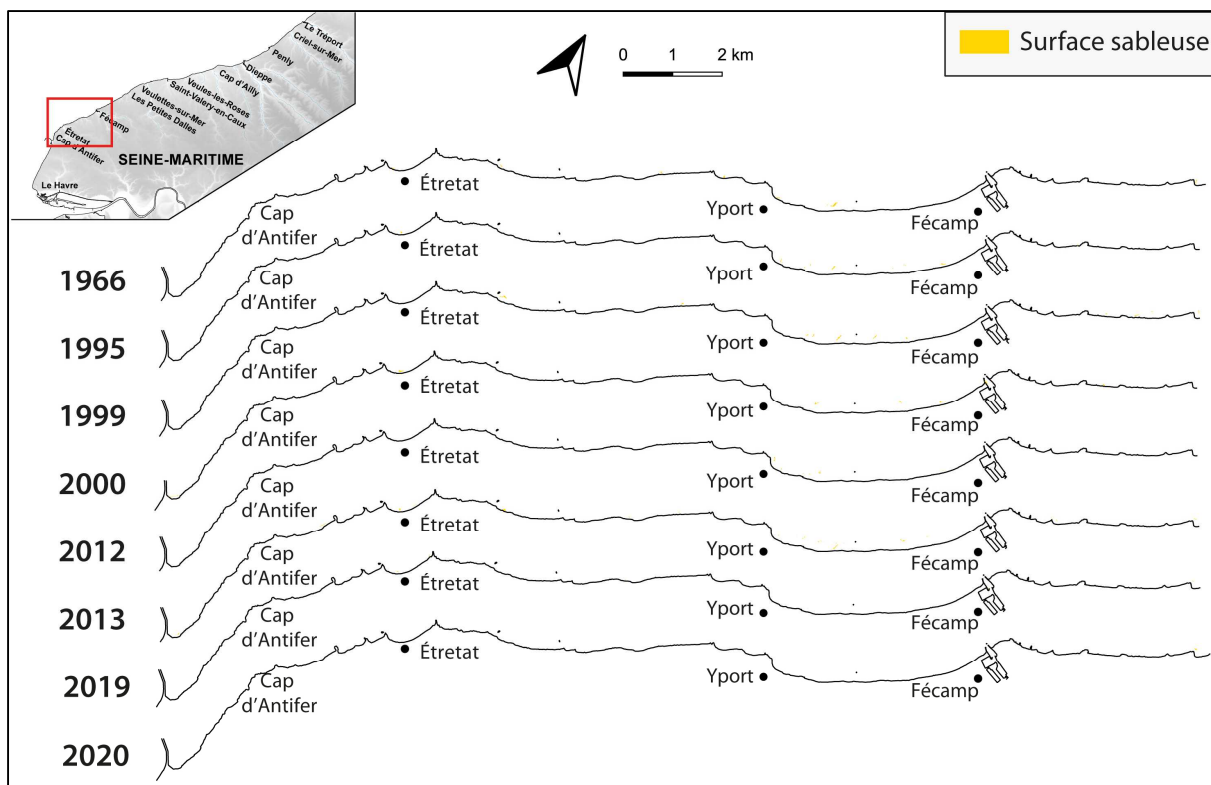


Figure 3.24 – Représentation cartographique des résultats de la digitalisation des surfaces sableuses entre 1966 et 2020 (en jaune), sur un secteur compris entre Antifer et Fécamp.

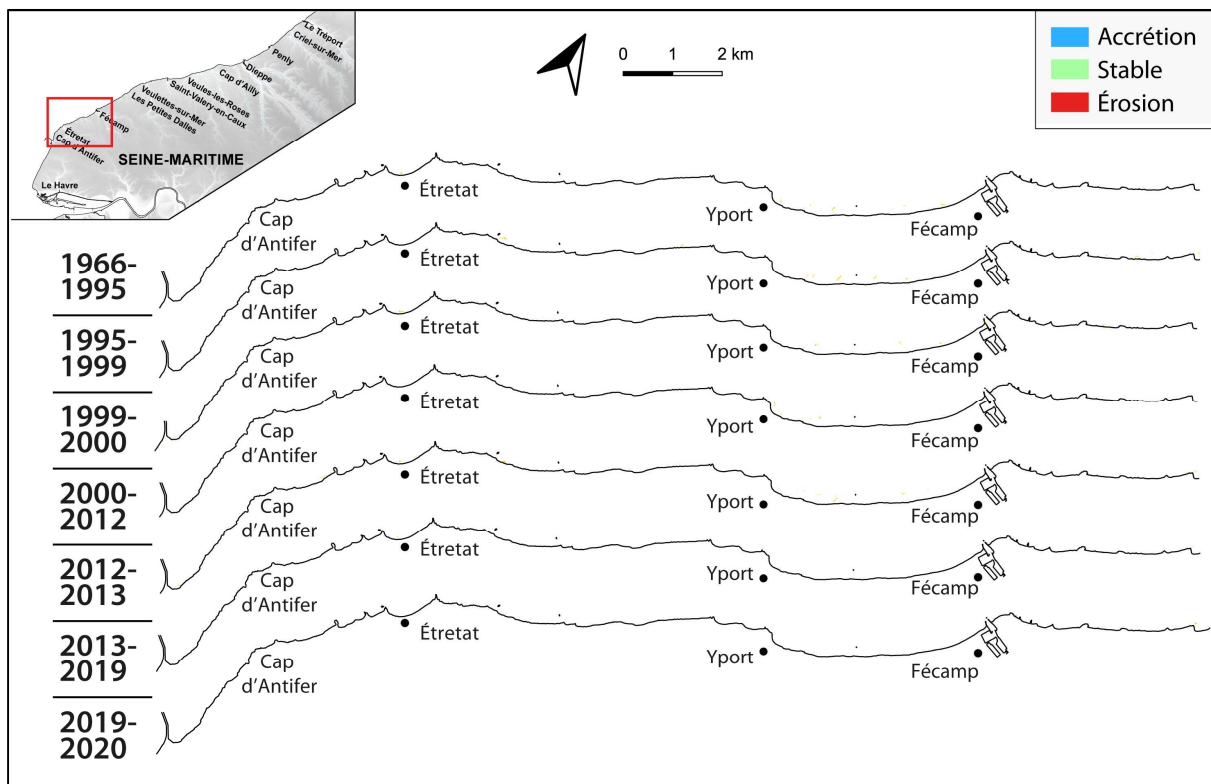


Figure 3.25 - Représentation cartographique de l'évolution des surfaces sableuses (accrétion, stabilité, érosion) entre 1966 et 2020 sur le secteur Antifer et Fécamp.

B. Secteur Fécamp – Saint-Valéry-en-Caux

Le secteur au nord-est, entre Fécamp et Saint-Valéry-en-Caux, présente de nouveau une répartition des surfaces sableuses difficilement observable à l'échelle de la carte, due à la très faible présence de ces dernières sur la zone intertidale (Figure 3.26). Toutefois, à partir de 1990, de faibles surfaces sableuses (0,01 km²) apparaissent aux alentours des Petites-Dalles et présentent une variabilité interannuelle (disparition en 2013 et accrétion en 2019) (Figure 3.27).

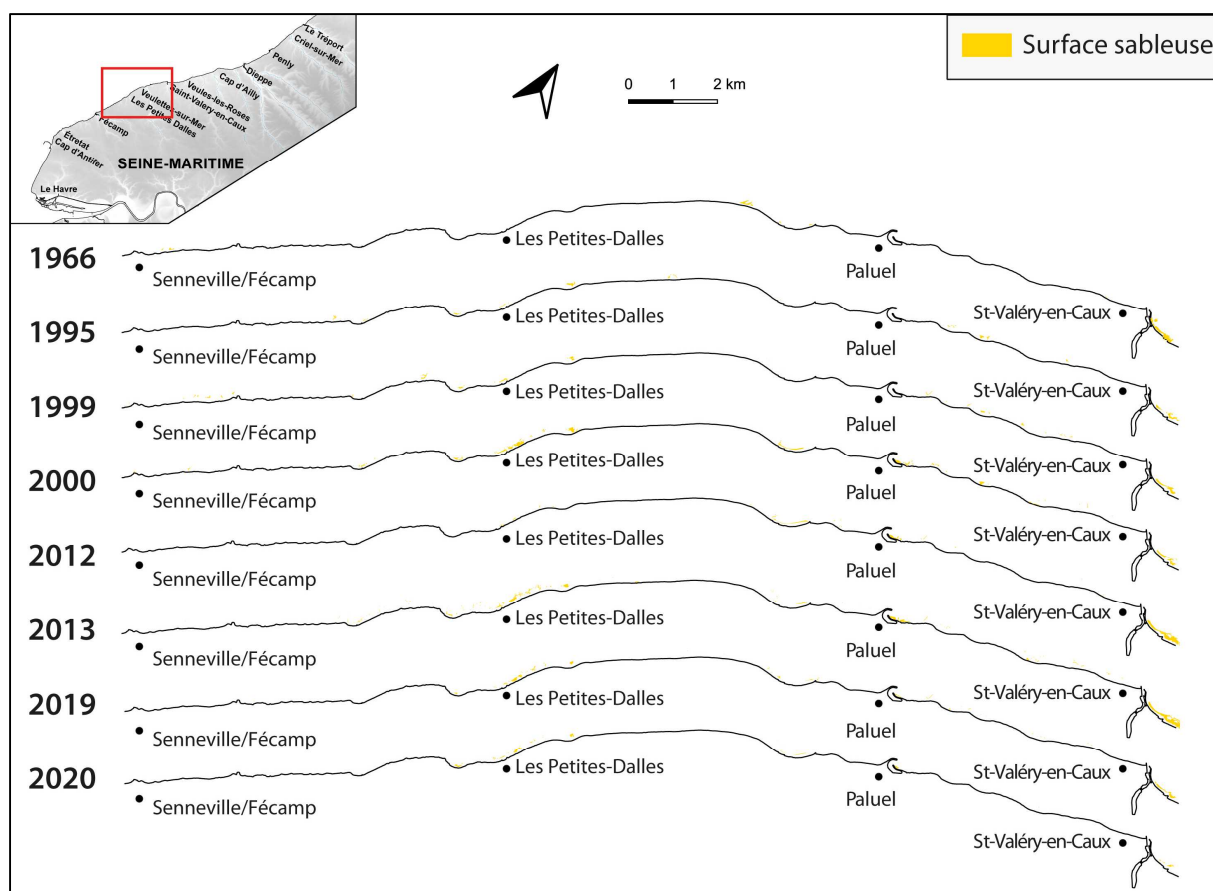


Figure 3.26 - Représentation cartographique des résultats de la digitalisation des surfaces sableuses pour chaque série photographique prise entre 1966 et 2020 (en jaune), sur un secteur compris entre Fécamp et Saint-Valéry-en-Caux.

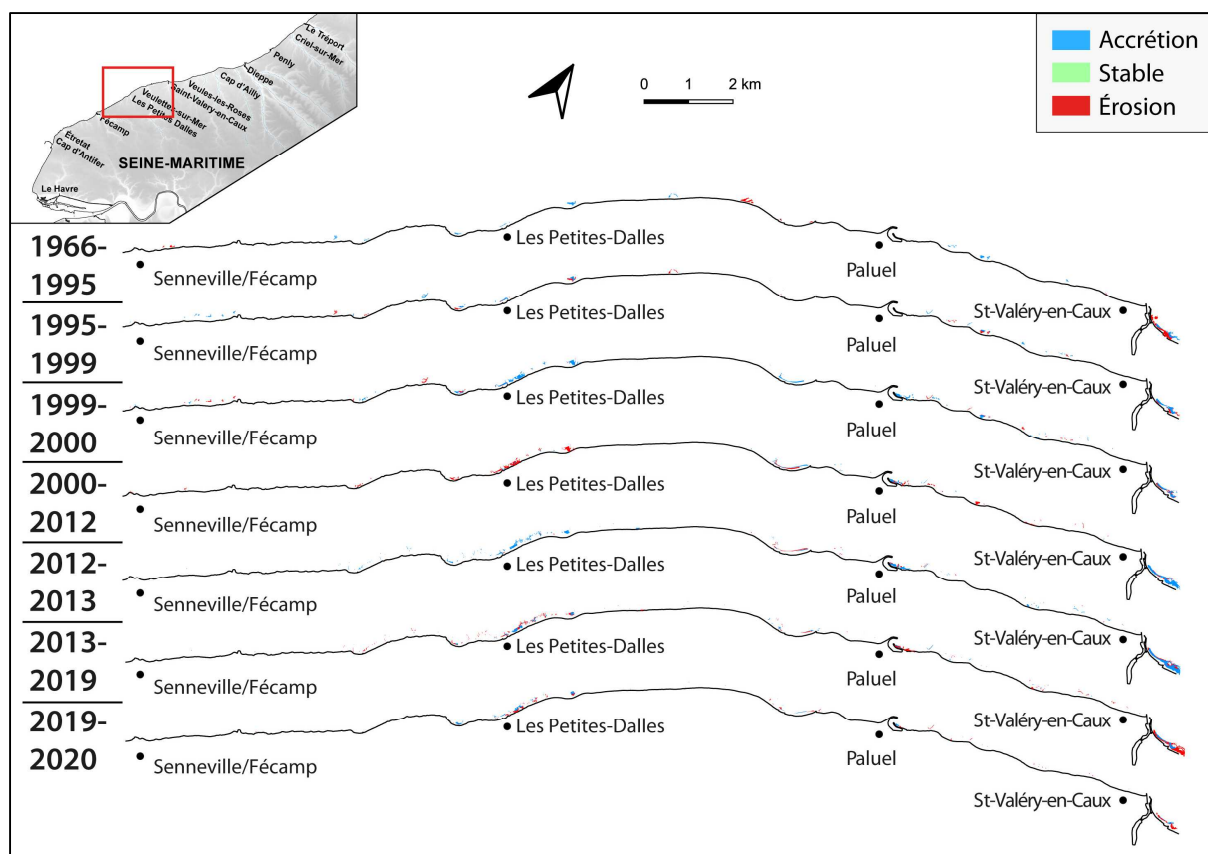


Figure 3.27 - Représentation cartographique de l'évolution des surfaces sableuses (accrétion, stabilité, érosion) entre 1966 et 2020 sur le secteur Fécamp et Saint-Valéry-en-Caux.

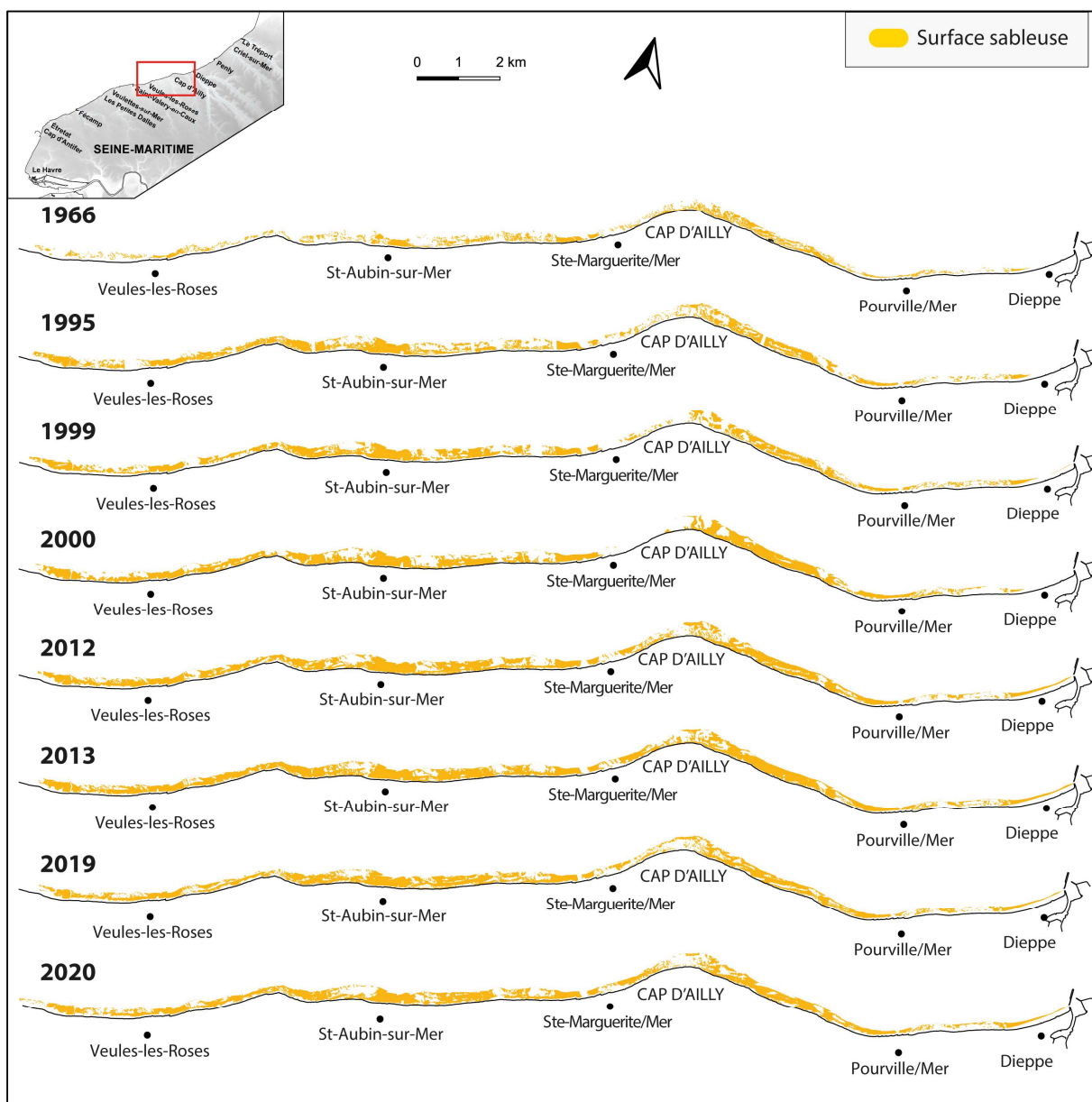
- **Compartiment oriental : entre Saint-Valéry-en-Caux et Le Tréport**

Comme évoqué sur le graphique de la Figure 3.23, il existe une véritable partition de part et d'autre de Saint-Valéry-en-Caux, avec une quasi absence de sable au sud-ouest et une apparition extrêmement forte au nord-est vers Le Tréport.

C. Secteur Saint-Valéry-en-Caux – Dieppe

Sur le secteur entre SVC et Dieppe (Figure 3.28), la présence de sable est importante dès 1966, avec une apparition conséquente et affectant l'ensemble de la zone au milieu des années 1990. En effet, la comparaison entre 1966 et 1995 (Figure 3.29) traduit une accrétion quasi généralisée de la zone intertidale, comprises entre SVC et Dieppe (+1,35 km² sur une surface intertidale étudiée de 6,8 km², soit une extension de +20 %). Sur les missions suivantes, nous observons une forme de stabilité de la surface des zones sableuses, avec des ajustements à la limite des zones ensablées, témoins probablement de variations interannuelles. Seul le Cap d'Ailly connaît une forte évolution, notamment sur sa partie orientale, qui peut connaître une alternance de phase d'érosion et

d'accrétion. Entre 2013 et 2019, des surfaces en érosion apparaissent plus clairement (-0,39 km²) mais ne semblent pas se confirmer entre 2019 et 2020, ce qui montre plutôt une forme de stabilité générale.



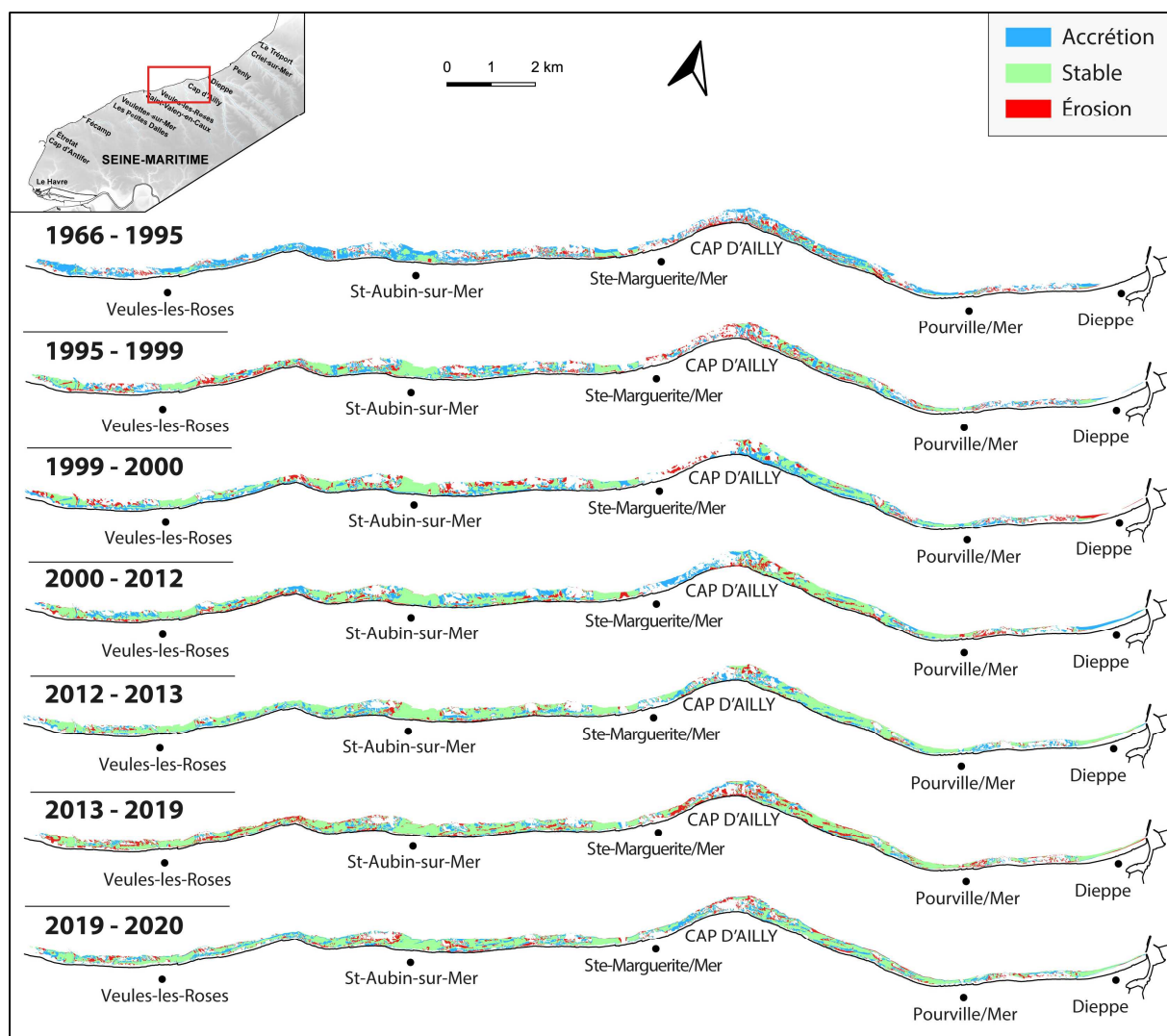


Figure 3.29 - Représentation cartographique de l'évolution des surfaces sableuses (accrétion, stabilité, érosion) entre 1966 et 2020 sur le secteur Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe.

La comparaison des autres levés aériens, entre 1995 et 2020, montre que les secteurs ensablés en débouchés de vallées sont stables, avec des étendues sableuses pérennes ne s'étendant pas en surface. Le secteur du Cap d'Ailly présente une dynamique importante, en particulier sur son secteur ouest, entre Sainte-Marguerite-sur-Mer et le Cap d'Ailly. Cette zone n'est jamais totalement ensablée et des variabilités spatiales sont notables comme un départ important de fraction sableuse entre 1999 et 2000 ($-0,04 \text{ km}^2$), regagnée ensuite entre 2000 et 2012 ($+1,1 \text{ km}^2$). Ce schéma se répète entre 2013 et 2019 et entre 2019 et 2020.

Le secteur est du Cap d'Ailly semble, d'une part, plus ensablé, et de l'autre, plus stable. Il faut toutefois noter une évolution des grands bancs sableux obliques présents sur la zone intertidale et dont la dynamique est visible entre chaque levé.

L'accumulation importante de fraction sableuse observée entre 1966 et 1995 peut être liée au pas de temps long entre les deux levés photographiques, le plus long des différentes séries utilisées (29 ans). Ainsi, dans le but d'observer les variations surfaciques sableuses sur un pas de temps

similaire, la comparaison des levés entre 1966 et 1995 (29 ans) et entre 1995 et 2020 (25 ans) a été effectuée (Figure 3.30). Les cartographies mettent en avant :

- Un ensablement plus conséquent sur la période 1966 - 1995 (+1,35 km², soit 20% de la surface du secteur étudié), que sur la période 1995 - 2020 (+0,25 km², soit +4 %).
- Les secteurs au droit de Saint-Aubin et Sainte-Marguerite semblent être pérennes depuis 1966.
- Le secteur ouest du Cap d'Ailly s'érode sur les deux périodes analysées.
- La période 1995 - 2020 semble connaître davantage de zones sableuses stables notamment au débouché de Veules-les-Roses et sur le secteur est du Cap d'Ailly. À l'est de Veules-les-Roses, avant Saint-Aubin, le secteur connaît une érosion marquée des surfaces sableuses (-0,12 km², soit -2 %).

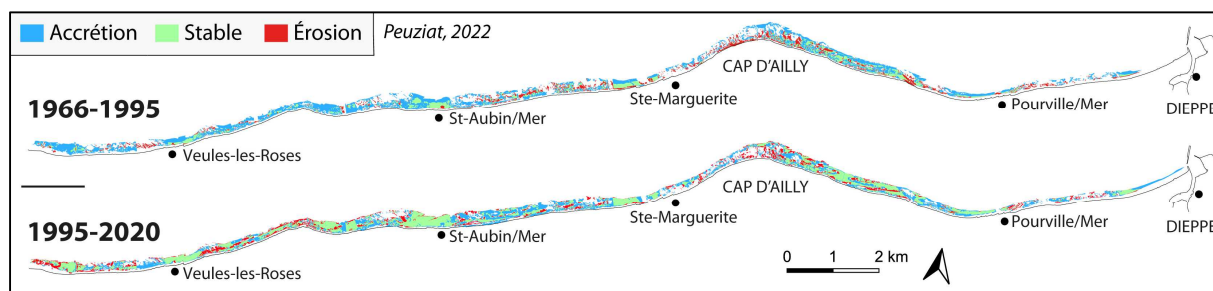


Figure 3.30 - Évolution des surfaces sableuses entre 1966 et 1995 et entre 1995 et 2020, sur le secteur Saint-Valéry-en-Caux – Dieppe.

D. Secteur Dieppe – Le Tréport

Entre Dieppe et Le Tréport, alors que l'on retrouvait des placages sableux nombreux sur l'ensemble de la cellule (Figure 3.31), ces derniers s'estompent progressivement dans le temps. Seul le secteur situé à l'ouest immédiat de la centrale de Penly, semble s'être fortement ensablé entre 1966 et 1984 (+0,12 km², soit +7 % de surfaces sableuses sur le secteur Dieppe - Penly), puis entre 1999 et 2000 (+0,06 km², soit +4 %), et influence fortement le calcul de l'ensablement de l'ensemble de cette zone.

À Puits, les placages sableux disparaissent après 1985 (Figure 3.32), et réapparaissent entre 2000 et 2012, avant de connaître une forme de stabilité voire une légère accrétion actuellement (+0,02 km²).

Entre Penly et Criel-sur-Mer, l'on constate une disparition progressive (Figure 3.32) des placages sableux entre 1966 et 2000 (-0,07 km²). Un retour de sable entre 2000 et 2013 est à nouveau suivi d'une phase de disparition progressive.

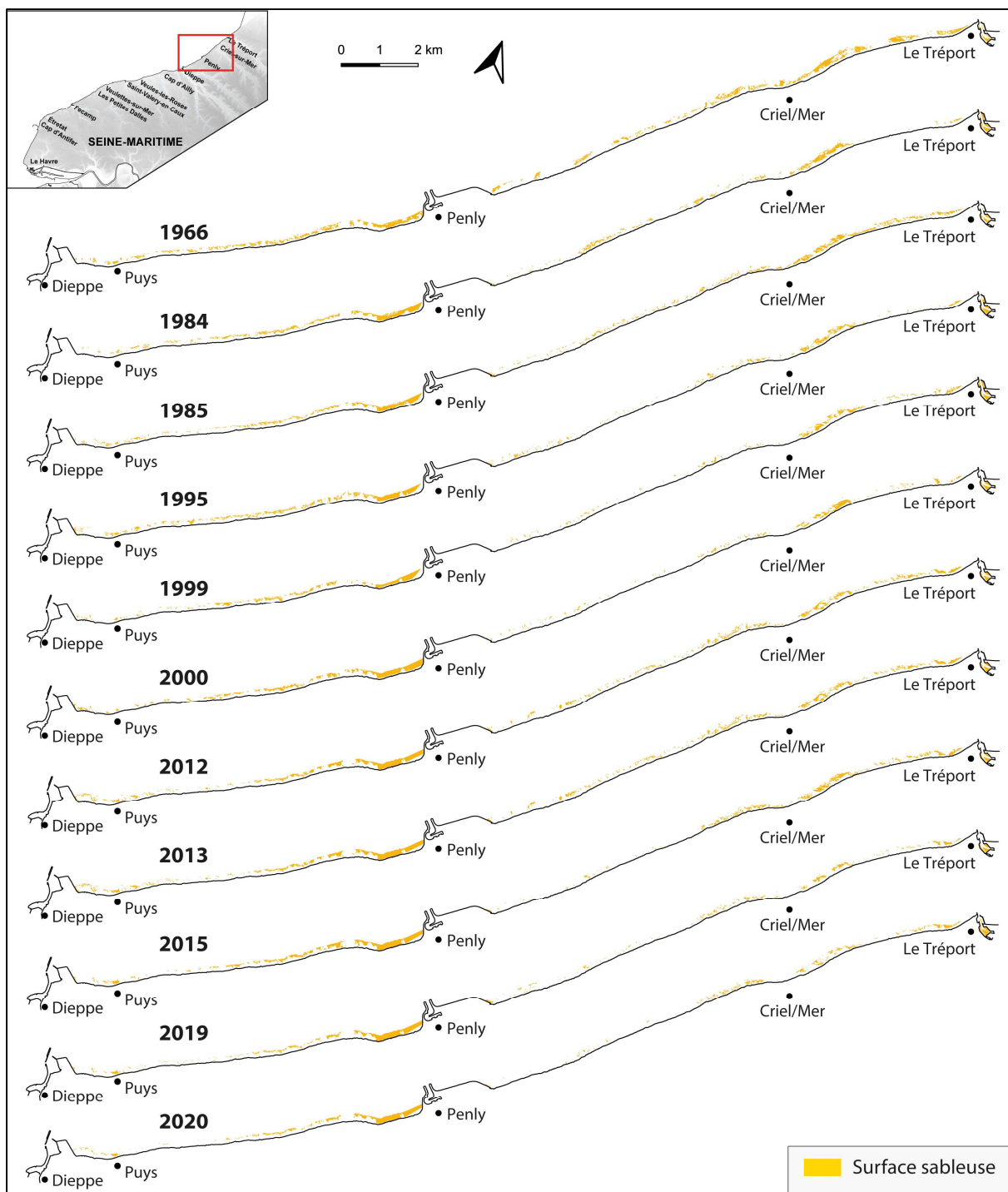


Figure 3.31 - Représentation cartographique des résultats de la digitalisation des surfaces sableuses pour chaque série photographique prise entre 1966 et 2020 (en jaune), sur un secteur compris entre Dieppe et Le Tréport.

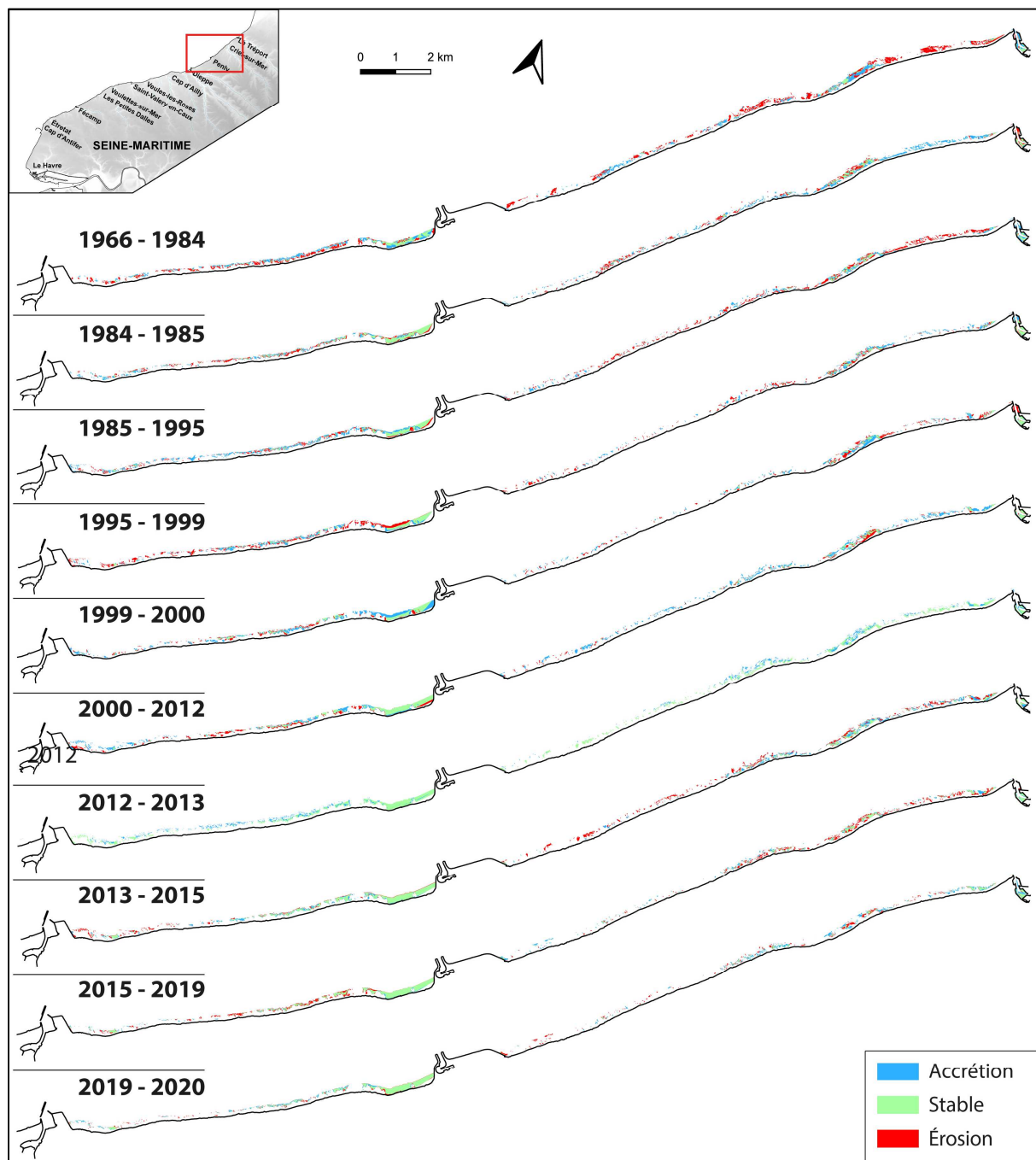


Figure 3.32 - Représentation cartographique de l'évolution des surfaces sableuses (accrétion, stabilité, érosion) entre 1966 et 2020 sur le secteur Dieppe et Le Tréport.

- Répartition de l'ensablement en fonction de la morphologie du platier rocheux

Les placages sableux transitent sur la zone intertidale à la surface du platier rocheux. La morphologie de ce platier semble jouer un rôle important dans la répartition de la fraction

sableuse le long du littoral de Seine-Maritime. En effet, la pente du platier, étroitement liée à sa largeur, mais également la présence d'abrupts et d'irrégularités du platier rocheux, perturbent d'une part le dépôt de fraction sableuse, mais également sa mobilité. La Figure 3.33 nous renseigne sur les interrelations entre les surfaces de zones sableuses et, d'un côté, la largeur du platier rocheux, et de l'autre la pente. Ces 3 paramètres (largeur, pente et surface sableuse linéaire) ont été mesurés sur 180 profils transversaux à la zone intertidale, espacés d'environ 500 m et répartis régulièrement entre Antifer et Le Tréport. Les profils ont été réalisés sur l'ortholittorale de 2013 présentant l'estran le plus visible (coefficient de marée = 103) de toutes les images aériennes disponibles, et sur le MNT à 1m issu des données LiDAR topo-bathymétrique du ROLNHDF/SHOM (2018).

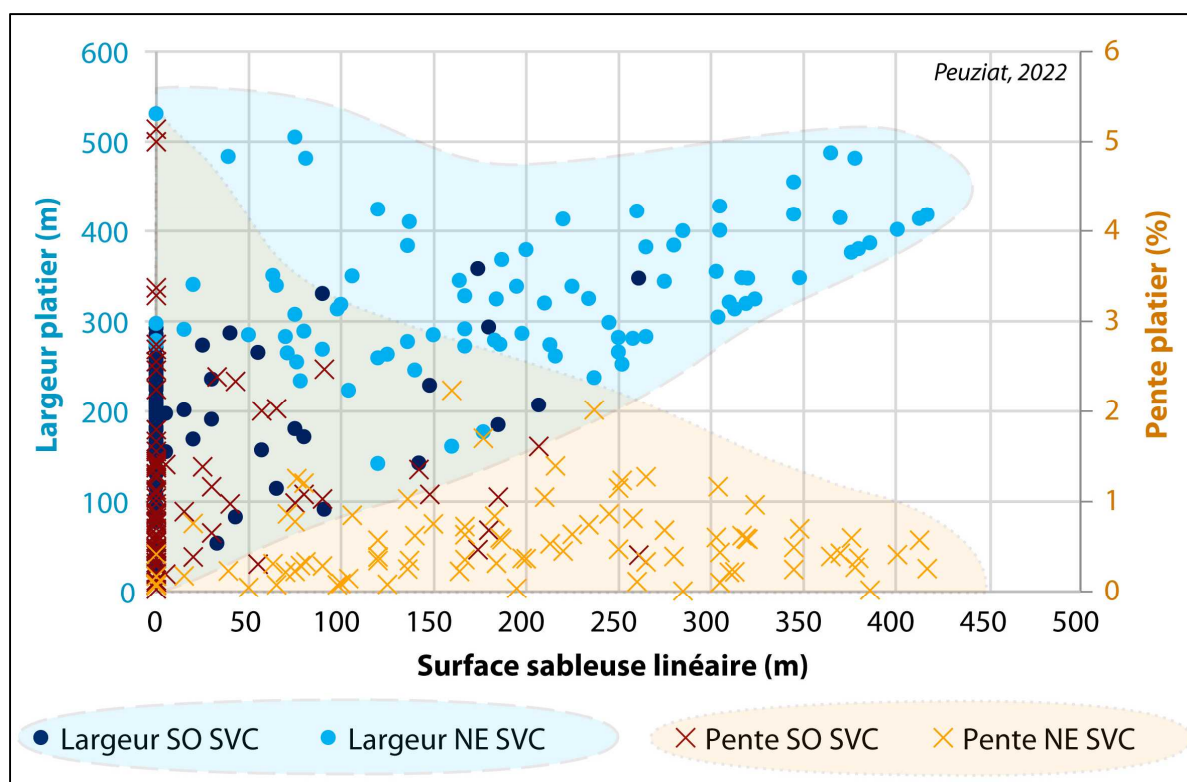


Figure 3.33 - Graphique représentant la répartition des surfaces ensablées digitalisées sur l'ortholittorale de 2013, en fonction de la largeur (orange) et de la pente (bleu).

Nous avons vu qu'à mesure que la pente diminue vers le nord-est, la largeur du platier augmente. Tout d'abord, de manière logique, plus le platier rocheux est large et plus les surfaces ensablées sont importantes, car plus les surfaces de dépôts potentielles sont grandes. Inversement, plus la pente du platier est élevée (jusqu'à 5 % autour du Cap d'Antifer), moins il y a de surfaces sableuses (inexistante pour des pentes supérieures à 3 %).

Ensuite, la Figure 3.33 confirme le constat d'une évolution distincte entre le compartiment occidental, d'Antifer à SVC, présentant donc une largeur de platier faible, des pentes plus fortes et donc moins de surfaces sableuses, et le compartiment oriental, de SVC au Tréport, présentant un

platier plus large et moins pentu, traduisant des surfaces sableuses plus importantes.

Le MNT de la zone intertidale nous renseigne également sur la morphologie du platier rocheux et la présence d'abrupts interrompant la pente du platier. Ces abrupts peuvent être pluricentimétriques à métriques. Sur chaque profil précédemment analysé, la présence d'un abrupt ($\geq 25\%$) a été indiquée de façon binaire. Les 4 variables, que sont la largeur et la pente du platier, la présence d'abrupts intertidaux et la présence de fraction sableuse, ont été analysées en composante principale (ACP) (Figure 3.34). Les profils ont été différenciés géographiquement : les points orange correspondent aux profils réalisés au sud-ouest de SVC, et les points bleus au nord-est de SVC.

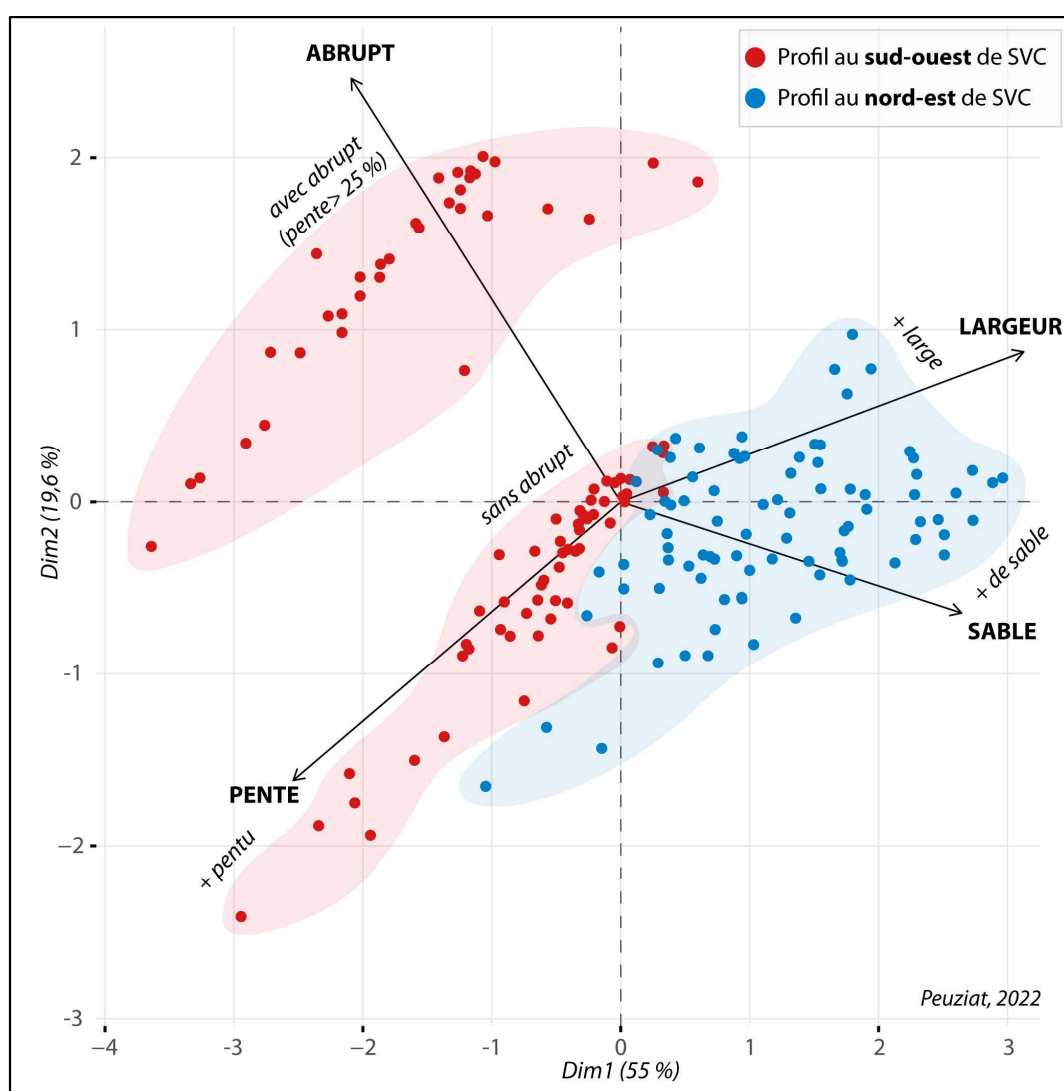


Figure 3.34 – Analyse en Composante Principale (ACP) réalisée avec les 4 variables (largeur, pente du platier, présence de sable et présence d'abrupts intertidaux).

L'ACP indique une anti-corrélation nette entre la présence d'abrupts intertidaux, situés majoritairement au sud-ouest de SVC vers Antifer, et l'absence de sable sur la zone intertidale.

Cette anti-corrélation est confirmée sur la Figure 3.35, montrant les histogrammes de corrélation entre chaque variable. Les variables « Abrupt » et « Sable » sont anti-corrélées avec un facteur $r = -0,37$.

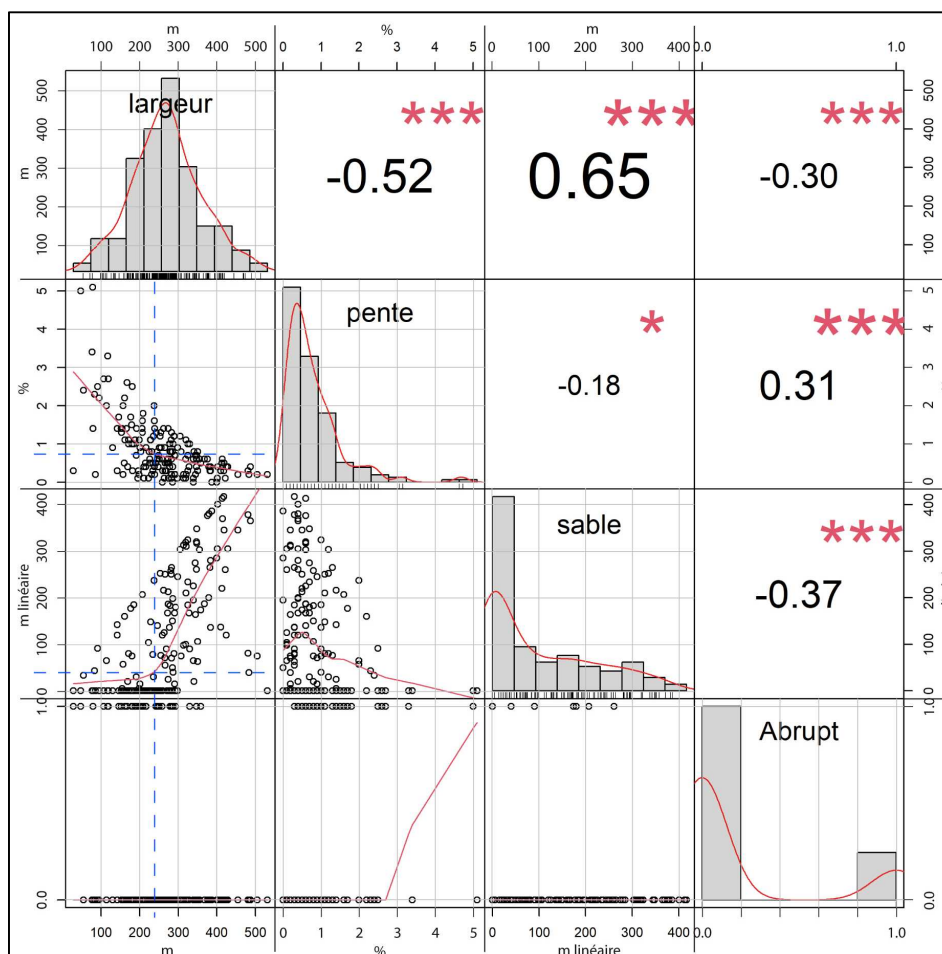


Figure 3.35 – Valeurs des corrélations entre les 4 variables. Le niveau de significativité est indiqué par les étoiles (plus le niveau est élevé, plus il y a d'étoile). Les histogrammes de distribution de chaque variable et les diagrammes de dispersions bivariés, avec les moyennes mobiles (trait rouge) sont également représentés.

L'ACP confirme également les précédentes observations indiquant une dominance de la fraction sableuse sur un estran plus large et moins pentu. Le coefficient de corrélation entre la largeur du platier et la présence de sable est le plus important ($r = 0,65$), et celui entre la largeur du platier ($r = -0,52$) montre l'anti-corrélation nette entre ces deux variables (Figure 3.35).

Les diagrammes de dispersions bivariés apportent également deux autres informations : il semblerait qu'au-delà d'une largeur de platier de 230 m, (1) d'une part la fraction sableuse devient plus abondante, et (2) d'autre part la pente du platier est inférieure à 1 %.

Ces analyses montrent le rôle majeur de la morphologie du platier rocheux sur la répartition de la fraction sableuse le long du littoral de Seine-Maritime.

3.3.4. Évolution des surfaces ensablées au sud-ouest de la zone d'étude, du port d'Antifer au Havre

Le site étudié pour cette thèse se concentre sur les 100 km de linéaire côtier séparant Antifer du Tréport, selon une orientation moyenne sud-ouest – nord-est. Cette zone est régie par une dérive littorale dominante vers le nord-est, transportant galets et sédiments sableux presque parallèlement au rivage. La zone située au sud-ouest d'Antifer, vers Le Havre connaît une dynamique différente, avec un changement majeur d'orientation du trait de côte, passant de sud-ouest – nord-est à quasiment nord-sud, et une direction des courants côtiers majoritaires vers le sud-ouest, vers la baie de Seine. La morphologie du platier est semblable au secteur entre Antifer et Fécamp, à savoir une pente relativement importante et une largeur faible, moyenne de 170 m. Il est toutefois intéressant d'observer et de comparer l'évolution sédimentaire du platier rocheux sur le secteur entre le port du Havre et le port d'Antifer, dans le but d'apporter des éléments de réponse quant à l'ensablement mis en évidence au nord-est d'Antifer.

Sur l'ensemble des images aériennes verticales disponibles, seules 2 séries, en 2000 et 2020 permettent d'observer un estran découvert entre le port du Havre et le port d'Antifer (Figure 3.36 et Figure 3.37). La même méthode de digitalisation et photo-interprétation présentée dans ce chapitre a été appliquée aux orthophotographies de 2000 et 2020. Les résultats montrent d'une part la présence de surfaces sableuses en faible quantité, et d'autre part que ces surfaces sont localisées, pour 2000 et 2020, au même endroit sur la zone intertidale, à savoir (1) sur la plage de Saint-Jouin-Bruneval, adossée au port pétrolier d'Antifer, (2) de part et d'autre du site d'Aquacaux et (3) de part et d'autre du Cap de la Hève, jusqu'à la digue nord du port du Havre (Figure 3.36).

Entre les deux levés aériens, espacés de 20 ans, la valeur des surfaces ensablées totales a peu évolué (0,79 km² en 2000, contre 0,80 km² en 2020, sur une zone intertidale de 2,9 km²) (Tableau 3.2). Toutefois, des évolutions localisées sont non négligeables comme en témoigne la Figure 3.37, exposant les surfaces sableuses déposées sur l'estran (bleu), les surfaces érodées (rouge), ainsi que les surfaces restées stables (vert) entre les deux levés. Ainsi, autour du Cap de la Hève, un départ important de sable est constaté entre 2000 et 2020 (-0,11 km²), avec une zone dite d'érosion en rouge, situé au niveau de la digue nord du Havre et également au droit du cap de la Hève (Figure 3.37 - B1). Le secteur au nord d'Aquacaux est quant à lui marqué par une arrivée importante (+0,37 km²) et généralisée de sable (Figure 3.37 - B2). Ainsi, en dépit d'une quantité plus importante de surfaces sableuses, ce secteur connaît une évolution comparable à celle du secteur « Antifer - Saint-Valéry-en-Caux ».

Tableau 3.2 - Surfaces ensablées mesurées entre 2000 et 2020 entre Le Havre et Antifer.

| Cellule Sud Antifer (km ²) | Taille cellule = 2,865 km ² | Homogénéisation (km ² /km) |
|--|--|---------------------------------------|
| 2000 | 0,79 | 0,279 |
| 2020 | 0,80 | 0,281 |

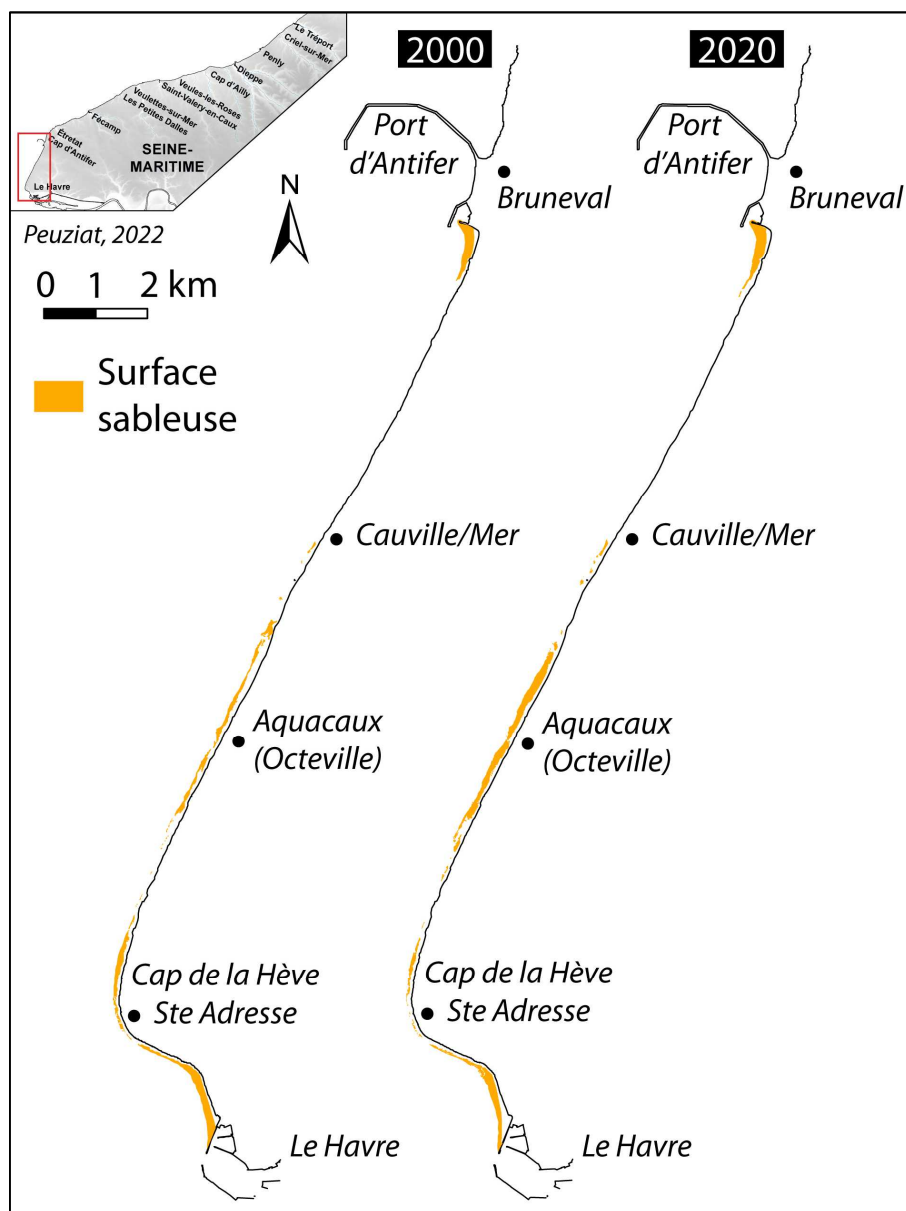


Figure 3.36 - Surfaces sableuses observées par photo-interprétation, entre Le Havre et le port pétrolier d'Antifer, sur les orthophotographies de 2000 (IGN) et 2020 (ROLNHDF).

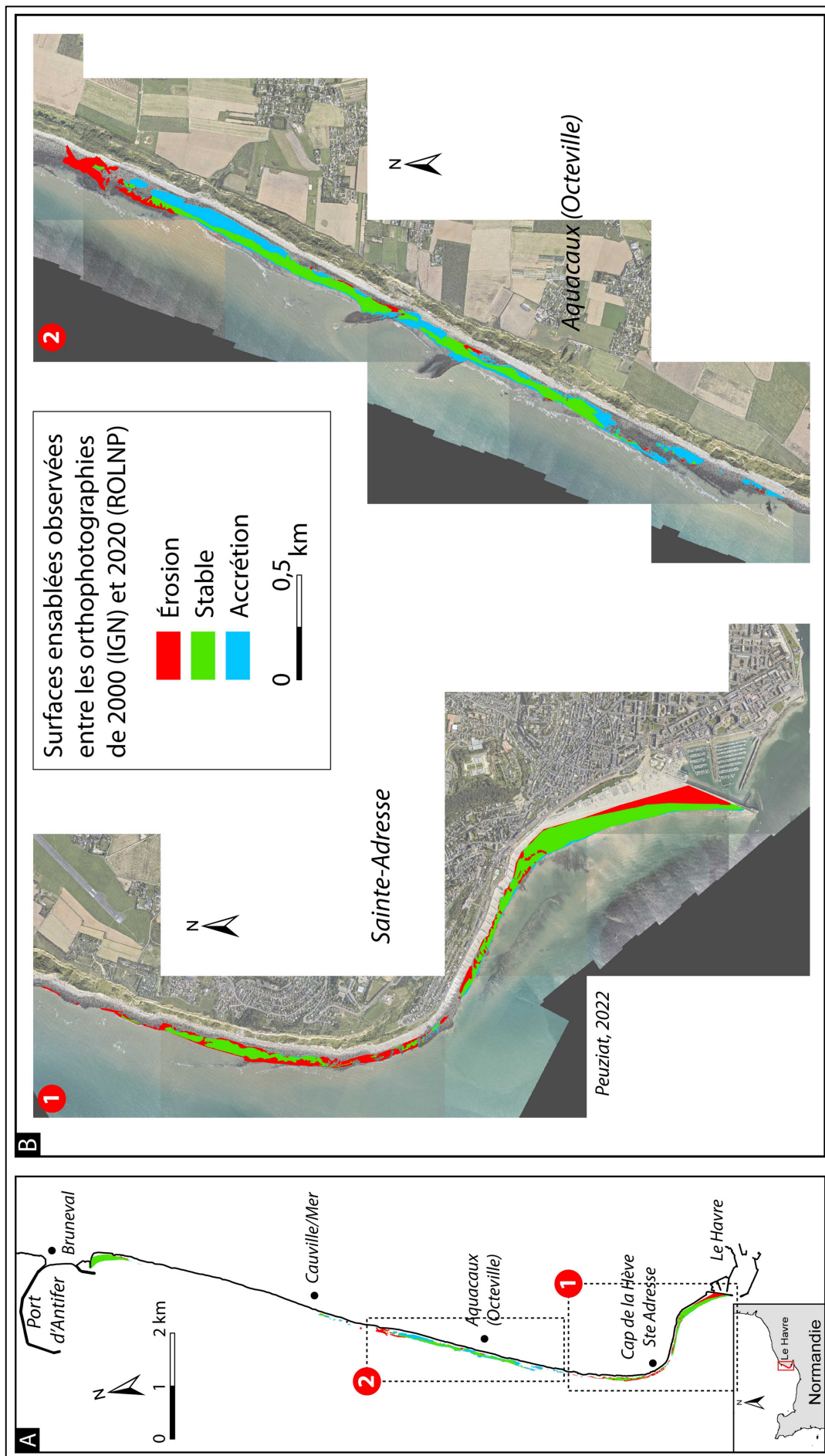


Figure 3.37 - Carte de l'évolution des surfaces ensablées (normalisées), entre 2000 et 2020, (A) entre Le Havre et le port pétrolier d'Antifer. En (B), zoom sur les secteurs du cap de la Hève et d'Aquacaux.

3.3.5. Estimations des volumes de sables

- **Estimation des surfaces et volumes des placages sableux mobilisables en 2013**

L'analyse des photographies aériennes verticales ne permet pas de quantifier directement les volumes de sables. Cependant, des estimations peuvent être fournies. Les mesures de terrain effectuées sur l'ensemble du secteur d'étude (hors zone d'ensablement pérenne située au droit des vallées ou valleuses dont le paléo-chenal est comblé par des sables) montrent que les placages sableux ont une épaisseur décimétrique à métrique. Les surfaces des placages sableux digitalisées sur la totalité de l'estran visible sur l'orthophotographie de 2013 (Figure 3.38) représentent 7,2 millions de m² (Tableau 3.3). Ces placages composent la majeure partie des surfaces sableuses (81 % en moyenne sur tout le littoral) observées sur la zone intertidale pour chaque cellule hydrosédimentaire, exceptée la cellule « Fécamp - Paluel », cellule faiblement ensablée. En tenant compte d'une épaisseur moyenne de 0,50 m, ces placages mobiles représenteraient des volumes de l'ordre de 3,6 millions de m³ (Tableau 3.3). Selon la même méthode, près de la moitié (2,2 millions de m³ de sables) est apparue entre 1995 et 2013, en particulier au nord-est de Saint-Valéry-en-Caux. Les photographies prises en 1985 et 1999 présentent l'estran le moins visible et définissent la zone commune de digitalisation pour tous les autres clichés. Sur cette zone commune, la mer recouvre une importante partie de l'estran, alors que les arrivées de sables impactent plus le bas estran. L'estimation des surfaces ensablées sur cette base est donc minimale et les surfaces et volumes en jeu doivent être bien plus conséquents.

Tableau 3.3 - Estimation des surfaces et volumes représentés par les placages sableux, digitalisés sur l'ortholittorale de 2013.

| Cellule hydrosédimentaire | Surfaces sableuses totales (m ²) | Surfaces placages sableux (m ²) | % Placages sableux sur ensablement total | Volumes placages sableux (m ³) |
|---------------------------|--|---|--|--|
| <i>Étretat - Fécamp</i> | 26 400 | 26 400 | 100 | 13 200 |
| <i>Fécamp - Paluel</i> | 191 200 | 57 400 | 30 | 28 700 |
| <i>Paluel - SVC</i> | 62 500 | 62 500 | 100 | 31 250 |
| <i>SVC - Dieppe</i> | 6 344 600 | 4 927 100 | 78 | 2 463 550 |
| <i>Dieppe - Penly</i> | 1 527 300 | 1 466 500 | 96 | 733 250 |
| <i>Penly - Le Tréport</i> | 824 500 | 721 200 | 87 | 360 600 |
| TOTAL | 8 976 500 | 7 261 100 | 81 | 3 630 550 |

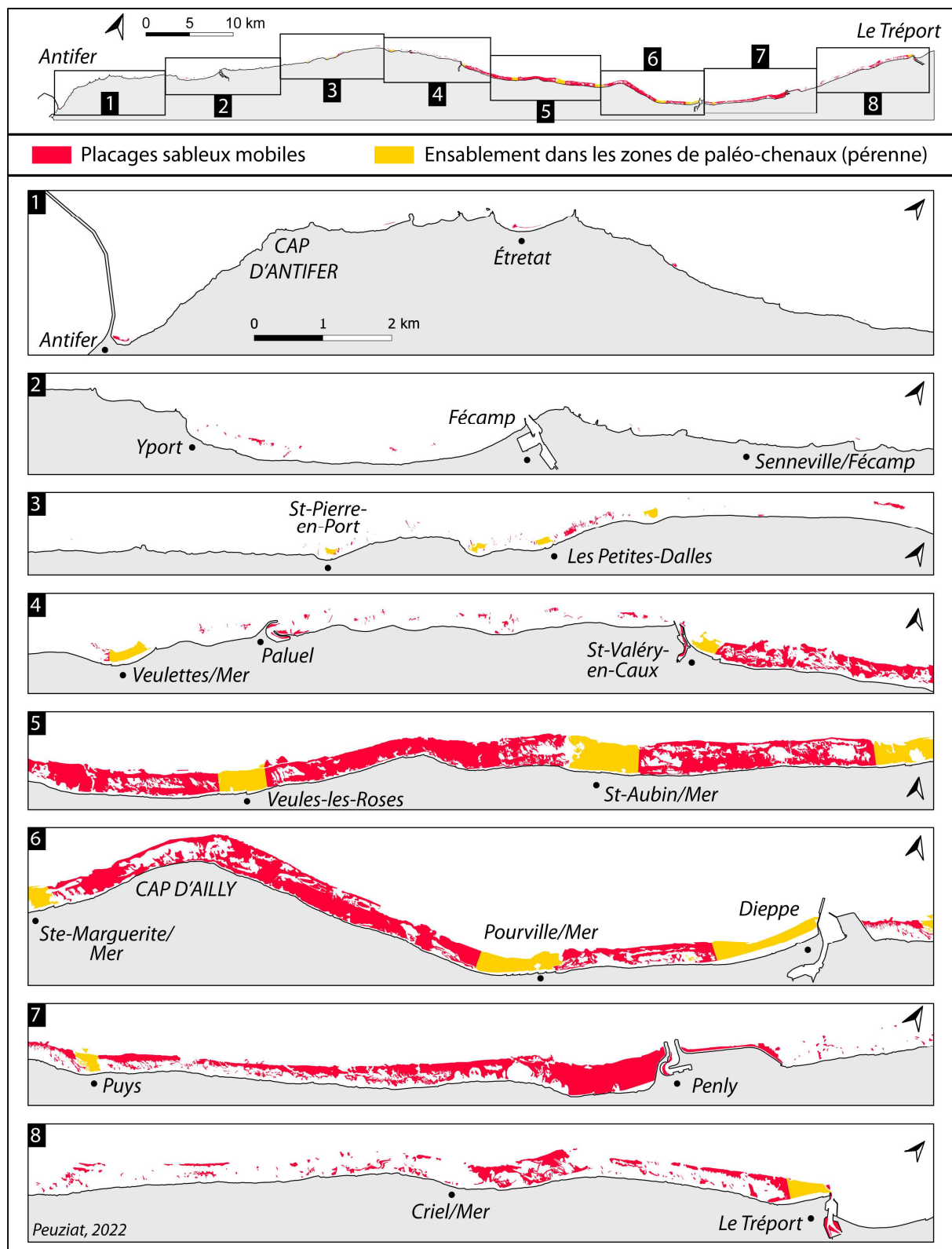


Figure 3.38 - Carte de la répartition des deux principaux types de surfaces sableuses (digitalisation réalisée pour l'année 2013) : les placages sableux mobiles, pluri-décimétriques (en rouge) et les étendues pérennes plurimétriques comblant les paléo-chenaux inscrits dans le platier rocheux (en jaune).

• Apports sableux en volume entre 1966 et 2013

Bien que les images aériennes ne nous permettent pas d'obtenir précisément les volumes de sables mobilisés depuis 1966, une estimation sur les bases des calculs réalisées pour l'année 2013, a pu être effectuée pour chaque mission aérienne. Ainsi, la première étape consiste à identifier pour chaque digitalisation les zones de comblement de paléo-chenaux, formant des étendues pérennes plurimétriques, et les zones de placages sableux, mobiles et pluri-décimétriques. Ces identifications ont été réalisées sur les digitalisations homogénéisées à une même surface intertidale pour pouvoir comparer ensuite les volumes d'une mission à l'autre. En tenant compte d'une épaisseur moyenne de 0,5 m, les surfaces des placages sableux ont ensuite été transformées en volume et une comparaison des volumes mobilisés entre chaque mission est présentée sur la Figure 3.39.

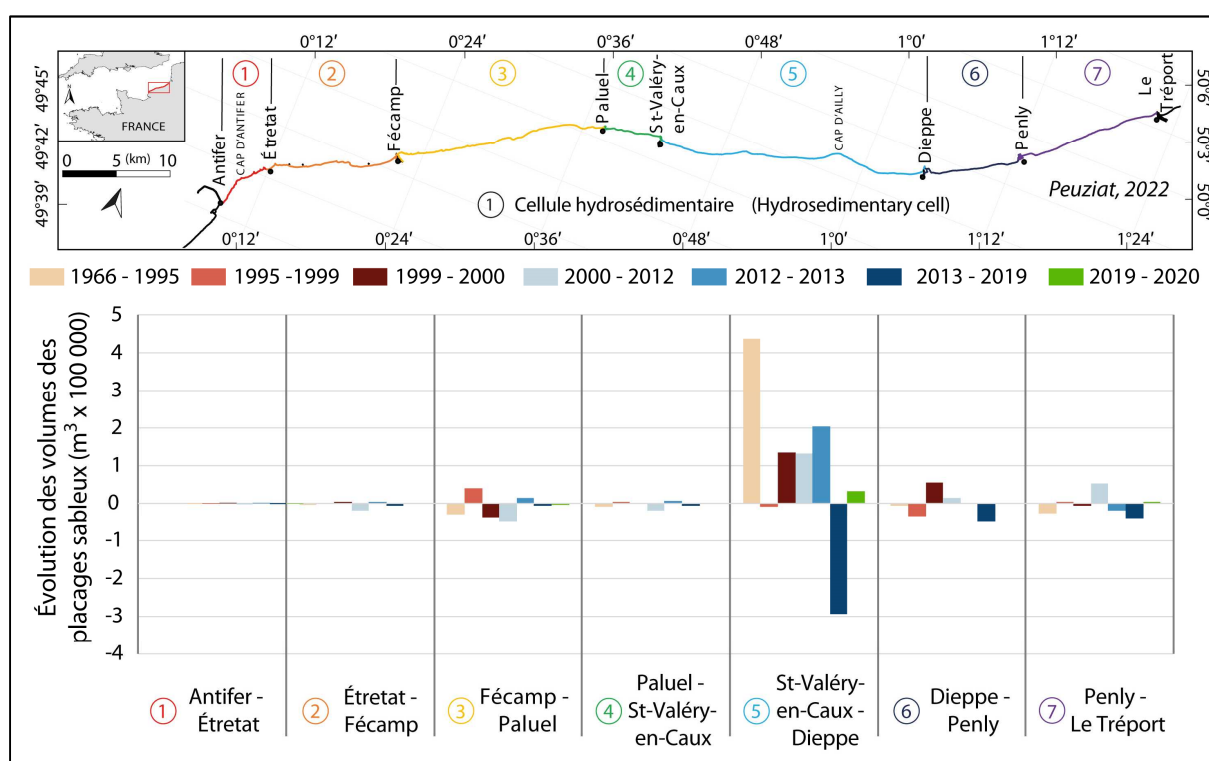


Figure 3.39 - Estimation de l'évolution des volumes (m³ x 100 000) des placages sableux mobilisés entre 1966 et 2020, pour chaque cellule hydrosédimentaire, d'Antifer au Tréport.

Cette figure traduit les observations surfaciques présentées précédemment :

- Une tendance à l'accumulation de sable notamment sur la cellule 5 « SVC - Dieppe », de 1966 à 2013, suivi d'une érosion marquée entre 2013 et 2019, sur toute la partie orientale du secteur étudié, au nord-est de SVC.
- Pour le secteur au sud-ouest de SVC, jusqu'à Antifer, les ordres de grandeur des volumes mobilisés sont très faibles (+2 500 m³ et -6 000 m³ en moyenne pour la **cellule 2**; +25 000 m³ et -26 000 m³ pour la **cellule 3**; et +4 500 m³ et -7 500 m³ pour la **cellule 4**), compte tenu des faibles surfaces sableuses observées depuis 1966. En revanche, pour le secteur au nord-est de SVC jusqu'au Tréport, les volumes mobilisés sont beaucoup plus conséquents. Pour la

cellule 5, les volumes moyens sont $+180\,000\text{ m}^3$ et $-150\,000\text{ m}^3$, avec un apport massif entre 1966 et 1995 ($+430\,000\text{ m}^3$) et un départ important entre 2013 et 2019 ($-300\,000\text{ m}^3$). La variabilité est toutefois moins importante pour la **cellule 6** ($+34\,000\text{ m}^3$ et $-19\,000\text{ m}^3$ en moyenne) et la **cellule 7** ($+19\,000\text{ m}^3$ et $-24\,000\text{ m}^3$ en moyenne).

Ces volumes sont des estimations basses des quantités des sables mobilisées depuis 1966. En effet, les volumes estimés en 2013 sur toute la surface intertidale visible (Tableau 3.3) représentent, sur toute la zone d'étude, 52 % de volume en plus par rapport aux volumes estimés sur la surface intertidale réduite.

Tableau 3.4 – Différences entre les volumes estimés sur la surface intertidale totale observée en 2013 et sur la surface intertidale réduite et homogénéisée en 2013.

| Cellule hydrosédimentaire | Volumes pour la surface intertidale réduite homogénéisée (m ³) | Volumes pour la surface intertidale totale (m ³) | Différence (%) |
|---------------------------|--|--|----------------|
| <i>Antifer - Etretat</i> | 2 100 | 2 300 | + 9 |
| <i>Etretat - Fécamp</i> | 6 300 | 13 200 | + 52 |
| <i>Fécamp- Paluel</i> | 17 000 | 28 700 | + 41 |
| <i>Paluel - SVC</i> | 9 200 | 31 250 | + 71 |
| <i>SVC - Dieppe</i> | 1 414 600 | 2 463 550 | + 43 |
| <i>Dieppe - Penly</i> | 176 100 | 733 250 | + 76 |
| <i>Penly - Le Tréport</i> | 125 400 | 360 600 | + 65 |
| TOTAL | 1 750 700 | 3 632 850 | + 52 |

Les estimations proposées ont été effectuées sur les placages sableux mobiles, à l'épaisseur quantifiable, contrairement aux surfaces sableuses pérennes, pluri-métriques et situées principalement aux débouchées des vallées.

De plus, au regard de la littérature (Costa, 1997 ; Morel, 1997 ; Dolique, 1998 ; Costa *et al.*, 2005a), les stocks sableux dans les cordons de galets de Seine-Maritime peuvent constituer près de 70 % du cœur du cordon, mélangés à des sédiments plus grossiers (gravier). Les placages sableux à la surface des cordons de galets, à l'origine encore débattue, sont trop mobiles pour être quantifiés, ne permettant pas de donner de précision sur l'évolution de ces surfaces. Toutefois, certains cordons de galets présentent actuellement, depuis plusieurs décennies (Costa, 1997 ; Morel, 1997 ; Augris *et al.*, 2004), une crise sédimentaire, pouvant se traduire par une baisse des volumes de sable. La redistribution de ces sables sur l'estran reste toutefois à étudier.

Conclusion du Chapitre 3

Le sable a depuis toujours fait partie intégrante du littoral seinomarin et plus largement des fonds subtidaux de la Manche. Les premiers documents iconographiques datant de la fin du XVII^{ème} siècle témoignent de la **présence pérenne de la fraction sableuse** sur l'estran rocheux, aux **débouchés des principales vallées**, et mettent en avant les premières réflexions sur la composition de la zone côtière.

La première cartographie, bathymétrique et sédimentologique, des fonds marins et côtiers de la Manche orientale, a été réalisée en 1834-1835 par le Service Hydrographique de la Marine (actuel SHOM). Cette cartographie propose alors la première caractérisation fine des sédiments environnants la Seine-Maritime. Une **répartition globalement similaire** des sédiments sableux en domaine subtidal est donc marquée depuis les années 1830, avec un domaine occidental, à l'ouest de Paluel/SVC légèrement plus grossier sur les cartes anciennes, et un domaine oriental à l'est, où la fraction sableuse moyenne à fine domine. Les nombreuses cartes postales, traduisant un tourisme balnéaire grandissant au début du XX^{ème} siècle, sont les premiers témoins visuels des surfaces ensablées accumulées aux débouchés des vallées et confortent le fait de la **présence pérenne de sable** au droit de certaines grandes vallées.

D'autres marqueurs témoignent également de ces phénomènes d'ensablement, comme les principaux ports de Seine-Maritime qui subissent ces arrivées de sables, comblant **au fur et à mesure leurs chenaux de navigation** et nécessitant une augmentation de la fréquence et de l'intensité des dragages, comme c'est le cas à Dieppe ou au Tréport. Cette intensification des dragages et donc des coûts d'entretien des ports sont provoquées par une modification des dynamiques sédimentaires sableuses par les longues jetées portuaires venant perturber le transit naturel des sédiments et bloquer les sables en aval. D'autres **ouvrages anthropiques perturbent également le transit naturel des sédiments**, comme le chenal de la centrale de Penly. En effet, depuis son implantation à la fin des années 1980, une large plage sableuse (de Saint-Martin-en-Campagne) s'est formée par accumulation de sable contre la jetée. Une partie de cette fraction sableuse contourne néanmoins la jetée pour ensabler progressivement le chenal d'aménagé à la mer. Ce phénomène oblige également une **intensification des phénomènes de dragage**. Cependant, le blocage de la dérive littorale d'estran par les ouvrages transversaux (jetées), notamment celui des petits placages sableux transitant traditionnellement sur le platier, ne peut expliquer à lui seul l'ampleur et la rapidité de l'ensablement des plages attenantes aux ouvrages. D'autres processus d'ensablement de plus larges échelles sont en œuvre et posent la question de l'origine de ces volumes de sables. Enfin, les activités ostréicoles, sont durement touchées par ces ensablements. Les **parcs ostréicoles** de Veules-les-Roses par exemple subissent un **ensablement massif**, depuis la dernière décennie, obligeant les producteurs à penser à une délocalisation des sites sur des secteurs moins ensablés.

Ainsi, dans le but de quantifier ces arrivées historiques de sables, nous avons utilisé des **photographies aériennes verticales**, réalisées par l'IGN depuis le milieu du XX^{ème} siècle, et par le ROLNHDF, de 1966 à 2020 sur toute la zone d'étude, entre Antifer et Le Tréport (Peuziat *et al.*, 2021). Cette analyse historique a permis d'observer l'évolution de ces surfaces sableuses sur une période de 55 ans. Les résultats confirment les hypothèses émises dans les années 1990 (Costa, 1997 ; Augris *et al.*, 2004) d'une **arrivée massive et relativement récente** de sable sur la zone intertidale entre 1966 et 2013. Depuis 2013, la tendance globale est à la **stabilité** voire à la **diminution des surfaces sableuses**. La répartition spatiale de cet ensablement n'est toutefois pas homogène et divise le littoral seinomarin en **deux compartiments** : le secteur **occidental**, entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux, ne comporte que **peu de surfaces ensablées**, principalement au droit de petites vallées ou en placage sableux piégés par les irrégularités du platier rocheux. À l'inverse, le secteur **oriental** s'étendant de Saint-Valéry-en-Caux au Tréport présente des **zones fortement ensablées**, particulièrement pour la cellule hydrosédimentaire « Saint-Valéry-en-Caux - Dieppe ».

Cette division spatiale peut en partie s'expliquer par une **morphologie différente du platier rocheux** (pente, largeur) et des conditions hydrodynamiques différentes entre les deux compartiments. Le platier est en effet moins large et plus pentu sur le secteur occidental. De plus, les abrupts de bas de platier, quasi continus entre Antifer et SVC, semblent contraindre le dépôt de sable sur l'estran. La morphologie du platier rocheux joue donc un rôle sur la répartition de la fraction sableuse le long du littoral de Seine-Maritime.

L'analyse des clichés aériens de 2000 et 2020 au **sud-ouest de la zone d'étude**, entre Le Havre et Antifer, montre une zone intertidale comparable au secteur « Antifer- Fécamp ». Le platier rocheux est en effet étroit et présente **peu de surfaces sableuses**. Sur l'ensemble de ce secteur, il n'y a pas eu d'évolution en termes de quantité de surfaces ensablées mais l'analyse spatiale montre des évolutions locales des placages sableux.

Enfin, la quantification précise de la fraction sableuse n'a pu s'effectuer qu'en terme de surface. Toutefois, en tenant compte des épaisseurs de sables relevées sur le terrain et dans la bibliographie, il a été possible d'effectuer des **estimations des volumes de sables mobilisés** (placages sableux mobiles) depuis 1966, marquant un apport d'environ 650 000 m³ de sable entre 1966 et 2013, suivi d'un départ de 220 000 m³ jusqu'en 2020. Ces valeurs sont toutefois minimales et ne prennent en compte qu'une partie de l'estran, c'est-à-dire la partie commune à tous les levés aériens.

L'origine et les modalités de transport de la fraction sableuse restent en débat et plusieurs questions se posent :

- Comment expliquer une arrivée massive de sable entre les années 1966 et 2013 suivie d'une période de stabilisation des surfaces sableuses jusqu'en 2020 ?
- Est-ce que l'analyse historique contemporaine, avec un pas de temps pluri-annuel à décennal est suffisante pour répondre à cette question ? Depuis 2013 par exemple, quelle est la variabilité à court terme, mensuelle, hebdomadaire, de la dynamique sableuse ?
- Comment améliorer la représentativité temporelle pour comprendre au mieux cette dynamique sableuse et les facteurs qui la contrôlent ?

CHAPITRE 4

Variabilités interannuelles des surfaces sableuses depuis 2015 : analyse par détection semi-automatique à partir d'imagerie satellitaire

4.1. Utilisation de l'imagerie satellitaire haute résolution et haute fréquence temporelle (mensuelle à annuelle) : sélection des types d'images

4.1.1. Types de satellite utilisés

4.1.2. Méthode de classification des images satellites pour un suivi haute fréquence (interannuelle à mensuelle) des surfaces sableuses intertidales (hors cordon de galets)

4.1.3. Comparaison de la méthode de digitalisation manuelle à la classification supervisée

4.2. Évolutions interannuelles et saisonnières des surfaces sableuses

4.2.1. Variabilité interannuelle de l'ensablement du littoral de Seine-Maritime, de Étretat au Tréport

4.2.2. Évolution saisonnière des surfaces sableuses : focus sur 3 secteurs caractéristiques de la zone d'étude

4.2.3. Variabilité à court terme (évènementiel) des surfaces sableuses au Cap d'Ailly : tentative de corrélation avec les conditions météo-marines

Introduction du Chapitre 4

Le suivi morpho-dynamique des littoraux, notamment pour estimer les vitesses de recul du trait de côte (Moore, 2000) pour les littoraux à falaises (Goosen, 1967 ; Moore et Griggs, 2002 ; Marques, 2006 ; Letortu *et al.*, 2014 ; Roulland *et al.*, 2019) ou sableux (Hapke et Richmond, 2000 ; Ruggiero *et al.*, 2003 ; Benavente *et al.*, 2006 ; Dehouck, 2006) se fait traditionnellement par la **digitalisation d'éléments caractéristiques des milieux étudiés**, notamment à partir d'images aériennes et satellitaires. Cette technique de photo-interprétation, présentée dans le chapitre 3, nous a permis de mettre en évidence l'ensablement historique et contemporain de notre zone d'étude. Ce processus est relativement rapide jusqu'en 2000, puis suivi une phase de ralentissement jusqu'en 2013, et d'une période de stabilisation jusqu'à nos jours.

Toutefois, i) l'irrégularité du pas de temps entre chaque prise de vue aérienne, ii) la résolution des photographies anciennes, ainsi que iii) la disponibilité des images d'archives, sont autant de paramètres qui ne permettent pas le suivi régulier des variations morpho-sédimentaires à des pas de temps interannuels, saisonniers, ou événementiels. Par ailleurs, un suivi à plus haute fréquence, quand il est possible, est vite limité par la dimension chronophage de la technique (plusieurs semaines afin de digitaliser au mieux), d'autant plus que la subjectivité de cette méthode manuelle dépend des utilisateurs et de la qualité des photographies aériennes verticales.

C'est pourquoi, afin d'optimiser le temps de travail et l'objectivité des résultats, nous proposons dans ce chapitre une méthode de reconnaissance semi-automatique des surfaces ensablées à partir d'imagerie satellite (Hugenholtz *et al.*, 2012 ; Du *et al.*, 2022 ; Zheng *et al.*, 2022), afin de suivre l'ensablement de notre zone d'étude grâce à des processus de **Machine Learning** (apprentissage automatique), dits plus rapides et plus fiables que la méthode classique de digitalisation manuelle. En effet, le développement de techniques de Machine Learning (Hino *et al.*, 2018 ; Li *et al.*, 2020 ; Yuan *et al.*, 2020) permet aujourd'hui d'analyser des images satellites haute-résolution et d'effectuer des classifications fines et précises des modes d'occupations, et d'identifier des objets plus spécifiques comme les surfaces sableuses.

Ce chapitre consacre une grande partie à la description de la méthode que nous avons mise en place pour la classification semi-automatique choisie pour l'identification et le suivi des surfaces ensablées, à partir de différents types d'images satellites. Les résultats issus de cette approche méthodologique concernant la variabilité des surfaces, à différentes échelles de temps et d'espace depuis les années 2015, sont discutés.

4.1. Utilisation de l'imagerie satellitaire haute résolution et haute fréquence temporelle (mensuelle à annuelle) : sélection des types d'images

Nombre de satellites fournissent chaque jour des images optiques de résolution et de couverture spatiale différentes (Tableau 4.1). Par exemple, la lignée des satellites SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre), initiée en 1986 par le CNES, produit, depuis 2012 et grâce aux satellites **SPOT 6** et 7, des images de résolution 6 m, ré-échantillonnées à 2 m pour les bandes Rouge, Vert et Bleu, et avec une fauchée de 60 km, et une capacité de revisite quotidienne. Toutefois, la disponibilité trop faible d'images à basse mer et dépourvues de couverture nuageuse, n'a pas permis d'effectuer un suivi de l'ensablement via cette constellation. Les satellites **Landsat**, faisant partie du premier programme spatiale civil, et développés par la NASA dans les années 1960, offrent également des images en libre accès mais leur résolution de 30 m est estimée trop grande pour détecter les placages sableux dont la taille est souvent inférieure à 200 m². D'autres constellations fournissent des images à très haute résolution (WorldView = 2 m, RapidEye = 5 m) mais à des coûts d'accès importants (Tableau 4.1).

Tableau 4.1 - Comparaison de différents types de satellite, en fonction de leur résolution, leurs caractéristiques spectrales et de leur accessibilité.

| Satellite | Nom bre de bande | Résolution (m) | Revisite (jour) | Largeur fauchée (km) | Accès aux images | Références |
|--------------------|------------------------|-------------------|--------------------|----------------------------|---|---|
| Sentinel-2 | 13 | 60 -> 10 | 5 -> 10 | 290 | Libre | (Marzialetti <i>et al.</i> , 2019 ; Collin <i>et al.</i> , 2021) |
| PlanetScope | 4 | 3 | 1 | 24 | 1,2 € / km ² | (Shendryk <i>et al.</i> , 2019 ; Uhl <i>et al.</i> , 2021) |
| Pléiades | 5 | 2 -> 0,5 | 2 -> 4 | 20 | Accord université (ou 1,8 €/km ²) | (Ng <i>et al.</i> , 2017 ; James <i>et al.</i> , 2022) |
| SPOT6-7 | 5 | 6 -> 1,5 | 1 -> 3 | 60 | Accord université (ou 1,8 €/km ²) | (Wilson <i>et al.</i> , 2019 ; Rahimizadeh <i>et al.</i> , 2020) |
| Landsat 7/8 | 11 | 30 -> 15 | 8 -> 16 | 185 | Libre | (Phiri et Morgenroth, 2017 ; Wang <i>et al.</i> , 2019) |
| WorldView 2/3/4 | 8 | 0,3 -> 0,5 | 2 -> 4 | 17 | 27,5 €/km ² | (Rapinel <i>et al.</i> , 2014 ; Wang <i>et al.</i> , 2019) |
| RapidEye | 5 | 5 | 1 -> 5,5 | 77 | 1,2 € / km ² | (Sozzi <i>et al.</i> , 2018 ; van Deventer <i>et al.</i> , 2019) |

Ainsi, **la surface couverte par l'image, la résolution, l'angle d'incidence, la luminosité, la présence de nuages, l'heure de prise de vue devant coïncider avec la marée basse, l'ombre portée des falaises sur une partie de l'estran**, notamment pour les images prises le matin et en période hivernale, ainsi que **l'accessibilité des images**, sont autant de facteurs limitants pouvant réduire le nombre d'images exploitables pour une analyse diachronique (Larsen *et al.*, 2013 ; Karasiak *et al.*, 2019 ; Burke *et al.*, 2021).

Par conséquent, de par la disponibilité des données et de notre objectif visant à détecter semi-automatiquement les surfaces sableuses sur l'ensemble du littoral et à une échelle temporelle fine, il a été décidé d'utiliser les images des satellites suivants (Figure 4.1) :

- **Sentinel-2**, pour leur libre accès et leur large fauchée permettant de couvrir la quasi-totalité de la zone d'étude,
- **PlanetScope**, pour leur fréquence d'acquisition et leur résolution,
- **Pléiades**, pour leur très haute résolution et leur libre accès pour les universitaires.

Plusieurs études ont d'ailleurs comparé ces satellites dans divers environnements (Ng *et al.*, 2017 ; Mudereri *et al.*, 2019 ; Shendryk *et al.*, 2019).

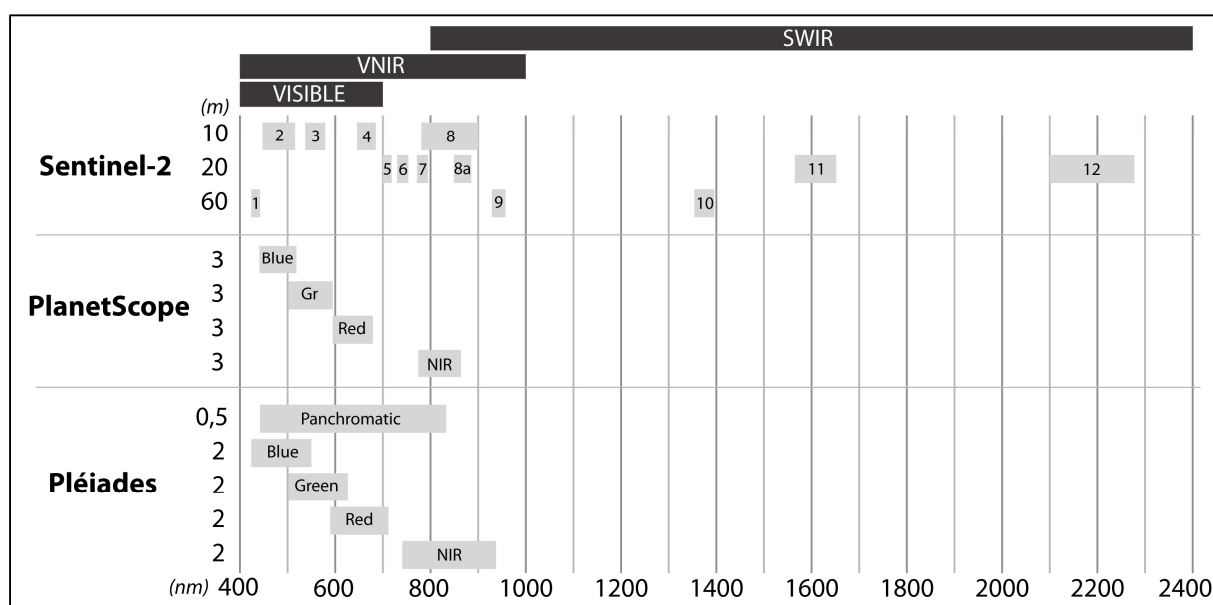


Figure 4.1 - Valeurs des différentes bandes spectrales des satellites utilisés. VNIR : visible and near-infrared range = Bandes du visible et du proche infrarouge ; SWIR : Short-wave infrared = Infrarouge "court".

4.1.1. Types de satellites utilisés

4.1.1.1. *Satellites Sentinel-2 : large fauchée (290 km), haute résolution spatiale (10 m) et bonne capacité de revisite (5 - 10 jours)*

Les satellites **Sentinel-2A** et **2B** ont été déployés respectivement en 2015 et 2017 dans le cadre du programme Copernicus porté par l'European Space Agency. Ils ont pour objectif le suivi haute fréquence spatiale et temporelle de l'environnement (étude des sols, des zones côtières, des catastrophes naturelles, etc.). Ces satellites fournissent des **images optiques haute résolution spatiales**, composées de **13 bandes spectrales**, du visible à l'Infrarouge court (SWIR = Short-Wave Infrared Range). Les bandes RVB (Rouge, Vert, Bleu) et PIR (Proche InfraRouge) ont une résolution de 10 m, 20 m pour les bandes B5, B6, B7, B8A, B11 et B12, et 60 m pour les bandes B1, B9 et B10. **Seules les bandes à 10 m et 20 m de résolution** ont été utilisées pour notre étude (Figure 4.1), les bandes à 60 m étant principalement utilisées pour les corrections atmosphériques (Martins *et al.*, 2017 ; Puletti *et al.*, 2018). Malgré une résolution modeste [10-20 m], ces images ont été utilisées en raison de leur **largeur de fauchée importante (290 km)**, permettant de **couvrir la quasi-totalité de la zone** étudiée, entre Étretat et Le Tréport (Figure 4.5), et pour la fréquence de leur revisite au-dessus de la zone d'étude, entre 5 et 10 jours. Cela offre la possibilité d'obtenir plus aisément des images qui répondent aux critères cités précédemment (c.à.d., à marée basse et faible couverture nuageuse).

Sur les 244 images Sentinel-2 disponibles sur la zone d'étude, **entre le 29 novembre 2015 et le 27 octobre 2021, 14 images** répondant aux critères de sélection (une marée suffisamment basse, faible présence de couverture nuageuse, haut estran non perturbé par l'ombrage des falaises), ont été obtenues à partir du site THEIA³, le pôle français de données et de services surfaces continentales (French Land Data Center). Ce pôle fournit des données au format **niveau 2A**, incluant des **corrections radiométriques et atmosphériques**, basées sur la méthode développée par Hagolle *et al.* (2010). Les images utilisées sont de type FRE, c'est-à-dire les images de **réflectance du sol, corrigées des effets de pente**. Un exemple d'image Sentinel-2 de la zone d'étude est donné sur la Figure 4.2, montrant ainsi une visibilité en vraies et fausses couleurs.

³ <https://www.theia-land.fr/>

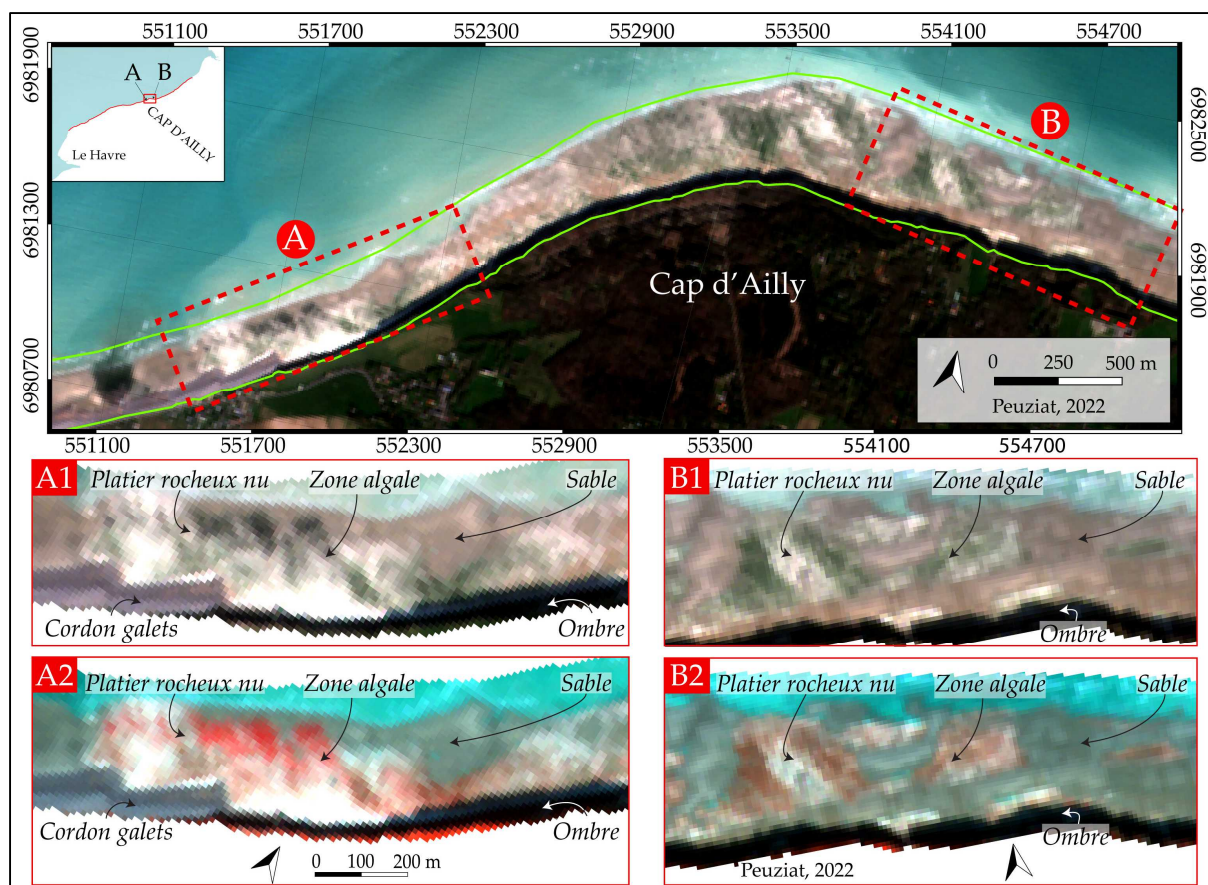


Figure 4.2 - Exemple d'une image Sentinel-2 (15/03/2016). Les lignes vertes délimitent la zone intertidale étudiée et le « masque » côté terre et mer utilisé pour limiter les temps de calcul pour la reconnaissance semi-automatique. Les cadres pointillés rouges (A, B) représentent la position des deux exemples présentés dessous. A1 & B1 sont en couleurs naturelles (bandes B2-B3-B4) et A2 & B2 sont en couleurs infrarouges (bandes B8-B3-B4). La fraction sableuse apparaît jaune/brun sur les images en couleurs naturelles et plus ou moins grise/brune sur les images en fausses couleurs. Le platier rocheux apparaît blanc, et vert lorsque recouvert d'une zone d'algues, en couleurs naturelles (A1 & B1), et blanc, et rouge (réponses spectrales de la végétation) en couleurs infrarouges (A2 & B2).

L'image correspond au secteur du Cap d'Ailly, avec une représentation en couleur vraie (composition bandes B2, B3 et B4). Deux zooms (A, B) en couleur vraie et en infrarouge (composition bandes B8, B3 et B4) sont également présentés. Ils mettent en évidence les différentes caractéristiques de la zone intertidale (Figure 4.2) :

- Le **sable**, représenté en couleur jaune/beige en couleur vraie, et grisâtre en infrarouge,
- Le **platier rocheux nu**, c'est-à-dire dépourvu de couverture algale, apparaît en blanc parfois marronnée en couleur vraie, et un peu plus marronné/grisâtre en infrarouge,
- Les **zones algales** apparaissent en nuances de vert en couleur vraie, et en rouge en infrarouge, témoins de l'activité biologique (Klemas, 2012 ; Caballero *et al.*, 2020),
- Le **cordon de galets**, représenté en gris en couleur vraie, et plus foncé en infrarouge.

Les images sélectionnées présentent une couverture nuageuse inférieure à 30 % et une hauteur de marée variable, c'est-à-dire un espace intertidal différent d'une image à l'autre (Tableau 4.2).

4.1.1.2. *PlanetScope : revisite importante (quotidienne), faible fauchée (24 km) et haute résolution spatiale (3 m)*

L'ensemble de la constellation **PlanetScope**⁴, d'environ 130 satellites, est capable de fournir des images de la totalité de la surface terrestre chaque jour (équivalent à une capacité de collecte quotidienne de 200 millions de km²/jour). Ces satellites, lancés à partir de 2017, ont des caractéristiques de capteur permettant une **résolution spectrale de 3 m**. Les images se composent de **4 bandes spectrales**, du visible (Rouge, Vert, Bleu) et du Proche Infrarouge (Figure 4.1). La **largeur de fauchée** est de **24 km**, permettant de **couvrir la zone du Cap d'Ailly, de Saint-Aubin-sur-Mer à Pourville-sur-Mer**, zone du passage quotidien des satellites (Figure 4.5).

Néanmoins, les contraintes de sélection des images évoquées précédemment s'appliquent également pour ce type d'image. Ainsi, en prenant en compte une marée suffisamment basse pour découvrir le bas estran (Tableau 4.2), la faible couverture nuageuse (< 30 %) ainsi qu'un haut estran non perturbé par l'ombrage des falaises, **21 images** ont pu être sélectionnées sur plus de 200, **entre juin 2017 et mars 2021**, sur le secteur « Saint-Aubin-sur-Mer – Pourville-sur-Mer », d'une longueur de 12 km. Un exemple de ces images est présenté sur la Figure 4.3, en couleur vraie (Rouge, Vert, Bleu) et en Infrarouge. Ces images ont été rendues accessibles par une collaboration avec Antoine Collin du laboratoire LETG-Dinard, disposant d'un partenariat avec l'ESA (European Space Agency).

L'utilisation de ces images, en dépit de la faible fauchée, va permettre le suivi très régulier, mensuel (pour les années 2018 et plus modestement 2019), sur un secteur fortement ensablé et dont les placages sableux connaissent une dynamique importante. La résolution des images (3 m) permet d'améliorer la détection des placages sableux par rapport aux images Sentinel-2 à 10 m.

⁴ <https://www.planet.com/products/planet-imagery/>

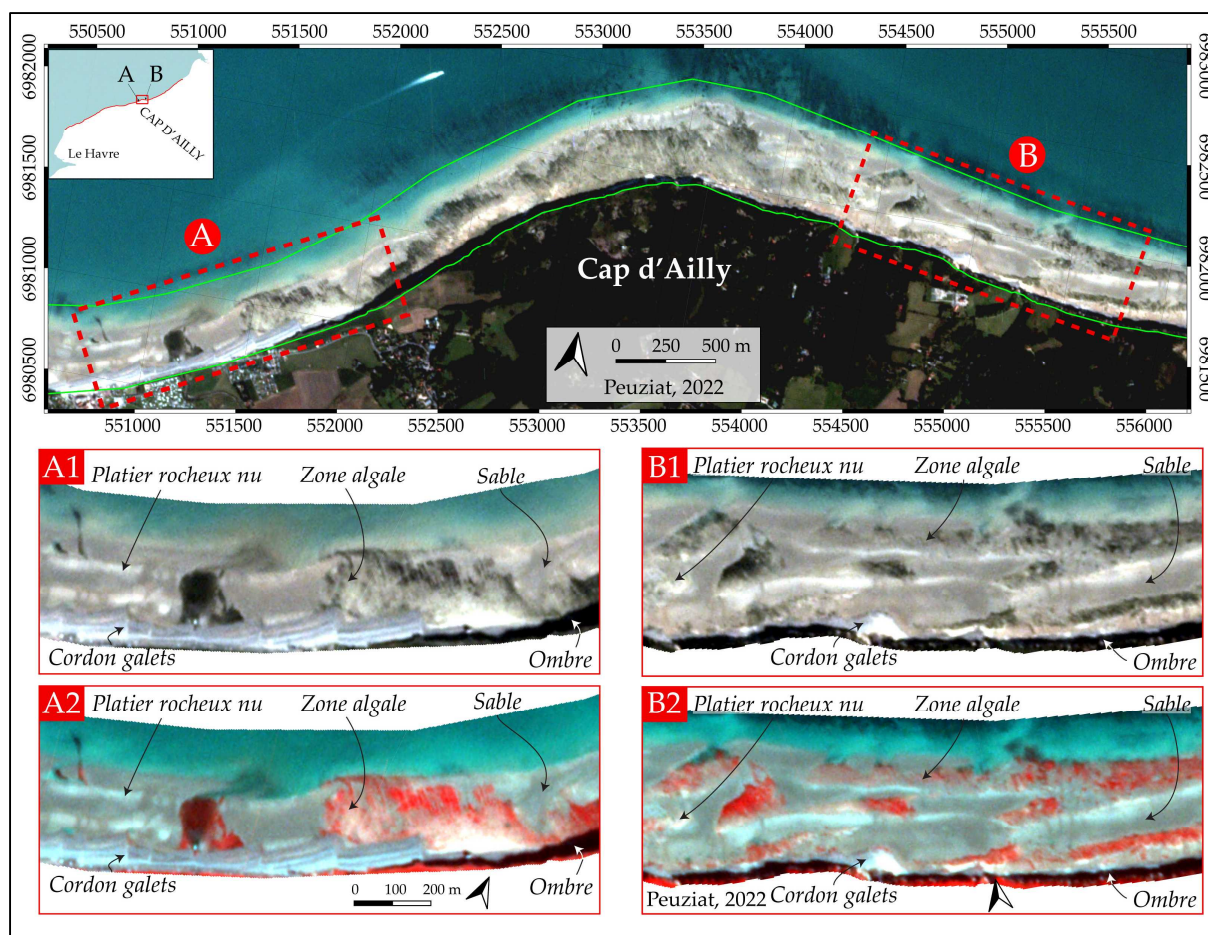


Figure 4.3 - Exemple d'une image PlanetScope (22/08/2019). Les lignes vertes délimitent la zone intertidale étudiée et le « masque » côté terre et mer utilisé pour limiter les temps de calcul pour la reconnaissance semi-automatique. Les cadres pointillés rouges (A, B) représentent la position des deux exemples présentés dessous. A1 & B1 sont en couleurs naturelles (bandes B2-B3-B4) et A2 & B2 sont en couleurs infrarouges (bandes B8-B3-B4). La fraction sableuse apparaît jaune/brun sur les images en couleurs naturelles et plus ou moins grise/brune sur les images en fausses couleurs. Le platier rocheux apparaît blanc, et vert lorsque recouvert d'une zone d'algues, en couleurs naturelles (A1 & B1), et blanc et rouge (réponses spectrales de la végétation) en couleurs infrarouges (A2 & B2).

4.1.1.3. *Pléiades* : faible largeur de fauchée (20 km) et très haute résolution spatiale (0,5m)

Le troisième type d'image satellite utilisé provient des 2 satellites français **Pléiades**, initiés par le Centre National d'Études Spatiales (CNES). Ces satellites permettent d'obtenir des images optiques de très haute résolution, échantillonnées à **2 m**, dans le spectre visible et de l'**infrarouge**, et de **0,5 m** pour la bande panchromatique (image monocanal représentée en niveaux de gris). Ces images sont ainsi composées de **5 bandes spectrales**, les bandes du visible Rouge, Vert et Bleu, la bande du Proche Infrarouge et la bande panchromatique (Figure 4.1). La fréquence de passage est de 2 à 4 jours (entre 10h55 et 11h15 au-dessus de Dieppe), avec une **fauchée de 20 km** (Figure 4.5). **La faible fauchée ne permet pas de couvrir un vaste espace et la trajectoire de passage au-dessus de la zone d'étude est rarement la même.** Il est ainsi difficile de proposer un suivi régulier à partir de cette constellation. Toutefois, la très haute résolution spatiale permet une observation fine et la bonne détection des délimitations des placages sableux.

Ces images sont disponibles gratuitement (principalement pour le territoire français), ou à faibles coûts, pour les services publics et acteurs institutionnels français, grâce au Dispositif Institutionnel National d'Approvisionnement Mutualisé en Imagerie Satellitaire (DINAMIS⁵), succédant à l'Equipex Geosud. Cette plateforme bénéficie d'un partenariat avec Airbus, opérateur des satellites. En appliquant les mêmes conditions de sélection des images décrites pour les précédents satellites (marée basse de vive-eau (Tableau 4.2), couverture nuageuse < 30 %, etc.), **10 images** ont pu être extraites, de **mai 2014 à juillet 2021**, réparties sur **3 secteurs** : 5 images sur le secteur de **Penly** (zone commune avec Sentinel 2), 6 sur le secteur du **Tréport** (zone commune avec Sentinel 2), et 5 sur le secteur du **Cap d'Ailly** (zone commune avec Sentinel 2 et PlanetScope).

La Figure 4.4 montre un exemple d'une image Pléiades, ré-échantillonnées à 0,5 m, toujours sur la même zone du Cap d'Ailly que pour les images Sentinel-2 et PlanetScope précédents, avec une composition en couleur vraie, suivie de deux zooms en couleur vraie et infrarouge.

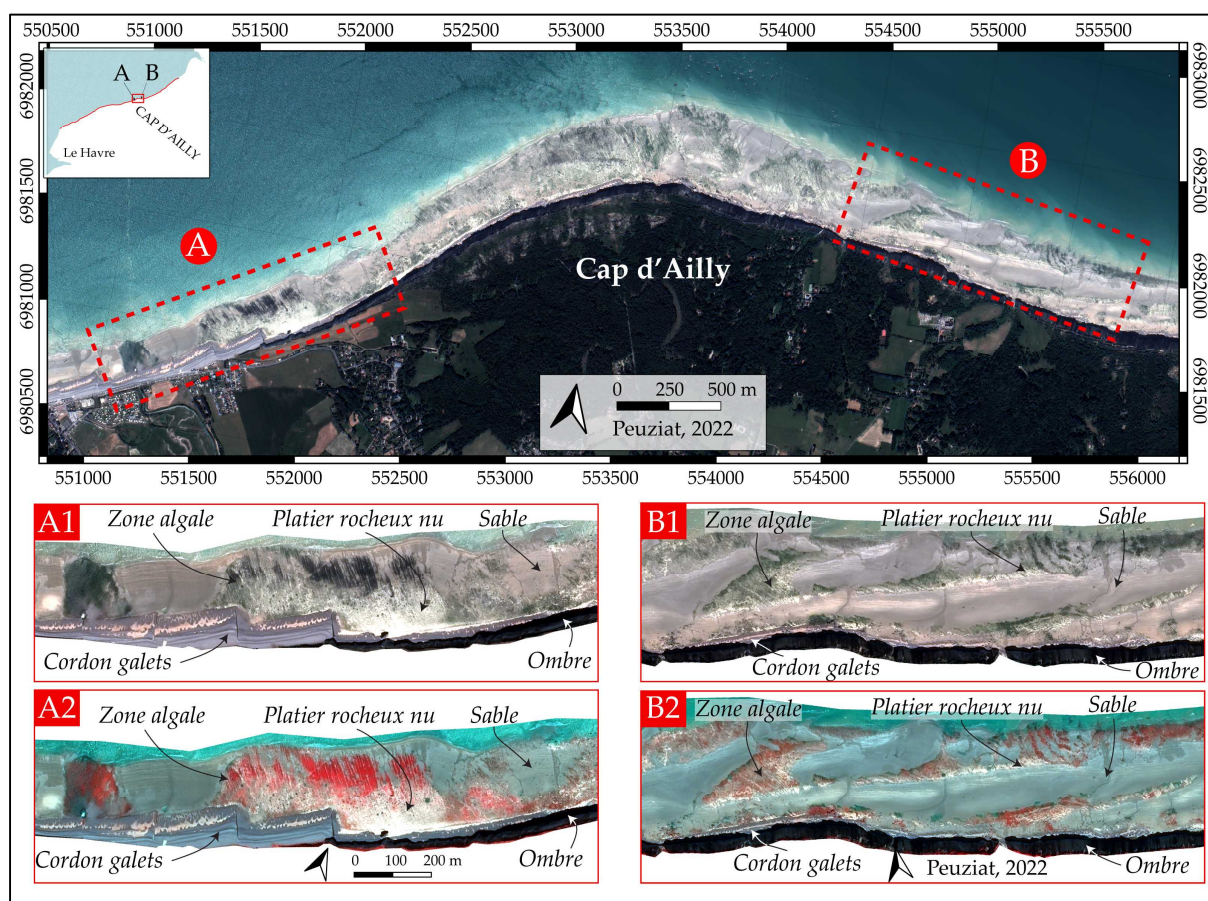


Figure 4.4 - Exemple d'une image Pléiades (22/08/2019). Les cadres pointillés rouges (A, B) représentent la position des deux exemples présentés dessous. A1 & B1 sont en couleurs naturelles (bandes B2-B3-B4) et A2 & B2 sont en couleurs infrarouges (bandes B8-B3-B4). La fraction sableuse apparaît jaune/brun sur les images en couleurs naturelles et plus ou moins grise/brune sur les images en fausses couleurs. Le platier rocheux apparaît blanc, et vert lorsque recouvert d'une zone d'algues, en couleurs naturelles (A1 & B1), et blanc et rouge (réponses spectrales de la végétation) en couleurs infrarouges (A2 & B2).

⁵ <https://catalogue-dinamis.data-terra.org/>.

Tableau 4.2 - Dates des différents images satellites utilisées avec la hauteur de basse mer et le pourcentage de couverture nuageuse sur toute l'image. Les images prises le même jour par différents satellites sont grisées. (Sen-2 = Sentinel-2 ; PS = PlanetScope ; Pl = Pléiades).

| Satellite | Date | Hauteur basse mer (m) | Couverture nuageuse (%) | Satellite | Date | Hauteur basse mer (m) | Couverture nuageuse (%) |
|-----------------|------------|-----------------------|-------------------------|-------------|------------|-----------------------|-------------------------|
| Pléiades | 22/05/2014 | 1,76 | 0,84 | PlanetScope | 25/02/2019 | 1,32 | 0 |
| Pléiades | 27/05/2015 | 2,67 | 0 | PlanetScope | 12/04/2019 | 2,04 | 0,02 |
| Pléiades | 04/10/2015 | 1,92 | 0 | Sen-2 / Pl | 14/05/2019 | 1,82 | 13 / 0 |
| Sentinel-2 | 15/03/2016 | 1,49 | 0 | Sentinel-2 | 28/06/2019 | 2,39 | 30 |
| Sentinel-2 | 18/02/2017 | 2,29 | 25 | PlanetScope | 08/07/2019 | 1,04 | 0 |
| Sentinel-2 | 19/04/2017 | 2,69 | 0 | Sentinel-2 | 07/08/2019 | 1,26 | 30 |
| Sen-2 / PS / Pl | 18/06/2017 | 2,17 | 1 / 0 / 0 | PlanetScope | 22/08/2019 | 1,92 | 0,02 |
| Sentinel-2 | 18/07/2017 | 2,05 | 3 | PlanetScope | 24/08/2019 | 2,65 | 0,01 |
| PlanetScope | 08/02/2018 | 2,48 | 0,15 | Pléiades | 17/03/2020 | 2,43 | 0 |
| PlanetScope | 24/02/2018 | 2,28 | 0,01 | PlanetScope | 01/04/2020 | 2,55 | 0,01 |
| PlanetScope | 25/03/2018 | 2,18 | 0,11 | PlanetScope | 13/04/2020 | 2,12 | 0,02 |
| PlanetScope | 21/04/2018 | 1,19 | 0,01 | Pléiades | 01/06/2020 | 1,82 | 0 |
| PlanetScope | 07/05/2018 | 2,51 | 0 | Sen-2 / PS | 12/07/2020 | 2,12 | 17 / 0,04 |
| PlanetScope | 21/06/2018 | 1,76 | 0 | Sentinel-2 | 11/08/2020 | 2,28 | 6 |
| Sentinel-2 / PS | 07/07/2018 | 2,34 | 16 / 0 | PlanetScope | 06/03/2021 | 1,89 | 0 |
| PlanetScope | 05/08/2018 | 2,23 | 0 | Sentinel-2 | 17/07/2021 | 1,77 | 18 |
| PS / Pléiades | 03/09/2018 | 2,23 | 7 / 0 | Pléiades | 20/07/2021 | 2,03 | 0 |

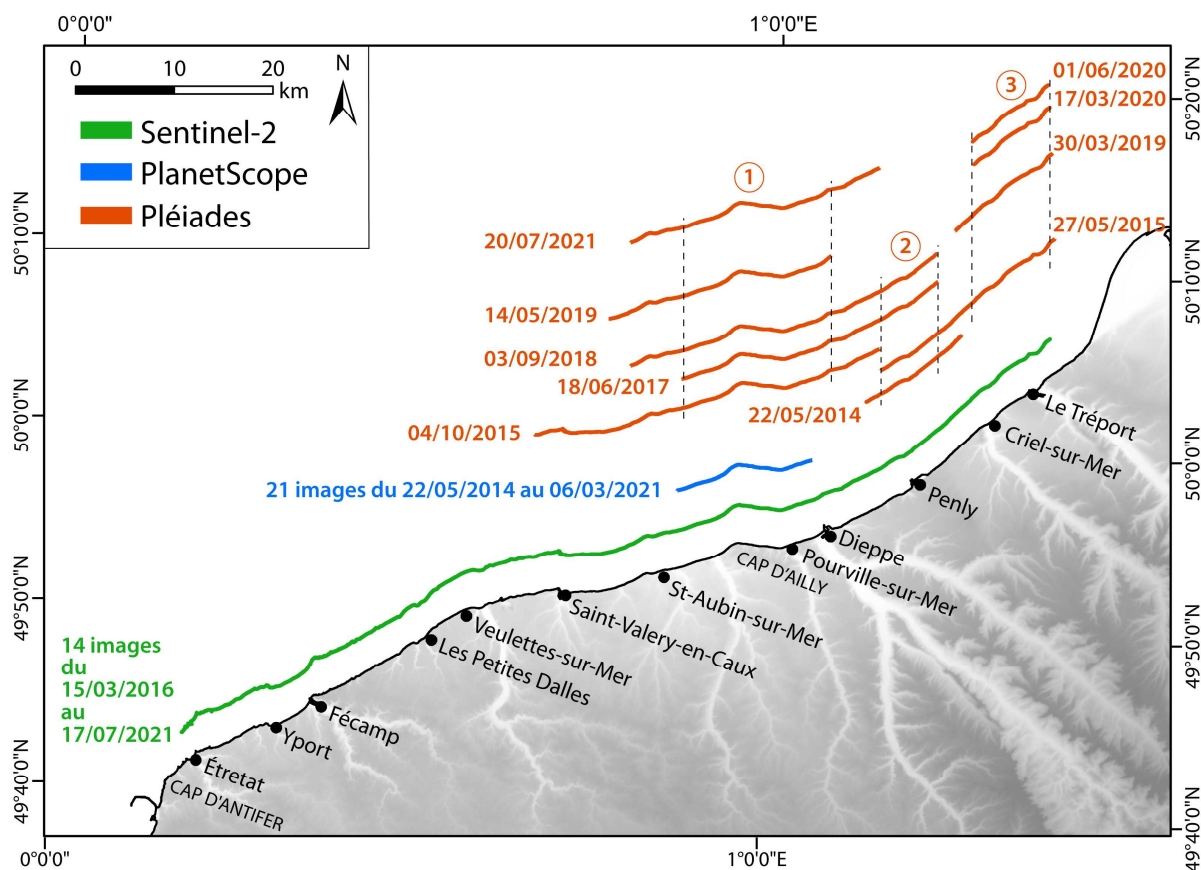


Figure 4.5 - Emprises spatiales des différentes images satellites utilisées. L'emprise intertidale est la même pour toutes les images Sentinel-2, de Étretat au Tréport. L'emprise intertidale est également la même pour les images PlanetScope, autour du Cap d'Ailly. Pour les images Pléiades, l'emprise intertidale est variable en fonction des dates : trois zones communes sont ainsi définies : 1. Cap d'Ailly, 2. Penly, 3. Criel-Le Tréport.

4.1.2. Méthode de classification des images satellites pour un suivi haute fréquence (interannuelle à mensuelle) des surfaces sableuses intertidales (hors cordon de galets)

L'analyse et le traitement des images satellites ont été effectués sur le logiciel libre **Qgis 3.12.3** (<https://www.qgis.org/fr/site/>), via les plugins « **Dzetsaka** », utilisant le module python Scikit-learn (Karasiak, 2016), et « **Semi-Automatic Classification** » (Congedo, 2020) (Figure 4.6). Le module « Dzetsaka » a été développé pour un entraînement rapide et efficace d'échantillons, à partir de 3 algorithmes de télédétection (Kaplan et Avdan, 2018 ; Sejati *et al.*, 2020 ; Bian *et al.*, 2021). Le module « Semi-Automatic Classification » permet le pré-traitement des images satellites (découpage, fusion des bandes spectrales, etc.) (Leroux *et al.*, 2018 ; Congedo, 2021).

De par l'accès simplifié des images satellite depuis le lancement de SPOT, les algorithmes de classification pour l'apprentissage de données (Machine Learning) se sont améliorés. Plusieurs méthodes d'apprentissage permettent d'extraire l'information de l'image. Sur notre zone d'étude, le nombre d'élément à identifier peut s'avérer très important (zone de placage sableux, couverture algale, platier rocheux, etc.), et difficile à distinguer d'autres éléments du paysage (prairies, zones

arbustives, arborées, etc.), de par leur signature spectrale qui est parfois similaire entre les zones littorales et l'arrière-pays. La classification supervisée orientée pixel présente l'avantage de s'adapter rapidement et facilement à l'environnement côtier. L'approche par pixel permet une segmentation sémantique et donc d'identifier la classe « Sable », sans relation de voisinage. C'est pourquoi, afin de proposer une cartographie de zones ensablées, notre choix s'est porté sur une méthode supervisée (Wang *et al.*, 2004 ; Zhang *et al.*, 2021).

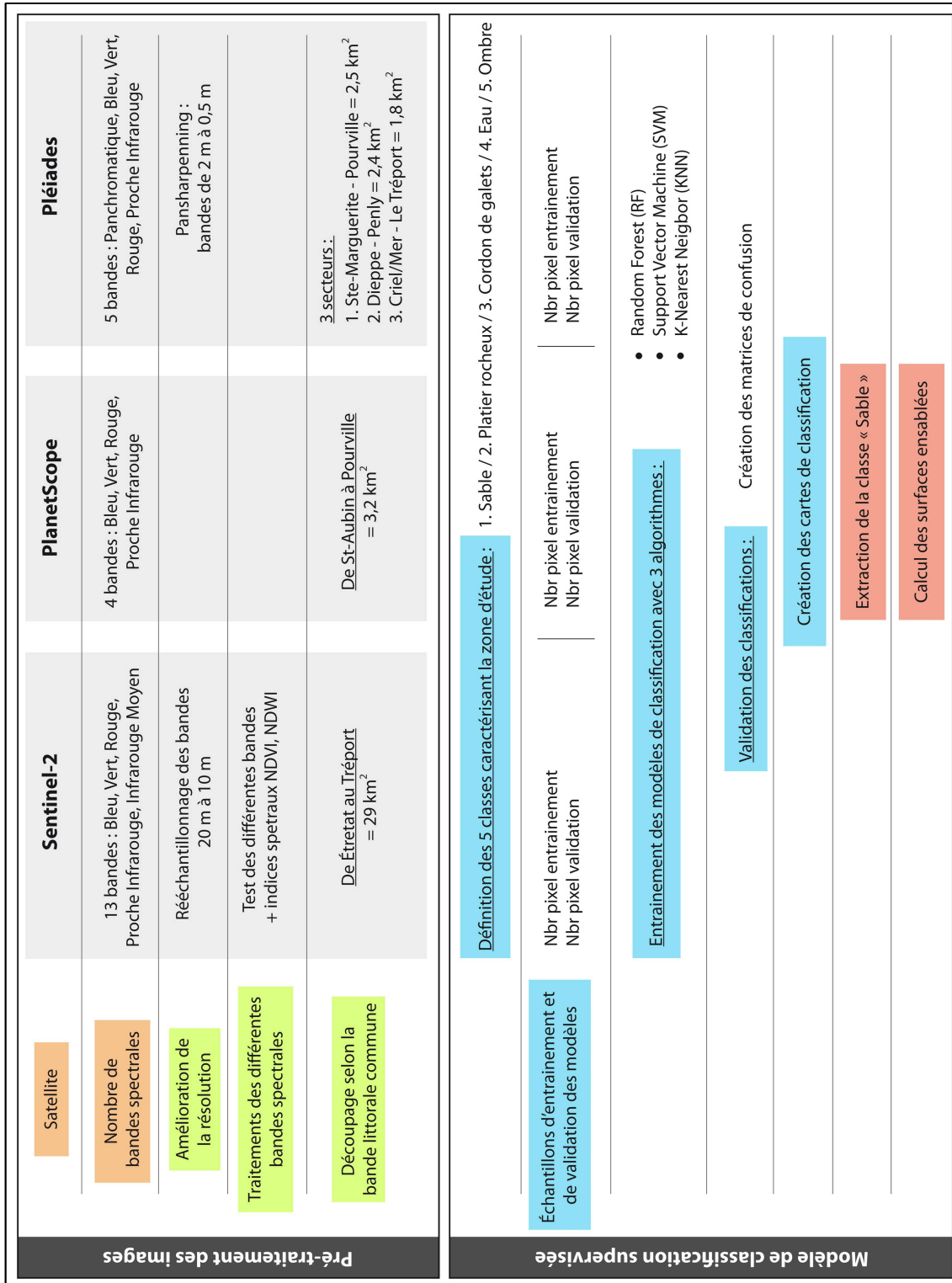


Figure 4.6 - Chaîne de traitement de la classification supervisée.

La même méthode a été appliquée aux 3 types d'images satellites (Figure 4.6). Toutefois, certains pré-traitements, différents pour chaque satellite, ont été réalisés afin d'accéder au potentiel maximum des images (meilleure résolution, différentes bandes spectrales, etc.).

4.1.2.1. Pré-traitement des images satellites

4.1.2.1.1. Extraction de la bande littorale

Dans le but de réduire au maximum les temps de calcul de l'apprentissage des modèles de classifications, allant de quelques secondes à plusieurs heures en fonction de la résolution des images et de la puissance de calcul disponible, la première étape du traitement consiste alors à extraire la bande littorale à l'aide d'un masque commun à toutes les images afin de conserver uniquement la zone intertidale. Les images n'étant pas prises à un même niveau de marée, le niveau le plus haut a été retenue. Pour les images Sentinel-2, la surface intertidale commune, entre Étretat et Le Tréport, a une superficie de 29 km². Pour les images PlanetScope, la superficie de la zone commune entre Saint-Aubin-sur-Mer et Pourville-sur-Mer est de 3,2 km². Enfin, pour les images Pléiades, 3 zones communes ont été définies (Figure 4.5) :

- (1) La zone 1, d'une surface de 2,48 km² autour du cap d'Ailly, entre Saint-Aubin-sur-Mer et Pourville-sur-Mer (Figure 4.5),
- (2) La zone 2, d'une surface de 2,40 km² entre Puy et la centrale nucléaire de Penly (Figure 4.5),
- (3) La zone 3 d'une surface de 1,78 km² entre Criel-sur-Mer et Le Tréport (Figure 4.5).

Ces trois zones ont été, dans un second temps, définies sur les images Sentinel-2 et PlanetScope dans le but de cumuler le maximum d'images sur une zone donnée.

4.1.2.1.2. Traitements des bandes spectrales et fusion des données

La deuxième étape du pré-traitement des images satellites consiste au rééchantillonnage des bandes spectrales des images Sentinel-2 et Pléiades, afin d'obtenir des images de meilleure résolution. Cette technique de fusion offre la possibilité d'appliquer la haute résolution d'une image panchromatique (lorsqu'elle est disponible) à une image multispectrale à plus faible résolution. On parle alors de « Pansharpenning ». L'outil « *GDAL Pansharpening* » du logiciel SIG *Qgis 3.12.3* (Christophe *et al.*, 2008 ; Alcaras *et al.*, 2021 ; Wang *et al.*, 2021) a été utilisée sur les images Pléiades.

Les bandes spectrales du visible (Bleu, Rouge et Vert) et de l'Infrarouge ont ainsi été rééchantillonnées de 2 m à 0,5 m. Un exemple de ce traitement est exposé sur la Figure 4.7. Les 10 images utilisées pour cette étude sont donc composées des 5 bandes d'une résolution spectrale (Rouge, Vert, Bleu, Infrarouge, Panchromatique) de 0,5 m.

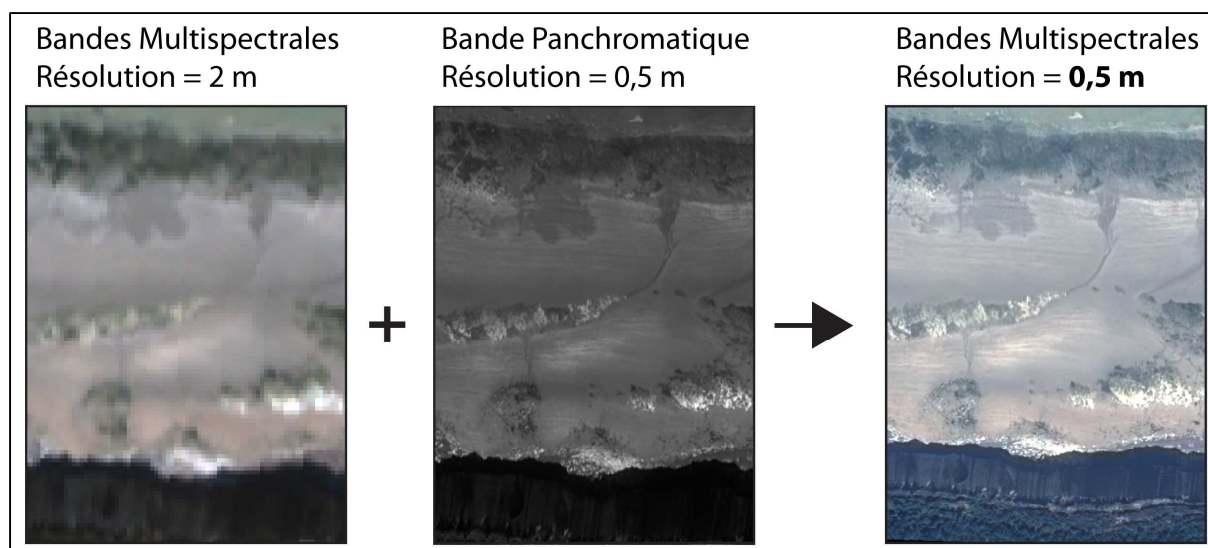


Figure 4.7 – Exemple du traitement d’une image multispectrale par une méthode pansharpening pour obtenir, à partir d’une image panchromatique haute résolution, une image multispectrale haute résolution.

Les images Sentinel-2 ne disposent pas de bande panchromatique. En effet, pour rappel, les bandes du visible (B, V, R) et de l’Infrarouge à 10 m ainsi que les bandes de l’Infrarouge court à 20 m ont été conservées pour l’étude. Dans le but d’obtenir un jeu de bandes à une même résolution, soit 10 m, un rééchantillonnage des différentes bandes Infrarouge court a dû être effectué.

Plusieurs études visent à améliorer la résolution de l’imagerie satellite par, notamment, la fusion de données. Dans le cadre de notre étude, notre objectif est d’obtenir une image Sentinel-2 de 10 bandes à 10 m de résolution. En l’absence de bande panchromatique comme pour les capteurs Sentinel-2, l’enjeu est donc de recréer une bande permettant de pallier à l’absence de bande panchromatique (Brodu, 2017 ; Meng *et al.*, 2019). Plusieurs méthodes de ré-échantillonnage existent dont les plus communes sont Component Substitution (CS)-based methods, Multi resolution analysis (MRA)-based method et Area-To-Point Regression Kriging (ATPRK) (Wang *et al.*, 2016b ; Meng *et al.*, 2019). Wang *et al.* (2016a) ont mis en avant la méthode ATPRK (Wang *et al.*, 2016b, 2016a), car elle consiste à reproduire la bande panchromatique en moyennant les bandes haute résolution Bleu, Vert, Rouge et Proche InfraRouge (B2, B3, B4 et B8) par un modèle de régression multiple global. Des tests ont montré des résultats de rééchantillonnages plus précis avec la méthode ATPRK, comparée aux méthodes CS et MRA (Wang *et al.*, 2016b). Ainsi, la méthode ATPRK, plus robuste (Wang *et al.* 2016), a été retenue pour cette étude. Un rééchantillonnage « Cubique » via le plugin « GDAL » et l’algorithme « Pansharpening » a été utilisé sur Qgis (Christophe *et al.*, 2008 ; Alcaras *et al.*, 2021 ; Wang *et al.*, 2021). Elle consiste à reproduire la bande panchromatique en moyennant les bandes haute résolution Bleu, Vert, Rouge et Proche InfraRouge (B2, B3, B4 et B8), par un **modèle de régression multiple**. Cet algorithme permet d’appliquer la résolution d’une bande (normalement panchromatique, remplacée ici par la moyenne des bandes B, V, R et PIR (B2-3-4-8)), à un jeu de 3 autres bandes dont la résolution

spatiale est inférieure (normalement celles du visible B, V, R). Un exemple de rééchantillonnage est exposé sur la Figure 4.8.

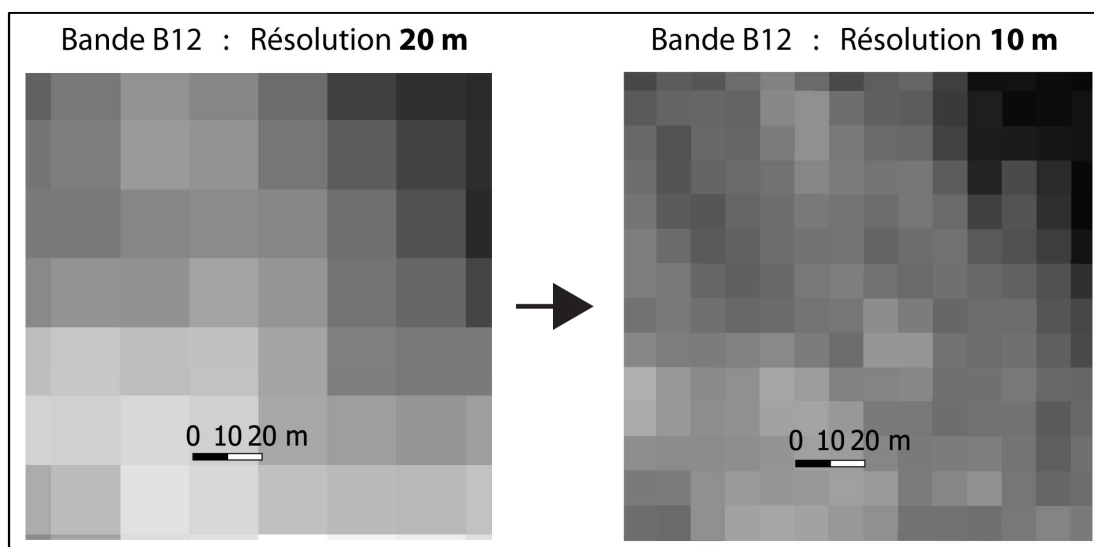


Figure 4.8 – Exemple d'un rééchantillonnage d'une bande spectrale (B12) d'une image Sentinel-2, de résolution initiale à 20 m, à une résolution finale de 10 m.

i. Calcul des indices spectraux des images Sentinel-2

Afin de mettre en avant les zones couvertes de végétation ou à nue, comme les zones de placage sableux, mais également la limite entre la zone intertidale et le trait de côte, des indices de végétation et d'eau ont été calculés en fonction des caractéristiques des bandes des images Sentinel-2. Des indices classiquement employés comme l'indice de végétation NDVI¹ (Normalized Difference Vegetation Index) et l'indice d'eau NDWI² (Normalized Difference Water Index) sont largement employés pour mettre en avant les zones de végétation ou en eau, dans différents types d'environnement (montagnard, littoraux, etc.).

$$1. \text{NDVI} = (\text{NIR} - \text{Red}) / (\text{NIR} + \text{Red})$$

avec bande rouge et proche infrarouge (Rouse *et al.*, 1974),

$$2. \text{NDWI} = (\text{Green} - \text{NIR}) / (\text{Green} + \text{NIR})$$

avec bande verte et proche infrarouge (McFeeters, 1996).

Ces indices peuvent permettre d'améliorer les classifications en les ajoutant aux différentes bandes spectrales pour l'apprentissage, afin de discrétiser davantage l'eau et la végétation. En effet, identifier les indices spectraux de l'eau ou de la végétation (représentée principalement par des algues sur le platier rocheux) de celle des surfaces sableuses, permet d'augmenter la précision de la classification des sables.

Une fois les différentes bandes spectrales fusionnées à la même résolution spatiale et les indicateurs calculés, plusieurs tests de classification ont été réalisés afin d'évaluer l'intérêt des différentes bandes dans le processus d'apprentissage du modèle et d'analyser l'intérêt de chaque bande pour notre problématique (Figure 4.6). Pour cela, plusieurs jeux de données ont été créés, en combinant différentes bandes. Dans un premier temps, les bandes BVR et PIR ont été additionnées. Celles-ci correspondent aux bandes socles de notre classification. En effet, la plupart des images satellites fournissent au minimum 4 bandes : Bleu, Vert, Rouge et Proche InfraRouge. Pour les images Sentinel-2, il s'agit également des 4 bandes dont la résolution initiale est la meilleure, de 10 m (Marangoz *et al.*, 2017 ; Yang *et al.*, 2017). Dans un deuxième temps, les bandes restantes (IR court) et les rasters des indices calculés ont été additionnés progressivement au jeu de données de base (B, V, R, PIR), dans le but d'identifier leur poids/importance, dans les résultats de classification.

4.1.2.2. *Approche par classification supervisée orientée pixel*

4.1.2.2.1. **Création des échantillons d'entraînement et de validation**

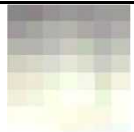
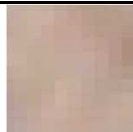
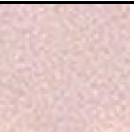






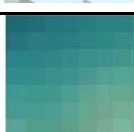
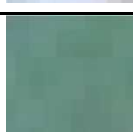

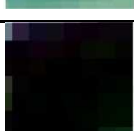
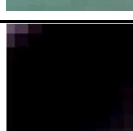

Afin d'assister l'apprentissage, plusieurs échantillons ont été sélectionnés par interprétation des compositions colorées. Les surfaces ensablées sont présentes sous forme soit d'étendues pérennes, comblant les paléo-chenaux au droit des vallées, soit sous forme de placages sableux d'épaisseur décimétrique à métrique. En raison de la subtilité de ces objets (bancs sableux mobiles, etc.), il n'est pas possible de réaliser une classification complexe de toutes les caractéristiques du secteur étudié, notamment des zones urbanisées, des cultures agricoles ou encore de la couverture algale. Le choix s'est donc porté sur 5 classes principales caractérisant la zone intertidale (Tableau 4.3) :

1. Le **sable** (sec et humide),
2. Le **platier rocheux** (composé principalement de craies du Crétacé supérieur, pouvant localement être recouvert d'algues),
3. Le **cordon de galets à silex** (concentré au pied des falaises ou aux exutoires des vallées),
4. La **mer** (parfois très turbide),
5. L'**ombre portée** (principalement due aux falaises d'une hauteur moyenne de 70 m et pouvant atteindre localement 110 m, au Tréport, à Penly, et à Fécamp).

La sélection du nombre d'échantillons dépend de la taille de la zone d'étude (Foody et Mathur, 2004 ; Zhen *et al.*, 2013 ; Maxwell *et al.*, 2018 ; Ramezan *et al.*, 2019). L'entraînement du modèle pour la reconnaissance des objets (Machine Learning) a consisté ici à sélectionner par photo-interprétation un nombre d'échantillons d'entraînement homogènes, équivalent entre

chaque classe. A ces échantillons d’entraînement s’ajoutent un nombre équivalent d’échantillons de validation. Créés sous la forme de polygones, les échantillons sont semblables en nombre et en taille. A la différence des points, les polygones permettent d’avoir une diversité, gamme plus importante de valeurs de pixels pour chaque classe. Etant donnée la modalité et l’évolution des formes étudiées (placages sableux mobiles, évolution rapide des cordons de galets, etc.), les échantillons d’apprentissage et de validation ont été identifiés pour chacune des images.

Tableau 4.3 - Exemples en couleur naturelle des 5 classes identifiées sur les images Sentinel-2, PlanetScope et Pléiades (d’après James et al., 2022).

| Classes | Miniature | | | Description |
|------------------|---|---|---|---|
| | Sentinel-2 | PlanetScope | Pléiades | |
| Sable |  |  |  | Le sable (sec et humide) |
| Platier rocheux |  |  |  | Le platier rocheux (pouvant être recouvert d’algues mais composé principalement de craies du Crétacé supérieur) |
| Cordon de galets |  |  |  | Le cordon de galets à silex (au pied des falaises ou aux exutoires des vallées) |
| Eau |  |  |  | La mer (parfois très turbide) |
| Ombre |  |  |  | L’ombre (principalement due aux falaises d’une hauteur moyenne de 70 m et pouvant atteindre 120 m) |

4.1.2.2.2. Entraînement du modèle et choix des algorithmes de classification supervisée

Pour la classification de milieux urbains, forestiers, ou encore côtiers (Adam *et al.*, 2014 ; Pelletier *et al.*, 2016 ; Thanh Noi et Kappas, 2017 ; Liu *et al.*, 2018 ; Wang *et al.*, 2019 ; Zhang *et al.*, 2019, 2021 ; Wang, 2020), les algorithmes de classification supervisée, basés sur l’apprentissage automatique ou semi-automatique tels que l’algorithme Random Forest (RF), Support Vector Machine (SVM) et k-Nearest Neighbors (KNN), sont les plus couramment utilisés :

- L’algorithme de classification supervisée par arbre hiérarchique **Random Forest (RF)** permet de construire une multitude d’arbres de décision lors de la phase d’entraînement du modèle, et sélectionne au final le nombre d’arbres individuels qui présentent la meilleure

prédiction moyenne (i.e. régression) en fonction du nombre de classes demandées. Cette méthode est basée sur la combinaison d'arbres classificateurs dont chaque arbre est généré par des vecteurs aléatoires indépendant des vecteurs d'entrée (Breiman, 2001 ; Wang *et al.*, 2004 ; Pal et Foody, 2010 ; Faivre, 2018 ; Woznicki *et al.*, 2019 ; Abdi, 2020). Cette méthode s'adapte facilement à l'ensemble des données d'apprentissage et son temps de calcul est rapide (dépendant de la puissance de machine de calcul et de la résolution de l'image ; pour cette étude, calcul de quelques secondes pour les images Sentinel-2 à plusieurs minutes pour les images Pléiades (Sabat-Tomala *et al.*, 2020) et est insensible au bruit pouvant perturber la classification (Thanh Noi et Kappas, 2017).

- **L'algorithme Support Vector Machine (SVM)** utilise un jeu de données d'entrée pour déduire les « hyperplans » séparant les données en un nombre de classes prédéfini, définissant la limite optimale qui minimise la distance entre les classes, en utilisant un faible nombre de cas d'entraînement appelés les vecteurs « support » (Vapnik *et al.*, 1995 ; Vapnik, 1998 ; Pal et Mather, 2005 ; Mountrakis *et al.*, 2011 ; Shao et Lunetta, 2012 ; Faivre, 2018 ; Abdi, 2020). Cet algorithme, également insensible au bruit (erreur de pixel) (Thanh Noi et Kappas, 2017), est robuste avec peu de données d'entraînement mais son temps de calcul est plus long (pour cette étude, plusieurs minutes pour les images Sentinel-2 à plusieurs heures pour les images Pléiades).
- **L'algorithme K- Nearest Neighbor (KNN)** classe les éléments en fonction des k échantillons d'entraînement les plus proches dans l'espace disponible. L'algorithme a pour objectif de trouver dans le jeu de données de classification, des groupes de k-échantillons les plus proches des échantillons inconnus que l'on souhaite classer (Thanh Noi et Kappas, 2017 ; Pacheco *et al.*, 2021). Les classes sont calculées en fonction de la moyenne des variables résultantes, c'est-à-dire les attributs des classes des plus proches voisins. Cet algorithme, facile d'utilisation et au temps de calcul rapide, est efficace sur des jeux de données de différentes densités et de formes non convexes (Cariou *et al.*, 2020).

Ces trois algorithmes montrent donc d'une part une bonne adaptation à tous types d'environnement et donc à un environnement côtier comme le nôtre. D'autre part, malgré les temps de calcul de plusieurs heures pour l'algorithme SVM, ces méthodes restent abordables pour le nombre d'images satellites à analyser.

4.1.2.3. *Validation des modèles : calcul des matrices de confusion*

La précision d'un modèle de classification peut se calculer via la création d'une matrice de confusion, mesurant la différence entre les pixels classifiés par l'algorithme par rapport aux échantillons de validation créés par l'utilisateur (pixels classifiés par l'utilisateur).

La précision globale de la classification est définie en divisant la somme des pixels correctement classifiés, par le nombre total de pixels classés. Cette mesure permet d'évaluer la probabilité que le pixel soit bien classifié par l'algorithme, en fonction des échantillons de validation (Congalton, 1991 ; Stehman, 1996 ; Vapnik, 1998 ; Foody, 2002 ; Lu et Weng, 2007 ; Stehman et Foody, 2009 ; Congalton et Green, 2019).

Le coefficient de Kappa est calculé dans le but de résumer le pourcentage de précision des modèles de classification (Stehman, 1996), par la fonction :

$$\kappa = (\sum_{q=1}^q P_o - \sum_{q=1}^q P_a) / (1 - \sum_{q=1}^q P_a),$$

avec q le nombre de ligne de la matrice, P_o : pixels observés P_a : pixels analysés aléatoirement

4.1.2.3.1. Précision de l'algorithme et de l'utilisateur

Ensuite, l'évaluation de la classification de chaque pixel de validation par l'algorithme, pour chaque classe, permet de connaître précisément les erreurs d'omission du modèle et ainsi de savoir quels pixels ont été correctement classés. Cette précision, appelée précision « Producer », se calcule en divisant le nombre de pixels de chaque classe, donné par les échantillons de validation, par le nombre total de pixels prédit par l'algorithme pour chaque classe (Congalton, 1991).

A contrario, pour mesurer la précision du modèle de classification et connaître les pixels pouvant être mal classés par l'utilisateur, le nombre total de pixels correctement classés est divisé par le nombre total de pixels de chaque classe. Cette évaluation est aussi appelée précisions « User » (Congalton, 1991).

Il est donc très important de calculer la précision globale, mais également les précisions « Producer » et « User ». Cela permet de connaître la part de précision de chaque classe et le pourcentage correctement classé par chaque algorithme (Congalton, 1991 ; Congalton et Green, 2019).

4.1.2.3.2. Précision des classifications par jeux de données

Pour sélectionner le meilleur jeu de données et l'algorithme de classification le plus efficace (SVM, Random Forest, KNN), plusieurs essais de combinaisons de données (bandes multispectrales, indices...) ont été testées pour chacun des algorithmes. Plusieurs combinaisons de données ont été testées pour chaque constellation afin de définir les données les plus intéressantes pour l'identification et le suivi multi-temporelles des surfaces ensablées.

- **Images Sentinel-2**
 - i. **Sélection du meilleur jeu de bandes spectrales**

Plusieurs essais de classifications avec les 3 algorithmes cités précédemment (SVM, Random Forest, KNN), ont été faits sur une zone choisie, sur plusieurs combinaisons d'images datant du 15/03/2016, afin d'identifier le jeu de données optimal. Pour chaque classification, une matrice de confusion a été générée et la performance globale de la classification a été évaluée par l'indice de Kappa, dont les valeurs varient entre 0 et 1. Pour augmenter l'évaluation de la précision, ces paramètres de validation ont également été calculés pour les surfaces ensablées (Figure 4.9).

Plusieurs classifications ont été faites à partir de différents jeux de données intégrant les bandes du visible (B2-B3-B4), du proche infrarouge (B8), et du moyen infrarouge (B5, B6, B7, B8A, B11 et B12), et les rasters des indices spectraux de l'eau (NDWI) et de la végétation (NDVI) (Figure 4.9).

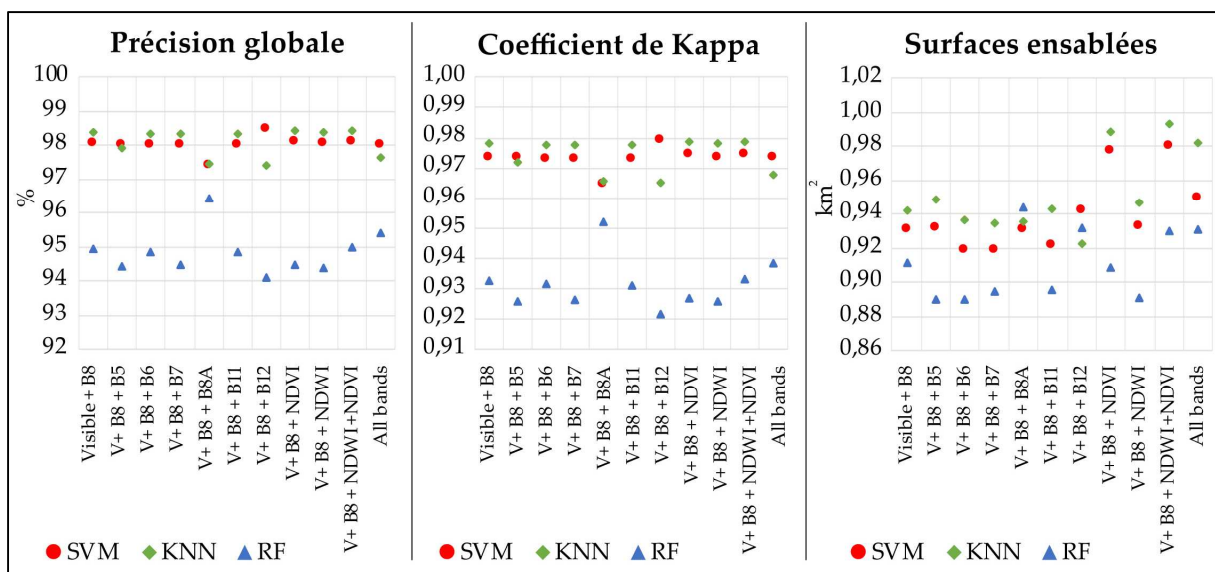


Figure 4.9 - Précision globale, coefficient de Kappa et surfaces ensablées calculées par classification supervisée orientée pixel, sur toutes les bandes spectrales d'une image Sentinel-2 (15/03/2016). RF = Random Forest ; SVM = Support Vector Machine ; KNN = K-Nearest Neighbor.

Ce travail fait apparaître que :

- La précision globale de la classification et le coefficient de Kappa ne semblent **pas être affectés** par le choix des bandes spectrales employées, des lors que les bandes du visible et du proche infrarouge (B2, 3, 4, 8) sont intégrées au jeu de données. Néanmoins, les deux bandes du moyen infrarouge, B8A et B12, peuvent faire varier la qualité de la classification (Figure 4.9). En effet, la B8A tend à bruite la classification pour les algorithmes SVM et KNN (OA = 97,5 % et Kappa = 0,965) et à sur-échantillonner la fraction sableuse dans le cas de l'algorithme RF (OA = 96,4 % et Kappa = 0,952). Néanmoins, les surfaces de sable obtenues sont quasi similaires pour les trois algorithmes.
- La bande B12 tend à **améliorer** la précision de la classification avec l'algorithme SVM (OA = 98,6 % et Kappa = 0,980) mais bruite la classification basée sur les algorithmes KNN (OA = 97,3 % et Kappa = 0,964) et RF (OA = 94,1 % et Kappa = 0,921).

- Les algorithmes donnant les classifications les plus précises sont **KNN** et **SVM**, avec un très bon coefficient de Kappa, entre 0,964 et 0,980 et un OA entre 97,4 et 98,5 %. Toutefois, les valeurs des surfaces sableuses diffèrent selon les algorithmes et bandes employés. Les surfaces sableuses détectées par l’algorithme RF sont systématiquement moins importantes, excepté lorsque la bande 8A est intégrée au jeu de données. La combinaison d’une part du jeu de données « Visible+B8+NDVI » et d’autre part du jeu de données comprenant toutes les bandes spectrales et indices, délimite des surfaces ensablées plus vastes, avec des écarts toutefois acceptables, compris entre 0,04 et 0,06 km².

Cet exemple suggère que le rééchantillonnage des bandes à 20 m et le calcul d’indices ne permettent pas d’amélioration notable sur la détection des placages sableux. Par conséquent, **seules les bandes du visible** (Bleu (B2), Rouge (B3), Vert (B4)) ainsi que la **bande du Proche InfraRouge (B8)**, initialement à 10 m de résolution, seront utilisées pour la suite de cette étude.

ii. Précision des modèles et validation de la méthode

Les algorithmes SVM, KNN et RF ont permis la classification supervisée des images sélectionnées et la détection des surfaces ensablées entre 2016 et 2021 (14 images). Chacune des 14 images satellites Sentinel-2 a été analysée suivant ces trois algorithmes. Leur matrice de confusion, définie à partir des échantillons de validation, a permis de calculer le coefficient de Kappa, marqueur de la qualité de la classification, ainsi que la précision globale, de l’utilisation et de l’algorithme. Les graphiques de la Figure 4.10 exposent la précision globale, le coefficient de Kappa pour la classe « Sable », ainsi que les surfaces ensablées.

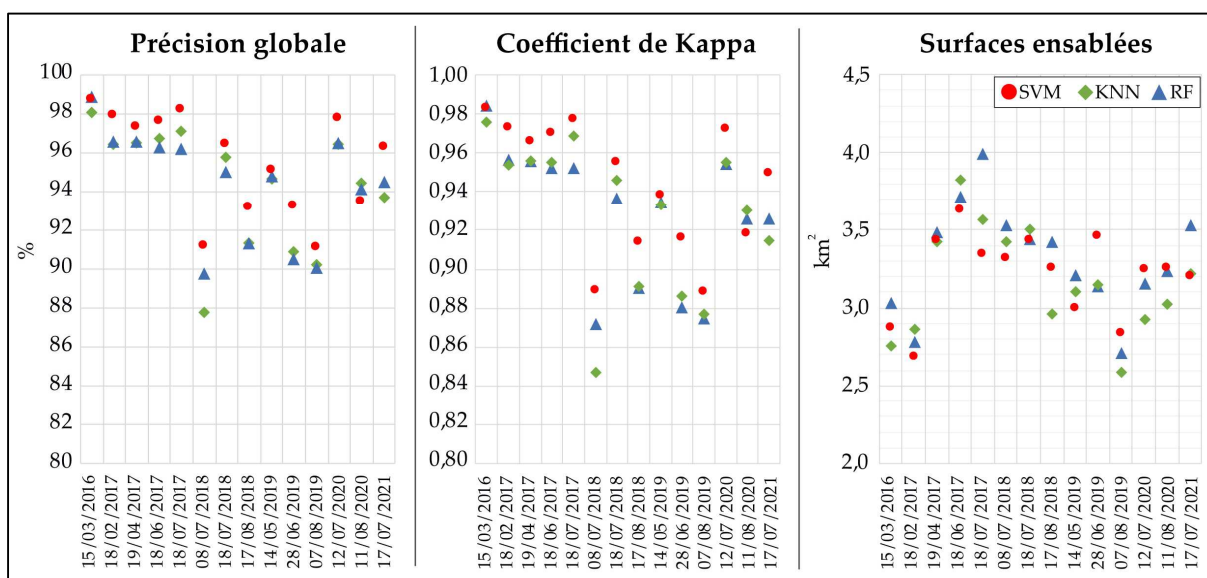


Figure 4.10 - Précision globale, coefficient de Kappa et surfaces sableuses calculées par classification supervisée orientée pixel, sur 13 images Sentinel-2 (bandes B2, 3, 4 et 8) du 15/03/2016 au 11/08/2020, le long de la côte de Seine-Maritime (surface étudiée = 29 km²). RF = Random Forest ; SVM = Support Vector Machine ; KNN = K-Nearest Neighbor.

Dans l'ensemble, les classifications obtenues peuvent être validées par une **précision supérieure à 87 %** (moyenne de 94 %) et un coefficient de Kappa ne descendant pas en dessous des 0,84 (moyenne de 0,93). Les images permettant une précision de classification inférieure à 95 %, comme c'est le cas pour le 08/07/2018, le 17/08/2018 et le 07/08/2019, présentent une **couverture nuageuse éparse** pouvant couvrir partiellement l'espace intertidal et expliquer ces résultats. Cette couverture nuageuse est comprise dans les 30 % acceptés pour cette étude mais la répartition de cette couverture nuageuse semble largement influencer la précision de la classification.

Les classifications obtenues avec **l'algorithme SVM** ont la **meilleure précision**. En effet, contrairement aux algorithmes KNN et RF, l'algorithme SVM limite les artefacts et permet d'obtenir une classification plus lisse. La précision obtenue par les trois algorithmes reste toutefois très bonne et similaire.

L'écart entre les surfaces sableuses détectées par les trois algorithmes est faible, l'ordre de 0,2 km² en moyenne, et 0,6 km² au maximum sur l'ensemble de la zone couverte, d'Etretat au Tréport (29 km²). L'algorithme RF donne pour 50 % des images, des surfaces sableuses plus grandes que les autres algorithmes, suivi de l'algorithme SVM avec 30 % de surfaces plus grandes et 20 % pour l'algorithme KNN. Il est toutefois difficile de définir si ces variations sont des sur-estimations ou des sous-estimations. Les différences de surfaces sableuses détectées restent en moyenne de 0,15 km² entre chaque algorithme. Cette faible moyenne permet de s'affranchir ou du moins de limiter ces effets d'estimations. Au final, en dépit des faibles différences entre les trois algorithmes, il en ressort que l'algorithme SVM présente les meilleurs coefficients de précision.

- **Images PlanetScope**

Afin de définir l'intérêt des images PlanetScope pour identifier et suivre l'évolution des surfaces ensablées, les mêmes tests que sur les jeux de données Sentinel-2 ont été effectués. La Figure 4.11 montre le pourcentage de précision globale, le coefficient de Kappa ainsi que les surfaces sableuses (en km²) pour les trois algorithmes testés, à savoir Random Forest (RF), Support Vector Machine (SVM) et K-Nearest Neighbor (KNN). Il en résulte que :

- La précision des classifications varie de 92 % pour l'algorithme RF, 94 % pour SVM et 92 % pour KNN.
- Le coefficient de Kappa indique également une bonne classification, avec des valeurs oscillantes entre 0,85 et 0,98 (meilleurs coefficients pour l'algorithme SVM, avec une moyenne de 0,92, contre 0,89 pour les algorithmes RF et KNN).

La surface intertidale, détectée à partir des bandes Rouge, Vert, Bleu et Proche Infrarouge, représente une superficie de 3,2 km². Les résultats des classifications présentent une certaine variabilité des surfaces sableuses détectées selon l'algorithme utilisé. Sur les 20 images PlanetScope analysées, l'algorithme SVM tend à estimer une quantité plus importante de placages sableux, avec des surfaces plus importantes, sur 14 d'entre elles, par rapport aux deux autres algorithmes.

Les différences avec les autres algorithmes s'étendent de centième de km² (comme le 17/06/2017, avec 0,04 km² de différence, ou le 08/02/2018 avec 0,06 km²), à plusieurs dixièmes de km² (comme le 25/03/2018 et le 21/04/2018, avec 0,31 km² de différence sur une surface étudiée de 3,2 km²). Au regard de la surface totale de la zone étudiée, ces différences sont minimes.

Les trois algorithmes présentent des résultats assez proches, néanmoins, **les classifications les plus précises** (précision globale et coefficient de Kappa) **sont fournis par l'algorithme SVM**. Ainsi, pour le suivi des surfaces sableuses., le choix a été fait de retenir cet algorithme.

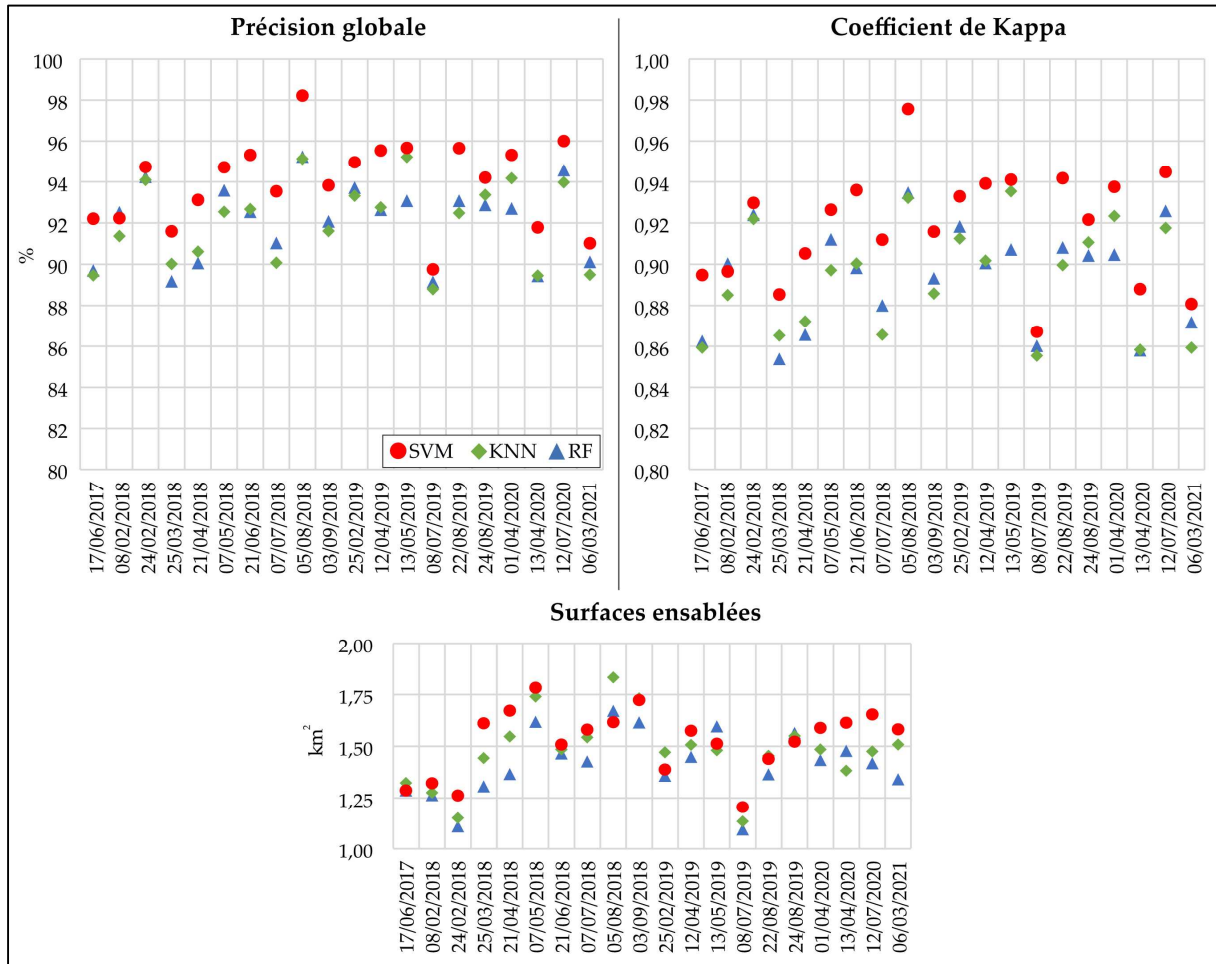


Figure 4.11 – Précision globale, coefficient de Kappa et surfaces sableuses calculées par classification supervisée des images PlanetScope, du 17/06/2017 au 06/03/2021, entre Saint-Aubin-sur-Mer et Pourville-sur-Mer (surface étudiée = 3,2 km²). RF = Random Forest ; SVM = Support Vector Machine ; KNN = K-Nearest Neighbor.

- **Images Pléiades**

Plus la résolution de l'image satellite est haute, plus le temps de calcul du modèle de classification via l'algorithme SVM peut être conséquent, et plus ce dernier nécessite une puissance de calcul importante. Ainsi, étant donné les faibles différences entre les 3 algorithmes de classification supervisée, observées lors des analyses des images Sentinel-2 et PlanetScope, il a été décidé de n'utiliser que les algorithmes RF et KNN pour l'analyse des images Pléiades. Les résultats du calcul

des pourcentages de précision globale de la classification et des coefficients de Kappa pour chaque image sont indiqués sur la Figure 4.12. La précision globale est à nouveau très bonne, en moyenne de 97,7 % pour l’algorithme RF et 98,1 % pour KNN, avec des valeurs très légèrement inférieures pour l’algorithme RF (- 1% de différence le 22/05/2014, -3% le 01/06/2020). Les coefficients de Kappa sont également très bons, avec des valeurs minimales et maximales respectivement de 0,93 et de 0,99, avec une moyenne de 0,97 pour les deux algorithmes. Ces très faibles différences sont également marquées sur le calcul des surfaces sableuses, avec des résultats très similaires, de 0,01 km² de moyenne sur des **surfaces comprises entre 1,3 et 2,5 km²**. Les différences de surface les plus marquées s’observent sur la zone du Cap d’Ailly, zone très ensablée, avec seulement 0,11 km² de différence entre KNN et RF pour une surface étudiée de 2,5 km².

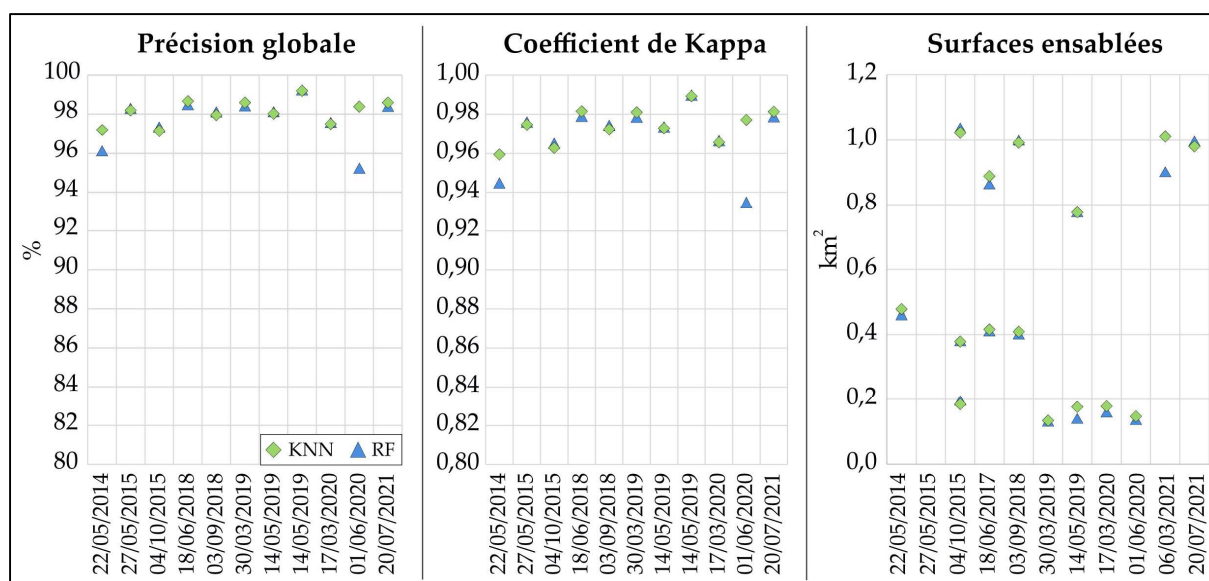


Figure 4.12 - Précision globale, coefficient de Kappa et surfaces sableuses (tous secteurs confondus) calculées par classification supervisée des images Pléiades, du 22/05/2014 au 20/07/2021, avec en bleu l’algorithme Random Forest (RF), et en vert l’algorithme K-Nearest Neighbor (KNN).

4.1.2.4. Différence de détection des surfaces sableuses par constellation

Les méthodes de classification employées ont montré que chaque constellation présente une robustesse constante et une bonne précision pour la détection des surfaces sableuses. Toutefois, les différences de résolution des images, présentées en introduction, posent la question de la complémentarité des images satellites, et de leur utilisation conjointe. La comparaison des résultats des classifications a donc été réalisées pour les 3 constellations choisies. Cependant, seules 4 dates offrent des prises de vue communes entre les différentes constellations (Tableau 4.2).

Afin de comparer les **surfaces ensablées** identifiées par notre méthode, 2 secteurs communs aux différentes images ont été choisis pour être comparés :

- Autour du Cap d’Ailly, entre le 17 et le 18/06/2017 pour les trois images Sentinel-2, PlanetScope et Pléiades (surface intertidale analysée de 3,34 km²), le 03/09/2018 pour PlanetScope et Pléiades (surface intertidale analysée de 2,92 km²), le 14/05/2019 et pour

Sentinel-2 et Pléiades (surface intertidale analysée de 2,68 km²), et le 12/07/2020 pour Sentinel-2 et PlanetScope (surface intertidale analysée de 2,95 km²) ;

- De Criel-sur-Mer au Tréport, le 14/05/2019 pour Pléiades et Sentinel-2 (surface intertidale analysée de 1,67 km²),

Les résultats des comparaisons sont indiqués dans le Tableau 4.4, pour chaque zone, avec la **superficie des surfaces sableuses détectées** (km²) et leur équivalence en termes de pourcentage de surface intertidale ensablée sur la zone étudiée. Le Tableau 4.5 expose les **différences des surfaces sableuses détectées** pour chaque image sur une même zone. Enfin, le Tableau 4.6 indique les différences moyennes entre les résultats de la classification des surfaces sableuses entre les 3 images satellites.

Tableau 4.4 - Tableau des comparaisons des surfaces sableuses obtenues par classification supervisée, entre les différentes images satellites utilisées : Sentinel-2, PlanetScope et Pléiades. Les comparaisons ont été effectuées sur des images prises à la même date et sur des secteurs communs.

| Localisation | Surface intertidale totale comparée (km ²) | Type de satellite | Surfaces ensablée (km ²) | % de la surface intertidale ensablée |
|-------------------------------|--|-------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|
| Cap d'Ailly | 3,34 | Pléiades | 1,5 | 44,1 |
| | | Sentinel-2 | 1,8 | 53,5 |
| | | PlanetScope | 1,5 | 44,0 |
| Cap d'Ailly | 2,68 | Pléiades | 0,9 | 33,9 |
| | | Sentinel-2 | 1,1 | 39,4 |
| Criel-sur-Mer – Le Tréport | 1,67 | Pléiades | 0,1 | 8,4 |
| | | Sentinel-2 | 0,5 | 29,0 |
| Cap d'Ailly | 2,92 | Pléiades | 1,3 | 45,4 |
| | | PlanetScope | 1,5 | 50,7 |
| Cap d'Ailly | 2,95 | Sentinel-2 | 1,7 | 57,9 |
| | | PlanetScope | 1,3 | 44,9 |

Tableau 4.5 -Différences des surfaces sableuses entre les classifications des différentes images satellites sur un même secteur, en km² et en %.

| Localisation | Comparaison des satellites | Différence de surfaces ensablées (km ²) | % de différence entre les satellites |
|-------------------------------|----------------------------|---|--------------------------------------|
| Cap d'Ailly | Pléiades/Sentinel-2 | -0,3 | -9,4 |
| | PlanetScope/Pléiades | 0,0 | -0,1 |
| | PlanetScope/Sentinel-2 | -0,3 | -9,6 |
| Cap d'Ailly | Pléiades/ Sentinel-2 | -0,1 | -5,5 |
| Criel-sur-Mer – Le Tréport | Pléiades / Sentinel-2 | -0,3 | -20,6 |
| Cap d'Ailly | PlanetScope / Pléiades | 0,2 | 5,3 |
| Cap d'Ailly | PlanetScope / Sentinel-2 | -0,4 | -12,9 |

Tableau 4.6 - Différences moyennes en % des classifications des surfaces sableuses sur des secteurs communs, sur les trois types d'images satellites utilisées.

| Comparaison des satellites | Nombre d'images comparées | % de différences entre les images |
|----------------------------|---------------------------|-----------------------------------|
| Pléiades vs. Sentinel-2 | 3 | 11,8 |
| PlanetScope vs. Pléiades | 2 | 2,7 |
| PlanetScope vs. Sentinel-2 | 2 | 11,2 |

Nous pouvons ainsi constater qu'en dépit des résolutions variables, entre 10 m pour les images Sentinel-2, et 0,5 m pour les images Péliades, les **différences de détection des surfaces sableuses à travers l'utilisation d'une classification supervisée sont minimes** avec en moyenne 12 % entre les images Sentinel-2 et Pléiades, de 11 % entre les images PlanetScope et Sentinel-2, et de seulement 3 % entre les images PlanetScope et Pléiades. Ces dernières présentent une plus faible différence de résolution (3 m pour PlanetScope) (Tableau 4.6).

Dans le détail, ces différences peuvent être très variables d'une date à l'autre et d'un site à l'autre. Par exemple, les différences de surfaces sableuses détectées sur le secteur du Cap d'Ailly les 18/06/2017 et 14/05/2019 sont respectivement de 9,4 et 5,5 %. Sur le secteur de Criel-sur-Mer – Le Tréport, moins ensablé, la différence entre ces deux images satellites est de 21 % le 14/05/2019. Entre les images Sentinel-2 et PlanetScope, les différences sont globalement homogènes, avec 10 % le 18/06/2017 et 13 % le 12/07/2020. Les différences sont également faibles et homogènes entre les images PlanetScope et Pléiades, de 0,1 % le 18/06/2017 et de 5 % le 03/09/2018.

Ces faibles différences de surfaces sableuses ne sont pas homogènes spatialement, comme en témoignent les exemples de cartographies des Figure 4.13, Figure 4.14, et Figure 4.15. Ces dernières exposent les différences de surfaces sableuses détectées d'une image à l'autre.

Parmi les résultats notables :

- Nous pouvons constater que les différences se situent principalement sur les bords des surfaces sableuses. Or une délimitation fine des contours des surfaces ensablées va influencer le calcul de ces surfaces.
- Les différences de surface les plus importantes se trouvent entre les images Pléiades et Sentinel-2 (entre -5,5 et 20,6 %). Ces résultats sont cohérents avec la différence de résolution des images, de 10 m pour Sentinel-2 à 0,5 m pour Pléiades. En effet, comme le montrent les Figure 4.13 & Figure 4.14, les bords des surfaces sableuses obtenues sur les images Sentinel-2 sont plus diffus. Bien que la résolution semble jouer un rôle non négligeable dans la détection des surfaces sableuses, les différences moyennes obtenues entre les deux types de satellite restent modestes et sont de l'ordre de 11,8 % (Tableau 4.6). La simplification des contours des surfaces sableuses sur les images Sentinel-2 semblent toutefois suffire pour notre suivi. Ainsi, les faibles différences montrent que l'utilisation d'images satellites aux résolutions différentes n'impacte pas de façon majeure la qualité de la détection des zones sableuses. Ils montrent également que les analyses effectuées sur les images Sentinel-2, couvrant la quasi-totalité de la zone d'étude, entre Etretat et Le Tréport, ont une précision presque similaire (à 11 %) par rapport aux deux autres types d'images satellites utilisées, aux résolutions spectrales plus fines (PlanetScope = 3 m et Pléiades = 0,5 m).

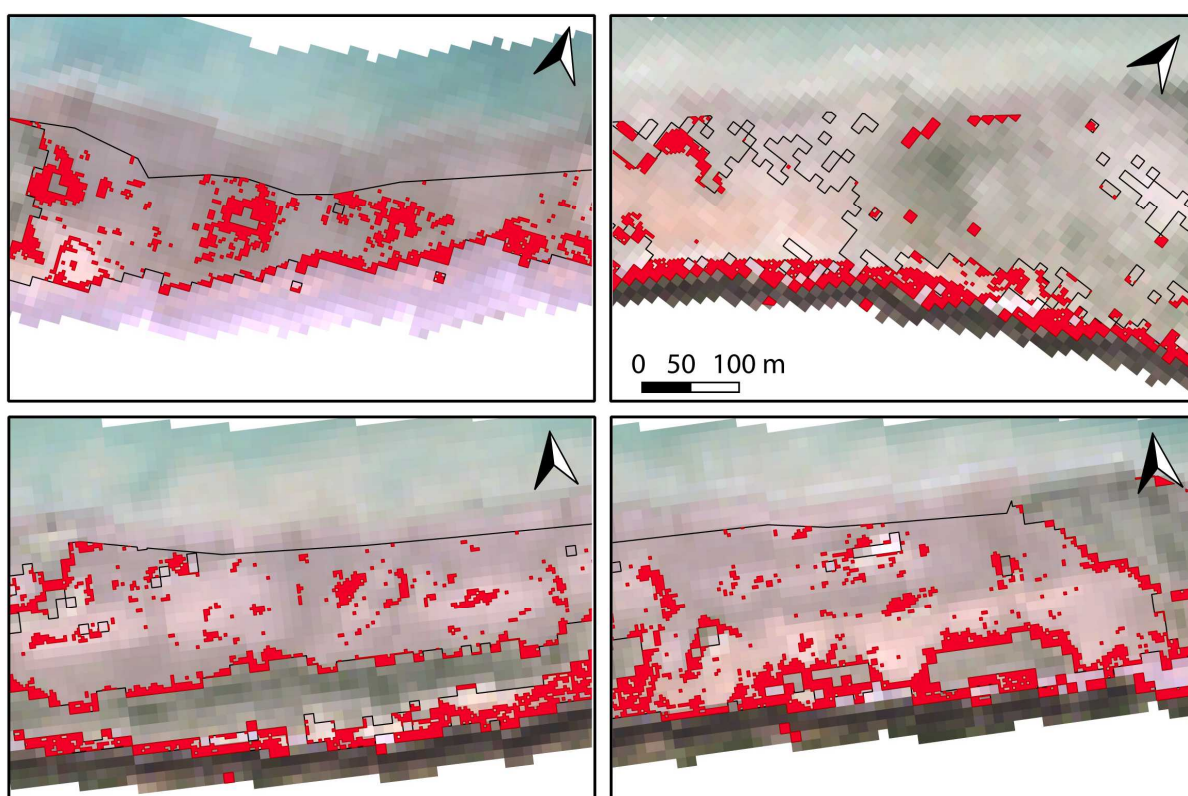


Figure 4.13 – Exemple des différences de détection des surfaces sableuses (représentées en rouge) par classification supervisée sur plusieurs secteurs, entre une image PlanetScope (résolution 3 m) et une image Sentinel-2 (résolution 10 m) (12/07/2020). Le contour noir indique l'emprise des surfaces sableuses détectées via le satellite Sentinel-2. Les différences sont principalement localisées sur les bords des surfaces sableuses.

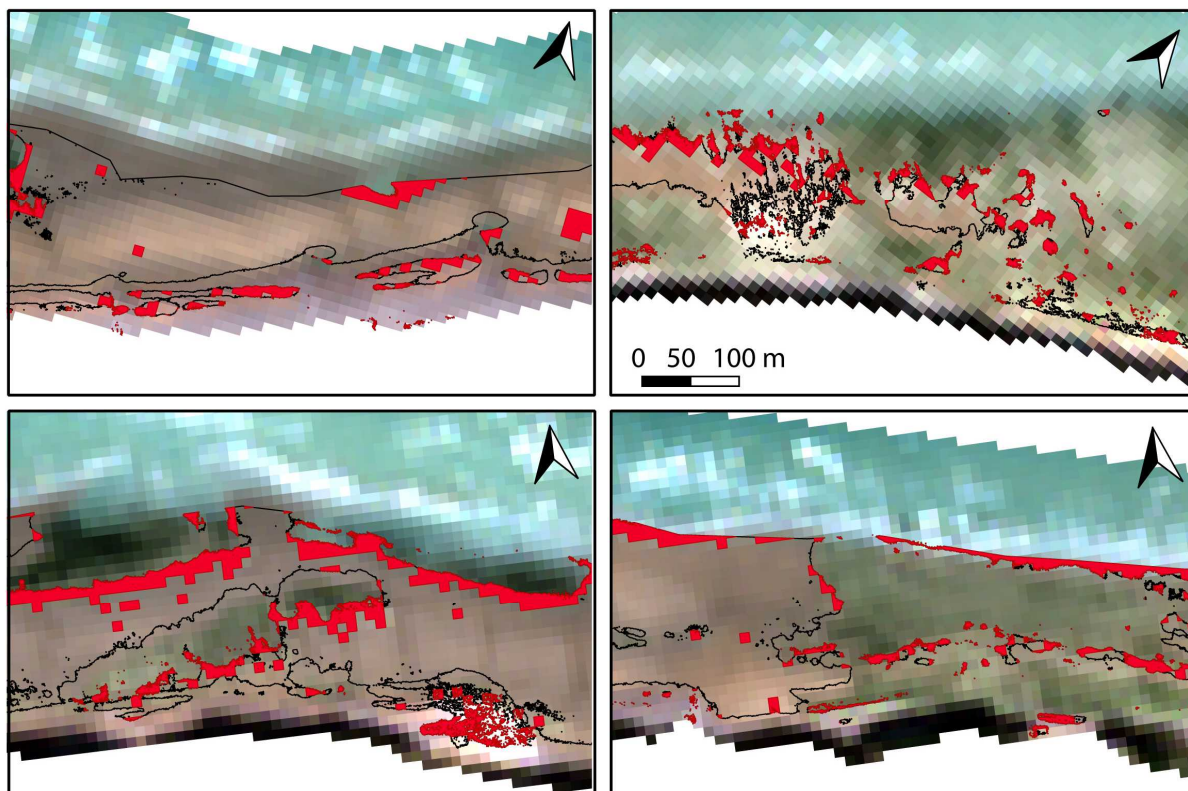


Figure 4.14 - Exemple de différences de détection des surfaces sableuses (représentées en rouge) par classification supervisée sur plusieurs secteurs, entre une image Pléiades (résolution 0,5 m) et une image Sentinel-2 (résolution 10 m) (14/05/2019). Le contour noir indique l'emprise des surfaces sableuses détectées via le satellite Sentinel-2.

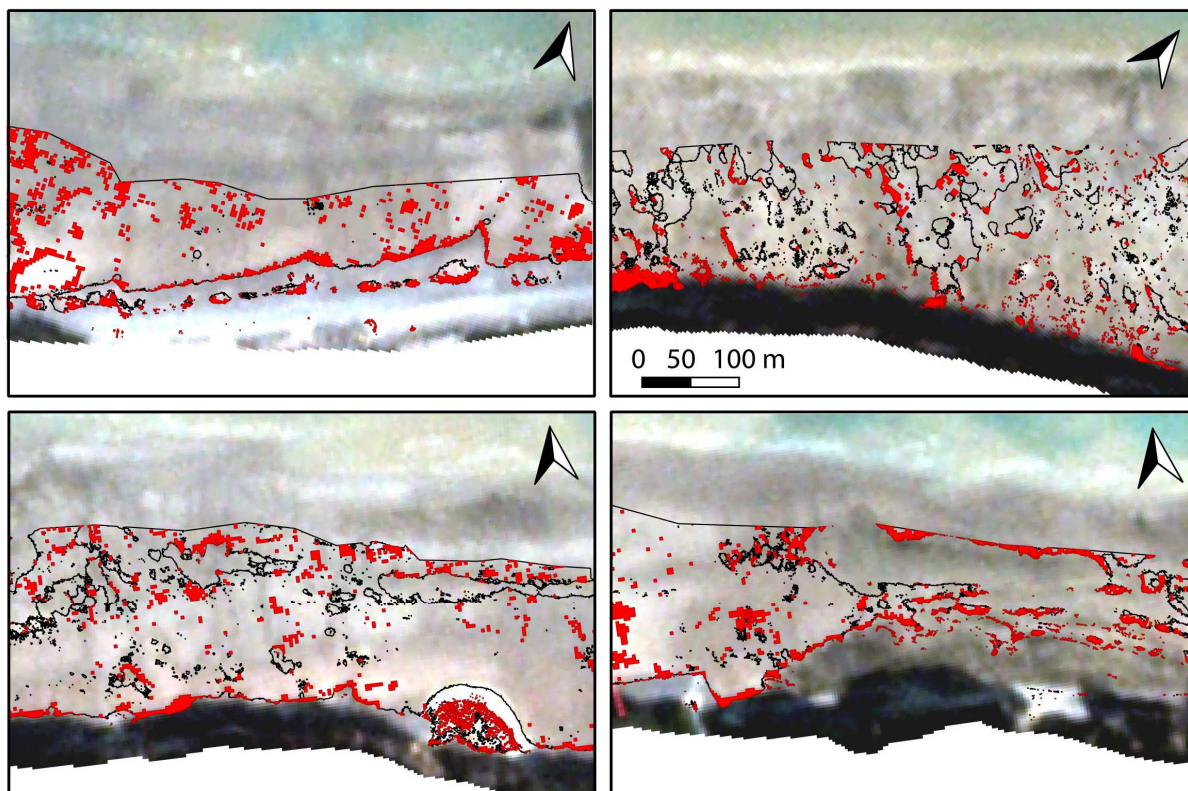


Figure 4.15 - Exemple de différences de détection des surfaces sableuses (représentées en rouge) par classification supervisée sur plusieurs secteurs, entre une image PlanetScope (résolution 3 m) et une image Pléiades (résolution 0,5 m) (03/09/2018). Le contour noir indique l'emprise des surfaces sableuses détectées via le satellite PlanetScope. Les

différences sont principalement localisées sur les bords des surfaces sableuses.

La comparaison des résultats de classification et de l'identification des surfaces sableuses montre peu de différences entre les 3 sources d'images. Les différences sont principalement liées aux tailles de pixels et aux effets de bords (contours des zones sableuses). Les images à très haute résolution spatiale présentent de meilleurs résultats et une détection plus précise des placages sableux, mais ces images ne sont disponibles que sur des zones restreintes, alors que notre objectif est d'observer les évolutions sur l'ensemble du littoral de Seine-Maritime. Les différences entre les images à très haute résolution comme Pléiades (0,5 m) et celles dont la résolution reste haute (Sentinel-2 = 10 m) restent faibles (max 11 %), ce qui permet d'utiliser les images couvrant une zone plus large et homogène. Le libre accès et la fauché des images Sentinel-2 nous intéressent donc pour le suivi interannuelle des surfaces sableuses.

Chaque type de satellite est toutefois complémentaire : les images Sentinel-2 permettent de suivre l'évolution interannuelle des surfaces sableuses sur la quasi-totalité de la zone d'étude ; les images PlanetScope permettent d'observer l'évolution saisonnière voire mensuelle des surfaces sableuses mais sur une zone plus réduite. Le cumul de ces images, complété par les images Pléiades, permet d'analyser la variabilité à court terme, saisonnière à mensuelle, voire événementielle, des surfaces sableuses.

4.1.3. Comparaison de la méthode de digitalisation manuelle à la classification supervisée semi-automatique

Afin de valider l'intérêt et l'efficacité de la méthode manuelle ou semi-automatique de cartographie des surfaces ensablées, plusieurs comparaisons des résultats obtenues d'une part par classification semi-automatique et d'autre part par digitalisation manuelle, ont été effectuées.

Le traitement d'image par classification semi-automatique afin d'identifier des objets spécifiques comme les surfaces ensablées, présente l'avantage d'être moins chronophage que la méthode manuelle et permet également de traiter un plus grand nombre de données avec moins de subjectivité que la méthode classique.

La cartographie par digitalisation manuelle (cf. Chapitre 3) a permis d'identifier les surfaces sableuses sur les images aériennes verticales d'archives entre 1966 et 2020. Néanmoins, la subjectivité de l'approche et le temps nécessaire à la digitalisation (plusieurs jours par image) sont des facteurs très contraignants pour mettre en place un suivi pluriannuel et régulier des surfaces sableuses sur un littoral de plus de 100 km de long. De plus, bien que la marge d'erreur de subjectivité de l'utilisateur soit faible (pour rappel environ 7 % de différence entre 4 utilisateurs familiers avec les méthodes de photo-interprétation), les erreurs de détection peuvent être très variables d'une image à l'autre et voire d'un secteur à l'autre d'une même image.

Dans le but de valider les résultats obtenus par classification :

- Plusieurs **digitalisations manuelles** ont été réalisées sur les 3 images satellites Sentinel-2, PlanetScope et Pléiades. Pour cela, 2 secteurs ont été sélectionnés de SVC à Dieppe et de Dieppe au Tréport.
- Ces cartographies des surfaces sableuses par digitalisations ont ensuite été **comparées aux classifications des mêmes images ayant servi comme support à la digitalisation**, pour identifier si la détection des surfaces sableuses et leur délimitation par Machine Learning est une approche fiable.

Les résultats entre méthode manuelle et semi-automatique sont comparés pour chaque satellite et récapitulés sur la Figure 4.19 - & Tableau 4.7).

- **Images Sentinel-2**

La Figure 4.16 présente les surfaces ensablées digitalisées manuellement (en rouge) et celles détectées par traitement d'image (SVM en bleu) sur une image Sentinel-2 :

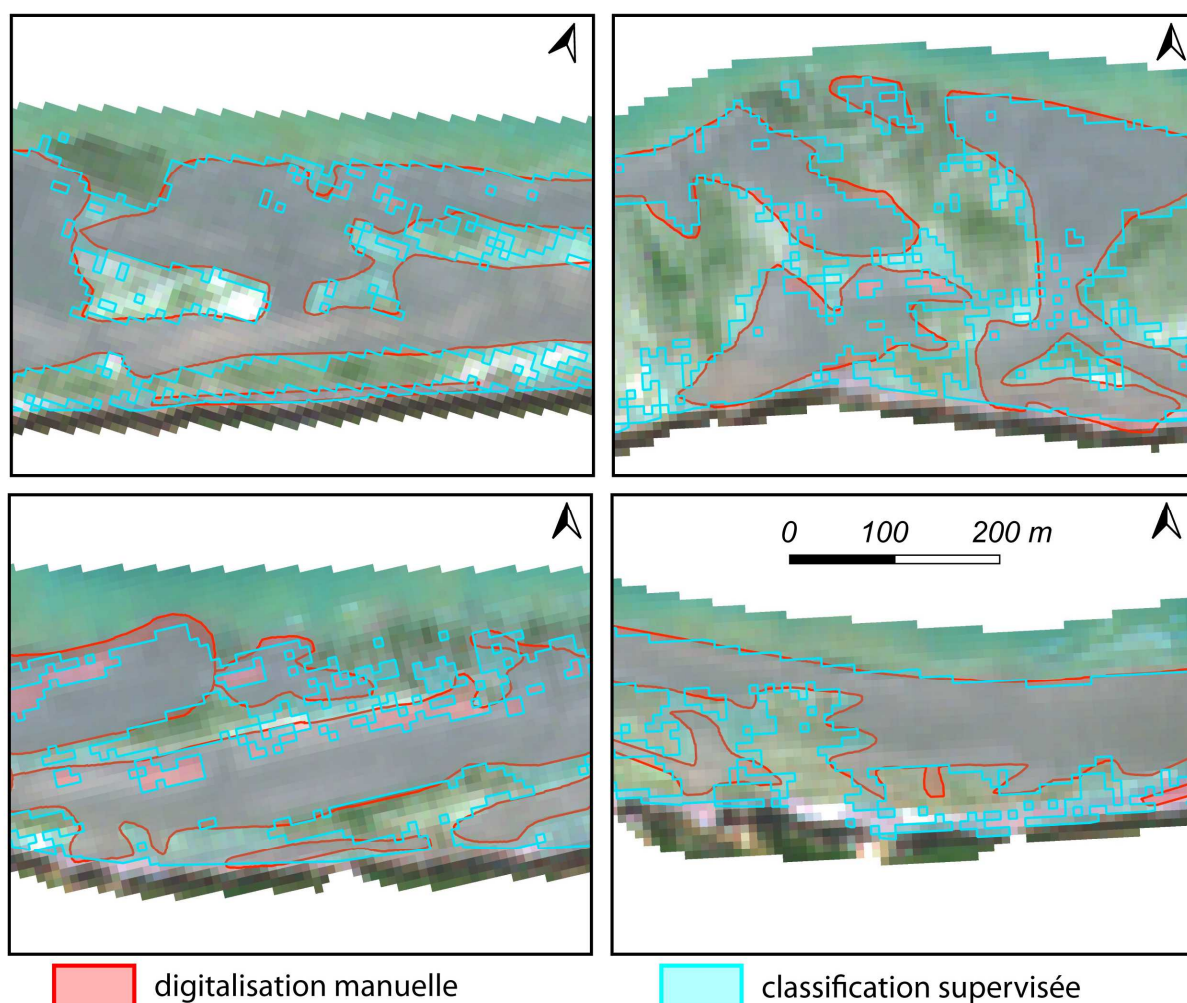


Figure 4.16 – Comparaison entre la digitalisation manuelle (en rouge) et la classification supervisée avec l'algorithme SVM (en bleu) des surfaces ensablées sur une image Sentinel-2, le 18/06/2017.

- Un premier constat est qu'il existe une similitude globale des formes ensablées détectées selon les 2 méthodes.
- Cependant, les résultats de la classification supervisée montrent une détection de plus petites surfaces sableuses (plus de petites taches ensablées individuelles), aux délimitations plus fines, par rapport à la digitalisation manuelle.
- La digitalisation manuelle tend localement à une généralisation cartographique des surfaces ensablées aboutissant probablement à des sous ou surestimations. Les contours des surfaces sableuses sont en effet moins détaillés, et liées à l'appréciation de l'observateur.
- Les principales différences résident dans les phénomènes de bord, en bas estran, et dans les zones de résurgences. Les zones humides entraînent également un problème de réflectance qui perturbe aussi bien la vision de l'opérateur que celle du modèle de classification.

Les différences moyennes sur 3 images sont notées dans les Figure 4.19 - & Tableau 4.7. Malgré une résolution spatiale moins bonne que celle des autres satellites utilisés (PlanetScope et Pléiades), les différences de détection des surfaces sableuses entre la digitalisation manuelle de ces images et la classification supervisée, utilisant ici l'algorithme SVM, ne sont que de 8,0 % en moyenne sur les différents secteurs analysés.

- **Images PlanetScope**

Pour les images PlanetScope qui offrent une meilleure résolution (3 m) que Sentinel-2 :

- Là encore, les résultats de la classification supervisée (en bleu), exposés sur la Figure 4.17, montrent une détection plus fine des surfaces sableuses, avec des délimitations détaillées, que celles déterminées par digitalisation manuelle (en rouge).
- Même si la digitalisation manuelle généralise plus facilement les surfaces ensablées, elle permet en revanche de détecter du sable non pris en compte par l'algorithme de classification (Figure 4.17B), à savoir les espaces situés en bas estran (à la limite avec la basse mer) où se trouve principalement du sable très humide. Cela suggère que l'algorithme est sensible à la teneur en eau des sables et qu'il existe un seuil au-delà duquel il est moins performant.
- La différence moyenne de détection des surfaces sableuses, sur les 3 images entre l'analyse semi-automatique et par photo-interprétation est de 7,4 %, valeur légèrement améliorée par rapport aux images Sentinel-2 (Figure 4.19 - & Tableau 4.7). Ces différences, qui représentent des surfaces sableuses comprises entre -0,31 et 0,15 km², sont très acceptables au regard de l'ampleur spatiale de la zone analysée (3,2 km²).

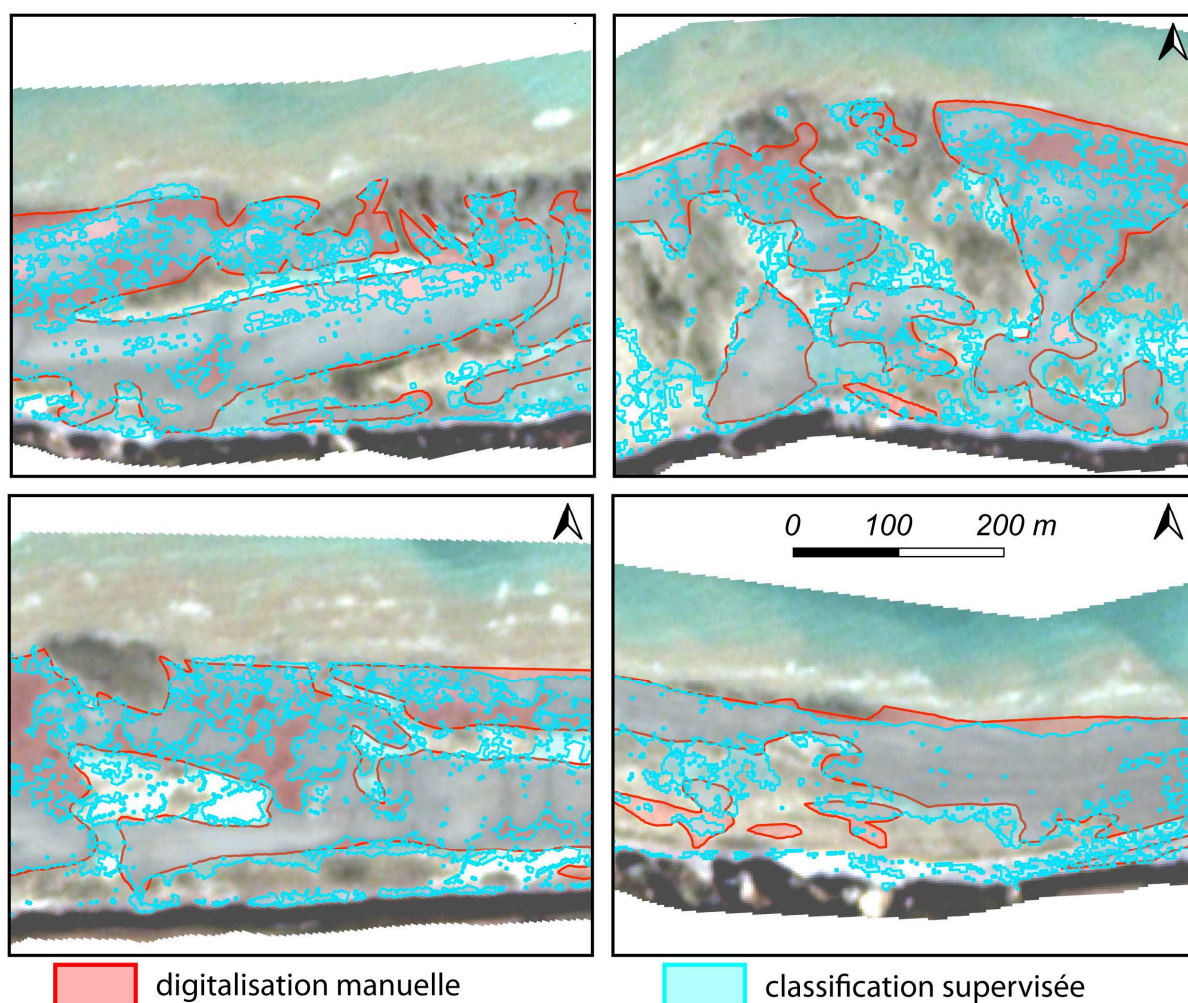


Figure 4.17 – Comparaison entre la digitalisation manuelle (en rouge) et la classification supervisée avec l’algorithme SVM (en bleu) des surfaces ensablées sur une image PlanetScope, le 17/06/2017.

- **Images Pléiades**

Les différences entre la digitalisation manuelle sur les images Pléiades, et la classification supervisée orientée pixel sont nettement moins importantes, principalement corrélées à la très haute résolution des images (0,5 m de résolution spatiale) qui permet une interprétation d’image plus précise. Quelques exemples sont présentés sur la Figure 4.18 et indiquent que :

- Les principales différences se situent à nouveau sur les contours des surfaces sableuses.
- Les surfaces sableuses sont légèrement sous-estimées par la classification supervisée (Figure 4.18). Ces faibles différences entre les deux méthodes sont en moyenne de 4,2 % (Figure 4.19 & Tableau 4.7), correspondant en surfaces à 0,13 km² (sur 3,2 km² de surface étudiée).

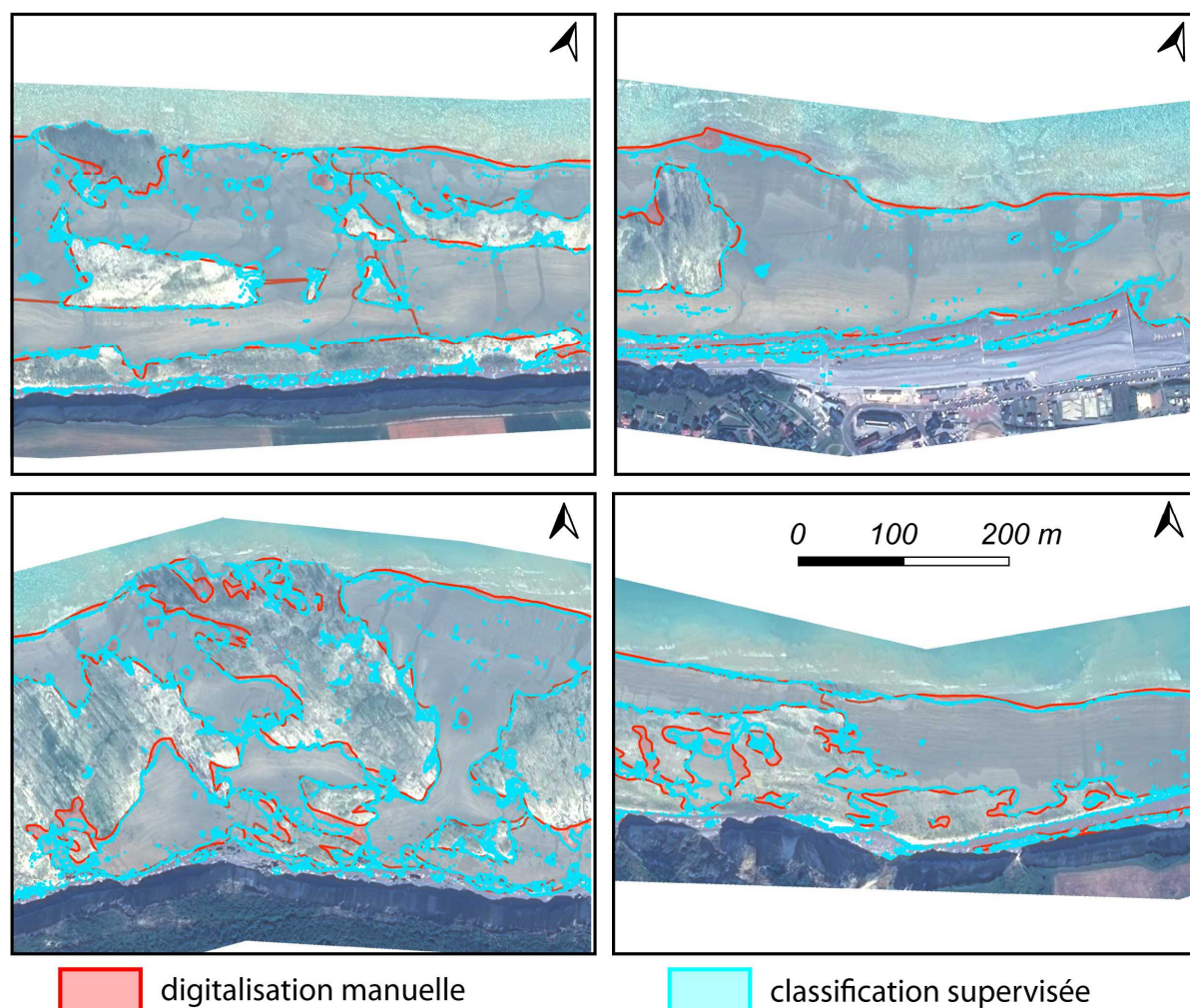


Figure 4.18 - Comparaison entre la digitalisation manuelle (en rouge) et la classification supervisée avec l'algorithme RF (en bleu) des surfaces ensablées sur une image Pléiades, le 18/06/2017.

Finalement, les différences moyennes entre les surfaces ensablées obtenues par digitalisation manuelle et par classification supervisée des images Sentinel-2 (8,0 %), PlanetScope (7,4 %) et Pléiades (4,2 %), sont faibles, inférieures à 10 %. La méthode semi-automatique de classification supervisée peut être considérée comme pertinente pour effectuer le suivi des surfaces ensablées. En effet, la délimitation fine des surfaces sableuses permet un suivi temporel précis de ces surfaces, avec un réel gain de temps par rapport à la méthode de digitalisation manuelle.

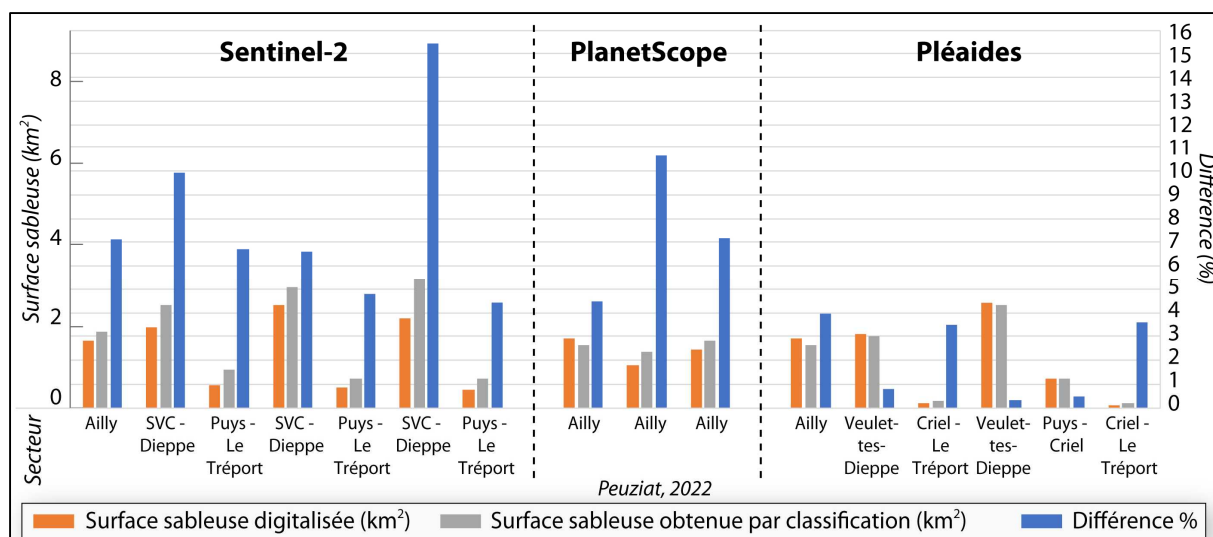


Figure 4.19 - Graphique des comparaisons entre les digitalisations manuelles et les classifications supervisées sur les images Sentinel-2, PlanetScope et Péliades, à différentes dates. SVC = Saint-Valéry-en-Caux.

Tableau 4.7 – Différences moyennes (en %) entre la méthode de digitalisation manuelle et la méthode de classification supervisée pour les trois types d’images satellites.

| Secteur étudié : | St-Valéry-en-Caux – Dieppe | Dieppe – Le Tréport | % de différences entre les deux méthodes |
|------------------|----------------------------|---------------------|--|
| Sentinel-2 | 10,7 | 5,3 | 8,0 |
| PlanetScope | 7,4 | | 7,4 |
| Pléiades | 1,7 | 2,5 | 4,2 |

4.2. Évolutions interannuelles et saisonnières des surfaces sableuses

4.2.1. Variabilité interannuelle de l’ensablement du littoral de Seine-Maritime, d’Étretat au Tréport

L’objectif de notre étude est de proposer une méthode permettant la détection et le suivi des surfaces sableuses. Afin d’affiner les observations historiques (Chapitre 3), et d’acquérir des informations sur la dernière décennie et sur l’ensemble de la zone d’étude (entre Antifer et Le Tréport), notre approche s’est tournée vers les outils de télédétection et le traitement d’images. En effet, l’approche historique, basée sur l’exploitation d’images aériennes, a permis de mettre en évidence que l’ensablement observé entre les années 1960 et 2013 tend depuis lors à se stabiliser

voire à décroître. Le manque de photographies aériennes couvrant l'entièreté de la zone d'étude à marée basse ne permet pas de décrire l'évolution des surfaces sableuses entre 2013 et nos jours. Ainsi, l'utilisation de l'imagerie Sentinel-2 va permettre de répondre aux manques de données sur cette période afin d'observer l'évolution des surfaces sableuses sur la quasi-totalité de la zone d'étude.

Les 14 images analysées ont été prises entre le 15/03/2016 et le 17/07/2021, principalement entre Juin et Septembre. Cette période estivale permet des conditions de prises de vues souvent optimales (couverture nuageuse plus faible, meilleur ensoleillement et luminosité). Quelques exemples des classifications obtenues sur différents secteurs du littoral étudié sont exposés sur la Figure 4.20. Ces exemples résument plusieurs aspects de l'ensablement observé à travers différents jeux de données :

- Premièrement, **la répartition spatiale des sédiments sableux sur la zone intertidale est délimitée entre deux compartiments** : le secteur occidental, au sud-ouest de Saint-Valéry-en-Caux ne présente pas ou peu de sable (Figure 4.20 A et B) ; contrairement au secteur oriental situé au nord-est de Saint-Valéry-en-Caux, où la fraction sableuse apparaît progressivement (Figure 4.20 C – E), avec un pic d'ensablement au Cap d'Ailly (Figure 4.20 D).
- Deuxièmement, nous constatons **plus de surfaces ensablées** autour du Cap d'Ailly entre le 18/06/2017 et le 17/07/2021 (Figure 4.20 D) et une **perte de sable** à Penly (Figure 4.20 E).

Le résultat du calcul des surfaces ensablées est présenté sur la Figure 4.21. L'analyse a été réalisée par cellule hydrosédimentaire (numérotées de 1 à 6), correspondant aux unités sédimentaires délimitées par les jetées portuaires.

Les 14 images satellites utilisées sur l'ensemble du littoral de Seine-Maritime, entre le 15/03/2016 et le 17/07/2021, mettent en évidence plusieurs constats :

- Sur la période de temps étudiée, il n'y a pas eu d'apports notables de sables sur la zone intertidale, sur aucune des cellules hydrosédimentaires. En effet, la cellule la plus ensablée (cellule 4 - Figure 4.21) montre une augmentation de seulement $0,10 \text{ km}^2/\text{km}$ linéaire en 5 ans. Les cellules voisines (cellules 5 et 6) présentent quant à elles une diminution des surfaces sableuses avec respectivement $-0,6$ et $-0,08 \text{ km}^2/\text{km}$ linéaire entre 2016 et 2021. Rappelons qu'en termes de volume, sur la base d'une épaisseur moyenne des placages sableux mobiles de $0,5 \text{ m}$, une surface sableuse de $0,1 \text{ km}^2$ représente un volume de $50\,000 \text{ m}^3$.
- La confirmation de la présence de deux compartiments distincts de part et d'autre de Saint-Valéry-en-Caux (SVC), avec un secteur fortement ensablé au nord-est entre Antifer et SVC, représenté par les cellules 4, 5 et 6, et l'autre qui en est quasiment dépourvu au sud-ouest entre SVC et Le Tréport, représenté par les cellules 1, 2 et 3.
- Des variations interannuelles des zones d'ensablement, parfois importantes, notamment à la sortie de l'hiver et au printemps, mais beaucoup plus modestes l'été.

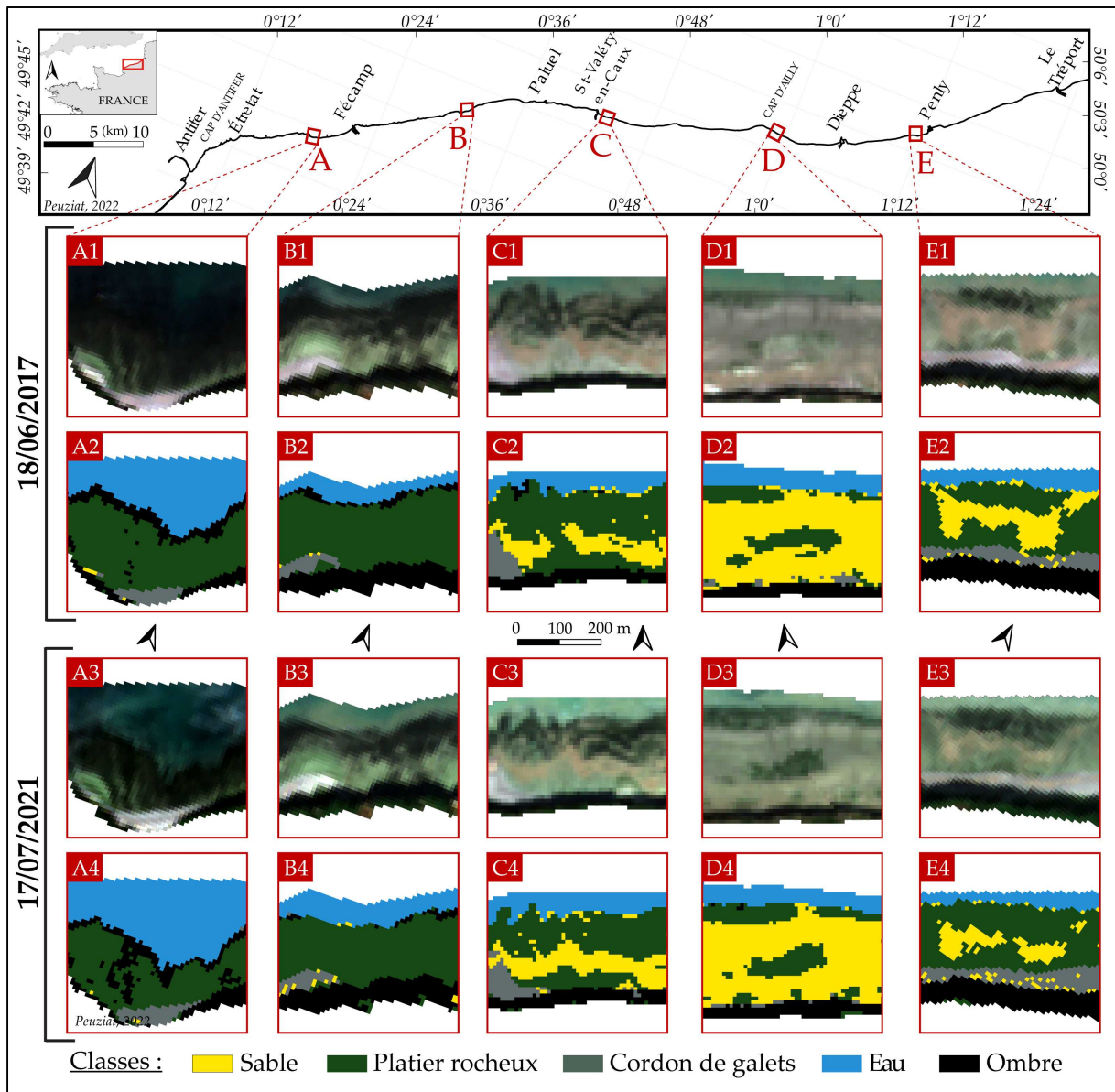


Figure 4.20 - Exemples de résultats de classification supervisée orientée pixel sur 5 sites du littoral de la Seine-Maritime. Les figures montrent l'évolution de l'ensablement entre le 18/06/2017 et le 17/07/2021 et les différences entre les 2 secteurs, de part et d'autre du port de Saint-Valéry-en-Caux.

Les figures "A1, B1, C1, D1 et E1" et "A3, B3, C3, D3 et E3" sont représentées en couleur naturelle (bandes B2-B3-B4). Les figures "A2, B2, C2, D2 et E2" et "A4, B4, C4, D4 et E4" sont le résultat de l'algorithme de classification SVM.

Les sites (A), situé autour des Petites-Dalles, et (B), situé près de Veulettes-sur-Mer, montrent peu ou pas de zones sableuses. Le site (C) est situé à l'est du port de SVC, à la transition entre les secteurs ouest et est. Les zones sableuses couvrent une plus grande partie de la zone intertidale. Le site (D) est situé sur le secteur le plus sableux, le Cap d'Ailly. La dynamique est très importante dans cette zone comme le montrent les résultats du calcul des surfaces sableuses. Le dernier site (E) est situé à côté de la plage de Saint-Martin-en-Campagne.

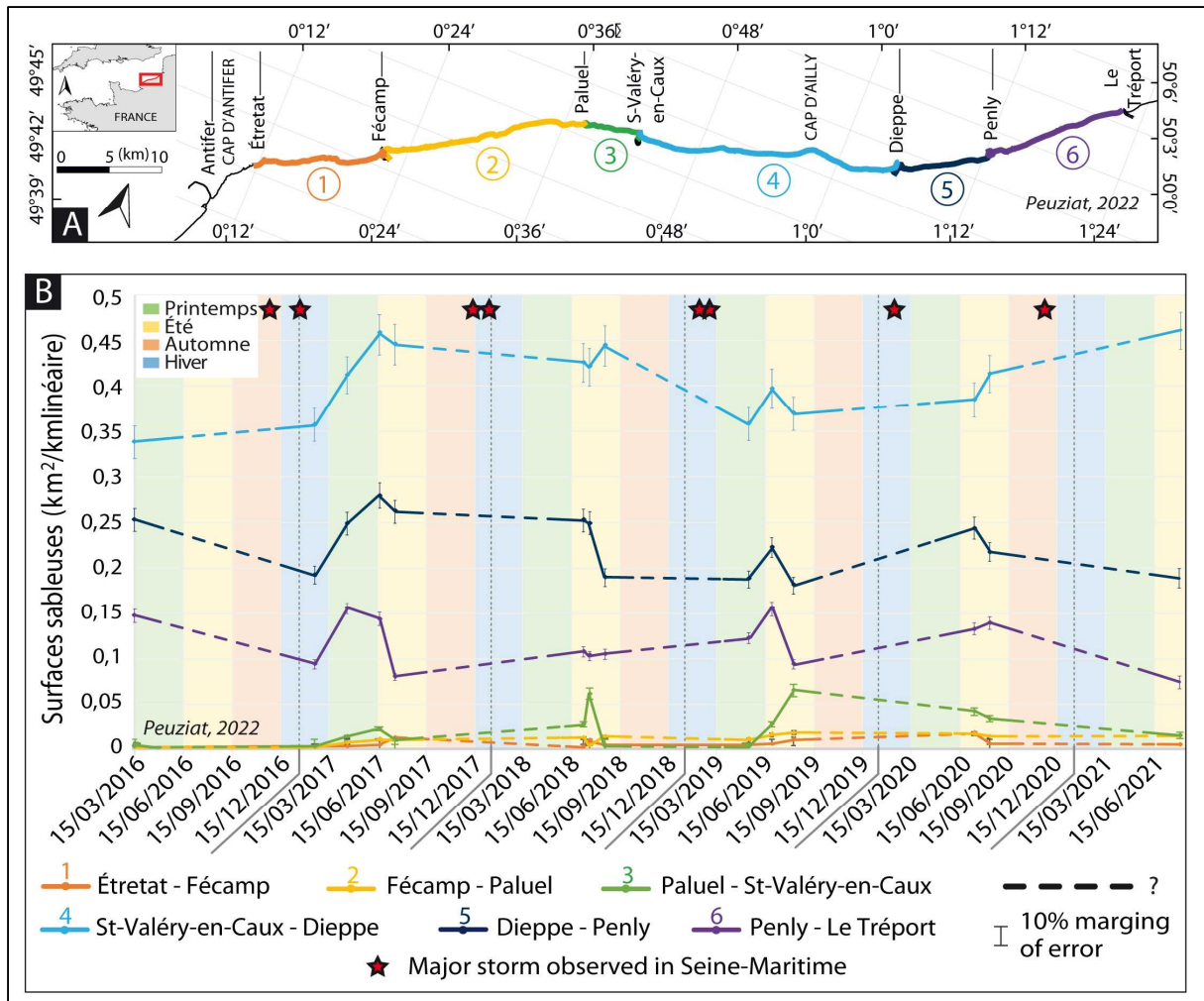


Figure 4.21 - Surfaces sableuses pour chaque cellule hydrosédimentaire, entre 2016 et 2020, observées à partir de la classification supervisée des images Sentinel-2. La carte de localisation des cellules est représentée en (A), avec les couleurs correspondantes. Les tempêtes majeures indiquées en (B) sont définies à partir des épisodes remarquables de MétéoFrance (vitesses de vent supérieures à 90 km/h).

Dans l'ensemble, la sortie de l'hiver et la période printanière sont plutôt caractérisées par l'augmentation des surfaces ensablées (+0,17 km²/km linéaire pour la cellule 4 au printemps 2017, +0,10 km²/km linéaire pour la cellule 5), alors que les périodes estivales sont majoritairement marquées par la réduction des extensions spatiales des ensablements. En effet, prenons l'exemple de la période entre février 2017 et juin 2017, durant laquelle un ensablement important et continu s'est produit entre SVC et Penly. Des pics de 0,10 km²/km linéaire pour la cellule SVC-Dieppe (cellule 4 - Figure 4.21), et de 0,9 km²/km linéaire entre Dieppe et Penly (cellule 5 - Figure 4.21) ont été mesurés.

Toutefois, certaines périodes montrent des évolutions différentes. Par exemple, l'été 2018 est principalement marqué par une diminution des surfaces ensablées sur le secteur « Dieppe-Penly », et par un pic d'ensablement (0,06 km²/km linéaire) pour la cellule « Paluel-SVC ». Ce pic est également observé à l'été 2019, tandis que les cellules du secteur oriental subissent une perte de sable entre juin et juillet 2019 (0,05 km²/km linéaire en moyenne).

Ces différentes phases d'ensablement ou de désensablement sont assez **synchrones** dans le temps et d'une cellule à l'autre. Ce constat s'observe particulièrement pour les cellules 5 et 6, à l'extrémité nord-est du site d'étude.

Les quelques tempêtes majeures, définies à partir des épisodes remarquables de MétéoFrance (vitesses de vent supérieurs à 90 km/h), ont, semble-t-il, des impacts ambivalents sur l'ensablement des zones intertidales. En effet, ces dernières sont suivies par des périodes de disparition ou d'apparition de sable. Ce point sera développé en 4.3.2.2. Cependant, les évolutions constatées sont à nuancer au regard des marges d'erreur de 10% admises.

4.2.2. Évolution saisonnière des surfaces sableuses : focus sur 3 secteurs caractéristiques de la zone d'étude

Afin de mettre en avant l'évolution chronique de l'ensablement et de désensablement de notre zone d'étude, nous allons nous focaliser sur 3 secteurs caractéristiques du site. L'analyse des images Sentinel-2 a permis de confirmer, d'une part, la relative stabilité des surfaces sableuses sur toute la zone d'étude entre 2016 et 2021, mais également de confirmer la présence de deux compartiments distincts, de part et d'autre de Saint-Valéry-en-Caux, avec un secteur très faiblement ensablé au sud-ouest du port de SVC, et un secteur très ensablé au nord-est, en particulier autour du Cap d'Ailly. Toutefois, les images Sentinel-2 ne permettent d'observer que les évolutions interannuelles, avec une faible fréquence d'image satellite dépourvue de couverture nuageuse et présentant un estran découvert (de 1 à 3 images/an). L'utilisation conjointe des 3 types d'images satellites décrites dans ce chapitre permet alors d'analyser plus finement, d'un point de vue temporel (pas de temps saisonnier voire mensuel), la dynamique des surfaces sableuses sur 3 zones communes, dont le Cap d'Ailly, zone fortement ensablée. La comparaison des classifications a montré que les différences de résolutions n'influencent que faiblement les résultats surfaciques. Nous avons donc utilisé toutes les images à disposition entre 2014 et 2021, soit 40 images pour les 3 dispositifs choisis (Sentinel-2, PlanetScope et Pléiades).

Trois zones communes aux différentes d'images satellites ont été définies en fonction du nombre d'images disponibles et de l'emprise de chacune :

- (1) La **zone 1**, d'une surface de 2,48 km² autour du Cap d'Ailly, entre Saint-Aubin-sur-Mer et Pourville-sur-Mer (Figure 4.22 - 1) pour les images Sentinel-2, PlanetScope et Pléiades,
- (2) La **zone 2**, d'une surface de 2,40 km² entre Puys et la centrale nucléaire de Penly (Figure 4.22 - 2), pour les images Sentinel-2 et Pléiades,
- (3) La **zone 3** d'une surface de 1,78 km² entre Criel-sur-Mer et Le Tréport (Figure 4.22 - 3) pour les images Sentinel-2 et Pléiades.

La Figure 4.22 fait apparaître que :

- Sur l'ensemble de la période où les images étaient disponibles, entre 2014 et 2021, **l'ensablement ne connaît pas de tendance évolutive nette** et peut être considéré comme stable (1,04 km² (soit 42 % de la zone 1) de surfaces sableuses sur le secteur du Cap d'Ailly le 04/10/2015 contre 1,00 km² (soit 40 % de la zone 1) le 20/07/2021).
- En revanche, de nombreuses variations spatiales et temporelles s'observent sur la période de 7 ans. Ces ensablements concernent des espaces particulièrement importants sur le secteur 1 (Saint-Aubin/ Pourville ; secteur le plus ensablé) pouvant atteindre au maximum près de 0,8 km²/km linéaire en quelques mois (soit 32 % de la zone 1). Ces évolutions sont plus modestes sur les zones 2 (Puys/Penly) et 3 (Criel/Le Tréport) avec des évolutions maximales atteignant 0,35 km²/km linéaire, soit 14 % pour la zone 2, et près de 20 % pour la zone 3.
- Temporellement (et lorsque suffisamment d'images se suivent dans l'année pour réaliser un travail diachronique saisonnier), les évolutions en surface des placages sableux sont surtout marquées sur la période automne-hiver-printemps, et plus rarement l'été (même si des variations fortes sont observables pour les trois secteurs, particulièrement en 2017 (+0,42 km² et +0,24 km² entre juin et juillet 2017 pour la zone 1 et la zone 2) et 2018-2019 (+0,27 km² et +0,21 km² entre juillet et août 2018 et 2019, pour la zone 1).
- Conformément à ce qui est évoqué dans la littérature pour les plages (Masselink *et al.*, 2006 ; Senechal *et al.*, 2015 ; Anthony et Aagaard, 2020), on pourrait classiquement s'attendre à une érosion en période de forte agitation marine (automne-hiver-printemps), et des ensablements en période estivale. Sur le littoral de Seine-Maritime, c'est également souvent le cas mais pas systématiquement. Quelle que soit la zone, il est possible d'observer des périodes d'ensablement durant ou autour de la période hivernale (**zone 1** : hiver-printemps 2018 (+16 % de surfaces sableuses), 2019 (+11 %) et plus modestement 2017 (+4 %) ; **zone 2** : 2017(+7 %) ; **zone 3** : 2016 (+8 %), 2017 (+9 %), 2019 (+18 %)), et des érosions en période estivale (**zone 1** : printemps-été 2017 (-7 %), 2019 (-14 %) et plus modestement 2018 (-5 %) ; **zone 2** : 2017 (-6 %), 2018 (-5 %), 2019 (-6 %) ; **zone 3** : 2018 (-3 %), 2019 (-9 %)). Il conviendra de regarder sur des pas de temps plus courts les raisons (coups de vent ?) de ces fortes variations estivales.
- La période printanière apparaît quasi systématiquement, et sur les 3 zones, comme la période de retour des surfaces ensablées.
- De plus, entre les trois secteurs, l'ampleur de l'évolution des surfaces n'est pas toujours synchrone à l'échelle annuelle et saisonnière (+0,55 km² au maximum pour la zone 1 (soit +22 %), +0,24 km² pour la zone 2 (soit +10 %), +0,32 km² pour la zone 3 (soit +18 %)). Elles sont plus comparables entre les zones 2 et 3, en raison peut-être de surfaces ensablées de tailles moins étendues (avec un maximum de 0,62 km²/km linéaire).

De ce premier constat, il s'avère qu'il existe une grande variabilité interannuelle et saisonnière des ensablements. En première approximation, le schéma d'évolution pourrait s'apparenter à (1)

une **disparition des ensablements entre l'automne et l'hiver** (période de forte agitation marine ?), (2) un **retour des ensablements au cours des périodes printanières et estivales** (résilience induite par une période d'agitation modérée à faible ?). Cependant, de fortes évolutions sporadiques (disparition ou arrivée de surfaces sableuses) s'observent et pourraient correspondre à des événements de fortes intensités, suivis d'un retour à la situation initiale (exemple coup de vent tardif printanier ou estival). La dimension, parfois asynchrone entre les 3 zones, peut s'expliquer par l'arrivée ou le départ occasionnel d'un banc de sable, notamment pour les zones 2 et 3 peu ensablées et donc sensibles à la moindre évolution.

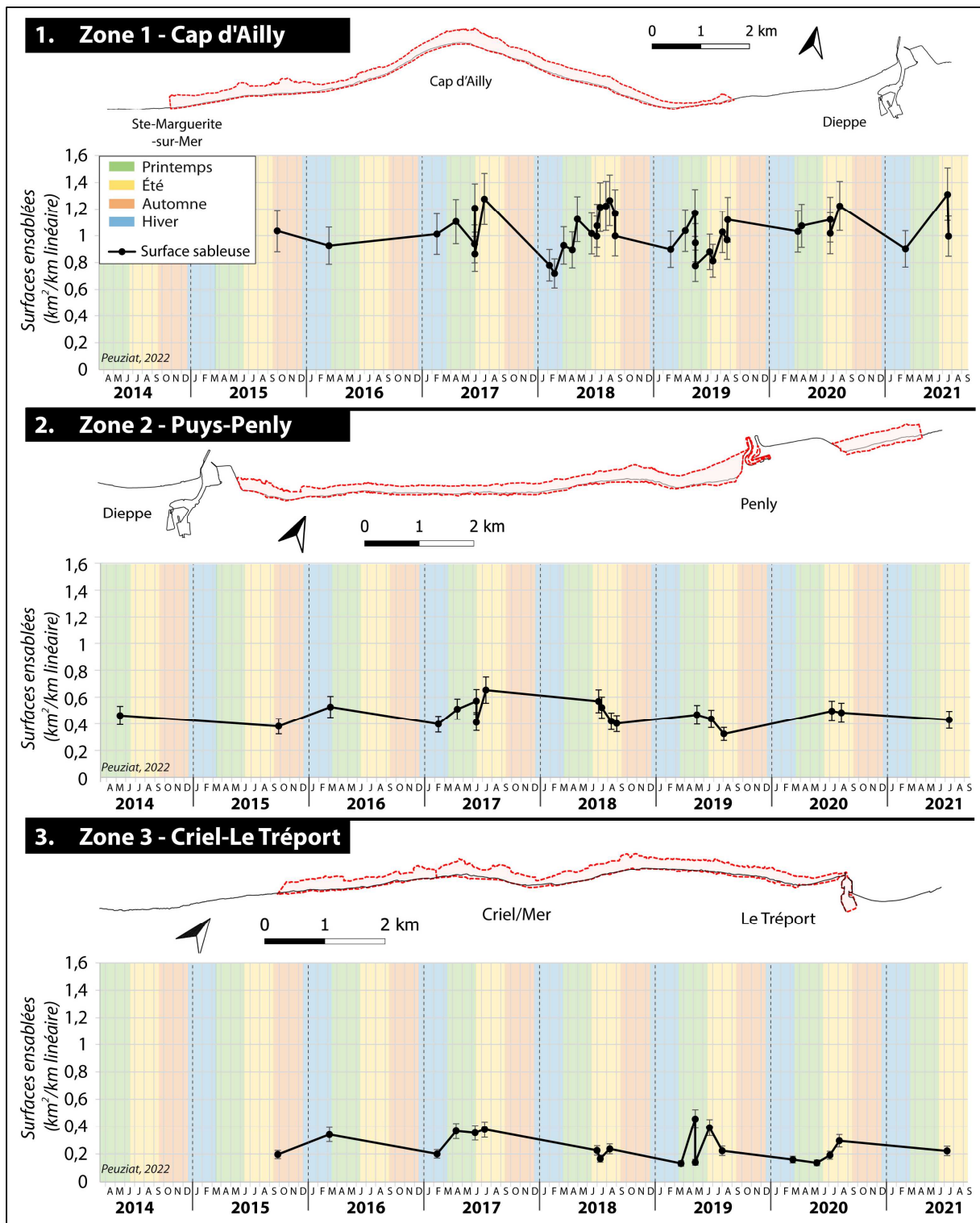


Figure 4.22 - Résultats de classifications supervisées (algorithme Random Forest) montrant l'évolution des surfaces ensablées depuis 2014, pour toutes images satellites confondues, sur trois secteurs communs définis.

La combinaison de toutes les images satellites disponibles sur une même zone permet de mettre en évidence la saisonnalité de l'ensablement, en particulier sur le secteur du Cap d'Ailly, secteur disposant du plus grand nombre d'images. Toutefois, ces images aux résolutions différentes ne permettent pas d'effectuer un suivi cartographique homogène entre deux dates. Il est alors parfois

nécessaire de se concentrer sur un type de capteur pour cartographier en diachronique l'évolution des surfaces sableuses. Ce fut le cas par exemple entre 2018 et 2019. Pour tenter de comprendre la dimension événementielle de la dynamique des surfaces sableuses, nous nous sommes focalisés sur les images PlanetScope afin de cartographier à différentes dates les surfaces sableuses, et mettre en relation l'évolution de ces formes avec les conditions météo-marines.

4.2.3. Variabilité à court terme (évènementiel) des surfaces sableuses au Cap d'Ailly : tentative de corrélation avec les conditions météo-marines

4.2.3.1. Variabilités spatiales des surfaces sableuses entre juin 2017 et mars 2021

Les images PlanetScope permettent d'observer les évolutions des surfaces sableuses d'une zone intertidale (de 3,2 km²) comprise entre Saint-Aubin-sur-Mer et Pourville-sur-Mer, autour du Cap d'Ailly, avec une résolution de 3 m. La variabilité saisonnière voire mensuelle des surfaces ensablées, entre juin 2017 et mars 2021, est exposée sur la Figure 4.23. **Plusieurs phases d'accroissement et de diminution de ces surfaces** sont visibles sur la courbe d'évolution, mais également sur les cartographies proposées sur les Figure 4.24 (1 et 2). En effet, ces dernières informent sur les zones d'accrétion, de stabilité mais également d'érosion entre chaque image PlanetScope étudiée.

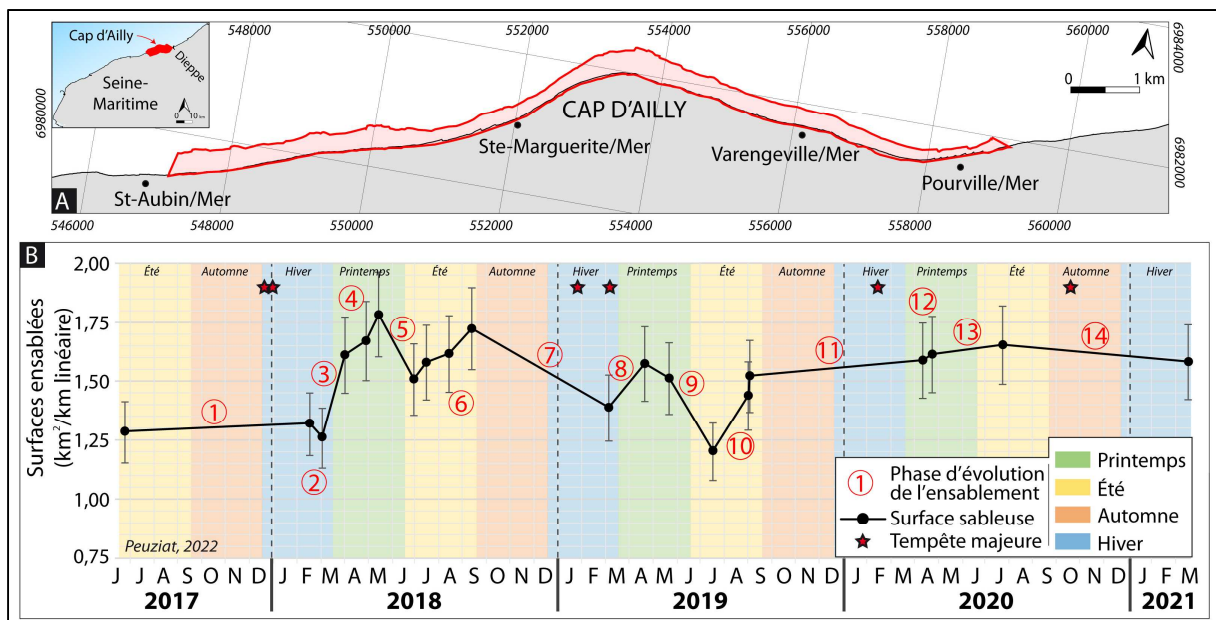


Figure 4.23 - (A) Emprise de la zone intertidale étudiée autour du Cap d'Ailly par les images PlanetScope et (B) graphique de l'évolution des surfaces ensablées en km²/km linéaire entre 2017 et 2021, uniquement à partir de la classification des images satellites PlanetScope, sur une même zone, à la même résolution (3 m). Les tempêtes majeures sont définies à partir des épisodes remarquables de MétéoFrance (vitesses de vent supérieures à 90 km/h).

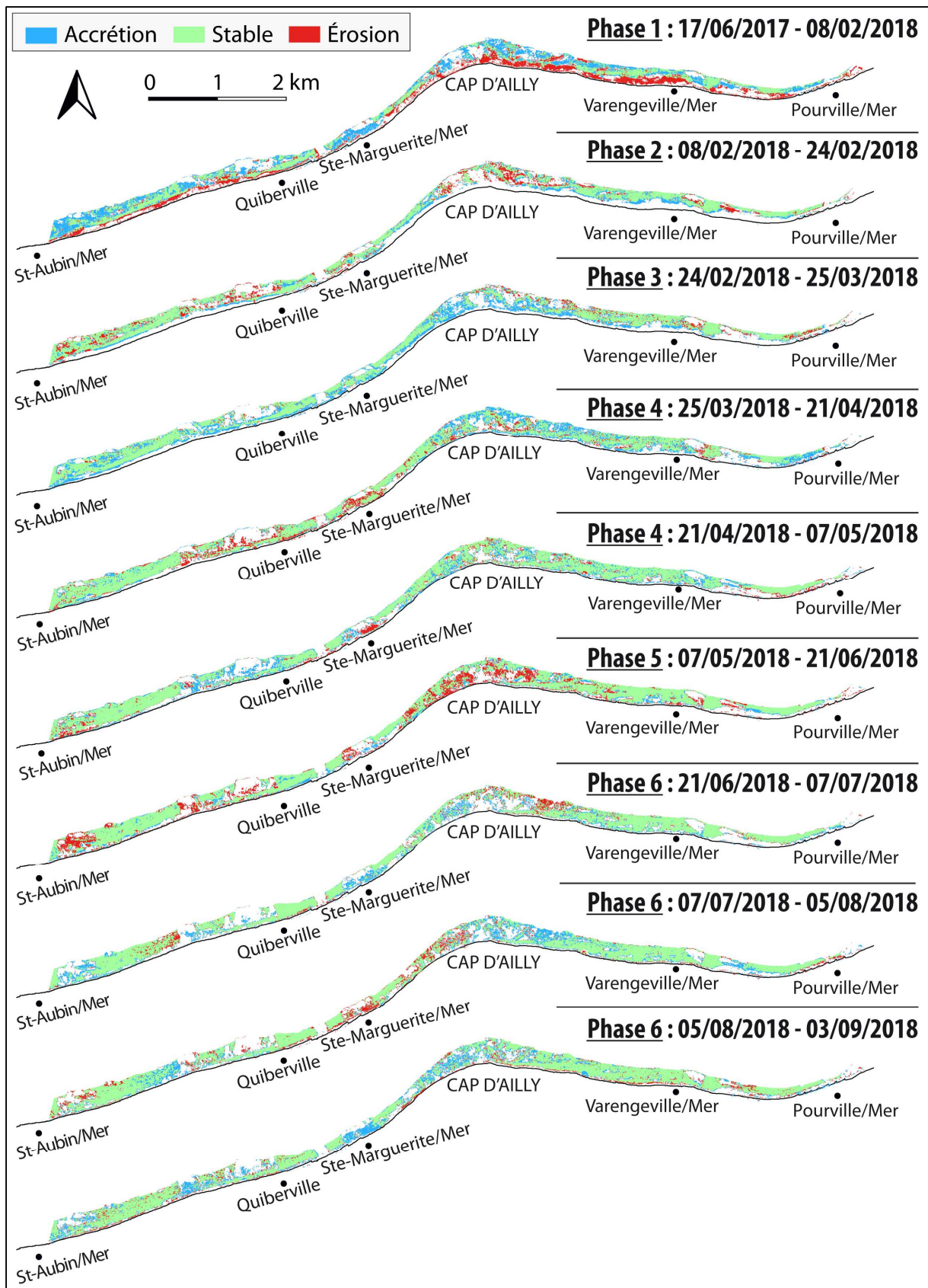


Figure 4.24 (1/2) - Évolution des surfaces ensablées (érosion, stabilité, accrétion) entre 2018 et 2021, sur le secteur Saint-Aubin-sur-Mer et Pourville-sur-Mer.

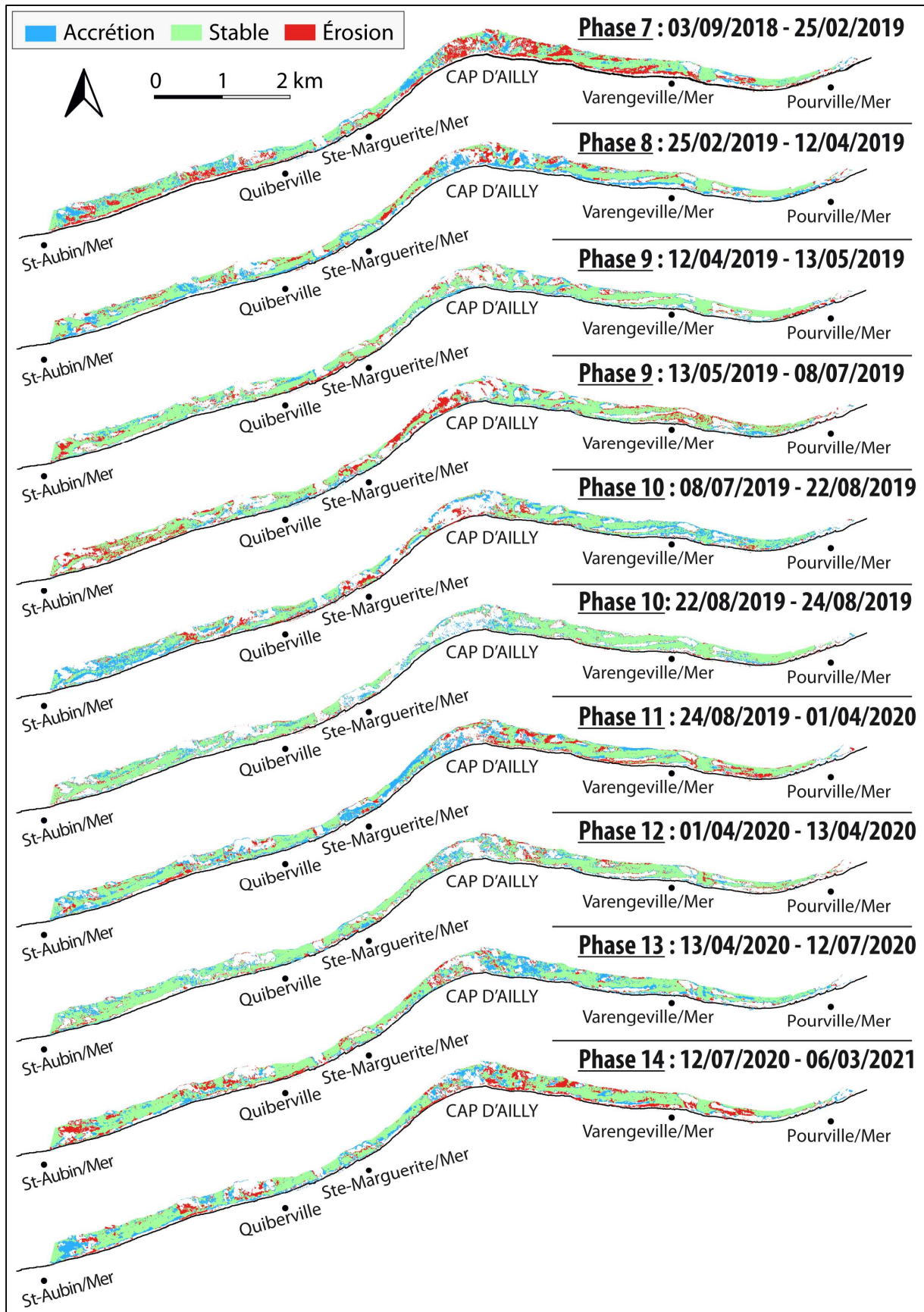
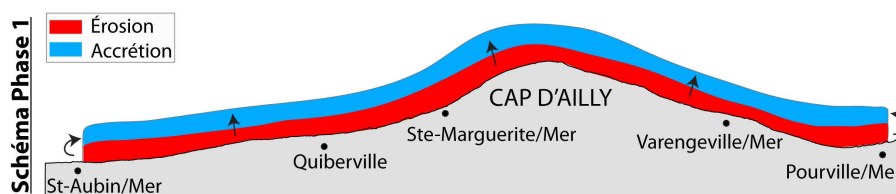


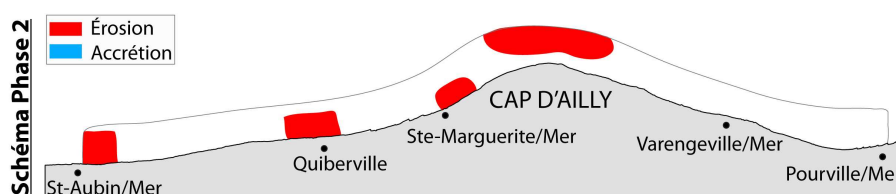
Figure 4.24 (2/2) - Évolution des surfaces ensablées (érosion, stabilité, accrétion) entre 2018 et 2021, sur le secteur Saint-Aubin-sur-Mer et Pourville-sur-Mer.

Les différentes phases d'évolution des surfaces sableuses vont être développées au travers ces 2 approches, surfacique et quantitative :

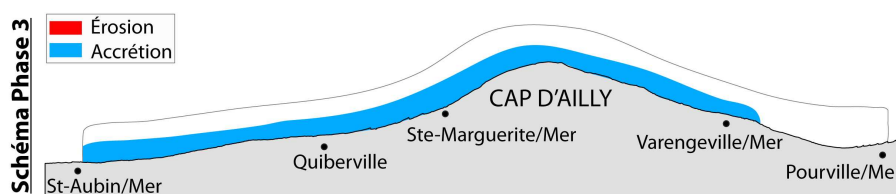
- **Phase 1**, du 17/06/2017 au 08/02/2018 (8 mois) : Les surfaces ensablées semblent globalement en équilibre/stable (Figure 4.23), mais la cartographie (Figure 4.24) nous montre clairement une répartition non homogène. Le haut estran sableux s'érode ($-0,28 \text{ km}^2$ ou -9%) au profit de la partie médiane et basse de la zone intertidale (flèches noires). Ces observations interviennent après le passage successif d'épisodes tempétueux de retour décennal lors de l'hiver 2017-2018.



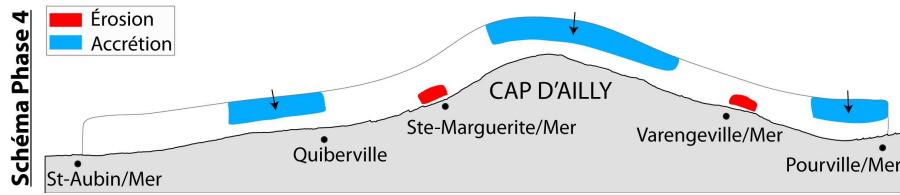
- **Phase 2**, du 08/02/2018 au 24/02/2018 : De faibles évolutions sont observées sur le graphique, et sont corroborées par la cartographie, à l'exception peut-être du secteur du Cap d'Ailly et au droit de Saint-Aubin-sur-Mer et de Quiberville, où l'érosion domine.



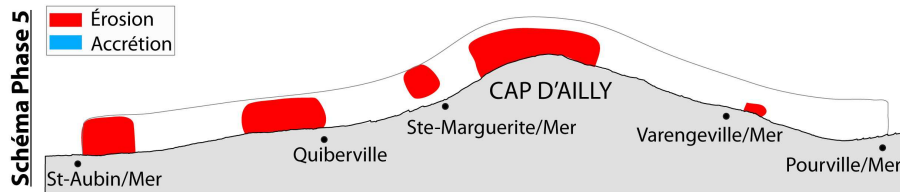
- **Phase 3**, du 24/02/2018 au 25/03/2018 : Globalement, le secteur subit un ensablement ($+0,35 \text{ km}^2$ soit $+11\%$). Dans le détail, la cartographie montre que les parties médianes et supérieures de l'estran sableux sont plutôt en accrétion, alors que la partie basse est restée stable.



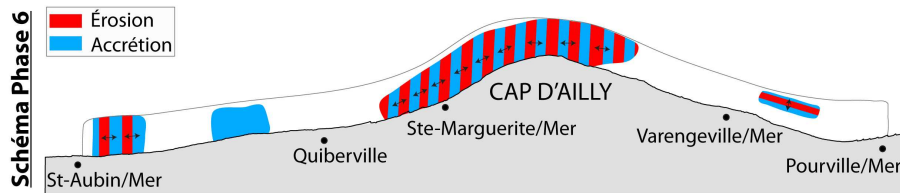
- **Phase 4**, du 25/03/2018 au 07/05/2018 : Les espaces sableux en érosion sont très faibles et l'accrétion est plutôt marquée en bas et en mi estran sableux. La quasi absence de phénomène érosif pose la question de l'accrétion sableuse qui apparaît encore en bas et mi estran sableux.



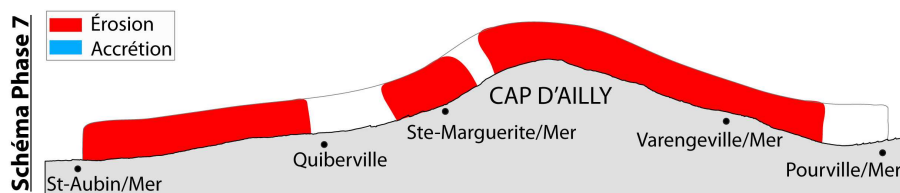
- **Phase 5**, du 07/05/2018 au 21/06/2018 : L'évolution des surfaces ensablées alterne entre des formes de stabilités et des espaces en érosion non négligeables ($-0,22 \text{ km}^2$ soit -7%), notamment au droit du Cap d'Ailly, de Saint-Aubin-sur-Mer et de Quiberville.



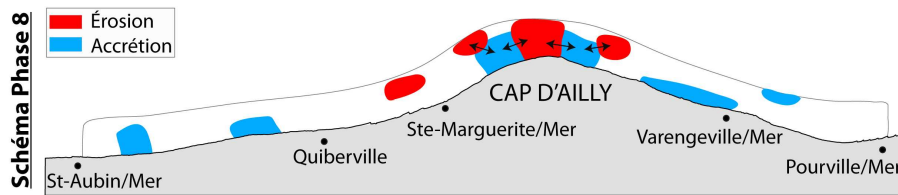
- **Phase 6**, du 21/06/2018 au 03/09/2018 (été 2018) : L'ensablement se stabilise, mais quelques accumulations sableuses s'observent notamment entre juin et juillet ($+0,11 \text{ km}^2$ soit $+3 \%$). En revanche, entre juillet et août, des érosions plus fortes apparaissent ($-0,23 \text{ km}^2$ soit -7%), notamment à l'ouest du Cap d'Ailly, érosion qui en surface semble équivalente aux espaces d'accrétion.



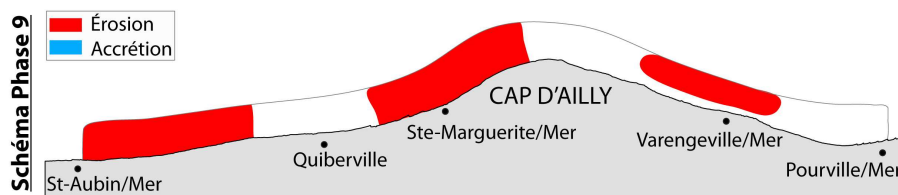
- **Phase 7**, 03/09/2018 au 25/02/2019 : De nombreuses surfaces en érosion concernent l'ensemble de la zone intertidale, notamment entre le Cap d'Ailly et Varengueville-sur-Mer ($-0,33 \text{ km}^2$ soit -10%).



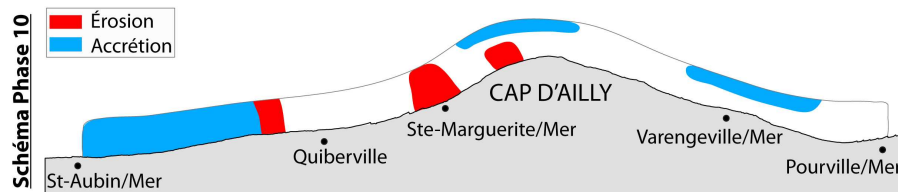
- **Phase 8**, du 25/02/2019 au 12/04/2019 : Une forme de stabilité générale s'observe, accompagnée de surfaces en ensablement qui apparaissent, mais également quelques espaces en érosion autour du Cap d'Ailly. Autour de ce Cap, les surfaces en érosion sont proches des surfaces en accrétion, peut-être le témoin de transferts locaux (bancs sableux mobiles ?).



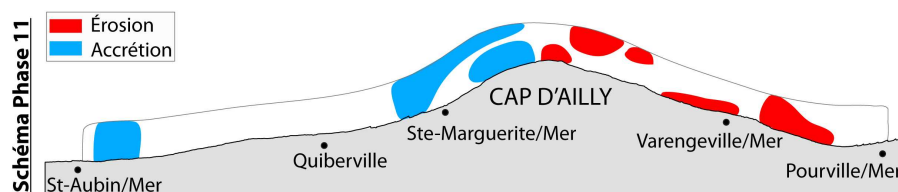
- **Phase 9**, du 12/04/2019 au 08/07/2019 : Entre avril et mai, les surfaces sableuses apparaissent stables, avec des zones en érosion dans la partie supérieure de l'estran sableux, ou en limite de bancs sableux. En revanche, entre mai et juillet, les érosions sont plus marquées et se situent systématiquement sur les limites de placages sableux. Cette érosion est nette à l'Ouest du Cap d'Ailly ($-0,23 \text{ km}^2$ soit -7%).



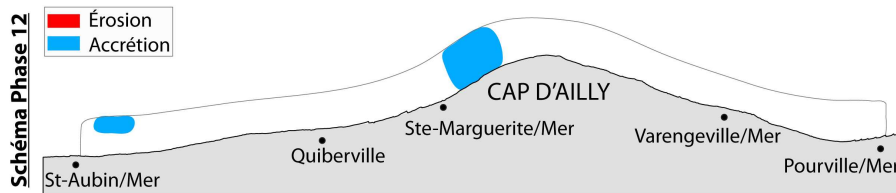
- **Phase 10**, du 08/07/2019 au 24/08/2019 : Des accumulations sableuses apparaissent au droit de Saint-Aubin-sur-Mer sur l'ensemble de la zone intertidale ($+0,11 \text{ km}^2$ soit $+3 \%$), et en bas estran entre le Cap d'Ailly et Varengeville-sur-Mer ($+0,08 \text{ km}^2$ soit $+2 \%$). En revanche, quelques zones en érosion apparaissent dans la partie supérieure de l'estran sableux à l'ouest du Cap d'Ailly ($-0,07 \text{ km}^2$ soit $+2 \%$). Fin août, en l'espace de 2 jours, les surfaces sableuses sont stables, à l'exception de phénomènes d'accumulation en bordure de bancs sableux.



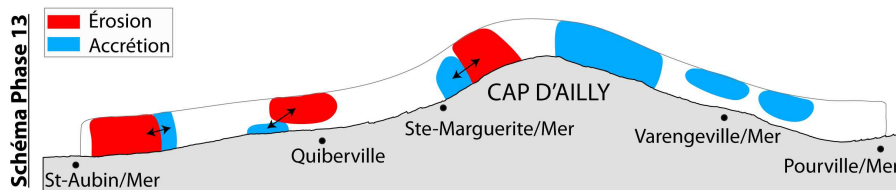
- **Phase 11**, du 24/08/2019 au 01/04/2020 : De fortes accumulations sableuses ($+0,13 \text{ km}^2$ soit $+4 \%$) sont observées à l'ouest du Cap d'Ailly notamment en bas estran. En revanche, des zones d'érosion apparaissent sur la partie orientale du Cap d'Ailly, affectant indifféremment l'ensemble de l'estran sableux ($-0,09 \text{ km}^2$ soit $+3 \%$). Toutefois, autour de Varengeville et au droit de Veules-les-Roses, la partie supérieure de l'estran sableux est en érosion.



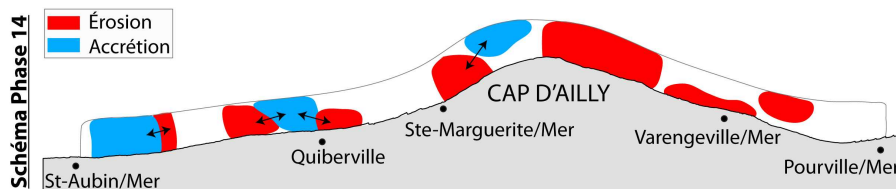
- **Phase 12**, du 01/04/2020 au 13/04/2020 : Nous pouvons observer une stabilité des surfaces ensablées, voire accumulation sableuse autour du Cap d'Ailly.



- **Phase 13**, du 13/04/2020 au 12/07/2020 : Entre le Cap d'Ailly et Pourville-sur-Mer, les zones d'accumulation sableuses affectent l'ensemble de l'estran sableux (+0,08 km² soit +2 %). A l'ouest du Cap d'Ailly jusqu'à Saint-Aubin-sur-Mer, zones en érosion plus nombreuses, alternant avec des zones en accumulations proches spatialement (transferts locaux ?).



- **Phase 14**, du 12/07/2020 au 06/03/2021 : Fonctionnement inverse de la période précédente, avec des zones plutôt en érosion à l'est du Cap d'Ailly et des zones en accumulation à l'ouest du Cap.



L'analyse de l'évolution des ensablements d'un point de vue cartographique (Figure 4.23 & Figure 4.24) permet de préciser les informations fournis par le graphique de la Figure 4.23. Par exemple, la **phase 1**, qui apparaît stable sur le graphique, met en évidence une forte évolution des surfaces sableuses. Même si les surfaces sableuses calculées peuvent apparaître équivalentes, leur répartition spatiale peut être différente, traduisant leur rapide mobilité. Il existe 2 zones à fortes évolutions surfaciques des ensablements intertidaux, au niveau du Cap d'Ailly et à proximité de Saint-Aubin-sur-Mer, ainsi que 2 zones marquée par peu de changements de surfaces ensablées, entre Quiberville et Sainte-Marguerite-sur-Mer, et entre Varengueville et Pourville-sur-Mer.

Aussi, ces cartographies montrent que les **périodes automnales/hivernales sont plutôt marquées par des phénomènes d'érosion** et, les **périodes printanières/estivales par des phases d'ensablement**.

La période automne/hiver montre une érosion de la partie supérieure de l'estran sableux, semble-t-il au profit du milieu et du bas estran sableux (exemple de la *phase 1*, entre juin 2017 et février 2018). Au contraire, les périodes printemps/été sont marquées par l'ensablement de la partie médiane et haute de l'estran sableux, et parfois sur l'ensemble de l'estran sableux (mars 2018 (*phase 3*), septembre 2018 (*phase 6*), juillet-août 2019 (*phase 10*)).

Enfin, des périodes estivales montrent l'apparition de zones en érosion et/ou de zones en érosion/accrétion proches, pouvant correspondre à des compensations ou de transits de barres sableuses.

Néanmoins, le schéma d'alternance saisonnière entre érosion et ensablement n'est pas similaire pour le Cap d'Ailly, où nous pouvons observer des périodes ensablements/érosions qui s'alternent quelle que soit la saison, de part et d'autre du Cap (exemple des *phases 6, 9 et 10*). Les modifications des surfaces sableuses sur ces périodes apparaissent surtout au niveau des limites des surfaces ensablées.

4.2.3.2. *Relation entre conditions hydrodynamiques, anémométriques et évolutions des surfaces sableuses*

Afin d'expliquer les différentes phases d'ensablement et d'érosion de l'estran sableux, nous nous sommes intéressés aux conditions hydrodynamiques et anémométriques pouvant être des facteurs explicatifs de la mobilité des fractions sableuses. Cette analyse met en relation les conditions météo-marines, avec les variations surfaciques des placages sableux sur la période juin 2017 – mars 2021 (Figure 4.25), avec un zoom sur les périodes marquées par d'importants changements morphologiques (Figure 4.26). Les données de **hauteur significative (Hs) de la houle** (en m), ainsi que de leur **direction**, sont issues de la bouée houlographique au large de Penly (CEREMA – CANDHIS).

Le degré minimum retenu pour décrire les conditions météo-marines agitées est de 5 sur l'échelle de Beaufort, à partir de 29 km/h de vent (bonne brise), équivalent à des houles de 1,25 m minimum, décrivant une mer agitée (Tableau 4.8).

Tableau 4.8 - Échelle de Beaufort permettant de quantifier les vitesses de vent (km/h) à partir de l'état de la mer observé, auxquelles sont estimées des hauteurs de vague (m) (Rafferty, 2010a, 2010b). Le degré minimum retenu pour décrire les conditions météo-marines agités est de 5 sur l'échelle de Beaufort, à partir de 29 km/h de vent (bonne brise), équivalent à des houles de 1,25 m minimum, décrivant une mer agitée.

| Degré | Vitesse vent (km/h) | Qualification | Hauteur vague (m) | Descriptif état de mer |
|-------|---------------------|-------------------|-------------------|------------------------|
| 0 | < 1 | Calme | | |
| 1 | 1 – 5 | Très légère brise | 0 | Calme |
| 2 | 6 – 11 | Légère brise | 0 – 0,1 | Ridée |
| 3 | 12 – 19 | Petit brise | 0,1 – 0,5 | Belle |
| 4 | 20 – 28 | Jolie brise | 0,5 – 1,25 | Peu agitée |
| 5 | 29 – 38 | Bonne brise | 1,25 – 2,5 | Agitée |
| 6 | 39 – 49 | Vent frais | 2,5 – 4 | Fort |
| 7 | 50 – 61 | Grand frais | | |
| 8 | 62 – 74 | Coup de vent | 4 – 6 | Très forte |
| 9 | 75 – 88 | Fort coup de vent | | |
| 10 | 89 – 102 | Tempête | 6 – 9 | Grosse |
| 11 | 103 – 117 | Violente tempête | 9 – 14 | Très grosse |
| 12 | > 117 | Ouragan | > 14 | Énorme |

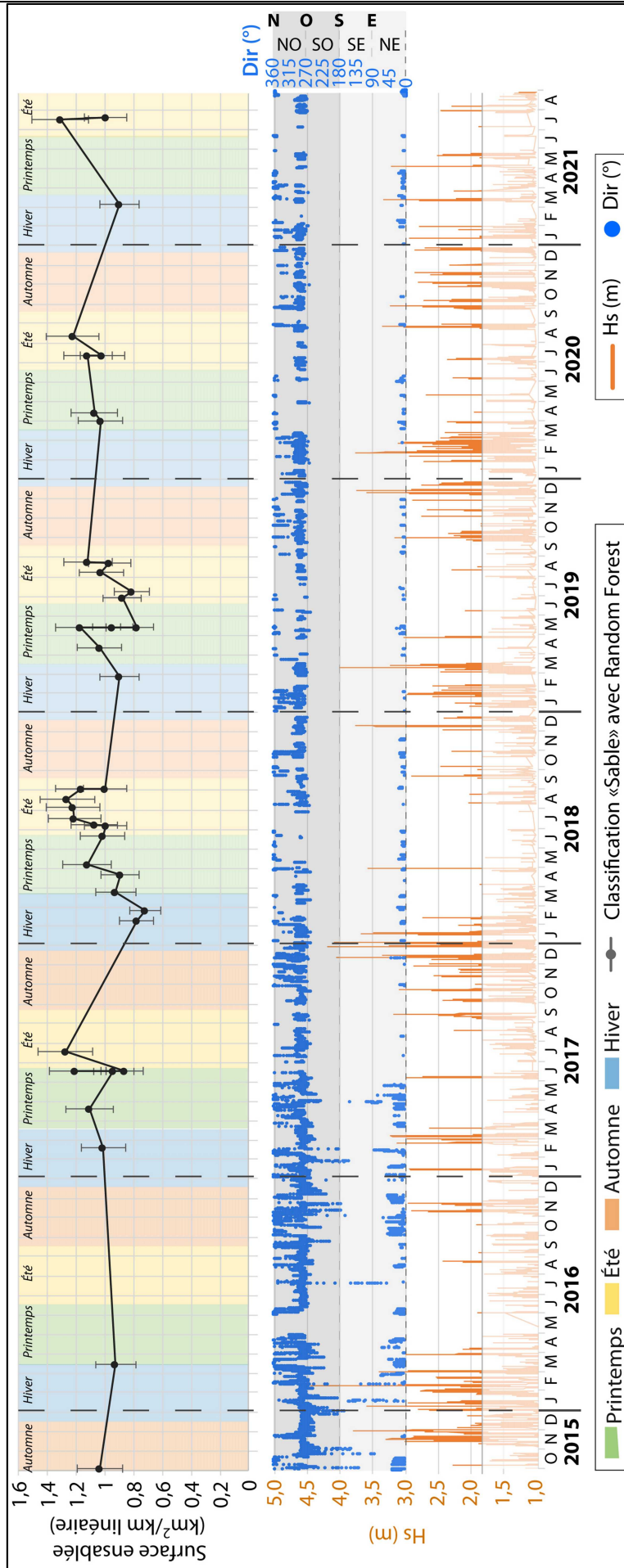


Figure 4.25 - Graphique des conditions de houle (Hs) enregistrées à la bouée holographique de Penly - CEREMA CANDHIS sur la période octobre 2015 - août 2021. La hauteur significative de la houle est indiquée en orange, la direction en point bleu. Le degré minimum retenu pour décrire les conditions météo-marines agitées est de 5 sur l'échelle de Beaufort, à partir de 29 km/h de vent (bonne brise), équivalent à des houles de 1,25 m minimum, décrivant une mer agitée.

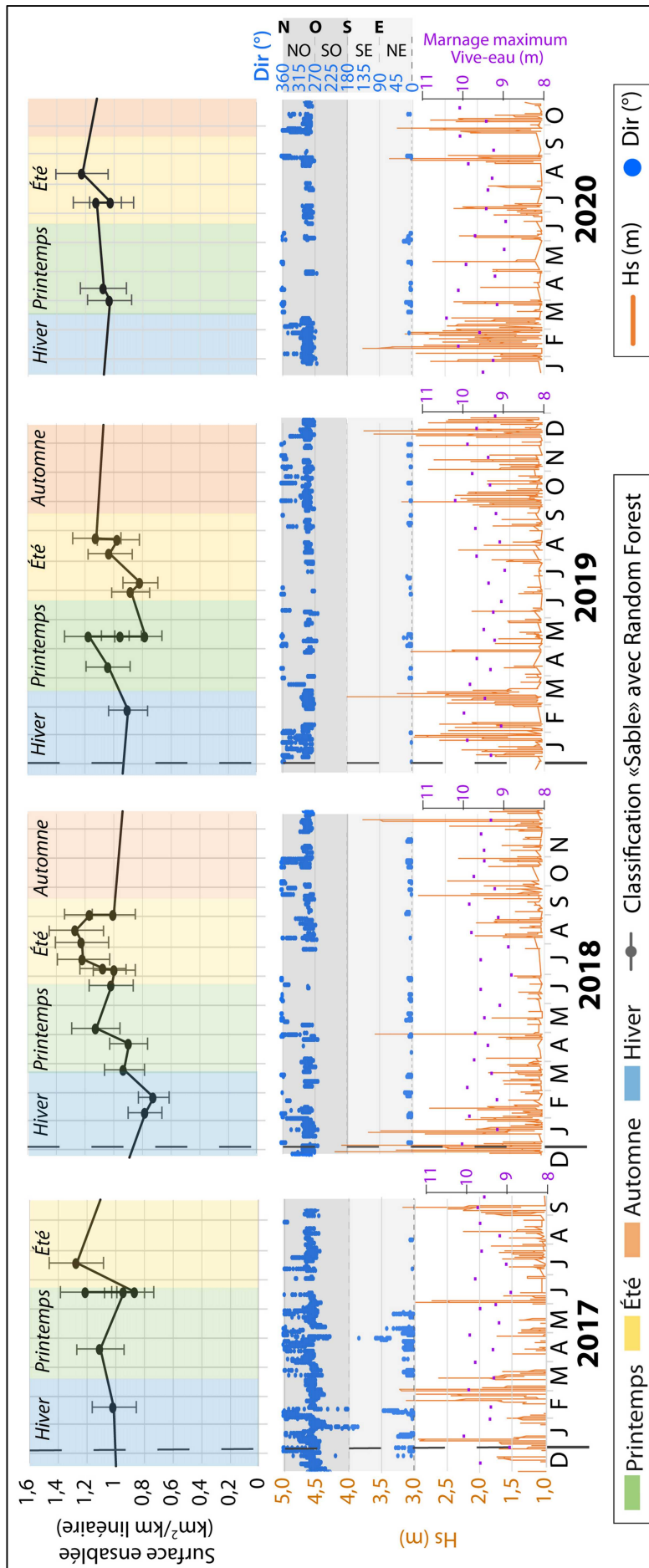


Figure 4.26 – Zoom sur les périodes de fortes évolutions des surfaces sableuses, avec les conditions de houle (Hs enregistrées à la bouée holographique de Penly – CEREMA CANDHIS). La hauteur significative de la houle est indiquée en orange, la direction en point bleu. Les hauteurs maximales de marnage (en m) pour les marées de vives-eaux sont également indiquées en mauve.

Sur la période 2015-2021, aucune tendance nette à un ensablement général de la zone d'étude n'est observée (1 km²/km linéaire en octobre 2015 et 1 km²/km linéaire en juillet 2021 (Figure 4.25)), mais cette zone semble marquée par différentes périodes d'ensablement et d'érosion qui se distinguent de manière saisonnière ou événementielle. Toutefois, les images satellites sur lesquelles s'appuient ces travaux recouvrent des périodes irrégulières et la fréquence temporelle ne permet pas d'analyser finement la dynamique morphologique des surfaces sableuses, notamment à l'échelle hebdomadaire et journalière. En dépit de cela, certaines hypothèses et constats peuvent être émis en comparant les conditions météo-marines et l'évolution des formes ensablées (Figure 4.25 et Figure 4.26) :

- Lors de **fortes agitations** ($H_s \geq 1,7$ m), nous constatons une érosion importante des surfaces ensablées, quasi immédiate et systématique. Lorsque des images sont disponibles, cette période d'érosion peut s'observer sur près de 3 mois (exemples au printemps 2017 (-0,24 km² soit -9 % de surfaces sableuses) et printemps 2018 (-0,13 km² soit -5 %) (Figure 4.25 et Figure 4.26)). Cette érosion s'observe quelle que soit l'orientation de la houle, même si les houles de secteur ouest semblent beaucoup plus morphogènes.
- Au plus tard trois mois après la phase d'érosion, les surfaces ensablées retrouvent à minima leur situation antérieure (résilience), voire, pour de nombreux cas, des surfaces ensablées plus importantes.
- Les **érosions printanières/estivales** (périodes généralement marquées par un ensablement du cap d'Ailly) sont systématiquement liées à des périodes agitées ponctuelles, avec des hauteurs significatives de houle $\geq 1,7$ m. Un exemple malgré tout montre une évolution différente avec un ensablement, comme sur la période printanière 2019. Entre mars et mai 2019, de fortes conditions météo-marines (jusqu'à $H_s = 4$ m) sont enregistrées fin février /début mars, suivies d'une période d'accumulation sableuse (+0,11 km² soit +5% de surfaces sableuses).

Nous pouvons nous interroger sur l'origine de ces apports sableux, avec des conditions météo-marines de direction nord-ouest qui occasionnent des retours de sable, transitant classiquement du sud-ouest vers le nord-est selon la dérive littorale dominante.

- Après les périodes de fortes agitations de décembre/janvier 2018 (événements de retour quasi décennal), de fortes érosions sont constatées (-0,49 km² soit -20 % de surfaces sableuses entre juillet 2017 et février 2018). Nous observons ensuite une période de faible agitation, avec un retour de sable relativement massif et qui, au regard de la cartographie (Figure 4.24), affecte l'ensemble de la zone intertidale. Le fait que ces apports sableux s'effectuent sur l'ensemble de la zone intertidale suggère une possible arrivée de ces sables depuis la zone subtidale, en raison de périodes d'agitation successives agissant à basse mer de vive-eau et aux périodes de retour décennales (MétéoFrance, 2018 ; Laporte-Fauret *et al.*, 2019).

Conclusion du Chapitre 4

Les résultats de ce travail corroborent ceux fournis par l'étude historique : **l'ensablement de la zone d'étude est stabilisé depuis une dizaine d'années**. En revanche, l'imagerie satellitale permet de mettre en évidence une variabilité haute fréquence, interannuelle à saisonnière. Une méthode de **classification supervisée orientée pixel**, utilisant 3 principaux algorithmes (Random Forest, Support Vector Machine et K-Nearest Neighbor) a été appliquée, au travers de 5 classes caractéristiques de la zone intertidale : (1) le sable, (2) le platier rocheux, (3) le cordon de galets, (4) l'eau et (5) l'ombre. Les surfaces de la classe « Sable » ont été extraites sous SIG et ont permis d'effectuer un suivi temporel entre chaque image. Les calculs de précision des classifications pour chaque type d'image satellite ont montré des pourcentages de fiabilité des modèles très bons, rarement inférieurs à 90 % et des coefficients de Kappa également très satisfaisant (supérieurs à 0,8).

La classification des **images Sentinel-2** a permis, d'une part, de confirmer la présence de deux compartiments aux évolutions distinctes, de part et d'autre de Saint-Valéry-en-Caux. Le compartiment occidental, au sud-ouest, présente un platier rocheux quasi dépourvu de fraction sableuse, contrairement au compartiment oriental, vers le nord-est, fortement ensablé. D'autre part, une forte variabilité spatiale et temporelle des placages sableux a pu être observée entre 2016 et 2021 sur le compartiment oriental au nord-est de Saint-Valéry-en-Caux, confirmant ainsi les observations du Chapitre 3 montrant une stabilisation, voire une diminution des surfaces sableuses depuis 2013, sur un pas de temps pluriannuel. De plus, les variations spatiales des ensablements ou désensablements semblent assez synchrones dans le temps et d'une cellule hydrosédimentaire à l'autre.

L'utilisation conjointe de toutes les images satellites disponibles a permis d'observer, sur des secteurs plus restreints, l'évolution saisonnière des surfaces sableuses, voire quasi mensuelle autour du Cap d'Ailly. Ce secteur, fortement ensablé, connaît en effet une forte variabilité mensuelle des surfaces sableuses, notamment entre 2017 et 2021. Il apparaît une forme de disparition des ensablements entre l'automne et l'hiver (période de forte agitation marine ?) et un retour des ensablements au cours des périodes printanières et estivales (résilience induite par une période d'agitation modérée à faible ?). Plusieurs phases successives d'évolutions montrent une hétérogénéité des surfaces sableuses sur la zone intertidale. Certaines périodes automne/hiver montrent une érosion de la partie supérieure de l'estran sableux, tandis que certaines périodes printemps/été sont marquées par l'ensablement de la partie médiane et haute de l'estran sableux, et parfois sur l'ensemble de l'estran sableux. Enfin, lors de périodes estivales, des zones en érosion et/ou de zones en érosion/accrétion proches apparaissent, pouvant correspondre à des compensations ou de transits de barres sableuses.

Cependant, quelques difficultés d'utilisation sont à évoquer et expliquent le nombre limité d'images retenues, et par conséquent, les limites de ce travail :

- Au-delà des heures des marées plutôt défavorables pour l'observation des estrans (basse mer des marées à fort coefficient se situant en fin ou début de journée, correspondant à la période de plus faible luminosité), **la présence de couverture nuageuse ou d'ensoleillement a réduit considérablement le choix des images utilisées.** En effet, l'ensoleillement est un facteur important sur le résultat final de classification. Lorsque la luminosité est très importante, la réflectance est modifiée et la réflexion de la lumière sur le platier crayeux est forte, ce qui peut être une source de confusion pour les modèles de classifications. De même, de nombreuses images sont caractérisées par une couverture nuageuse dense ou éparse, correspondant à une période atmosphérique perturbée.
- Lorsque les rayons du soleil ont un angle d'incidence important, notamment l'hiver, ceux-ci projettent l'ombre des falaises sur le haut de la zone intertidale, perturbant la classification.
- Lorsque le sable est mouillé, la limite avec la mer peut être difficile à différencier (limite accentuée par le calcul de l'indice NDWI). Cette difficulté est accentuée par un ensoleillement important et une forte turbidité de l'eau.

L'analyse de différents indices spectraux tels que le NDSI (Normalized Difference Sand Index) (Pan *et al.*, 2018) pourrait permettre de préciser le calcul des surfaces ensablées.

Les difficultés techniques évoquées (luminosité, nébulosité) expliquent le faible nombre d'images satellites disponibles lors des périodes hivernales. Or, ce sont durant ces situations météorologiques que les processus hydrodynamiques (houles), et donc les évolutions morpho-sédimentaires sont les plus actives. Ceci constitue une limite importante pour établir la variabilité saisonnière, notamment l'influence des périodes hivernales et estivales dans la répartition et l'ampleur des surfaces ensablées. Il est communément admis que durant les fortes agitations marines, les littoraux connaissent plutôt une réduction des volumes sédimentaires dans la zone intertidale au profit de la zone subtidale (Short et Wright, 1981 ; Anthony *et al.*, 2006 ; Masselink *et al.*, 2010). L'absence de données sur la période hivernale empêche d'observer de possibles départs de sable de l'espace intertidal (vers les petits fonds ?), alors que les images du printemps permettent de mettre en évidence leur retour naturel, phénomène de résilience traditionnellement observée. De même, la réduction des surfaces ensablées en période estivale est contraire aux observations classiques.

Nous avons donc tenté d'obtenir des images sur la période hivernale, en passant par la programmation de prise de vue par les satellites Pléiades proposée par le dispositif français « DINAMIS » (Dispositif Institutionnel National d'Approvisionnement Mutualisé en Imagerie Satellitaire), en collaboration avec l'agence « Airbus », distributeur des images. Les heures de passage au-dessus d'une zone définie sont estimées à l'avance sur quelques mois, permettant de définir une fréquence de prise de vue, coïncidant dans ce cas d'étude, aux heures de basses mers. Le nombre d'acquisition est toutefois limité.

Pour cela, une demande de programmation a été effectuée pour l'hiver 2020 - 2021, du 10 novembre 2020 au 31 mars 2021, avec 1 prise de vue par semaine. Ce pas de temps a été défini dans le but de couvrir une période pouvant être impactée par des coups de vent majeurs et ainsi

obtenir une image dite « par temps calme » et une image après agitation météo-marine. La zone survolée était une zone de 100 km² autour du Cap d'Ailly. Sur 21 acquisitions possibles sur la période demandée, seulement 3 images ont pu être obtenues, répondant au critère d'une couverture nuageuse inférieure à 10 %. Toutefois, le coefficient et l'horaire de marée basse ne coïncidaient pas avec l'heure de prise de vue Pléiades. Les images ainsi obtenues n'ont donc pas permis de suivre la dynamique des surfaces ensablées durant la période hivernale, période propice aux mouvements conséquents des placages sableux et à l'apport de sédiments sableux subtidiaux.

L'objectif de cette analyse par **emboîtements d'échelles temporelles** était d'aboutir à un suivi **évènementiel**, dans le but d'encadrer un épisode tempétueux pour estimer les potentiels échanges petits fonds/estran, lors de forts coups de vent. Les dynamiques de retrait des sables, généralement observées pendant l'événement, puis leur retour, et notamment leurs temps de retour par temps calme, pourraient ainsi être caractérisées. L'arrivée massive de sable peut intervenir lors de tempêtes violentes, seuls événements pouvant remobilisés les sables des petits fonds vers la zone intertidale. Des perspectives de **suivi des surfaces ensablées par drone**, sur une zone atelier, vont être présentées dans le chapitre 5 à cet effet.

CHAPITRE 5

Analyse très haute fréquence (journalière à mensuelle) de l'évolution des surfaces ensablées et estimation des volumes de sables mobilisés

5.1. Détermination de la dynamique des surfaces sableuses à Varengeville-sur-Mer (Cap d'Ailly) par suivi de profils de plage et appareil photographique

5.1.1. Présentation du site atelier

5.1.2. Méthodologie du suivi des surfaces sableuses par profils de plage et photographies très haute résolution temporelle

5.2. Suivi photogrammétrique par image drone des surfaces et volumes de sables à Sainte-Marguerite-sur-Mer (Cap d'Ailly)

5.2.1. Levé aérien par drone : mise en place d'une technique de suivi haute fréquence temporelle des surfaces et volumes de sables

5.2.2. Estimation des volumes de sables mobilisés par MNT différentiels

5.2.3. Impacts des conditions météo-marines sur la dynamique des barres sableuses sur la zone intertidale

5.3. Dynamique haute fréquence des surfaces sableuses intertidales et conséquences géomorphologiques : l'impact sur l'érosion des platiers et l'évolution morphosédimentaire des cordons de galets

5.3.1. Quelle conséquence de la forte mobilité des bancs sableux sur le platier crayeux ?

5.3.2. Tentative de détermination des facteurs hydrodynamiques responsables de l'apparition/disparition du sable sur les cordons de galets ?

Introduction du Chapitre 5

Les deux précédents chapitres ont présenté le suivi de l'évolution des surfaces ensablées sur l'ensemble de la zone d'étude (d'Antifer au Tréport) à deux échelles de temps 1) à l'échelle historique contemporaine à partir des photographies aériennes verticales, et 2) à l'échelle de la dernière décennie, avec un pas de temps interannuel à mensuel, grâce à l'utilisation de l'imagerie satellite (imagerie Sentinel-2 pour toute la zone, mais dont la résolution spatiale est relativement faible, et imagerie PlanetScope de meilleure résolution et centrée autour du Cap d'Ailly). Ce travail a permis de mettre en évidence un ensablement conséquent du platier rocheux entre 1966 et 2013, puis une stabilisation jusqu'en 2020, et de distinguer deux secteurs de part et d'autre de Saint-Valéry-en-Caux : le secteur occidental dépourvu de fraction sableuse et le secteur oriental, en particulier au niveau du Cap d'Ailly, où la présence de sable est importante.

Cependant, il est nécessaire de préciser les relations entre les dynamiques surfaciques observées et les conditions hydrodynamiques responsables, ainsi que de fournir des ordres de grandeur des volumes transportés sur des pas de temps plus courts. Malgré une quantification précise des surfaces ensablées sur la totalité du secteur d'étude, ces suivis n'ont pas permis d'étudier précisément les volumes des sables mobilisés. Ainsi, ce chapitre propose d'analyser, sur deux zones ateliers, les dynamiques des placages sableux, sur un pas de temps mensuel à journalier afin **d'estimer les volumes de sable en mouvement**. Deux sites ateliers ont été analysés au travers de plusieurs techniques : (1) Le suivi photographique journalier, accompagné de plusieurs **profils altimétriques** et **d'épaisseurs** réalisés à Varengueville-sur-Mer, (2) le suivi aérien, avec 4 **levés par drone** sur une période de 4 mois, couvrant une surface de 0,2 km² à Sainte-Marguerite-sur-Mer. Ces deux secteurs se situent de part et d'autre du Cap d'Ailly, zone très ensablée et dont la dynamique sédimentaire, de l'échelle annuelle à l'échelle pluridécennale, a pu être observée précédemment.

Enfin, les conséquences de cette forte mobilité sédimentaire seront ensuite étudiées, notamment **l'impact du mouvement du sable sur l'érosion des platiers**, et sur **l'évolution morpho-sédimentaire des cordons de galets**, par le biais d'observations de terrain et d'analyse par Deep-learning.

5.1. Détermination de la dynamique des surfaces sableuses à Varengueville-sur-Mer (Cap d'Ailly) par suivi de profils de plage et appareil photographique

5.1.1. Présentation du site atelier

Le premier site atelier étudié se situe sur la commune de Varengueville-sur-Mer, au niveau de la vailleuse du « Petit-Ailly », à 6 km à l'Ouest de Dieppe (Figure 5.1). Au droit de la vailleuse se

développe une étendue sableuse, d'environ 80 000 m², et vient combler un paléo-chenal légèrement creusé dans le platier crayeux. Le platier crayeux affleure par endroits de part et d'autre de l'étendue sableuse et est recouvert dans sa partie sommitale d'un cordon de galets à silex d'une largeur moyenne comprise entre 25 et 35 m, au contact avec la falaise de craie de 45 m de hauteur moyenne (Figure 5.2). Toutefois, le platier rocheux affleurant est parfois masqué par des placages sableux d'une dizaine de centimètres d'épaisseur.

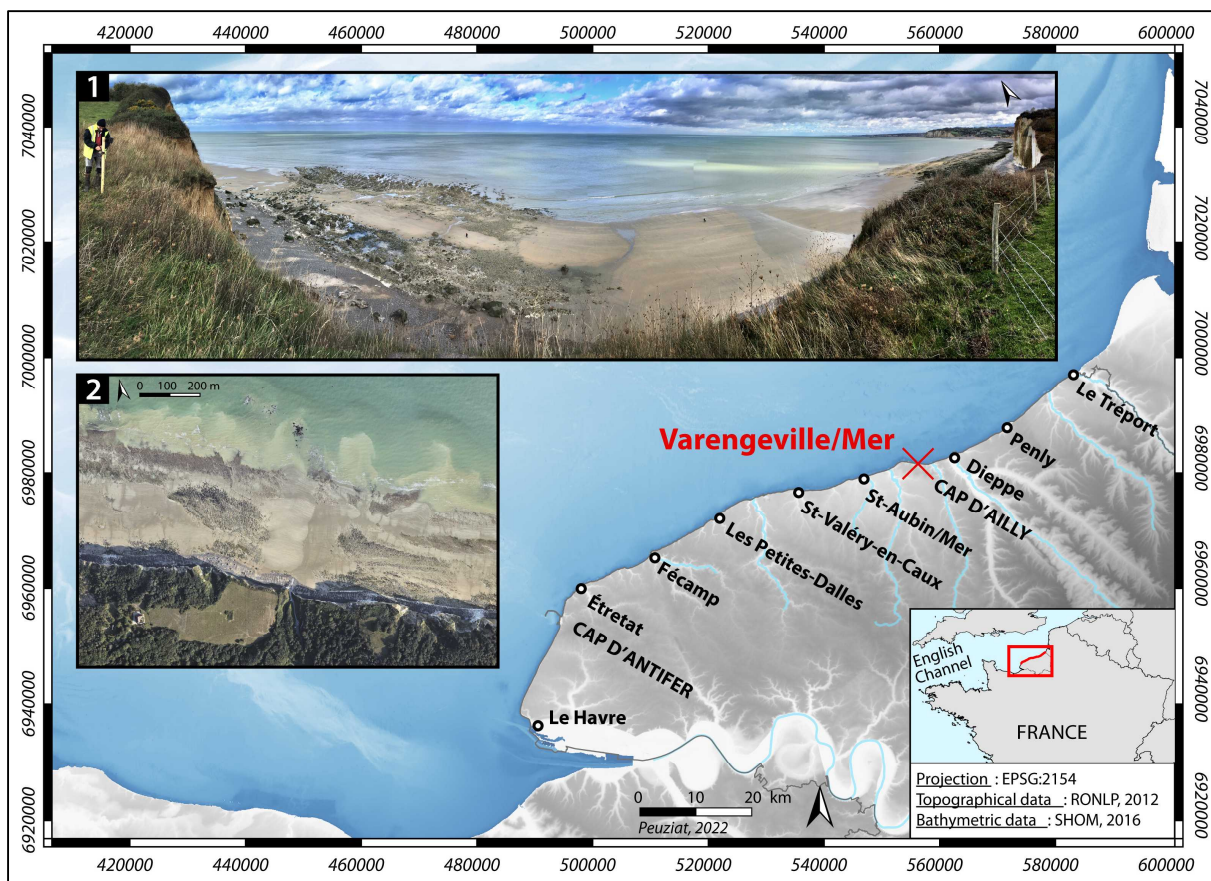


Figure 5.1 – Carte de localisation du site de Varengueville-sur-Mer (valleuse « Petit Ailly », situé à 6km à l'Ouest de Dieppe, sur la partie orientale du Cap d'Ailly).

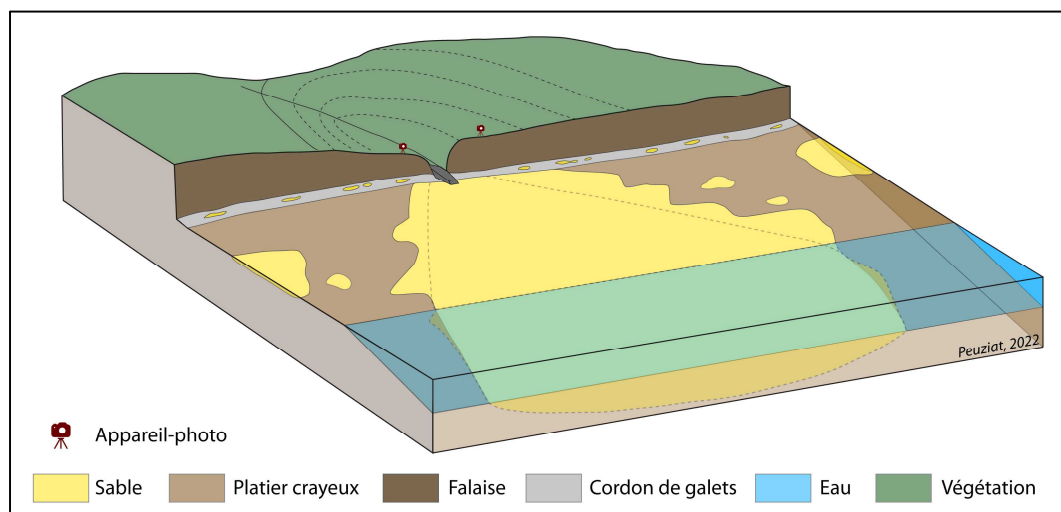


Figure 5.2 - Bloc 3D du site de Varengueville-sur-Mer.

Ce site permet donc d'observer l'évolution rapide des surfaces et des épaisseurs de sables. Ces fortes variabilités sont observées au travers des photographies de la Figure 5.3, montrant l'évolution de l'estran entre le 18/01/2019 et le 22/02/2022 :

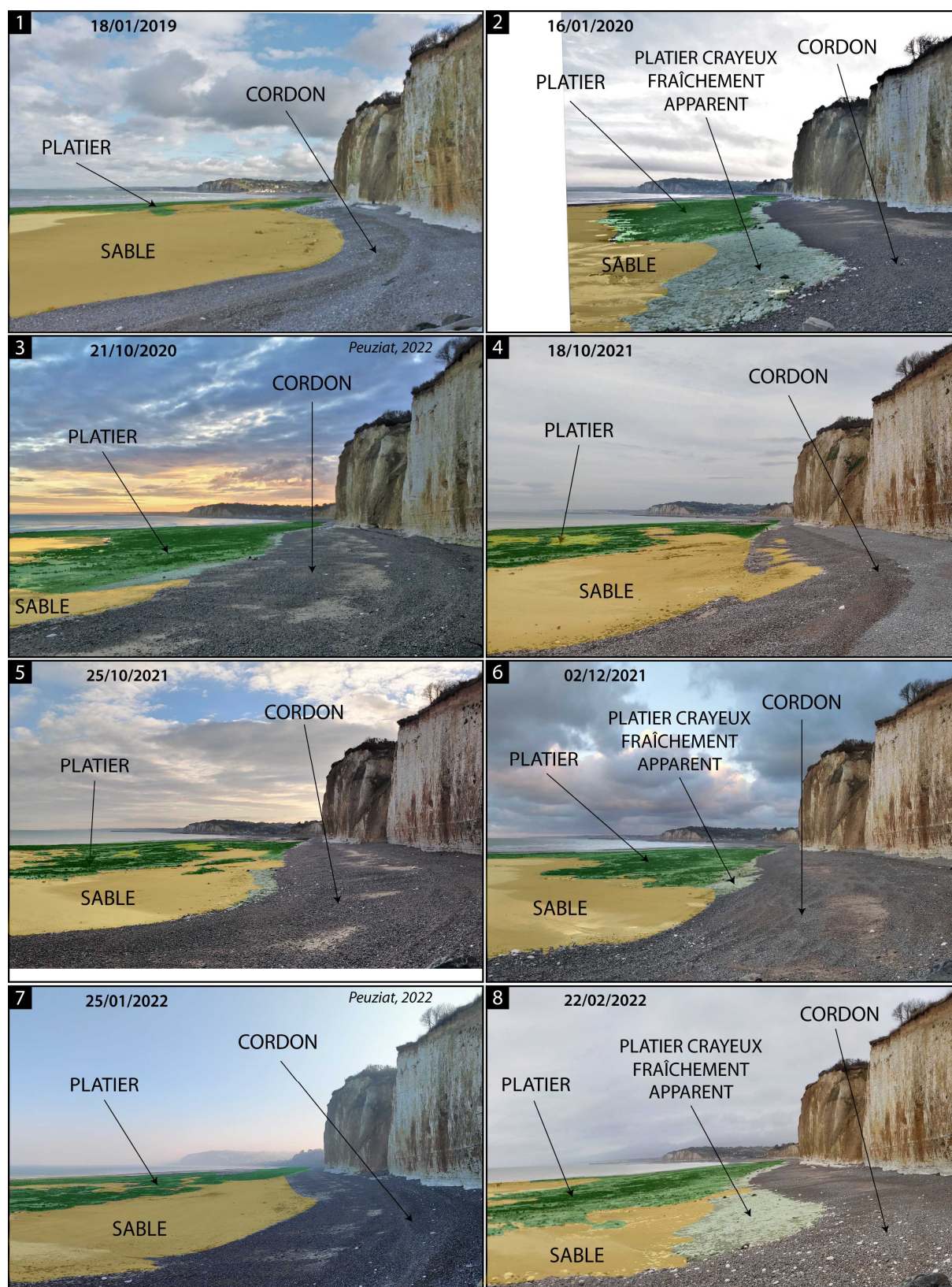


Figure 5.3 - Photographies montrant la grande variabilité spatiale et temporelle des placages sableux sur l'estran à Varengeville-sur-Mer.

- L'estran visible sur la photographie de janvier 2019 (Figure 5.3-1) est à dominante sableuse avec un cordon de galets relativement épais et peu large adossé au pied de falaise.
- En janvier 2020 (Figure 5.3-2), le platier est à dominante rocheuse, avec au premier plan une craie blanche, fraîchement apparente, dépourvue d'algues, témoins du passage régulier de placages sableux abrasant la surface rocheuse, phénomène observé sur le premier site atelier. Cette abrasion peut également être causée par les variations d'épaisseur du cordon de galets (Nesteroff et Melieres, 1967).
- En octobre 2020 (Figure 5.3-3), le cordon de galets s'élargit et s'aplatit par étalement, recouvrant ainsi le platier rocheux. En arrière-plan, le platier est presque entièrement recouvert d'un tapis algal.
- En octobre 2021 (Figure 5.3- 4 & 5), le platier au premier plan est, à nouveau, recouvert d'un placage sableux. Le cordon de galets devient moins large et s'épaissit par redressement.
- L'évolution hebdomadaire appréciable avec la comparaison des photographies prises le 18 et le 25/10/2021, est peu marquée sur l'estran (variation d'épaisseur du cordon de galets), mais moins de deux mois plus tard, début décembre 2021, le cordon de galets s'affaisse, à nouveau, par étalement (Figure 5.3-6). Le sable présent en pied de cordon en arrière-plan a disparu pour laisser affleurer le platier rocheux.
- Le platier est de nouveau recouvert de sable moins de deux mois plus tard, fin janvier 2022 (Figure 5.3-7).
- Enfin, à la fin du mois de février 2022 (Figure 5.3-8), la zone est à dominante rocheuse, avec l'affleurement d'un platier crayeux « frais » en pied de cordon, et la diminution des surfaces sableuses en premier plan. Ces photographies témoignent de l'évolution rapide de l'estran, à la fois du cordon de galet s'épaississant et s'affaissant très rapidement, et du platier rocheux, affleurant par moment en étant recouvert d'un tapis algal ou dévoilant une craie blanche, fraîche. Ces évolutions ne semblent toutefois pas marquées par des tendances saisonnières.

D'autre part, la variabilité des surfaces ensablées a été mise en évidence au travers de l'analyse des différentes images satellites et notamment des images PlanetScope (3 m de résolution spatiale) (Figure 5.4) et Pléiades (0,5 m de résolution spatiale) (cf. Chapitre 4). L'analyse sur un pas de temps quasi mensuel permet de mettre en avant une dynamique surfacique des placages sableuses. Toutefois, ces observations ne nous permettent pas d'analyser les volumes de sable mobilisés.

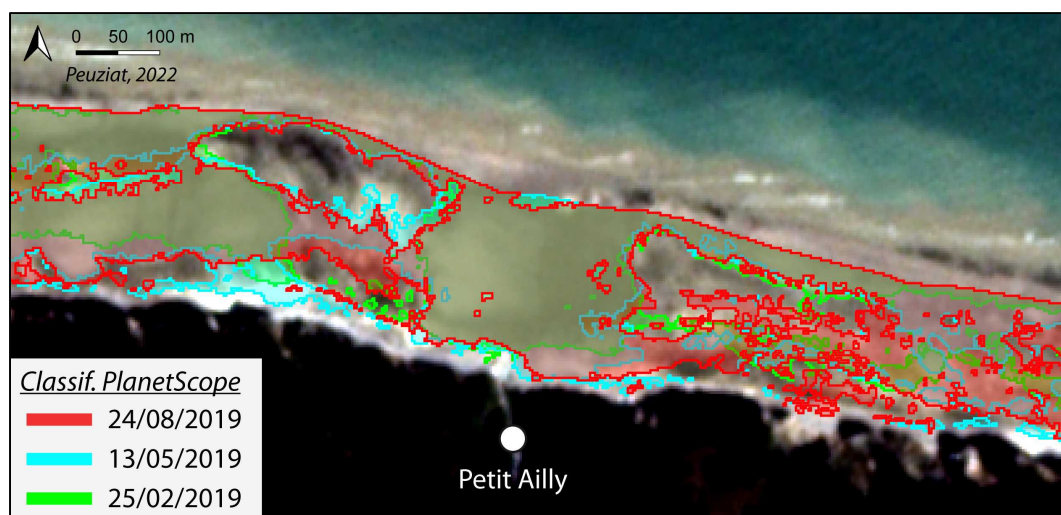


Figure 5.4 – Surfaces ensablées obtenues par classification supervisée des images satellites PlanetScope, entre le 25/02/2019 et le 24/08/2019, sur le site de Varengueville-sur-Mer.

5.1.2. Méthodologie du suivi des surfaces sableuses par profils de plage et photographies très haute résolution temporelle

5.1.2.1. Analyse de la dynamique surfacique sableuse par photographies très haute résolution temporelle

Dans le but d'observer la dynamique de ces placages sableux sur un pas de temps journalier, deux appareils photo de type piège photographique de la marque Reconyx (Ultrafire XR6), ont été installés le 22/10/2020 au sommet de la falaise, de part et d'autre de la valleuse (Figure 5.5). Ce dispositif permet une prise de vue automatique espacée de 15 minutes, du lever au coucher du soleil.

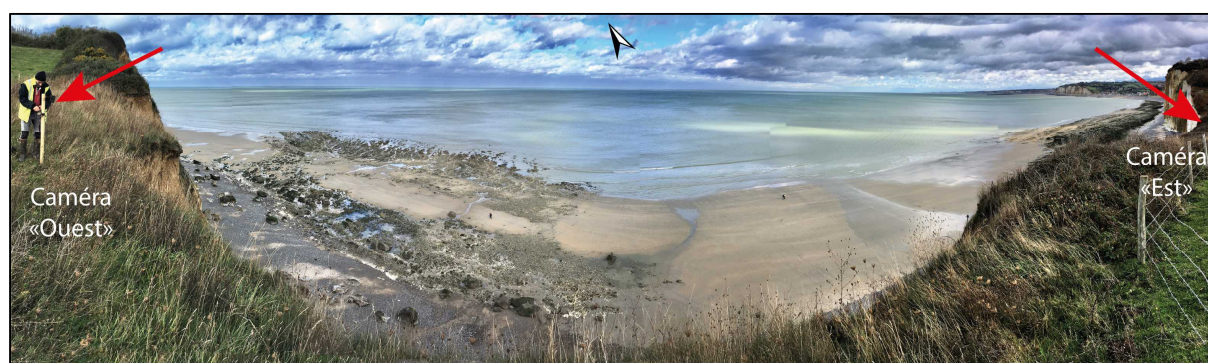


Figure 5.5 - Appareils-photo installés en haut de falaise pour le suivi des surfaces sableuses à Varengueville-sur-Mer.

Les caméras « Est » et « Ouest » sont orientées vers l'estran avec un champ de vision de 52°, et permettent d'obtenir une image par marée basse (lorsque les conditions météorologiques le permettent : absence de pluie ou de brouillard, luminosité suffisante) (Figure 5.6). La caméra « Est » a capturé des images du 22/10 au 30/12/2020. La caméra « Ouest » est, quant à elle, toujours en

activité.

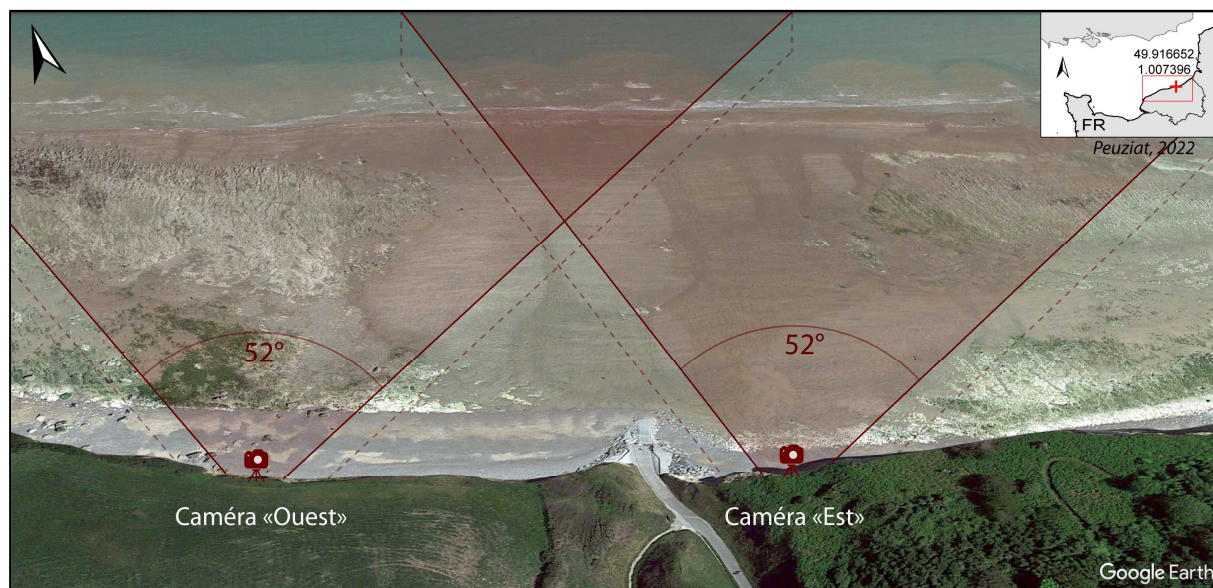


Figure 5.6 - Angle de vue des caméras « Ouest » et « Est » installées au sommet de la falaise à Varengueville-sur-Mer.

L'absence des paramètres d'inclinaison et d'obliquité (entraînant une déformation de l'image lors de leur projection sur une surface plane), ou encore de l'échelle des images, ne permet pas de quantifier spatialement les surfaces sableuses. Il est toutefois possible de digitaliser manuellement les surfaces sableuses et d'obtenir des valeurs en pixel, traduisant l'augmentation ou la diminution de ces surfaces. Plusieurs images ont donc été digitalisées manuellement sous le logiciel de SIG « Qgis », en utilisant la méthodologie présentée dans le Chapitre 3 pour les images aériennes. Plusieurs exemples d'évolution quotidienne vont être présentés, en fonction de différentes conditions météo-marines et de marée.

La Figure 5.7 montre l'évolution des placages sableux observée au travers des deux pièges photographiques, « Est » et « Ouest » :

- (1) Les premières photographies montrent le recouvrement du platier rocheux par le sable, pouvant traduire une arrivée/un déplacement de sable provenant de l'ouest, entre le (A1) 25/10 et le (F1) 30/10/2020 sur la zone « Est ».
- (2) Le recouvrement du platier par le sable est également marqué sur la même période sur la partie « Ouest », du (A2) 24/10 au (C2) 28/10/2020.
- (3) Les dernières photographies montrent un départ de sable entraînant l'affleurement progressif du platier rocheux, entre le (A3) 26/11 et le (F3) 01/12/2021.

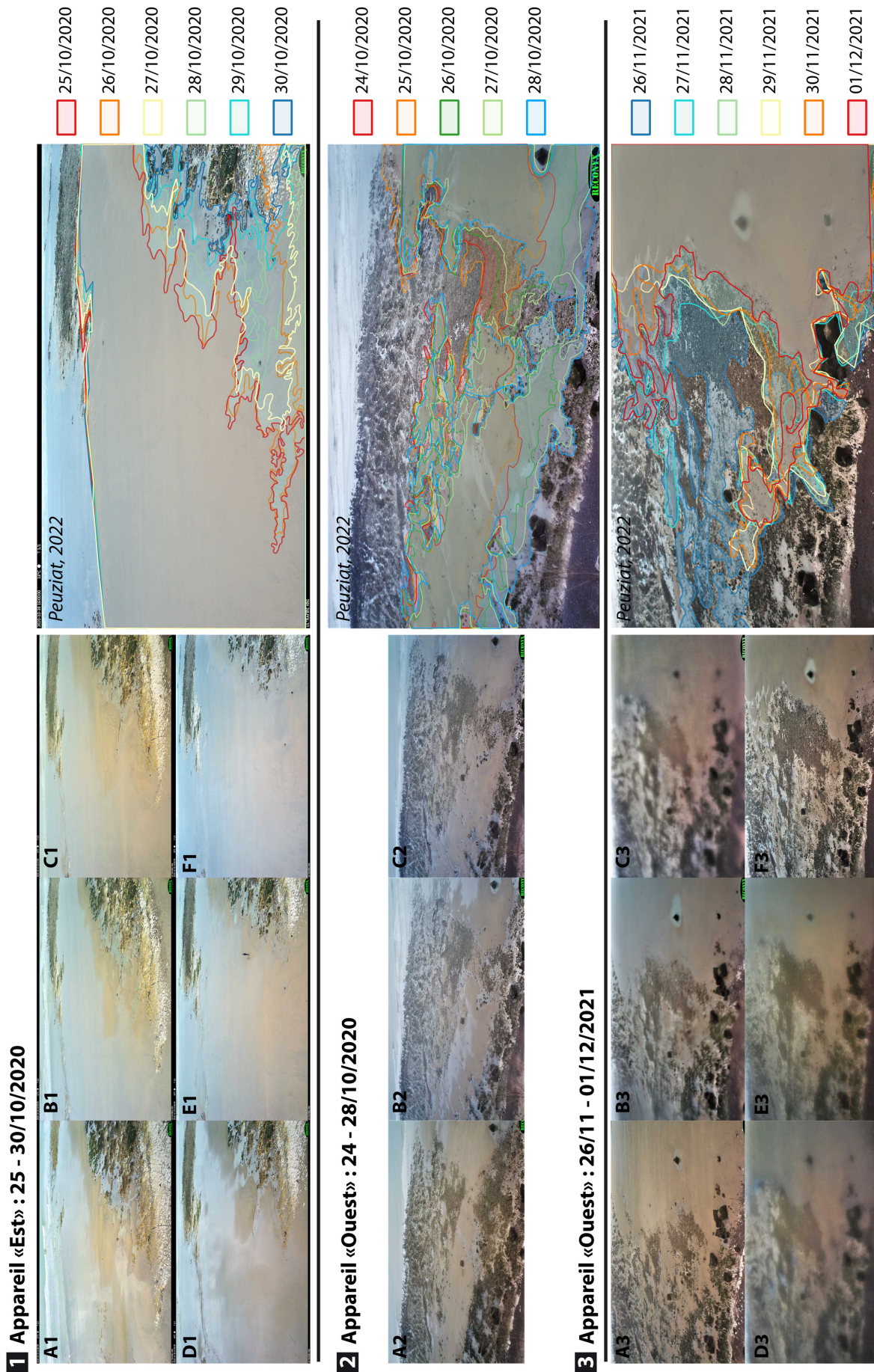


Figure 5.7 – Évolution des placages sableux sur le site de Varengeville-sur-Mer, observée au travers deux pièges photographiques, « Est » et « Ouest ». (1) Fin octobre 2020, à l'Est, les photos montrent le recouvrement du platier rocheux par le sable, pouvant traduire une arrivée, entre le 25 (A1) et le 30 (F1)/10/2020 sur la partie « Est ». (2) Fin octobre 2020, à l'Ouest, un recouvrement se produit également sur la partie « Ouest ». (3) Fin octobre 2021, les photographies montrent un départ de sable qui se marque par la mise à l'affleurement progressive du platier rocheux, entre le 26/11 (A3) et le 01/12 (F3)/2021. Les couleurs chaudes marquent les surfaces sableuses les moins importantes, les couleurs froides les plus grandes.

L'évolution des surfaces de sable digitalisées entre le 24/10 et le 30/10/2021 est exposée sur la Figure 5.8, pour les deux appareil-photos. Ces valeurs, en pixel, permettent de confirmer l'augmentation des surfaces sableuses observée sur les deux appareils « Ouest » et « Est ». La figure montre également les conditions de vent (vitesse (m/s) et direction (°) – MétéoFrance Dieppe), de houle (hauteur significative (m) et direction (°), bouée houlographe Penly située à 11 m de profondeur - CEREMA, 2021) et de hauteur d'eau (m) (SHOM Dieppe), sur la période de temps observée (du 24/10 au 31/10/2020). Les marées sont de morte-eau moyenne à vive-eau moyenne, avec des coefficients croissants du 24/10 au 31/10/2020. Les houles sont de secteur ouest (N280°), avec une hauteur significative moyenne de 1,3 m. Un pic plus important (max 2,5 m) est observé entre le 28/10 et le 29/10 et agissant à pleine mer. Enfin, les conditions anémométriques sont modérées sur la période, avec une vitesse moyenne de 6 m/s et une direction moyenne sud-sud-ouest (N200°). Un pic de vitesse à 12 m/s est observé entre le 24/10 et le 25/10, non concomitant avec les houles importantes et agissant à basse mer de morte-eau moyenne. Cet évènement modéré ne semble pas, à nouveau, avoir eu d'impact sur la mobilité des surfaces sableuses.

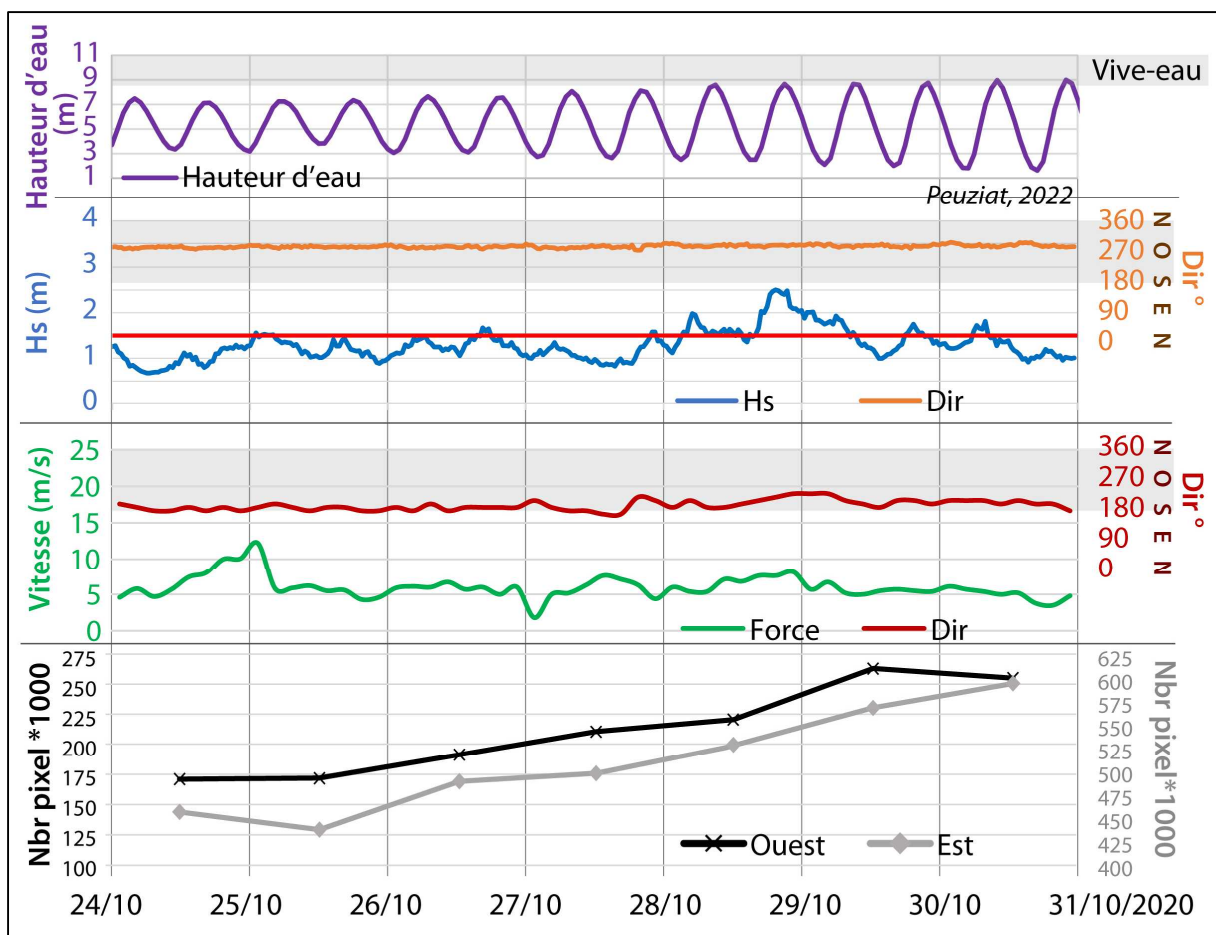


Figure 5.8 – Évolution des surfaces sableuses entre le 24/10 et le 30/10/2020, en fonction de la hauteur d'eau (m) (données SHOM Dieppe), de la hauteur significative de la houle (m) et sa direction (°) (données CEREMA -CANDHIS Penly), ainsi la vitesse du vent (m/s) et sa direction (°) (données MétéoFrance Dieppe).

L'augmentation continue des pixels ensablés sur toute la période ne semble pas liée à une forte intensité des conditions hydrodynamiques (houles entre 1 et 1,5 m). Néanmoins, les houles d'ouest ainsi que les marées croissantes, du 24 au 31/10, peuvent expliquer cette progression des surfaces sableuses vers l'ouest.

Les photographies de l'appareil « Est » n'ont ensuite montré que très peu d'évolution entre le 30/10 et le 30/12 (date de la dernière image disponible), avec un estran quasiment totalement ensablé.

Un deuxième exemple d'évolution des surfaces sableuses lors de différentes conditions météo-marines est présenté sur la Figure 5.9, entre le 25 et le 28/09/2020. La digitalisation des surfaces ensablées a permis de montrer une réduction importante du nombre de pixel ensablé, de 800 000 le 25/09 à 680 000 le 28/09. Cette période est marquée par des houles de secteur nord-ouest, dépassant les 2 m, lors d'une marée moyenne, accompagné d'un vent dépassant les 10 m/s, également de secteur nord-ouest. La deuxième période, entre le 28/09 et le 01/10 ne connaît pas d'évolution en termes de surfaces sableuses. Les conditions météo-marines deviennent bien moins intenses, avec de faibles houles (< 1 m), accompagnées d'une hauteur d'eau croissante (marée de vive-eau), et des vents d'ouest majoritairement inférieurs à 5 m/s.

L'analyse des images sur cette période montre, qu'en général, la première moitié supérieure de l'estran rocheux, même si ce secteur est le plus visible par l'appareil-photo, connaît plus d'évolution en termes de dynamique sédimentaire. Les bords des placages sableux connaissent également plus généralement des évolutions importantes.

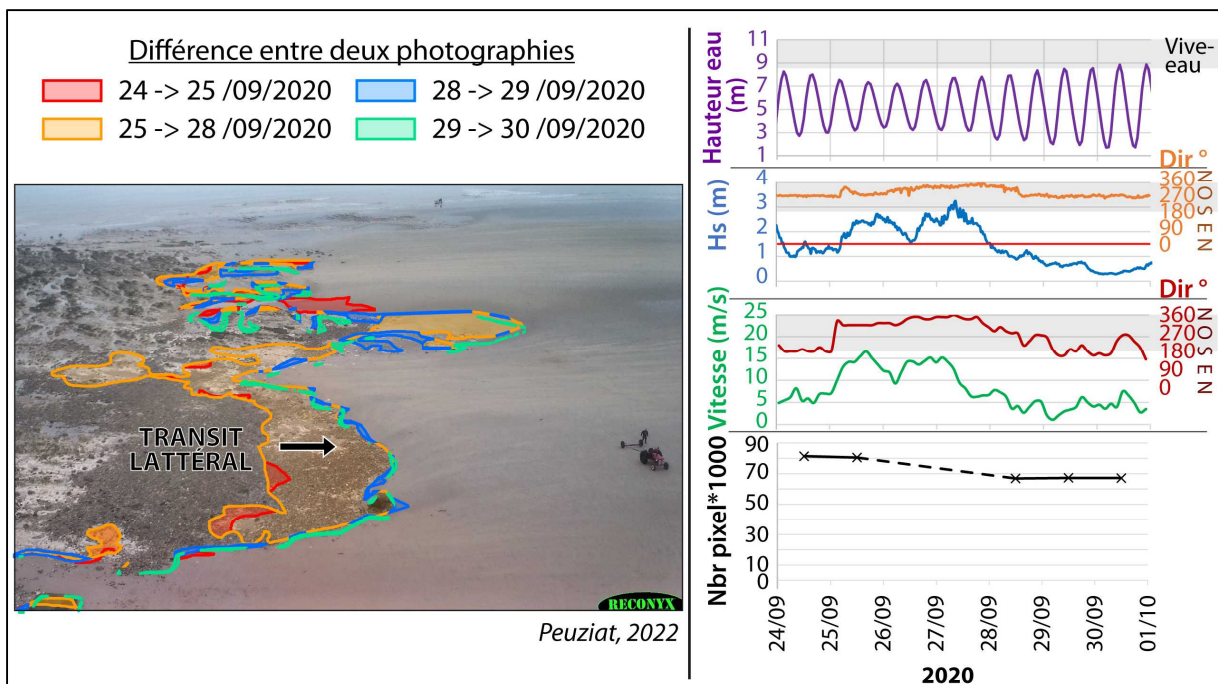


Figure 5.9 - Évolution des placages sableux observée à partir du piège photographique « Ouest », entre le 24/09 et 30/09/2020. Les différences de digitalisation entre chaque image sont représentées en nuance de couleur. Les surfaces sableuses digitalisées sont indiquées sur le graphique de droite (en pixel), et sont mises en relation avec les conditions de houle, de vent et de marée.

La zone visible par l'appareil-photo connaît ensuite peu d'évolution des surfaces sableuses, entre le 05/10 et le 10/10, en dépit d'une houle d'ouest importante ($H_s > 1,5$ m entre le 06 et 07/10), accompagnée d'une marée de vive-eau (Figure 5.10). Une légère diminution des surfaces sableuses (en pixel) le 06/10 est suivie d'une faible augmentation continue de ces dernières, jusqu'au 10/10/2020. Le secteur peut toutefois se séparer en deux, avec d'un côté, l'augmentation progressive des surfaces sableuses à l'ouest, et de l'autre, une réduction constante à l'est témoignant d'une dynamique longitudinale.

Les fortes houles ne semblent pas entraîner systématiquement des départs de sables, mais aussi des apports. Au regard des photographies, il n'y a pas de marqueurs morphologiques traduisant des transports sableux. En revanche, l'absence de sable en bas estran rocheux suggère l'absence d'échanges transversaux et privilégie donc un apport longitudinal venant de l'ouest, en accord avec les houles d'ouest.

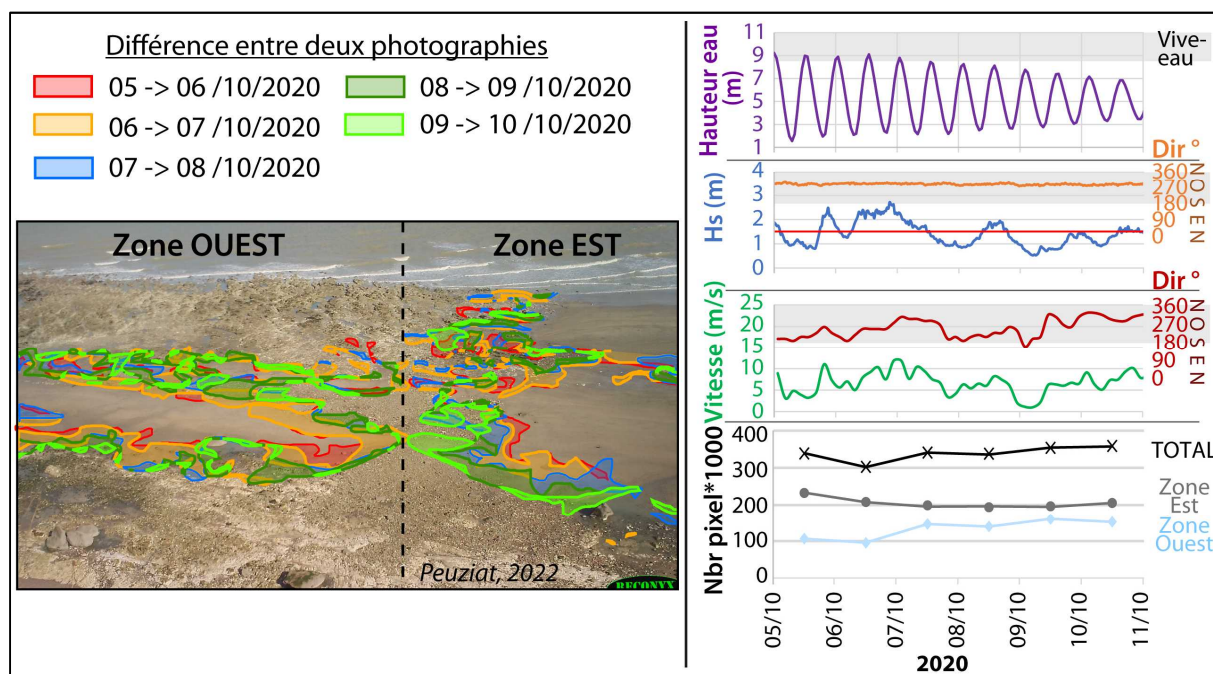


Figure 5.10 - Évolution des placages sableux observée à partir du piège photographique « Ouest », entre le 05/10 et le 10/10/2020. Les différences des digitalisations entre chaque image sont représentées en nuance de couleur. Les surfaces sableuses digitalisées sont indiquées sur le graphique de droite (en pixel), et sont mises en relation avec les conditions de houle, de vent et de marée.

La Figure 5.11 expose l'évolution des placages sableux sur une période hivernale, entre le 21 et le 26/12/2020. Le nombre de pixels ensablés augmente progressivement entre le 21 et le 23/12/2020, par des conditions de houles d'ouest modérées (< 1 m) comprenant un pic à presque 2 m le 22/12, associé à une marée de morte-eau. La photographie du 22/12 (Figure 5.12) permet de distinguer des marqueurs du transport sédimentaire, représentés par des rides, soit longitudinales ou transversales au rivage. Les rides transversales sont le témoin, ici, de remontées de sables depuis les petits fonds. L'agitation devient plus importante ensuite entre le 24 et le 25/12, avec des houles du nord supérieures à 2 m, atteignant les 3 m, lors d'une marée de morte-eau, et des vents également

de secteur nord, supérieurs à 10 m/s. Cette forte agitation de secteur nord provoque une réduction rapide du nombre de pixels ensablés, passant de 146 000 le 23/12 à 124 000 pixels le 25/12/2020.

Les conditions météo-marines retrouvent ensuite une période plus calme, avec des houles d'ouest inférieures à 1 m, marquant également une période de faible évolution des surfaces sableuses.

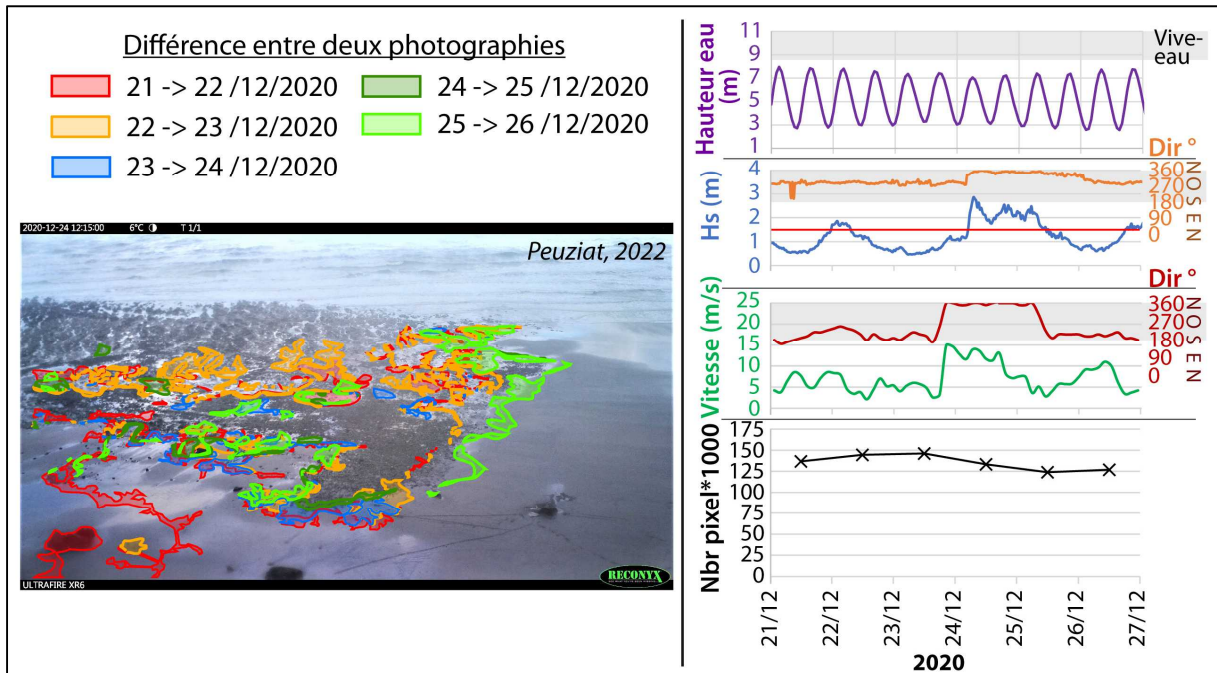


Figure 5.11 - Évolution des placages sableux observée à partir du piège photographique « Ouest », entre (A) le 21/12 et 26/12/2020. Les différences des digitalisations entre chaque image sont représentées en nuance de couleur. Les surfaces sableuses digitalisées sont indiquées sur le graphique de droite (en pixel), et sont mises en relation avec les conditions de houle, de vent et de marée.

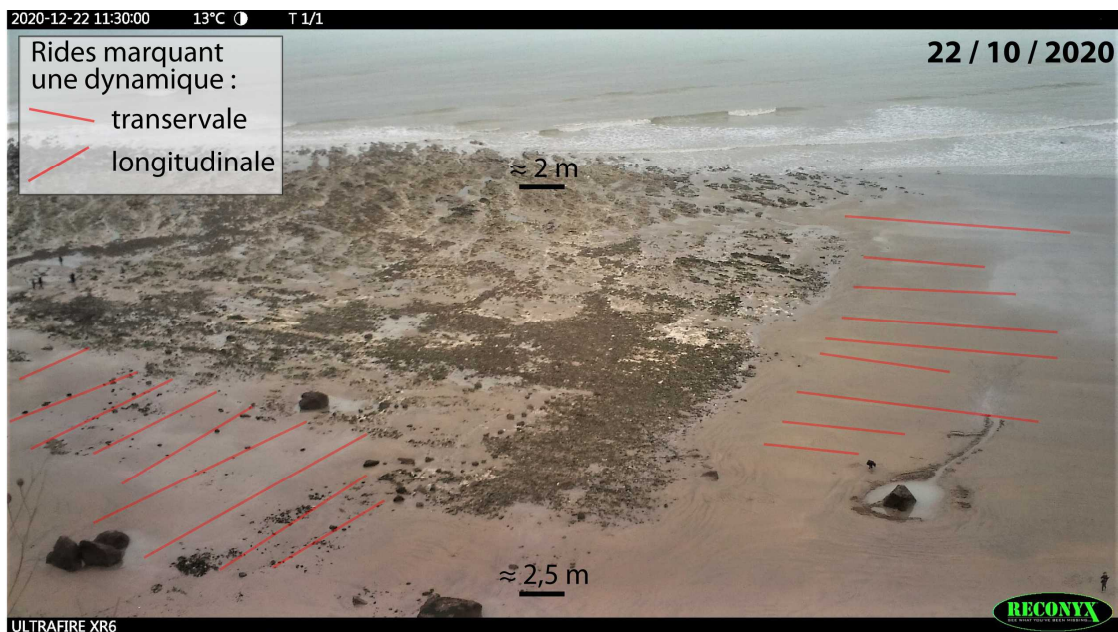


Figure 5.12 – Marqueurs morphologiques observés après une forte houle d'ouest, supérieure à 1,5 m. Des rides se forment dans les placages sableux montrant ainsi la dynamique, à la fois transversale de ces placages, marquant les échanges entre l'estran et les petits fonds marins, et longitudinale.

Une autre évolution très rapide des surfaces sableuses a pu être observée entre le 10/03 et le 15/03/2021. La digitalisation a été effectuée entre le 10 et le 16/03, lors des deux basses mers quotidiennes pour les 12, 13 et 14/03. La Figure 5.13 montre la dynamique très rapide des placages sableux, à l'échelle de la marée, se traduisant par la disparition globale de sable, toutefois interrompue par des épisodes d'accumulations, en dépit de fortes agitations.

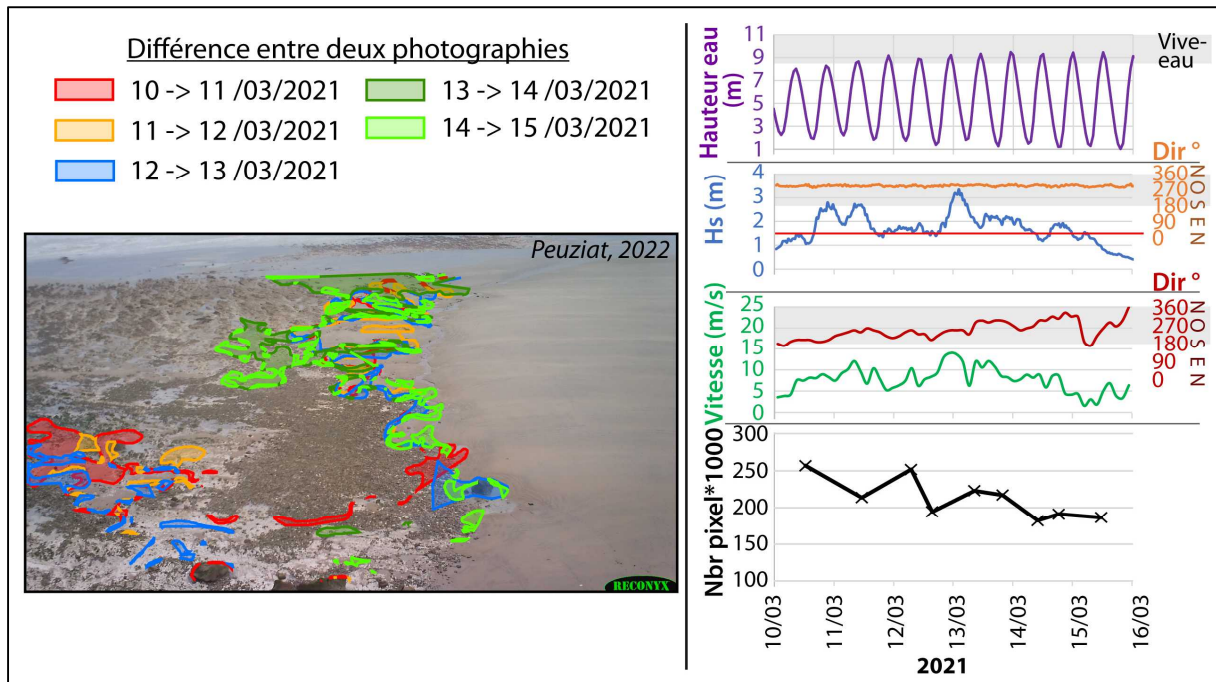


Figure 5.13 - Évolution des surfaces sableuses entre le 10/03 et le 15/03/2021, en fonction de la hauteur d'eau (m) (données SHOM Dieppe), de la hauteur significative de la houle (m) et sa direction (°) (données CEREMA -CANDHIS Penly), ainsi la force du vent (m/s) et sa direction (°) (données MétéoFrance Dieppe).

Les marées de vive-eau accompagnent des fortes houles d'ouest majoritairement supérieures à 1,5 m sur toute la période, et comprenant des pics au-dessus de 2,5 m, notamment le 11 et le 13/03. Le premier pic de houle se traduit par une courte réduction des surfaces sableuses, entre le 10 et le 11/03, regagnées le 12/03. Le deuxième pic de houle, du 13 au 14/03, lors d'une marée de vive-eau, s'accompagne également d'une réduction, bien que plus faible, des pixels ensablés.

Un dernier exemple de dynamique journalière des placages sableux est exposé sur la Figure 5.14, sur la période du 06/02 au 22/02/2022. Pour le mois de février 2022, la dynamique est fortement érosive sur la zone « Ouest » avec une diminution de l'ordre de 80 % des surfaces sableuses (de 270 000 pixels le 06/02 à 56 000 pixels le 22/02). Les conditions de houle et de vent montrent, cette fois-ci, qu'une forte intensité a pu accentuer le départ de sable. En effet, les fortes houles et vents d'ouest entre le 06/02 et 07/02 ont provoqué un déplacement massif des placages sableux, comme en témoignent les photographies de la Figure 5.14-A. Une période plus calme s'est accompagnée d'une légère augmentation des surfaces sableuses, avec des vents faibles mais majoritairement de secteur nord. Ces vents seraient susceptibles d'apporter du sable depuis la zone

« Est ». Une dégradation progressive des conditions météo-marines à partir du 12/02 entraîne une diminution importante et constante des surfaces ensablées, jusqu'au 22/02. Les deux tempêtes successives de retour annuel, survenues entre 16/02 et le 21/02, ne semblent toutefois pas avoir accentué de manière significative la diminution des surfaces sableuses.

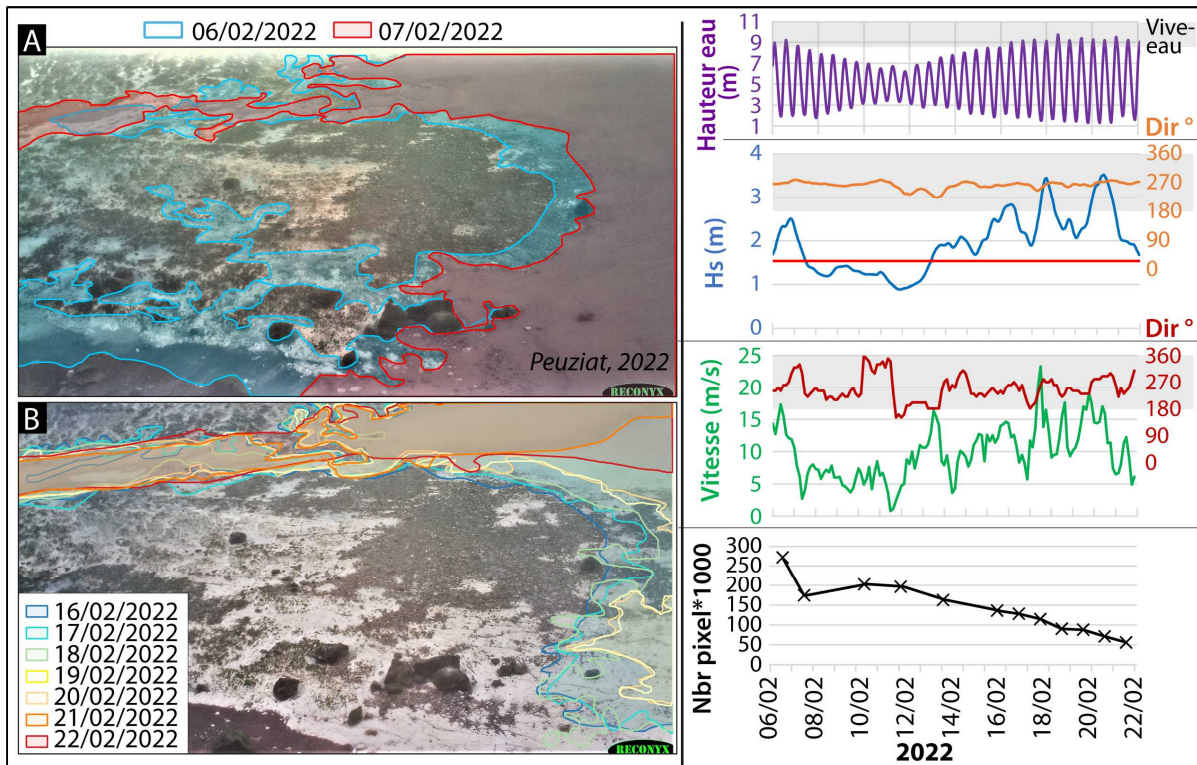


Figure 5.14 - Évolution des placages sableux observée à partir du piège photographique « Ouest », entre (A) le 06/02 et 07/02/2022 et (B) entre le 16/02 et le 22/02/2022. Les digitalisations sont représentées en nuance de couleur. Les couleurs froides correspondent aux plus grandes surfaces sableuses et les couleurs les plus chaudes aux plus petites. Les surfaces sableuses digitalisées sont indiquées sur le graphique de droite (en pixel), et sont mises en relation avec les conditions de houle, de vent et de marée.

Ces observations permettent de mettre en avant :

- L'évolution des placages sableux s'effectue à très court terme, parfois à l'échelle d'une marée.
- Les départs ou arrivées de sables sont plus importants lors de conditions de fortes houles (>1,5 m), quelle que soit les conditions de marée (effet de seuil).
- Ces évolutions ne sont toutefois pas systématiques lors de fortes agitations.
- La présence de rides transversales témoigne d'échanges sableux entre les petits fonds marins et l'estran. Des rides longitudinales traduisent également l'importante dynamique des placages sableux transitant sur le platier rocheux, majoritairement vers le nord-est, sous l'action de la dérive littorale.
- Le platier rocheux est localement entaillé vers la mer par des rigoles d'écoulement (« crans » ou « carniaux »). Ces rigoles peuvent se combler de sables, mais semblent ici jouer le rôle de blocage, empêchant la remontée de sables à la surface de l'estran rocheux.

La méthode mise en place présente, néanmoins, d'importantes limites. Premièrement, elle ne permet pas d'obtenir d'informations quantitatives limitant les calculs précis des surfaces sableuses. Deuxièmement, le faible angle d'ouverture de l'appareil-photo ne permet pas d'observer une vaste zone, et limite donc les interprétations quant aux dynamiques notamment longitudinales. De plus, la résolution des images ne permet que rarement d'observer la morphologie des surfaces sableuses, pouvant traduire des dynamiques longitudinales ou transversales. Enfin, la quantification des volumes de sable mobilisés n'est toutefois pas envisageable via les pièges photographiques, due à l'absence des paramètres de calibration des images (échelle, obliquité, etc.). La digitalisation des surfaces sableuses, permettant le suivi par pixel, a été réalisée sur quelques épisodes très dynamiques, mais cette technique est chronophage. L'entraînement d'un modèle de Machine Learning (Soloy *et al.*, 2020) pourrait permettre d'identifier les fractions sableuses et d'en extraire les surfaces sur une période de temps plus importante, afin d'observer de potentielles tendances d'ensablement/désensablement.

Pour compléter ces observations et pallier à certaines limites, nous avons donc procédé à l'analyse des placages sableux par profils de plages, dans le but d'obtenir des informations sur la morphologie et les volumes de sables mobilisés.

5.1.2.2. *Analyse des variations d'épaisseurs le long d'un profil de plage : vers une estimation des volumes de sables en mouvement*

Dans le but de mesurer, d'une part, les épaisseurs de sables, et d'estimer, d'autre part, les volumes de sable mobilisé, plusieurs levés topographiques ont été réalisés au moyen d'un système DGPS couramment utilisé dans ce type de suivi (Suarez *et al.*, 2012 ; Desmazes *et al.*, 2013 ; Earlie *et al.*, 2018 ; Jeanson *et al.*, 2018 ; Biauxque et Senechal, 2020 ; Nicolae Lerma *et al.*, 2022). Un premier profil topographique a été réalisé le 22/10/2021, à marée basse (coefficient 76). Un point GPS est relevé tous les 5 mètres en suivant un profil cross-shore indiqué par un décimètre, du pied du cordon de galets à la limite de basse mer (Figure 5.15). Pour chaque point GPS acquis, un sondage en profondeur est effectué à l'aide d'un tube métallique creux permettant de récupérer une carotte de sable, depuis la surface sableuse jusqu'au toit du substrat crayeux (Figure 5.15-A et Figure 5.16). Les prélèvements permettent également de décrire la composition sableuse en profondeur, au-delà des 10 premiers centimètres homogènes des échantillons décrits dans le Chapitre 2. Néanmoins, les sédiments des carottes n'ont pas fait l'objet d'analyses granulométriques. Les photographies de la Figure 5.16 nous renseignent toutefois sur la présence d'une partie supérieure homogène composée de sable fin à moyen, composition similaire aux échantillons de milieu et de bas estrans analysés précédemment, et considérée comme régulièrement mobilisée. Cette partie surmonte par endroit une épaisseur d'une quinzaine de centimètre de sable fin envasé (Prélèvements 1, 2 et 3), caractérisée par la couleur foncée donnée

par les sédiments très fins/silteux. L'envasement des sédiments sableux marque la relative stabilité de cette section.

L'épaisseur de sable est ensuite mesurée et renseignée à chaque point GPS, formant donc le profil d'épaisseur de référence en X et Z, avec une marge d'erreur de l'ordre du centimètre (Figure 5.16).



Figure 5.15 - (A) Tube métallique permettant le prélèvement de sable en profondeur. (B) Profil de plage suivi avec un point GPS et un prélèvement tous les 5 m.

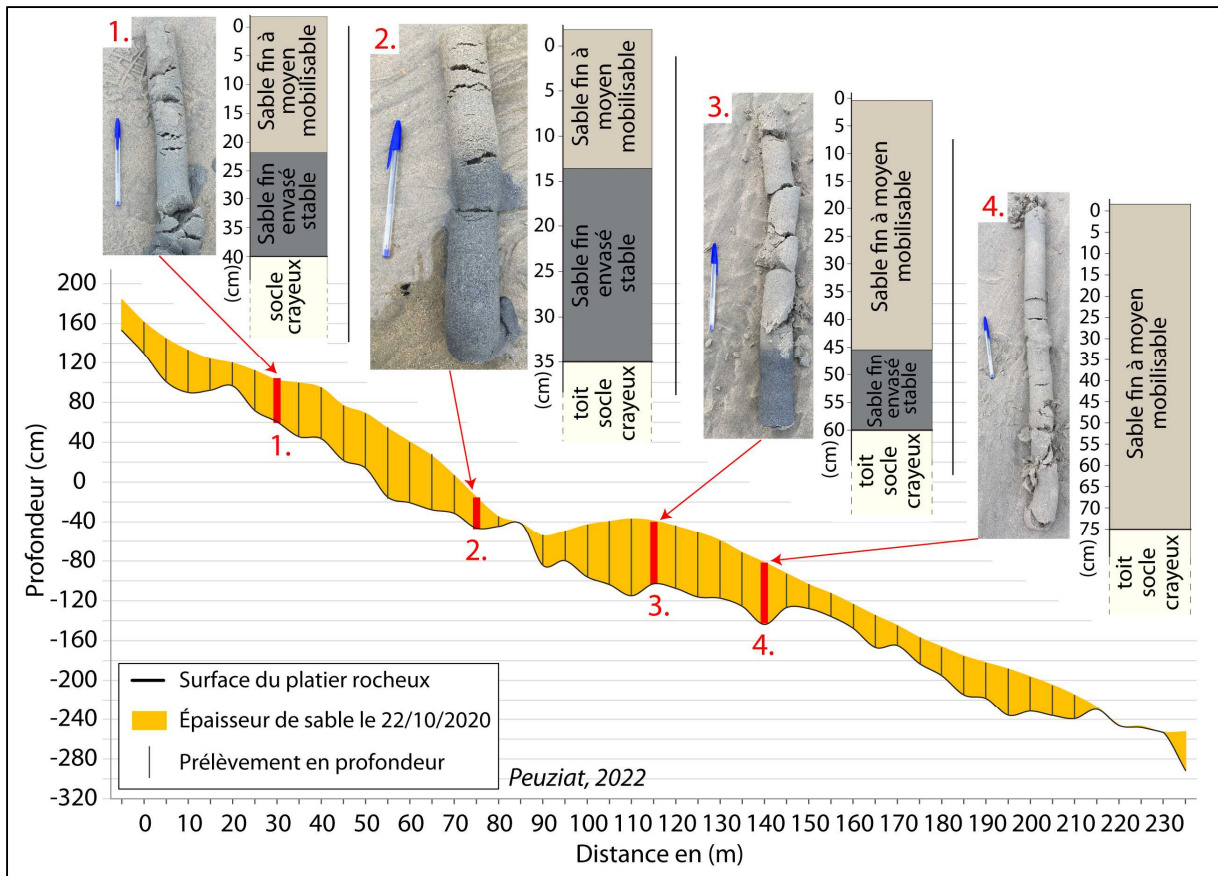


Figure 5.16 - Profil topographique et d'épaisseur réalisé le 22/10/2020. 4 exemples de prélèvements en profondeur (jusqu'au socle crayeux) et leur position sur le profil sont également représentés, montrant des niveaux de sables fins envasés surmontés d'une couverture de sables fins à moyen considérée comme régulièrement mobilisée.

Pour les relevés suivants, les relevés GPS le long du profil de plage sont de nouveau effectués au DGPS, en reprenant les mêmes points du profil de référence avec une précision centimétrique. Le profil d'épaisseur est obtenu en soustrayant les altitudes mesurées sur chaque nouveau profil et en les additionnant aux épaisseurs de sable mesurées lors du profil de référence. Cette méthode permet ainsi de pallier l'aspect chronophage des prélèvements, et d'obtenir un suivi temporel des épaisseurs de sable avec une précision centimétrique. 9 profils d'épaisseur de sable ont été réalisés entre le 22/10/2020 et le 25/01/2022, espacés de 2 à 3 mois maximum, sur un profil de 240 m de long, permettant d'observer la variabilité à l'échelle de la saison sur la zone intertidale.

La Figure 5.17 indique les variations d'épaisseurs pour chaque levé le long du profil. Ce graphique témoigne de l'importante variabilité pluricentimétrique à métrique de l'épaisseur sableuse. Le profil se dessine en 2 compartiments, un secteur (A), vers la côte, présentant une forte variabilité en termes d'épaisseur de sable, de 0,22 à 0,79 m d'écart, et un secteur (B), vers la mer, plus stable et moins épais, de 0,13 à 0,37 m d'écart. Le platier rocheux n'a affleuré qu'une fois au milieu du profil, lors du premier levé le 22/10/2020. Il n'affleure ensuite qu'en bas estran.

La somme des épaisseurs sableuses mesurées (Figure 5.18) montre un ensablement global sur la période de temps étudiée, avec +0,5 m de sable sur tout le profil de plage. Cet ensablement n'est toutefois pas constant dans le temps, avec des périodes d'apports sableux entre le 22/10/2020 et le 01/04/2021, suivies d'une période érosive, entre le 01/04 et le 09/07/2021, puis de nouveau un apport de sable, plus massif, entre le 09/07 et le 18/10. Deux levés rapprochés, le 18 et le 25/10/2021 montrent un apport de plus de 10 cm de sable en l'espace d'une semaine. La tempête « Aurore », avec des vents de secteur sud dépassant les 90 km/h en rafale à Dieppe, a frappé la zone d'étude le 20 octobre 2021 et pourrait être responsable, en partie, de ce pic d'apport sableux.

L'observation des images prises par les pièges photographiques ne montre toutefois pas d'évolution surfacique nette des placages sableux. Enfin, la période entre le 25/10/2021 et le 21/01/2022 est, à nouveau, marquée par un départ de sable. Les autres épisodes tempétueux majeurs (avec des vents dominants de secteur sud également), indiqués sur la Figure 5.18 ne semble pas montrer de tendance quant à l'impact des tempêtes sur l'évolution des placages sableux. Ces évolutions ne mettent pas en évidence de tendances saisonnières, notamment entre la période automnale et hivernale, comme cela peut-être le cas pour les plages sableuses (van Rijn *et al.*, 2003 ; Senechal *et al.*, 2015 ; Scarelli *et al.*, 2017).

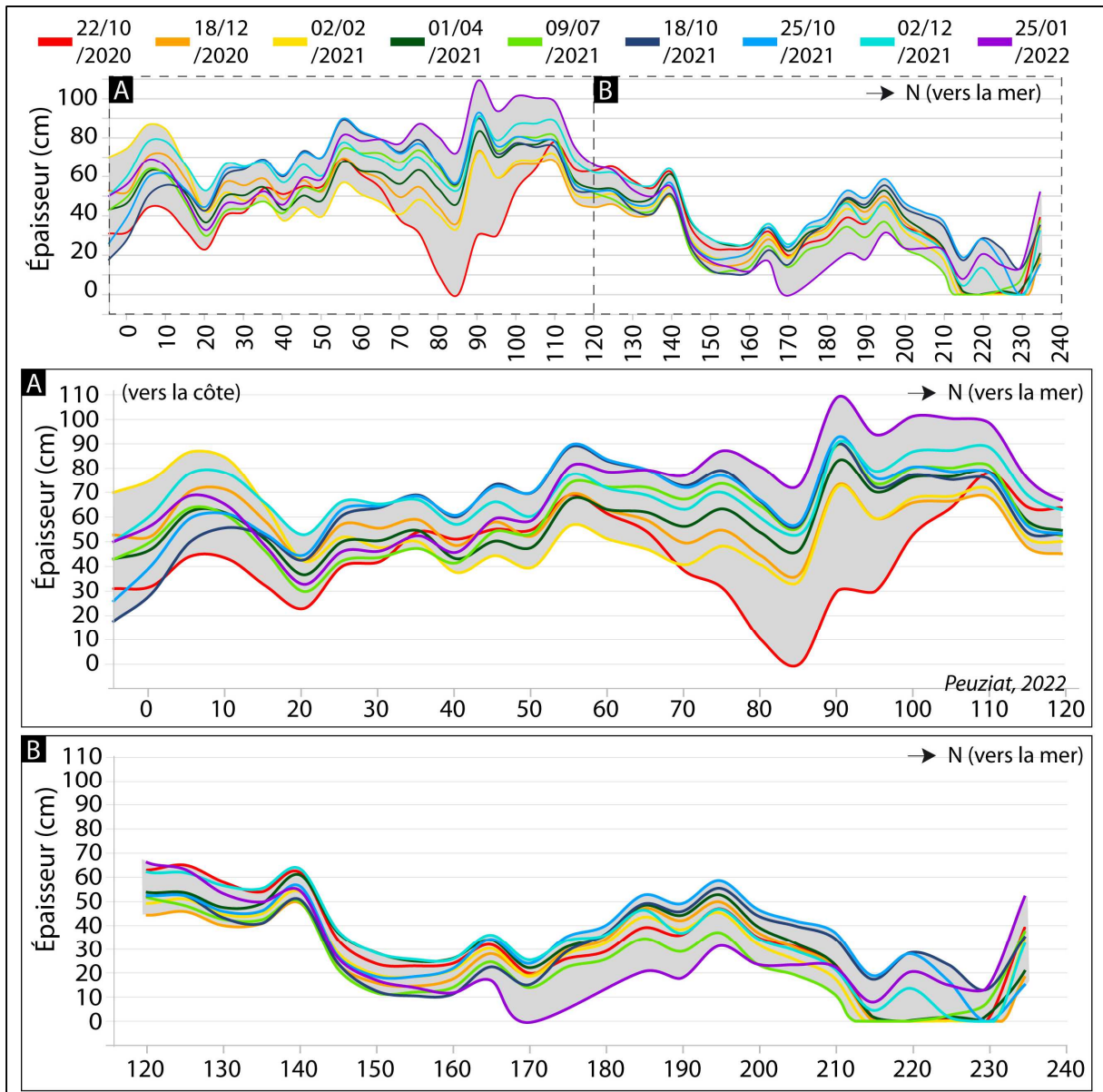


Figure 5.17 - Évolution de l'épaisseur de sable le long d'un profil de 240 m, entre le 22/10/2020 et le 25/01/2022, sur le site de Varengeville-sur-Mer. Zoom sur (A) le secteur le plus proche de la côte et (B) le secteur vers la mer.

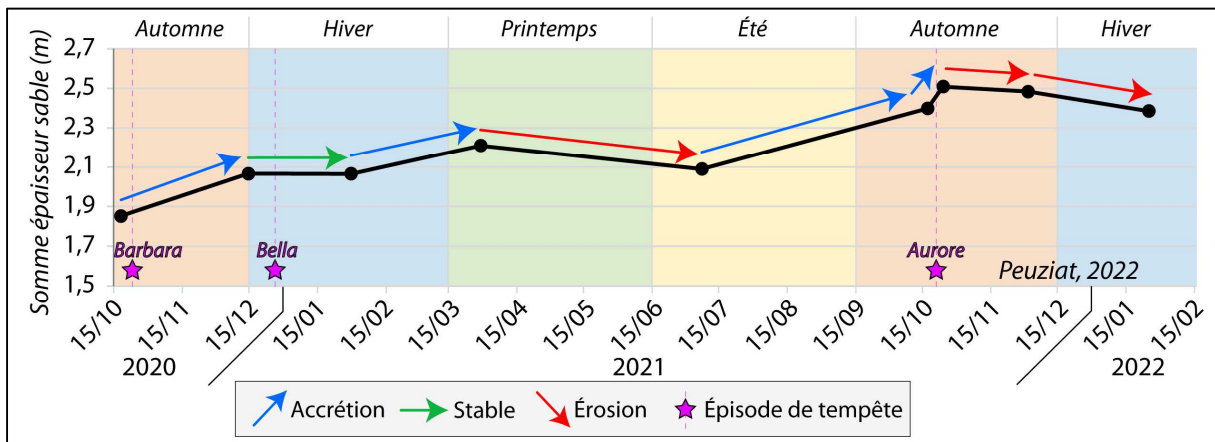


Figure 5.18 - Évolution des épaisseurs totales de sable entre le 22/10/2020 et 25/01/2022, sur le profil réalisé à Varengeville-sur-Mer.

Chaque profil d'épaisseur a été comparé au suivant et montre la répartition de la variabilité des apports et départs de sable le long du profil (Figure 5.19).

- Entre le 22/10 et le 18/12/2020, le haut estran s'est ensablé. Comme exposé par les photographies, l'évolution des surfaces sableuses peut être très rapide, à l'échelle d'une marée. La comparaison de deux images proches du 18/12 montre un déplacement d'un placage sableux probablement d'ouest en est, pouvant ainsi expliquer les épaisseurs de sable accumulées. Toutefois, l'érosion du mi estran peut également avoir migré vers le haut estran (Figure 5.19-1).
- Les évolutions sont beaucoup moins marquées entre le 18/12/2020 et le 02/02/2021. Une légère accrétion, venant de la mer, s'observe en mi estran. Les photographies ne nous permettent pas d'analyser les variations aux extrémités du profil (Figure 5.19-1).
- L'ensablement léger (+10 cm en moyenne), mais global sur la quasi-totalité du profil, entre le 02/02 et le 01/04, n'est pas observable en surface. Toutefois, l'érosion en début de profil semble s'expliquer sur les photographies, avec un déplacement de sable d'est en ouest (Figure 5.19-1).
- L'érosion du profil sur une dizaine de centimètres d'épaisseur, du milieu au bas estran, ainsi que la légère accrétion en haut estran, entre le 01/04 et le 09/07/2021 n'est pas visible en surface sur les photographies (Figure 5.19-2).
- Entre le 09/07 et le 18/10/2021, l'ensablement est important sur une majeure partie du profil, particulièrement en haut et bas estran (+20 cm). Deux scénarios sont observables via les photographies : le premier concerne le bas estran et l'apparition de sable. Ce dernier ne semble pas pouvoir s'être déplacé de l'ouest, et semble donc marqué une arrivée par la mer. Le deuxième concerne le haut estran et semble s'expliquer par une arrivée massive de sable en provenance de l'ouest du secteur. Ainsi, ce secteur marque la présence simultanée de plusieurs sources sableuses (Figure 5.19-2).
- Les photographies entre le 18/10 et le 25/10/2021 étant bruitées (masquées par la buée, la pluie), il n'est pas possible de les utiliser. Nous pouvons toutefois observer une très légère accrétion sur l'ensemble du profil, sauf en toute fin de profil (Figure 5.19-2).
- Entre le 25/10 et le 02/12/2021, le profil laisse penser à un déplacement de sable de la mer vers la côte, avec une érosion en bas estran, au profit du mi estran, et une érosion entre le mi et haut estran, au profit du haut estran. Toutefois, les photographies nous montrent, pour le haut estran, une possible arrivée massive de venant de l'ouest. Ainsi, les deux scénarios, à savoir une arrivée par la mer en bas estran et un déplacement latéral de placages sableux pour le haut estran semble également s'observer (Figure 5.19-3).
- Enfin, le profil entre le 02/12/2021 et le 25/01/2022 présente la même tendance que le précédent. Les photographies ne montrent toutefois pas d'évolution surfacique (Figure 5.19-3).

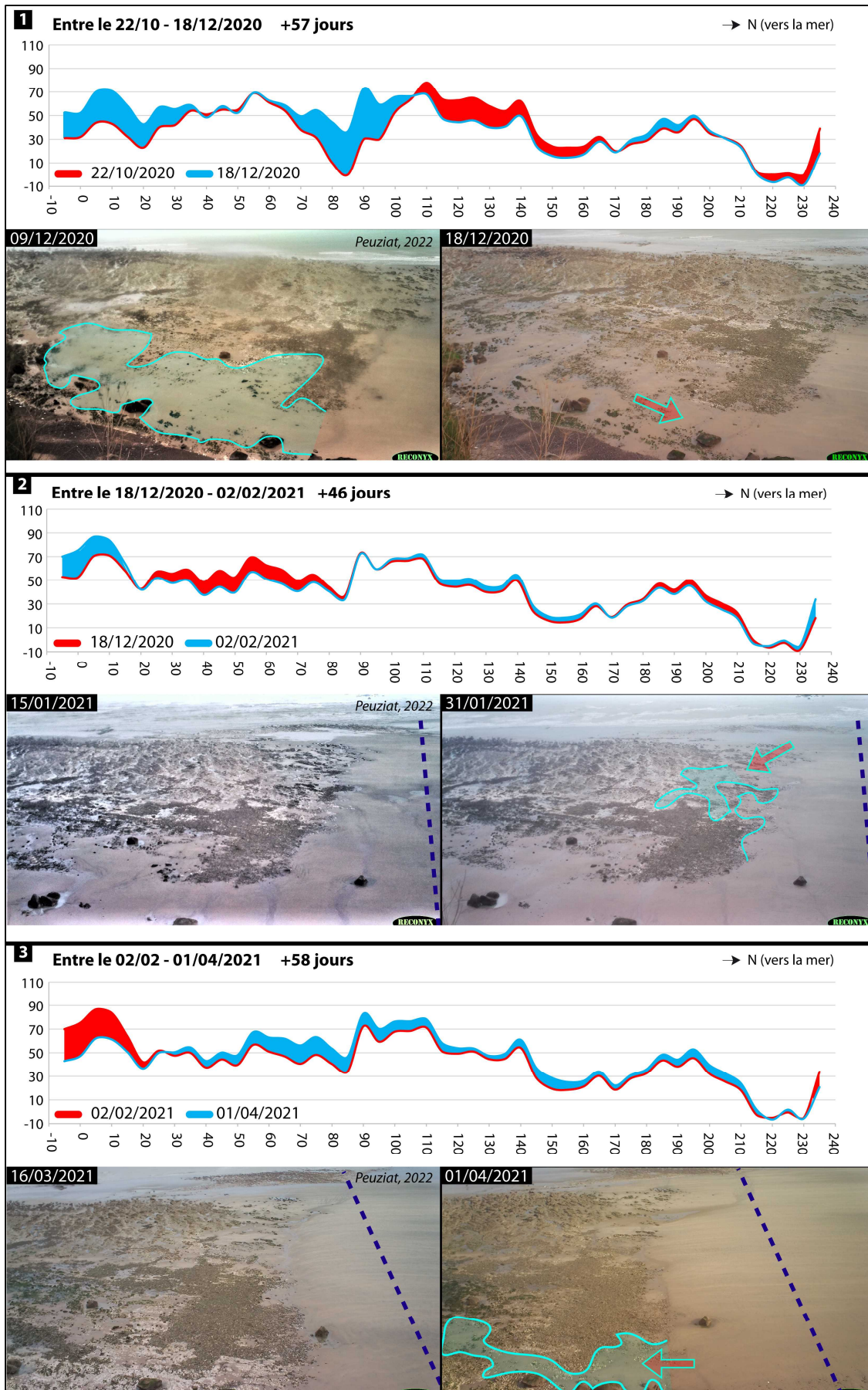


Figure 5.19 (1/3) - Variation d'épaisseur de sable le long du même profil de plage entre chaque levé, du 22/10/2020 au 01/04/2021, sur le site de Varengeville-sur-Mer.

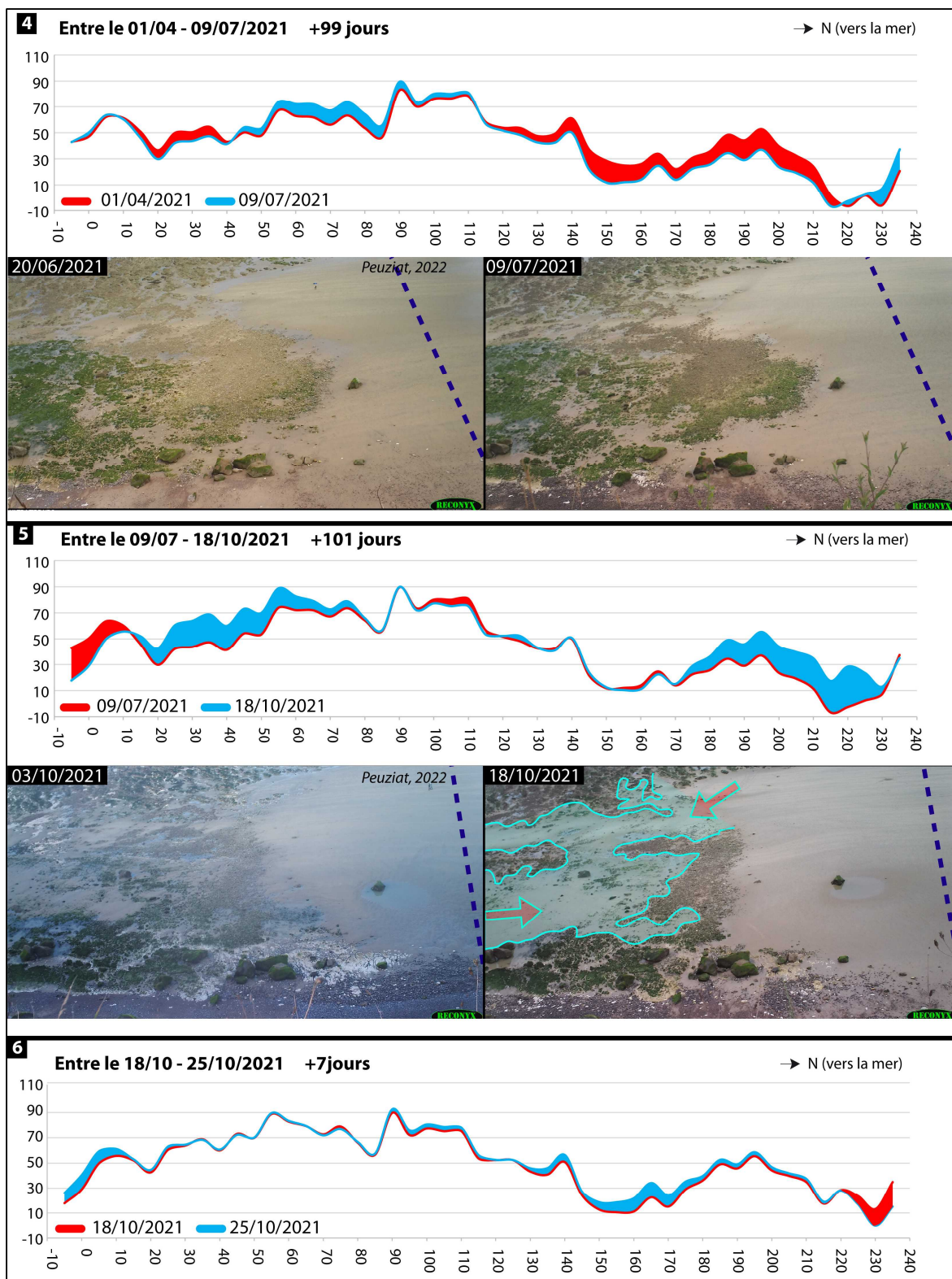


Figure 5.19 (2/3) - Variation d'épaisseur de sable le long du même profil de plage entre chaque levé, du 01/04/2021 au 25/10/2021, sur le site de Varengeville-sur-Mer.

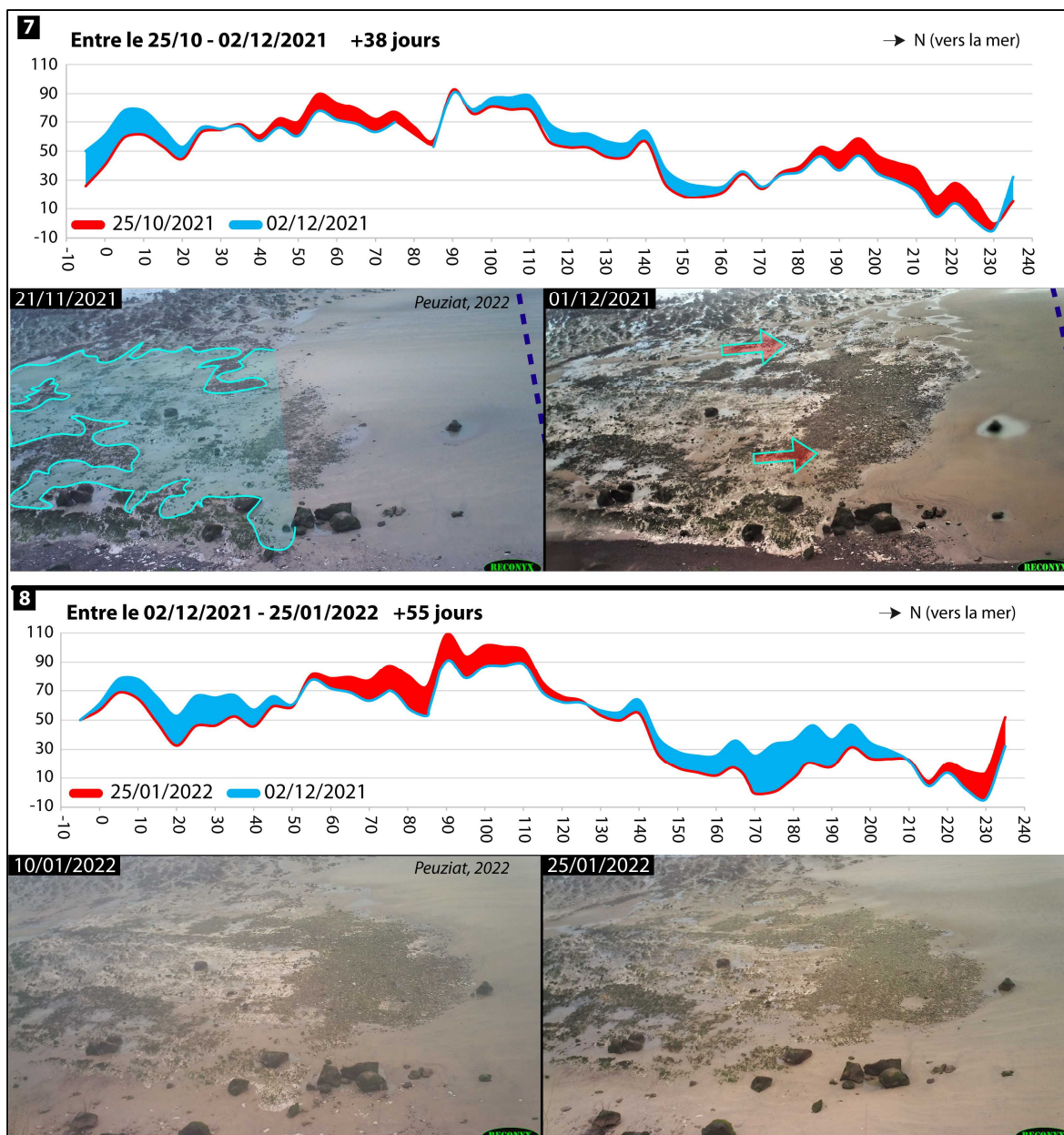


Figure 5.19 (3/3) - Variation d'épaisseur de sable le long du même profil de plage entre chaque levé, du 25/10/2021 au 25/01/2022, sur le site de Varengeville-sur-Mer. La ligne en pointillé correspond à la position du profil.

La comparaison des profils d'épaisseur a permis d'obtenir les épaisseurs de sédiments sableux mobilisées le long d'un profil. Les cubatures ont ensuite été réalisées en prenant une largeur définie de 1 m, le long du profil (Tableau 5.1). Ainsi, le bilan sédimentaire sur la période étudiée est positif avec +1 440 m³ de sable accumulé. Toutefois, ces calculs montrent également 2 fortes périodes d'érosion, au printemps 2021 et à l'hiver 2021-2022. Il semblerait que l'évolution ne soit pas homogène sur toute la zone, au vu des variabilités observées de part et d'autre de l'étendue sableuse, au droit de la valleuse de Varengeville-sur-Mer, et mises en évidence précédemment par les pièges photographiques (cf. paragraphe 5.1.2.1.).

Tableau 5.1 – Somme des gains et pertes en sable entre chaque profil d'épaisseur réalisé à Varengeville-sur-Mer, entre le 22/10/2020 et le 25/01/2022. Les volumes sont calculés le long du profil de 240 m, sur une largeur de 1 m.

| | 22/10/2020 - 18/12/2020 | 18/12/2020 - 02/02/2021 | 02/02/2021 - 01/04/2021 | 01/04/2021 - 09/07/2021 | 09/07/2021 - 18/10/2021 | 18/10/2021 - 25/10/2021 | 15/10/2021 - 02/12/2021 | 02/12/2021 - 25/01/2022 |
|--------------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|
| Gain + (m) | 4,07 | 1,5 | 2,83 | 1,35 | 4,03 | 1,54 | 2,44 | 2,97 |
| Perte - (m) | -1,93 | -1,51 | -1,38 | -2,56 | -0,93 | -0,44 | -2,02 | -3,96 |
| SOMME (m) | 2,14 | -0,01 | 1,45 | -1,21 | 3,10 | 1,10 | 0,42 | -0,99 |
| Surface (m²) | 240 | | | | | | | |
| Volume (m³) | 513,6 | -2,4 | 348 | -290,4 | 744 | 264 | 100,8 | -237,6 |
| BILAN (m³) | 1 440 | | | | | | | |

La mesure des prélèvements de sables en profondeur (d'une précision centimétrique), ainsi que la prise des points GPS au moyen d'un DGPS (avec une précision également centimétrique), permettent d'obtenir une marge d'erreur très faible (ordre de grandeur centimétrique) pour le calcul des volumes le long du profil. Toutefois, ces cubatures ont été réalisées le long du profil avec une largeur définie de 1 m, pouvant donc augmenter la marge d'erreur des résultats.

5.2. Suivi photogrammétrique par image drone des surfaces et volumes de sables à Sainte-Marguerite-sur-Mer (Cap d'Ailly)

5.2.1. Levé aérien par drone : mise en place d'une méthode de suivi haute fréquence temporelle des surfaces et volumes de sables

- **Choix de la méthode d'acquisition**

Le calcul des volumes de sable déplacés entre deux levés peut être réalisé en comparant deux Modèles Numériques de Terrain (MNT) de très haute résolution, au minimum centimétrique. Les levés LiDAR aéroportés récents, réalisés sur toute la zone d'étude en 2018 et 2020 par le ROLNHDF, ne permettent pas d'effectuer des cubatures, du fait de leur résolution de 1 m. L'acquisition d'images aériennes par drone présente donc l'avantage, d'une part, d'obtenir des informations à très haute résolution (centimétrique), et de surcroît de façon très rapide (quelques heures) et à moindre coût, économique et temporel. Par ailleurs, la miniaturisation des capteurs, dont la précision est comparable désormais à certains outils tels le LiDAR terrestre ou aéroporté,

permet une mise en place et une utilisation simplifiée et rapide (Gonçalves et Henriques, 2015 ; Turner *et al.*, 2016 ; Sturdivant *et al.*, 2017 ; Medjkane *et al.*, 2018 ; Pitman *et al.*, 2019 ; Kovanič *et al.*, 2020 ; Zanutta *et al.*, 2020).

- **Choix de la zone atelier**

Plusieurs levés aériens par drone ont été effectués sur une zone commune. La zone survolée présente une évolution surfacique très intense dans le temps et l'espace (cf. Chapitre 3 & 4), et dispose d'un grand nombre de données notamment en imagerie (aérienne et satellite). Un secteur de 1 km de long pour une surface de 0,2 km², au niveau de la commune de Sainte-Marguerite-sur-Mer, sur la partie ouest du Cap d'Ailly, a été retenu comme zone atelier pour le suivi aérien (Figure 5.20). L'affleurement du platier fait apparaître une morphologie très peu accidentée et marquée par une faible pente ($\approx 1,7\%$).

Comme le montre les analyses réalisées par télédétection dans le Chapitre 4, le secteur choisi ici connaît une évolution des surfaces sableuses très intense dans le temps et l'espace (Figure 5.21).



Figure 5.20 - Carte de localisation du site de Sainte-Marguerite-sur-Mer. (1) Vue en plan et (2) vue oblique de la zone analysée.

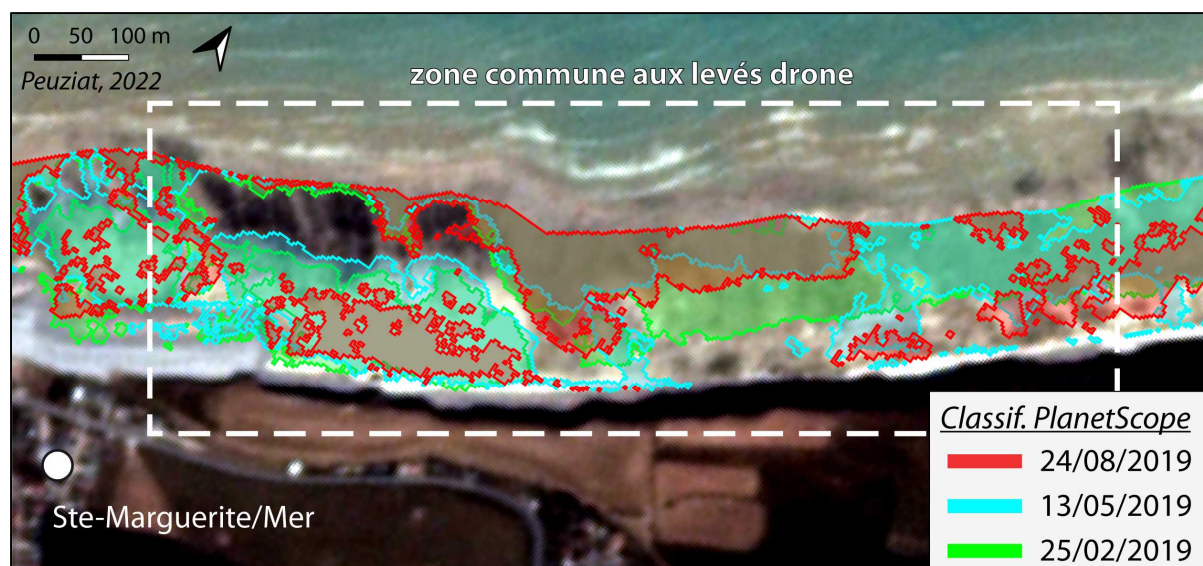
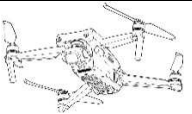


Figure 5.21 - Surfaces ensablées obtenues par classification supervisée des images satellites PlanetScope, entre le 25/02/2019 et le 24/08/2019, montrant la variabilité mensuelle des surfaces sableuses.

- **Levés drone et géoréférencement par DGPS**

La zone a été survolée par un drone de la marque « DJI », modèle « Air2S ». Ce drone de moins de 600 gr permet un pilotage facile et intuitif, mais ne permet néanmoins pas d’y intégrer un plan de vol. Le pilotage a donc été effectué en mode manuel, à partir d’une radiocommande dotée d’un système de transmission et reliée à un iPad. La vitesse horizontale de vol doit être faible afin d’éviter de brouter et flouter les photographies. Une vitesse constante de 5 m/s a ainsi été respectée pour tous les vols. Une prise de vue automatique, par intervalle de 5 secondes, a permis un recouvrement optimal des photographies de plus de 80 %. L’angle d’inclinaison de la nacelle a été défini à 85° dans le but de mieux définir les reliefs (Tableau 5.2) (Pitman *et al.*, 2019 ; Taddia *et al.*, 2019 ; Zanutta *et al.*, 2020 ; Gonçalves *et al.*, 2021).

Tableau 5.2 - Caractéristiques du drone DJI Air 2S.

| DJI Air 2S | Inclinaison caméra | Vitesse | Altitude | Prise de vue | Capteur | Résolution / Taille de pixel | Longueur focale |
|---|--------------------|---------|----------|--------------------|------------------|---------------------------------|-----------------|
|  | 85° | 5 m/s | 80 m | 1/intervalle 5 sec | CMOS 1" 20 MP | 5472 x 3648 / 2,51 x 2,51 µm | 8,38 mm |

Quatre survols ont été effectués pour tenter de couvrir une période hivernale, période la plus morphogène. Ce travail a donc été effectué entre les mois d’octobre 2021 et de février 2022 :

- Le 25 octobre 2021,
- Le 02 décembre 2021 (+39 jours par rapport au précédent levé),

- Le 25 janvier 2022 (+54 jours par rapport au précédent levé)
- Le 22 février 2022 (+28 jours par rapport au précédent levé),

Les conditions anémométriques lors des levés étaient calmes à modérées (force du vent < 35 km/h) (Tableau 5.3). Les trajectoires de vol effectuées pour chaque levé sont représentées sur la Figure 5.22. Pour chaque vol, environ 300 photographies ont été prises (Figure 5.22). La zone centrale est en effet la plus couverte, avec un chevauchement des images >9. Les zones situées aux extrémités de l'emprise du levé (en orange et rouge), présentent un très faible recouvrement et n'ont pas été prises en compte dans le traitement final des modèles.

Tableau 5.3 - Conditions de vents et hauteur d'eau lors des levés aériens

| Date | Heure | Vent (km/h) | Rafale (km/h) | Hauteur d'eau | Coeff. marée |
|------------|-------|-------------|---------------|---------------|--------------|
| 25/10/2021 | 10h00 | 17 | 31 | 1,93 | 72 |
| 25/10/2021 | 11h00 | 15 | 31 | 2,92 | 72 |
| 02/12/2021 | 15h00 | 34 | 49 | 2,26 | 80 |
| 02/12/2021 | 16h00 | 31 | 50 | 1,49 | 80 |
| 25/01/2022 | 11h00 | 10 | 17 | 2,04 | 62 |
| 25/01/2022 | 12h00 | 10 | 15 | 2,48 | 62 |
| 22/02/2022 | 10h00 | 19 | 37 | 1,36 | 81 |
| 22/02/2022 | 11h00 | 19 | 40 | 2,01 | 81 |

Bien que le drone possède un récepteur GNSS (Global Navigation Satellite Systems), indiquant la position X, Y, ainsi que l'altitude de vol, la marge d'erreur du géoréférencement des images reste élevée, de l'ordre de 1,5 m en XY et plurimétrique en Z (Tableau 5.4). Le calcul de volume nécessite un géoréférencement très précis des images. Ainsi, plusieurs cibles ont été placées au sol et géoréférencées au DGPS afin de recalculer précisément les images aériennes dans l'espace (en X, Y, et Z) (Figure 5.22 & Figure 5.23). Les cibles ont été disposées de façon à couvrir au maximum les extrémités et le centre de la zone, afin d'éviter les déformations lors de la génération du modèle photogrammétrique. La position des cibles a été relevée par un DGPS « Trimble », composé d'une base et d'un récepteur mobile GNSS R8s, permettant d'obtenir une précision centimétrique en X, Y et Z. Le récepteur mobile placé sur la cible acquiert une mesure GPS de 30 secondes (Gonçalves *et al.*, 2018 ; Mury *et al.*, 2019 ; Zanutta *et al.*, 2020). Les points sont ensuite corrigés en post-traitement, en utilisant les référentiels locaux de l'IGN. Une fois les levés aériens et GPS effectués, un traitement photogrammétrique a été utilisé pour reconstruire la morphologie de la zone sous la forme d'un nuage de points géoréférencé.

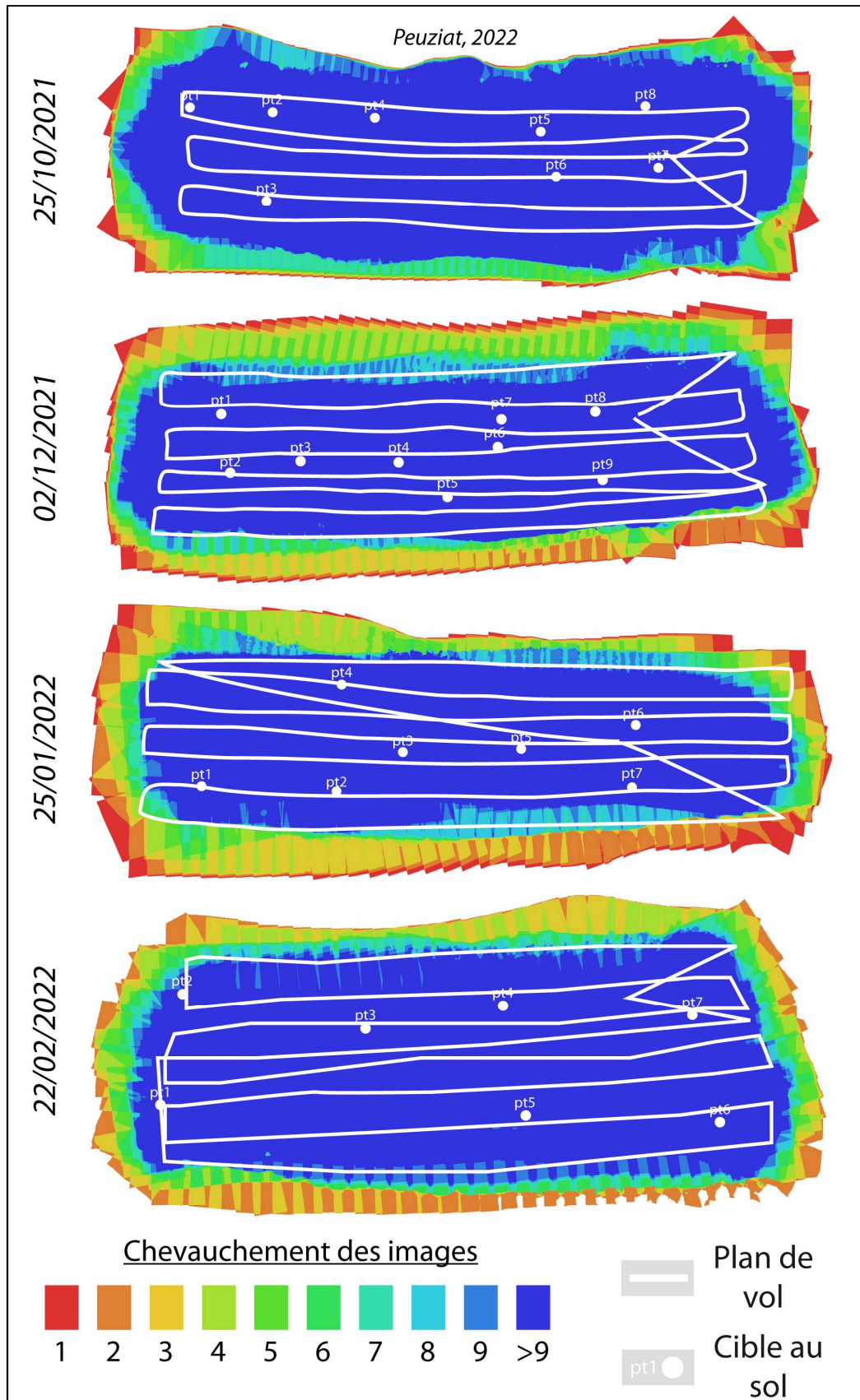


Figure 5.22 – Recouvrement des photographies aériennes pour chaque levé. Plus les couleurs sont froides et plus le recouvrement est important. La trajectoire de vol de chaque levé ainsi que la position des cibles au sol géoréférencées sont également représentées en blanc.



Figure 5.23 - Relevé GPS des cibles pour le géoréférencement des photos aériennes.

- **Traitement des photographies aériennes par SfM (= Structure from Motion)**

Ces prises de vue aériennes ont permis de reconstruire un nuage de points en 3D par l'utilisation d'une méthode de photogrammétrie. Cette méthode, appelée « SfM » (= Structure from Motion), est basée sur des principes mathématiques de reconstruction 3D, à partir d'informations 2D, telles que des photographies, en utilisant un algorithme de "Scale Invariant Feature Transform" (SIFT) (Lowe, 1999, 2004 ; Abellan *et al.*, 2016 ; Smith *et al.*, 2016 ; Gomez et Purdie, 2018 ; Medjkane *et al.*, 2018 ; Hendrickx *et al.*, 2019 ; Lissak *et al.*, 2020). Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) et une orthophotographie sont ensuite construits à partir du nuage de points géoréférencé. Le modèle photogrammétrique a été obtenu en suivant la méthode présentée dans Eltner *et al.*, (2016) sur les étapes de traitement SfM (Figure 5.25) :

- La première étape consiste en la reconnaissance d'objets et la mise en correspondance d'images et de l'orientation de la caméra (détection des caractéristiques/mise en correspondance d'images).
- L'optimisation de l'alignement des photographies permet, ensuite, la création d'un premier nuage de points épars (Figure 5.24-1). Le niveau de précision retenu est le niveau « Moyen » car considéré comme le meilleur rapport résolution/temps de calcul, avec un paramètre de « contrôle terrain » permettant d'intégrer le géoréférencement initial des images.
- La troisième étape consiste à ajouter les points de repères géoréférencés, c'est-à-dire définir et repérer la position des cibles sur chaque image, pour obtenir un géoréférencement centimétrique du nuage de points.

- L'étape suivante permet la densification du nuage de points 3D (mise en correspondance dense), et demande le plus de mémoire vive. A nouveau, la qualité sélectionnée pour le nuage de points dense est « Moyenne », permettant un rapport résolution/temps de calcul idéal, et suffisant pour la surface étudiée. Un filtre léger des points sur la profondeur est également appliqué pour nettoyer automatiquement les petits points artefacts (Figure 5.24).
- Un nettoyage des points aberrants peut être effectué après cette étape, notamment les points dans la zone d'eau souvent très bruités du fait du mouvement constant de la masse d'eau lors des prises de vue.
- L'estimation de la marge d'erreur du géoréférencement (en X, Y et Z) du nuage de point est calculée par rapport aux repères précédemment inscrits (Tableau 5.4).
- Une étape de triangulation / rasterisation permet, ensuite, de créer un maillage extrapolé, à partir du nuage de points dense, avec l'option « champ de hauteur », permettant la création d'un modèle numérique de surface. Cette étape est suivie d'une étape de texturation, permettant un nappage orthographique du modèle.
- La dernière étape du traitement est la construction du MNT et de l'orthophotographie, géoréférencés en Lambert-93 (*EPSG : 2154*). La résolution du MNT est de 5 cm, et de 2 cm pour l'orthophotographie, permettant ainsi l'analyse à très haute résolution de la zone intertidale survolée.

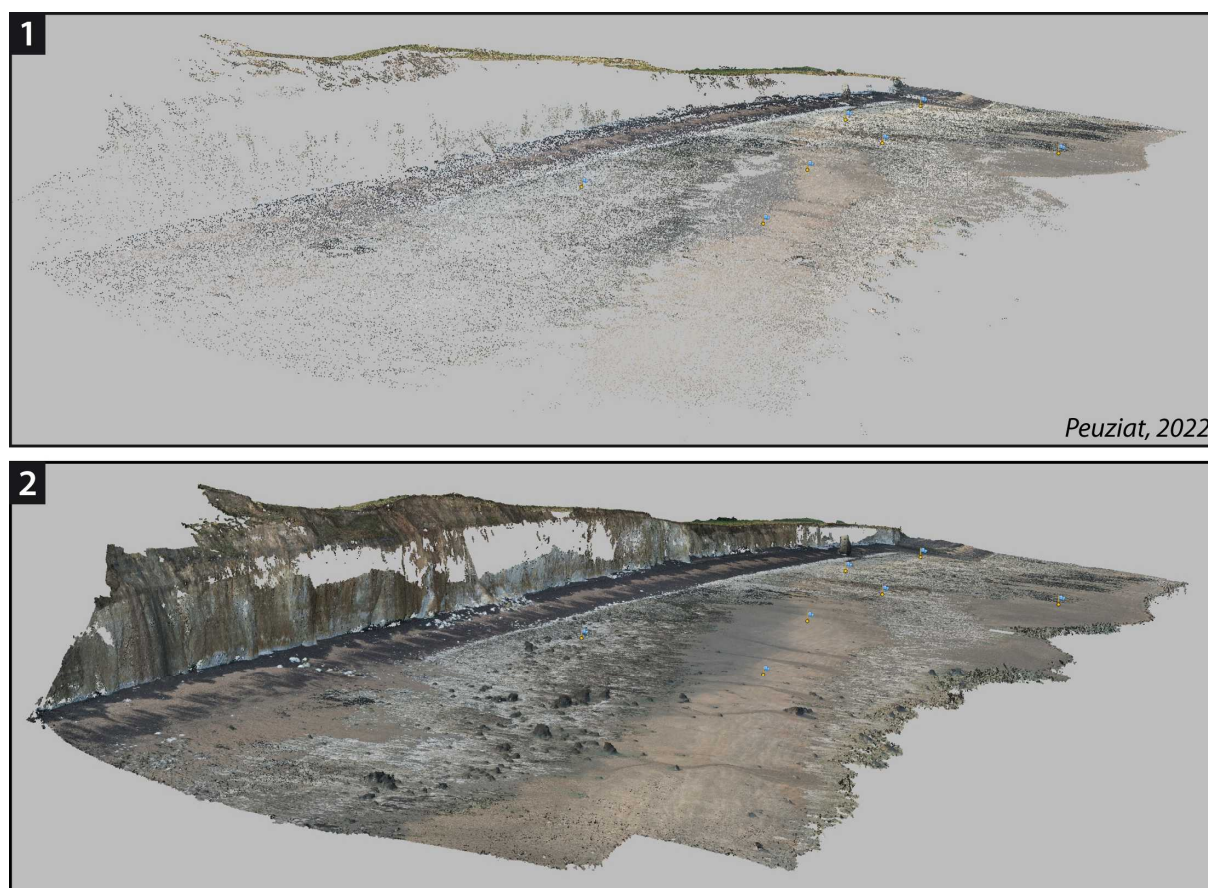


Figure 5.24 - Exemple de densification du nuage de points obtenu par SfM, avec (1) le nuage de points épars et (2) le nuage de points dense.

Cette chaîne de traitement a été réalisée sur le logiciel « Agisoft Photoscan 1.2.6® ». Ce logiciel a été choisi pour ses qualités de reconstruction 3D d'environnements complexes (Chiabrande *et al.*, 2014 ; Kaiser *et al.*, 2014 ; Medjkane *et al.*, 2018), et son ergonomie d'utilisation permettant l'automatisation de la procédure (Eltner *et al.*, 2016).

Tableau 5.4 - Estimation des marges d'erreur (RMSE) du géoréférencement du nuage de points dans le logiciel « Agisoft Photoscan® 1.2.6».

| Marge d'erreur | Avant géoréférencement | | | Après géoréférencement | | |
|-------------------|------------------------|------------------|------------------|------------------------|------------------|------------------|
| | Erreur X (cm) | Erreur Y (cm) | Erreur Z (cm) | Erreur X (cm) | Erreur Y (cm) | Erreur Z (cm) |
| 25/10/2021 | 70,7 | 167,0 | 968,8 | 1,6 | 1,5 | 0,5 |
| 02/12/2021 | 56,2 | 128,9 | 319,4 | 1,3 | 1,5 | 1,0 |
| 25/01/2022 | 71,1 | 56,4 | 892,8 | 3,4 | 4,3 | 0,9 |
| 22/02/2022 | 97,8 | 119,1 | 833,8 | 6,1 | 8,2 | 1,0 |

Les différences de marge d'erreur d'un levé à l'autre peuvent s'expliquer par le bruit des images aériennes, pouvant être provoqué par le vent, par la luminosité lors de la prise de vue, etc. Toutefois, pour les cubatures, la précision sur l'axe Z reste centimétrique.

La création des 4 modèles photogrammétriques a permis d'analyser, sous SIG (Système d'Information Géographique), les variabilités spatiales de la zone intertidale et en particulier de la fraction sableuse sur une zone commune. Cette zone est comprise entre le pied du cordon de galet et la basse mer. Le cordon de galets n'a pas été retenu dans le calcul des volumes pour se concentrer uniquement sur les volumes de sable mobilisés. De plus, les placages sableux présents à la surface des cordons sont très variables d'une marée à l'autre, et sont, par conséquent, difficilement quantifiables par l'analyse de deux levés aériens espacés de plusieurs semaines.

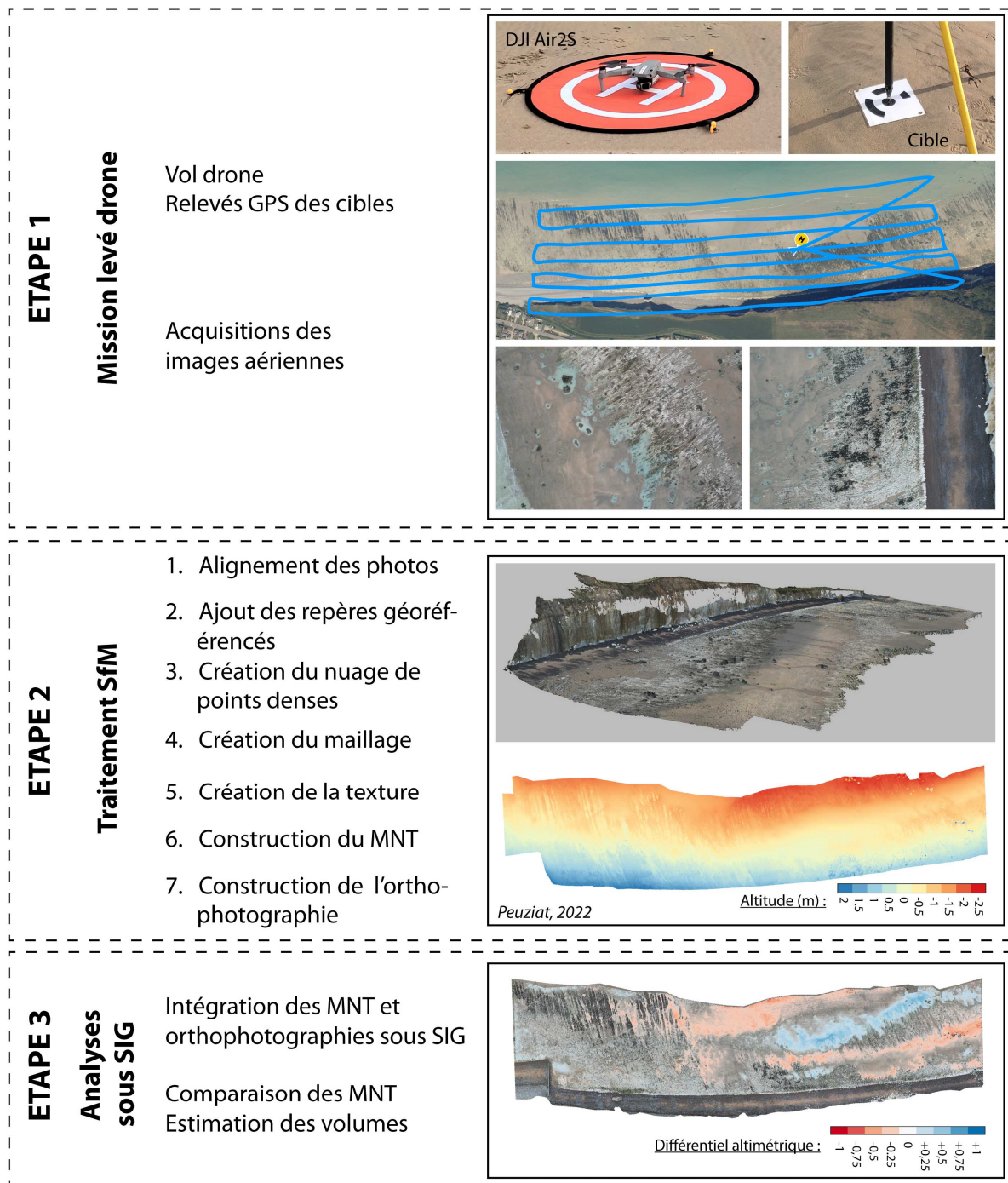


Figure 5.25 – Récapitulatif des différentes étapes, de l'acquisition par drone au traitement SfM des images aériennes.

5.2.2. Estimation des volumes de sables mobilisés par MNT différentiels

5.2.2.1. Analyse des MNT sous un Système d'Information Géographique

Les modèles photogrammétriques ont permis la construction de MNT, géoréférencés avec une très haute résolution de 5 cm. Ces derniers ont ensuite été intégrés à un SIG, dans le but d'utiliser

des outils de comparaison de MNT permettant le calcul des surfaces et des volumes d'éléments déplacés entre deux modèles. Ainsi, 3 MNT différentiels ont été créés :

- (1) du 25/10/2021 au 02/12/2021
- (2) du 02/12/2021 au 25/01/2022
- (3) du 25/01/2022 au 22/02/2022.

La mise en forme et la visualisation des résultats ont été effectuées sur le logiciel libre « QGIS 3.16 ». Toutefois, le calcul des volumes a pu être réalisé grâce à l'outil « Remblais/Déblais » du logiciel de SIG « ArcGIS 10.5.1® » (ArcGIS, 2016). Cet outil indique les superficies et les volumes modifiés à partir d'une opération de remblais et de déblais. Les zones d'érosion et d'accrétion, mais également les zones de stabilité sont identifiées, en calculant les surfaces d'une même zone à deux périodes différentes.

Les orthophotographies, générées à partir du traitement photogrammétrique, sont présentées sur la Figure 5.26, et montrent plusieurs informations quant à la répartition de la fraction sableuse :

- Sur la zone d'étude, deux secteurs se distinguent : (1) un premier secteur, occidental, présentant une surface rocheuse dominante sur les 4 levés, dépourvue de fraction sableuse. Ce secteur constitue le léger bombement topographique décrit précédemment, pouvant expliquer l'absence de placages sableux. Le platier rocheux sur ce secteur est marqué par la présence de « crans », ou « carniaux » correspondant aux rigoles d'écoulement sur le platier, découpant la craie perpendiculairement au rivage. D'après les relevés sur le terrain, ces crans mesurent 1 m de profondeur au maximum. Ils sont toutefois souvent comblés par du sable, comblement pouvant s'observer sur les orthophotographies. (2) Le deuxième secteur, oriental, est à dominante sableuse, particulièrement sur les levés du 25/10/2021 et du 02/12/2021 ; le platier rocheux affleure davantage un peu plus à l'est de ce secteur, visible sur l'orthophoto du 25/01/2022. La fraction sableuse semble être répartie en barres légèrement obliques au trait de côte.
- Les bas estrans semblent être constamment et fortement ensablés, sur toute la longueur de la zone, comme en témoignent les 3 derniers levés.
- Les cordons de galets, adossés en pied de falaise, ont une largeur stable et ne semblent pas s'étendre spatialement. Néanmoins, les placages situés à la surface de ces cordons présentent une variabilité spatiale et temporelle très importante entre les 4 levés, sur une période de 4 mois.

L'analyse des MNT (Figure 5.27), obtenus par le traitement photogrammétrique des photographies aériennes, confirme la stabilité morphologique temporelle du secteur occidental, avec un platier rocheux marqué par la présence de nombreuses incisions (crans). Les barres sableuses décrites précédemment sont marquées par leur morphologie lisse et homogène.

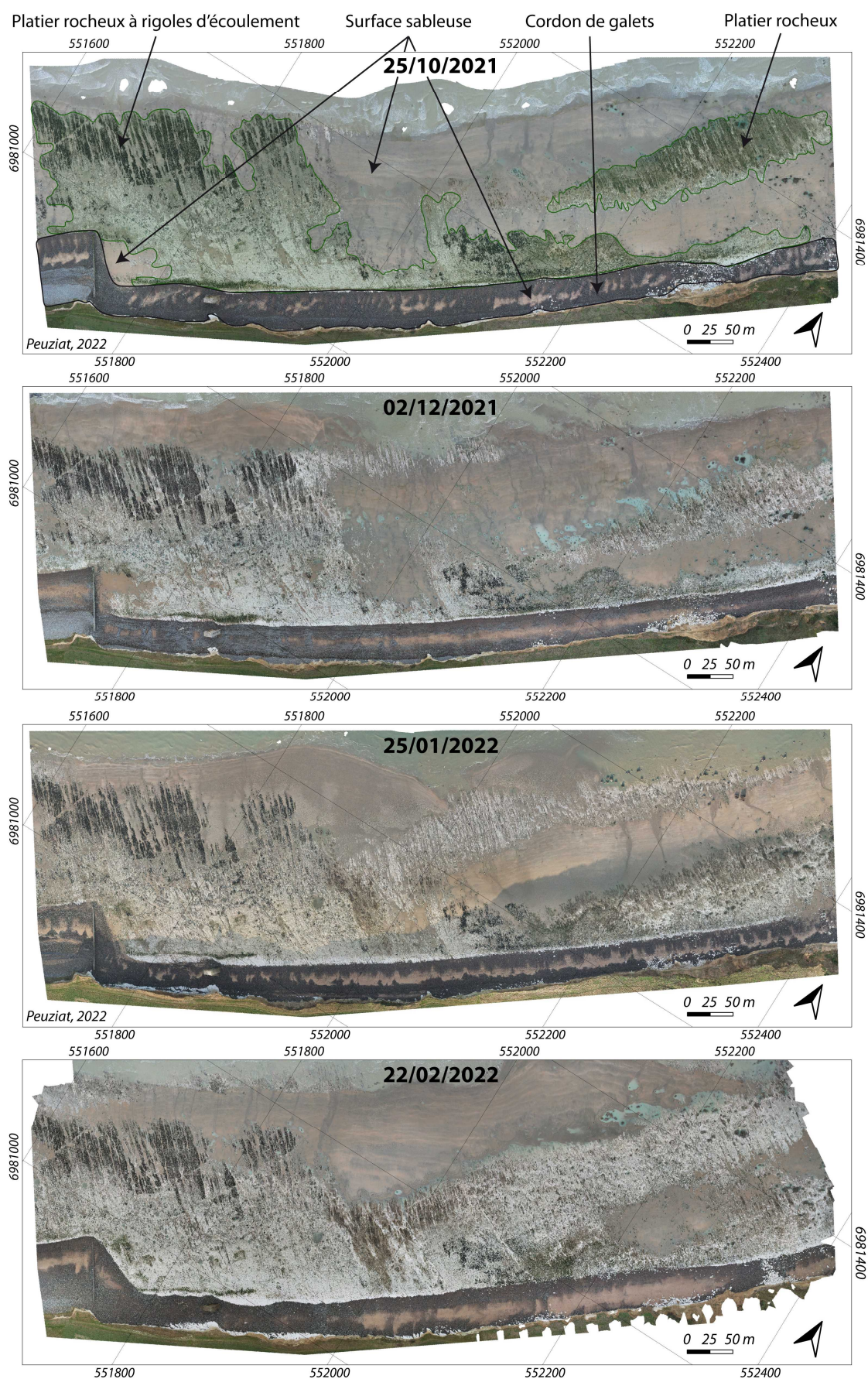


Figure 5.26 - Orthophotographies générées à partir du traitement photogrammétrique des images aériennes acquises par drone les 25/10/2021, 02/12/2021 et 25/01/2022.

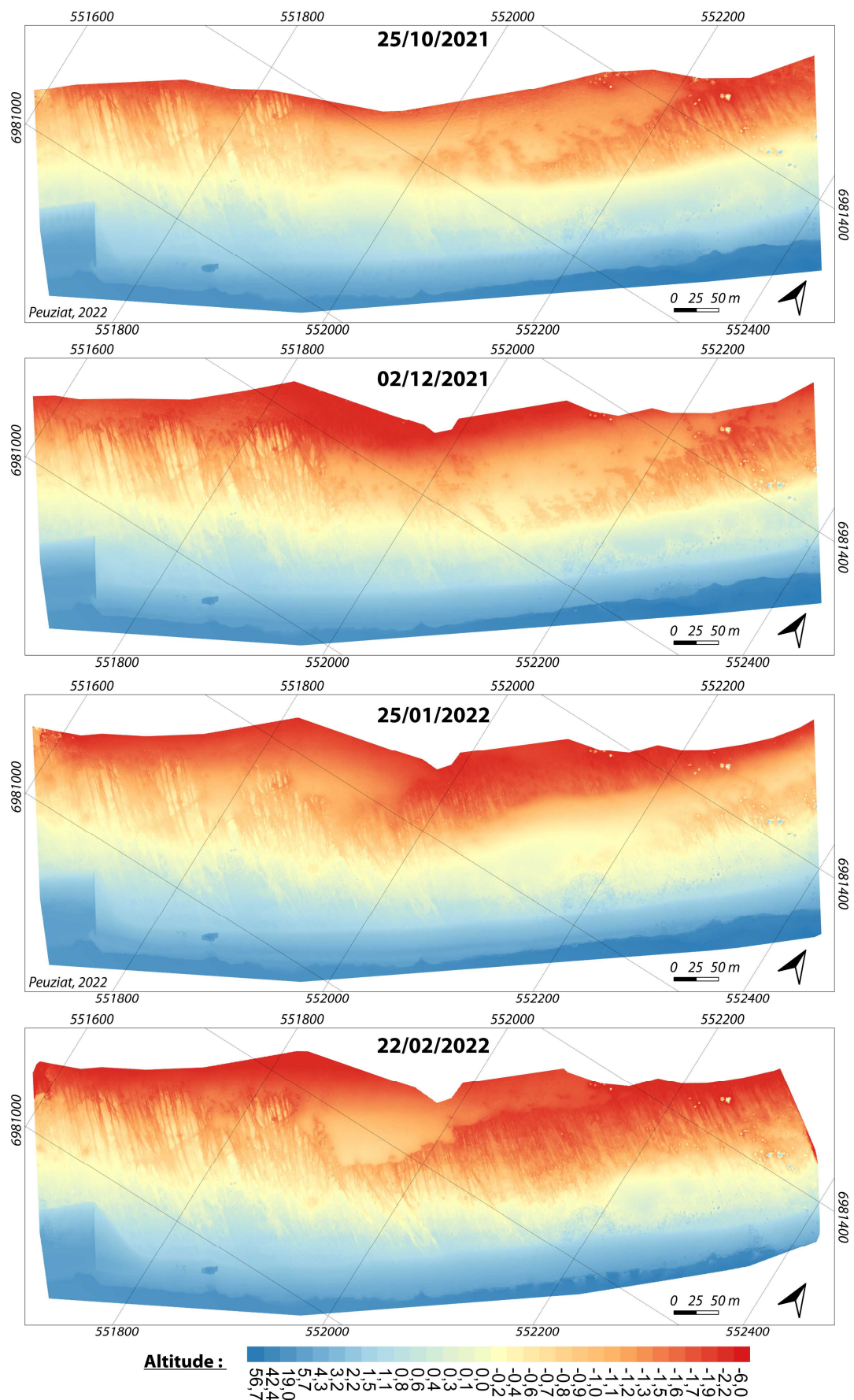


Figure 5.27 – Modèles Numériques de Terrain obtenus à partir du traitement photogrammétrique des images aériennes acquises par drone les 25/10/2021, 02/12/2021 et 25/01/2022.

L'outil « Remblais/Déblais », du logiciel « ArcGIS 10.5.1® », a donc permis de calculer les volumes de matériaux déplacés entre deux levés aériens. La zone commune faisant abstraction du cordon de galets, les matériaux ainsi déplacés correspondent à la fraction sableuse. Les surfaces (en m²), et volumes (en m³) mesurés, indiquent donc les zones d'érosion, d'accrétion et de stabilité de la fraction sableuse sur la période étudiée. Les différences entre les levés du 25/10/2021 et 02/12/2021, du 02/12/2021 et 25/01/2022 et du 25/01/2022 au 22/02/2022 sont reportées sur le Tableau 5.5.

Tableau 5.5 - Surfaces et volumes obtenus par l'outil SIG "Remblais/Déblais". L'érosion de la fraction sableuse (Perte), l'accrétion (Gain), ainsi que le bilan, sont représentés en m² pour les surfaces, et en m³ pour les volumes.

| SURFACE (m ²) | Perte | Gain | BILAN (m ²) |
|---------------------------|----------|--------|-------------------------|
| 25/10/2021 - 02/12/2021 | -88 495 | 63 101 | -25 401 |
| 02/12/2021 - 25/01/2022 | -61 567 | 90 019 | 30 960 |
| 25/01/2022 - 22/02/2022 | -111 863 | 34 700 | -77 162 |
| VOLUME (m ³) | Perte | Gain | BILAN (m ³) |
| 25/10/2021 - 02/12/2021 | -10 177 | 6 385 | - 3 792 |
| 02/12/2021 - 25/01/2022 | -12 414 | 13 982 | 1 568 |
| 25/01/2022 - 22/02/2022 | -21 764 | 6 742 | -15 022 |

5.2.2.2. *Évolution des surfaces sableuses sur la zone intertidale entre les 4 levés aériens*

Les 3 MNT différentiels vont être analysés séparément et mis en relation avec les conditions météo-marines sur la période de temps étudiée.

- **Évolution surfacique et volumétrique des ensablements de la zone intertidale entre le 25/10/2021 et le 02/12/2021**

Entre le 25/10/2021 et le 02/12/2021, un volume de l'ordre de 3 800 m³ de sable a été déplacé sur la zone intertidale, pour une surface de 25 000 m² (Tableau 5.5). Cela représente un déplacement de 16 % de la fraction sableuse sur la superficie totale de la zone. Le départ de sable s'effectue principalement sur deux secteurs, de part et d'autre d'une zone l'accrétion (Figure 5.28) : (1) au centre de la zone étudiée, sur la partie basse de l'estran, entre 0,25 et 0,50 m d'épaisseurs de fraction sableuse, représentant 2 300 m³ sur une surface de 2 500 m², ont été déplacées ; (2) sur la partie plus continentale du secteur oriental, un départ de l'ordre de 870 m³ de sable est observé, avec en moyenne entre 0,50 et 0,75 m d'épaisseur de sable, jusqu'à 1 m sur des zones localisées, sur une surface de 1 900 m².

La zone d'accrétion principale se situe principalement sur le secteur oriental. Elle se présente sous la forme d'une barre sableuse légèrement oblique au trait de côte s'étendant sur 2 600 m², pour

un volume de 830 m³. L'épaisseur de la fraction sableuse accumulée est, en moyenne, de 0,5 à 0,75 m, avec une épaisseur métrique observée au centre de la barre. De faibles épaisseurs de sables, souvent inférieures à 0,25 m, s'observent sur le platier rocheux de la partie occidentale.

Toutefois, le sable déplacé depuis les secteurs en érosion ne semble pas avoir migré en totalité vers le nord-est, sens de la dérive littorale subtidale dominante. Une photo oblique, prise par drone lors du levé du 02/12/2021 (Figure 5.29), montre, en effet, que la zone intertidale au niveau du Cap d'Ailly, vers le nord-est, est à dominante rocheuse, et que le sable mobilisé sur la zone étudiée ne semble pas s'être entièrement accumulé vers le nord-est.

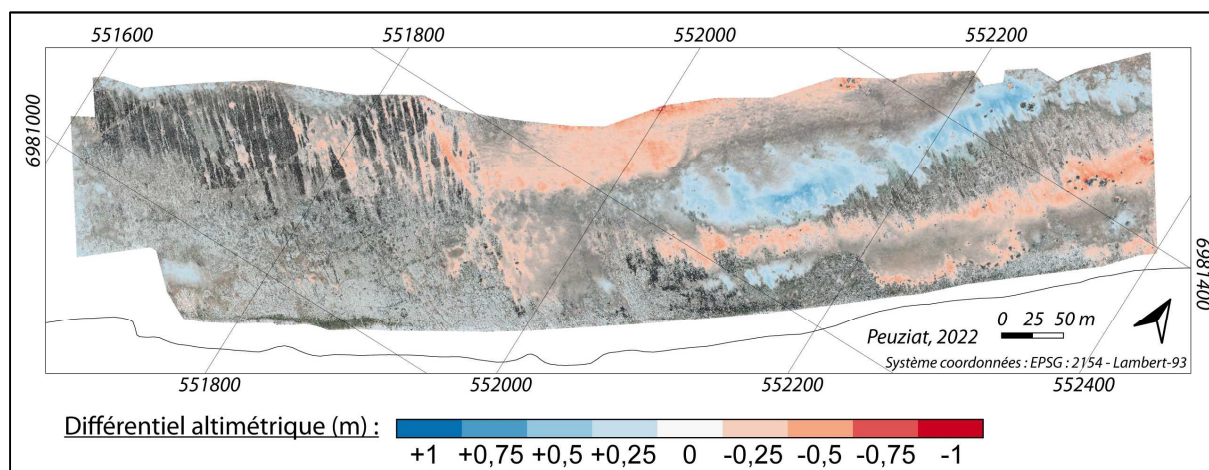


Figure 5.28 – Différences altimétriques entre les levés drone du 25/10/2021 et du 02/12/2021, sur le site de Sainte-Marguerite-sur-Mer. Les couleurs chaudes représentent les pertes en fraction sableuse et les couleurs froides les gains (en m).

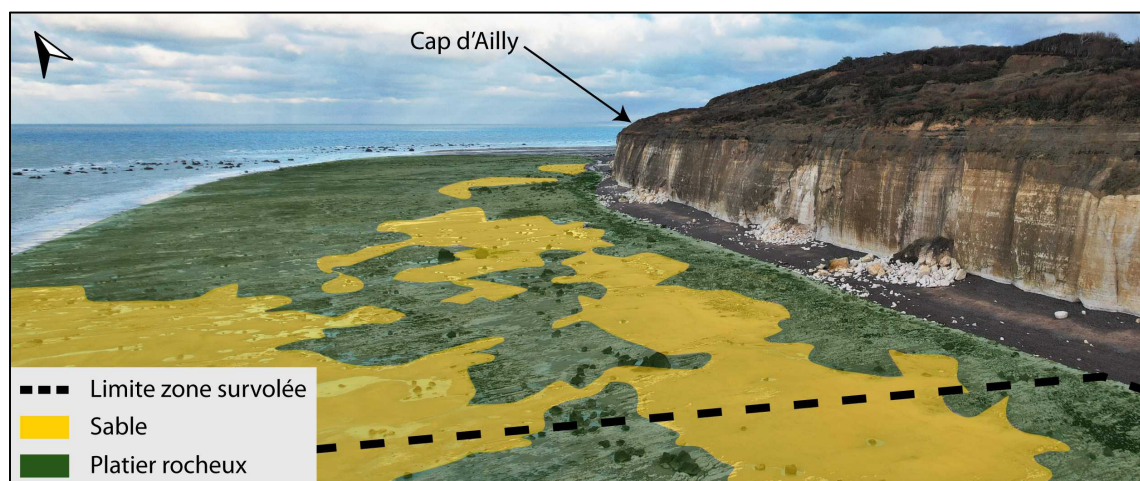


Figure 5.29 - Vue aérienne du Cap d'Ailly montrant la zone intertidale à dominante rocheuse, dépourvu de placage sableux vers le nord-est, notamment en bas estran (Cl. Peuziat, 02/12/2021).

La bouée houlographe de Penly n'était plus fonctionnelle lors des différents levés. Ainsi, les conditions de houle proviennent du modèle WaveWatch3⁶, au large de Dieppe

⁶ NOAA/SHOM/Ifremer - <https://marc.ifremer.fr/>

(NOAA/SHOM/Ifremer - <https://marc.ifremer.fr/>). Les données de vent sont enregistrées au sémaphore de Dieppe par MétéoFrance, et les données de marée au marégraphe de Dieppe (SHOM). Sur les 39 jours séparant les deux levés, la houle est de secteur ouest (ouest-sud-ouest dominant) (Figure 5.30). La hauteur significative est en moyenne de 1,22 m, avec des pics dépassant les 2 m pour atteindre au maximum 2,6 m le 26/11. Les vents dominants sont également de secteur ouest (sud-ouest dominant). La vitesse moyenne est de 6 m/s, avec des pics maximums à 17 m/s (Figure 5.30). Trois périodes de plus fortes intensités ressortent :

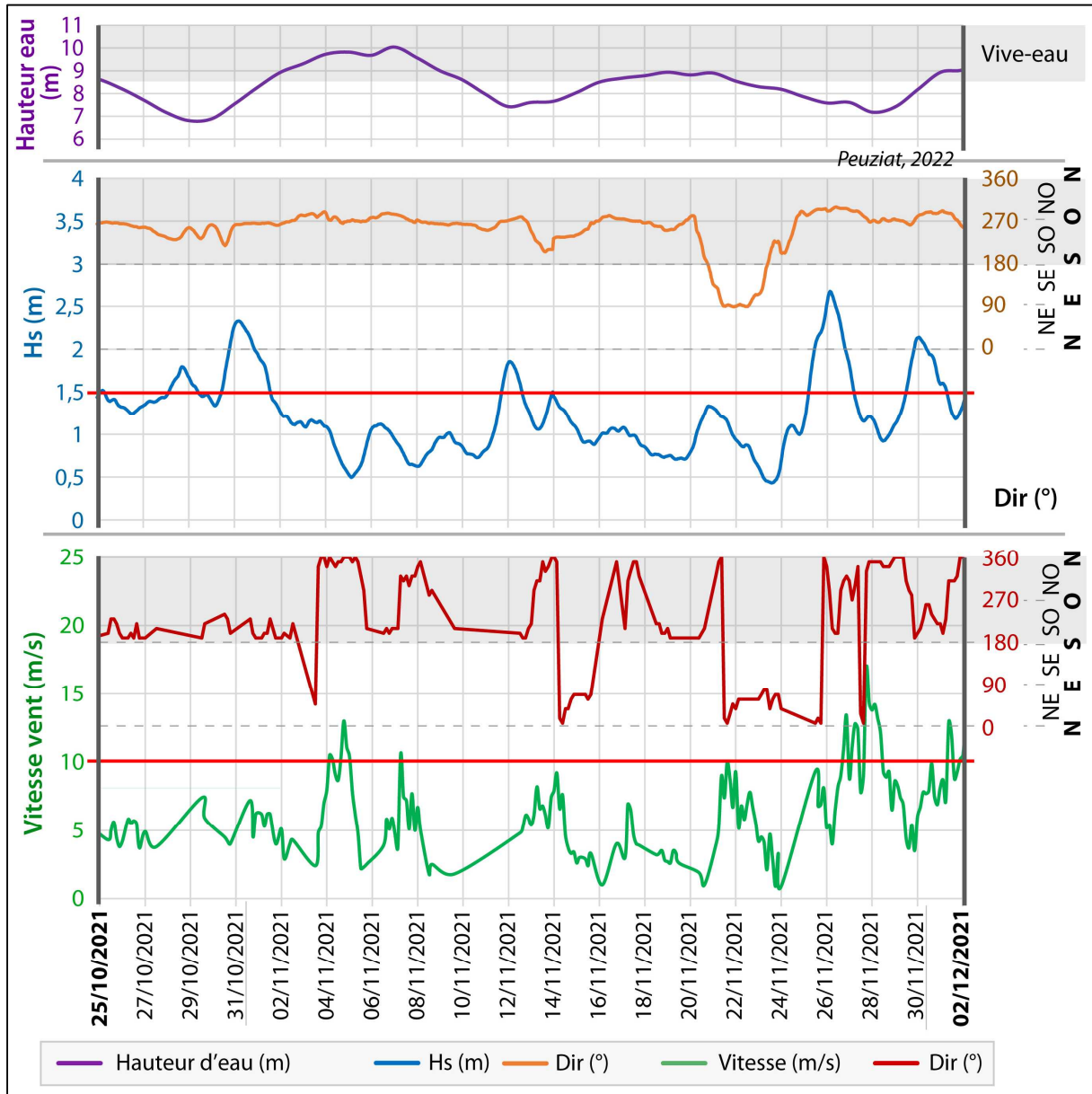


Figure 5.30 - Graphique de la hauteur d'eau maximale par jour (en m) (SHOM), de la hauteur significative de la houle (en m) (modèle WW3 au large de Dieppe), et de la vitesse du vent (m/s) (Dieppe - MétéoFrance), entre le 25/10/2021 et le 02/12/2021. Le secteur grisé correspondant à une direction de quadrant Ouest.

- (1) Entre le 28 et le 31/10/2021, les hauteurs significatives de houle sont comprises entre 1,5 m et 2,45 m, de secteur ouest dominant, agissant à marée de morte-eau. Les vents sont de secteur sud-ouest, avec une vitesse comprise entre 5 et 8 m/s.
- (2) Entre le 26 et le 28/11/2021, la houle est de secteur ouest dominant, avec une hauteur maximale de 2,6 m sur deux jours consécutifs, agissant à marée de morte-eau, et concordant avec un vent dominant de nord-nord-ouest, d'une force moyenne de 13 m/s sur 3 jours, avec des pics à 17 m/s.
- (3) Entre le 30/11 et le 02/12/2021, les hauteurs significatives de houle sont en moyenne de 2,1 m sur deux jours, agissant à marée de vive-eau moyenne, et venant toujours d'ouest. Les vents dominants sont de secteur nord, avec une force maximale de 12 m/s.

- **Évolution surfacique et volumétrique des ensablements de la zone intertidale entre le 02/12/2021 et le 25/01/2022**

La période entre le 02/12/2021 et le 25/01/2022 est marquée par un léger ensablement, avec un déplacement modéré de 1 800 m³ de sable, l'équivalent de 30 900 m² de surfaces ensablées (Tableau 5.5). Cela représente donc plus de surfaces ensablées par rapport aux précédents levés, mais un volume mobilisé beaucoup moins important. On observe en effet, sur la Figure 5.31, deux secteurs à fort ensablement :

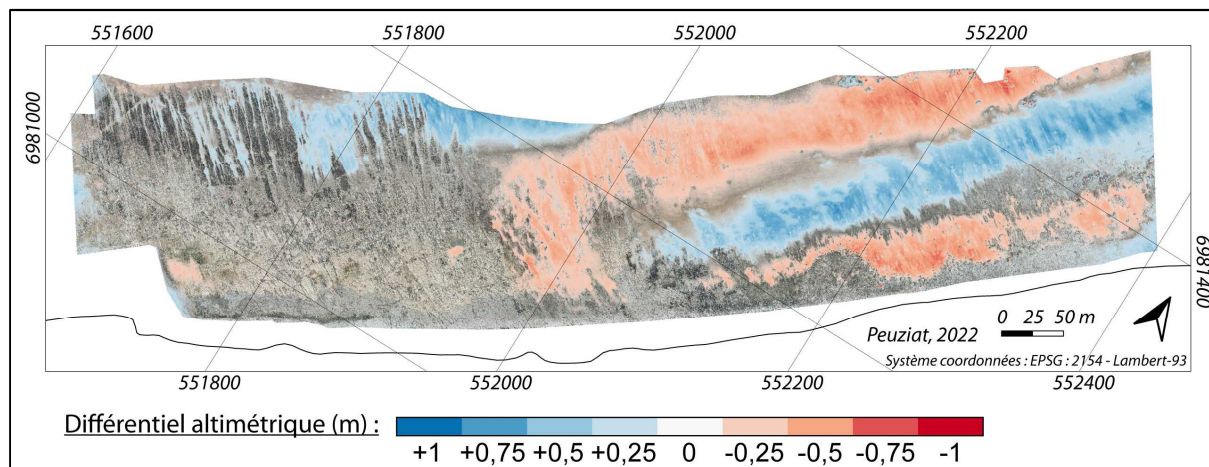


Figure 5.31 - Différences altimétriques entre les levés drone du 02/12/2021 et du 25/01/2022, sur le site de Sainte-Marguerite-sur-Mer. Les couleurs chaudes représentent les pertes en fraction sableuse et les couleurs froides les gains (en m).

- Un premier secteur, situé en bas estran, avec une accumulation de plus de 0,75 m d'épaisseur de sable en 54 jours (+2 300 m³). Ce secteur était en légère érosion lors des précédents levés.
- La deuxième zone ensablée se situe sur le secteur oriental, et forme à nouveau une barre sableuse oblique à la côte. Les épaisseurs de sable accumulées sont relativement conséquentes, de 0,75 à 1 m (+560 m³).

- De part et d'autre, sur le secteur plus continental (-910 m^3) et le secteur plus marin ($-2\,700 \text{ m}^3$), l'on constate un important départ de sables, avec des surfaces bien plus conséquentes et des épaisseurs moyennes de 0,5 à 0,75 m.

La limite de marée ne permet pas d'observer l'évolution sur l'extrême bas de l'estran, mais une alternance entre érosion (en rouge) et accrétion (en bleu) semble se dessiner assez nettement. L'ensablement représente une surface sableuse déplacée de 20 %. Le secteur occidental de la zone étudiée reste à nouveau assez stable, avec une prédominance du platier rocheux.

Les conditions météo-marines ont été agitées sur les 54 jours séparant les 2 levés, avec des épisodes de houle et de vent de retour annuel (Figure 5.32).

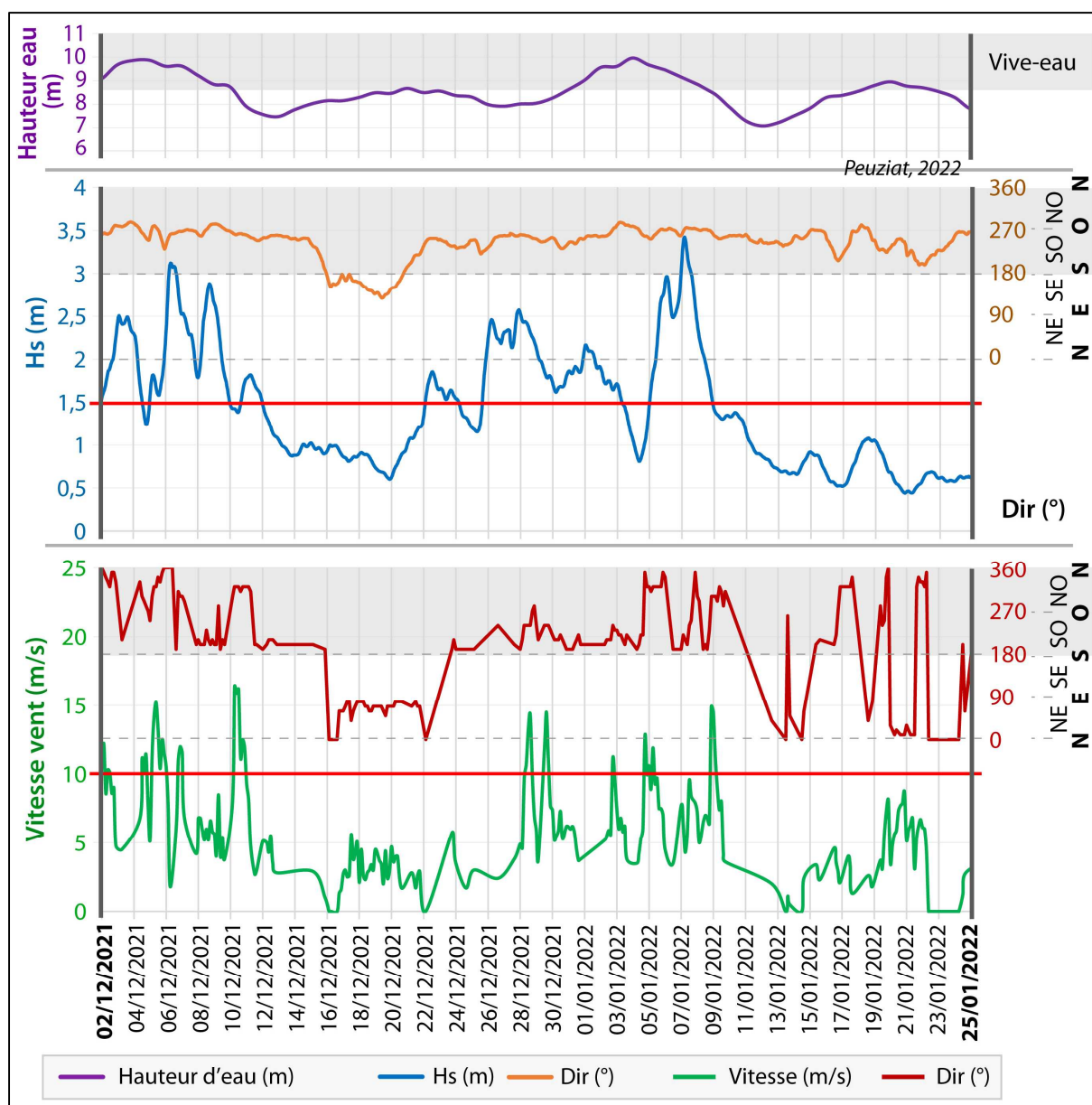


Figure 5.32 - Graphique de la hauteur d'eau maximale par jour (en m) (SHOM), de la hauteur significative de la houle (en m) (modèle WW3 au large de Dieppe), et de la vitesse du vent (m/s) (Dieppe - MétéoFrance), entre le 02/12/2021 et le 25/01/2022. Le secteur grisé correspondant à une direction de secteur ouest.

La hauteur significative des houles, toujours de secteur majoritairement ouest-sud-ouest, est en moyenne de 1,44 m, hauteur moyenne légèrement supérieure à la précédente période étudiée. Cependant, la fréquence de pics supérieurs à 2 m est plus importante. Les vents dominants sont de secteur sud-ouest, avec une force moyenne de 6 m/s et des pics dépassant légèrement les 16 m/s. Deux grandes périodes de plus fortes énergies sont observées sur la Figure 5.32, avec une concomitance entre les périodes de fortes houles et de vent fort :

- (1) Entre le 03 et le 11/12/2021, la hauteur significative de la houle est supérieure à 1,5 m, avec plusieurs pics à plus de 2,5 m, jusqu'à 3,3 m, le 08/12/2021. La direction principale de la houle est ouest-sud-ouest, agissant à marée de vive-eau (jusqu'à coefficient 103). Le vent, de secteur ouest, souffle en moyenne à 8,5 m/s, avec deux pics notables, à 15 et 16,5 m/s.
- (2) Entre le 24/12/2021 et le 09/01/2022, la hauteur significative de la houle est en moyenne de 1,9 m sur toute la période, de secteur dominant également ouest-sud-ouest. Deux pics de forte intensité ressortent de cette période d'agitation, entre le 27 et le 30/12 (2,2 m de houle en moyenne), et entre le 06 et 09/01/2022 (2,5 m en moyenne). Les vents sont principalement de secteur sud-ouest, avec des pics de 14 à 14,5 m/s.

Les zones de départ de sable, relativement massives, peuvent, en partie, se retrouver au nord-est du secteur survolé, comme en témoigne la photo de la Figure 5.33 prise le 25/01/2022. Les précédentes observations sur ce même secteur mettent en avant un platier rocheux dépourvu de sable, témoin d'une mobilité importante de la fraction sableuse vers le nord-est, à la surface de la zone intertidale.

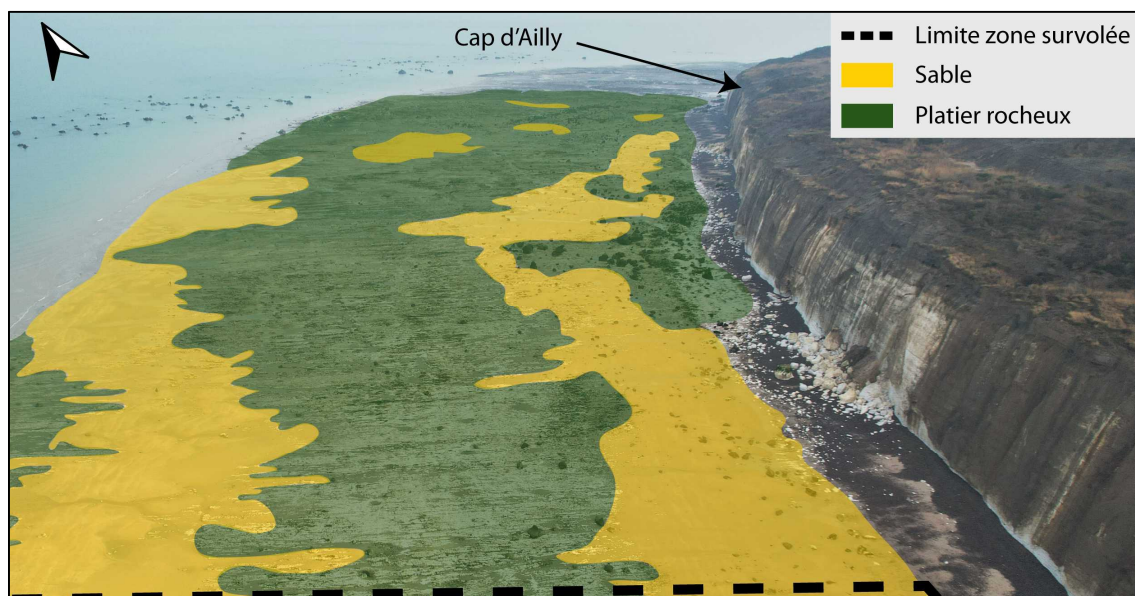


Figure 5.33 - Vue aérienne du Cap d'Ailly montrant le platier rocheux affleurant, encadré par deux barres sableuses obliques au trait de côte (Cl. Peuziat, 25/01/2022).

• **Évolution de la zone intertidale entre le 25/01/2022 et le 22/02/2022**

Sur la troisième période analysée, dans la période hivernale, entre le 25/01/2022 et le 22/02/2022, la zone intertidale a perdu l'équivalent de 77 000 m² de surface sableuse, représentant un volume total de 15 000 m³ en l'espace de 28 jours (Tableau 5.5). Ces volumes de sable sont les plus importants des 3 périodes étudiées, et ont été mobilisés sur un période de moins d'un mois. La Figure 5.34 expose les zones de départ et d'arrivée de la fraction sableuse. L'accrétion est particulièrement marquée en bas estran, avec des surfaces plus réduites mais des épaisseurs plus importantes, comprises entre 0,75 et 1 m (+4 300 m³). Cet ensablement s'observe également sur la partie orientale de la zone, représentant un volume assez faible. Le départ de sable est, quant à lui, massif sur une majeure partie du secteur oriental, avec des épaisseurs métriques, et dessine une barre oblique au trait de côte (-8 900 m³). Une grande partie du volume de sable semble s'être déplacée vers le nord-est, comme en témoigne la photo de la Figure 5.35, montrant l'extension de la barre sableuse au-delà de la zone survolée.

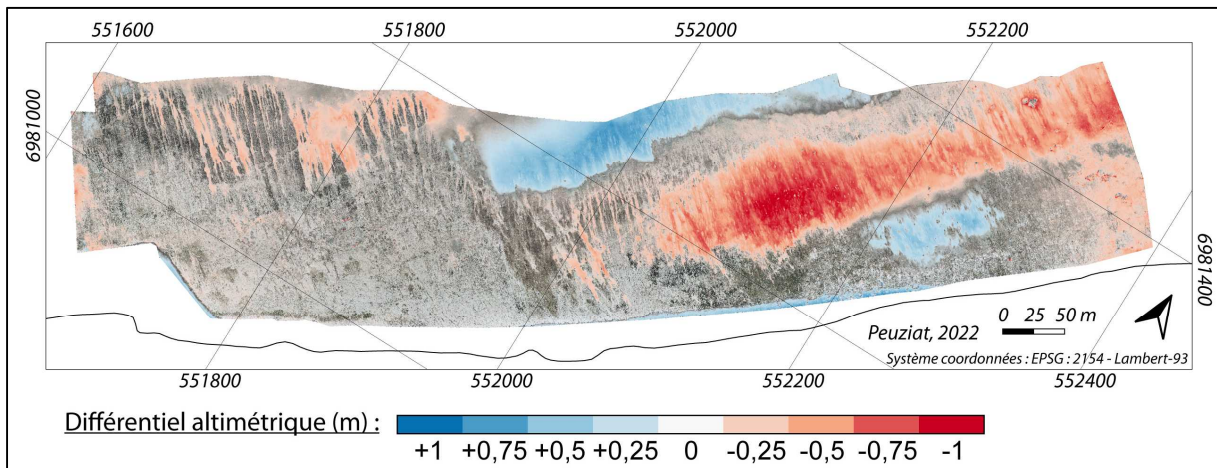


Figure 5.34 - Différences altimétriques entre les levés drone du 25/01/2022 et du 22/02/2022, sur le site de Sainte-Marguerite-sur-Mer. Les couleurs chaudes représentent les pertes en fraction sableuse et les couleurs froides les gains (en m).

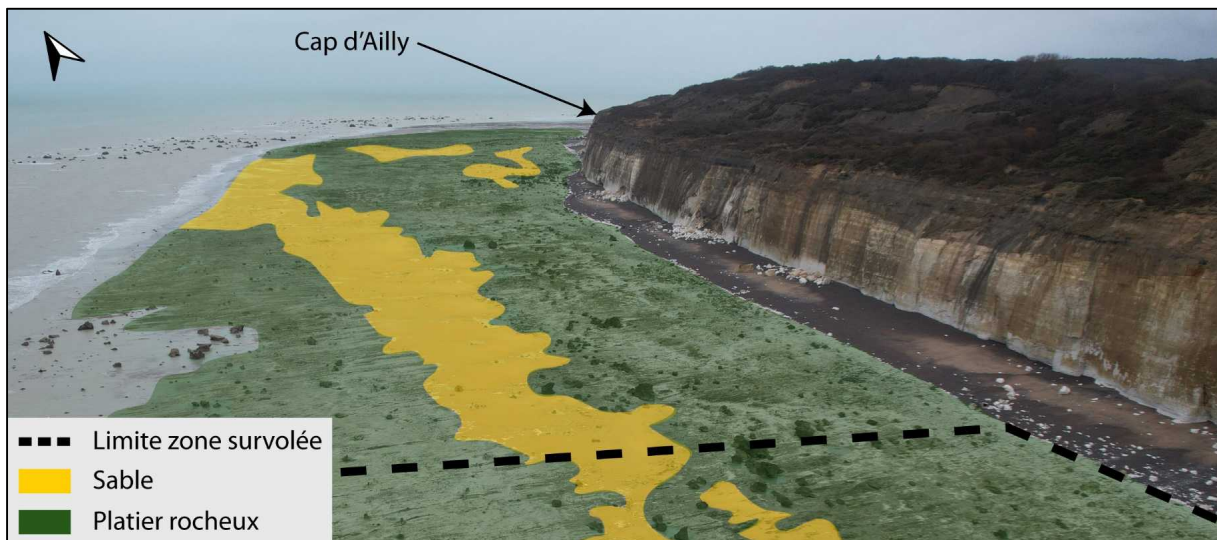


Figure 5.35 - Vue aérienne du Cap d'Ailly montrant une zone intertidale à dominante rocheuse. Le platier rocheux est toutefois recouvert par une barre sableuse longiligne, légèrement oblique au trait de côte (Cl. Peuziat, 22/02/2022).

En effet, les conditions météo-marines entre le 25/01/2022 et le 22/02/2022 ont été très intenses (Figure 5.36), en particulier entre le 16/02 et le 21/02/2022, période durant laquelle tout le Nord de l'Europe, en particulier la Manche et les départements limitrophes, ont été balayés par deux tempêtes successives, les tempêtes « Dudley » et « Eunice ». Durant 6 jours consécutifs, les hauteurs significatives de houle étaient moyennes de 2,5 m, de secteur ouest (N270°), atteignant des hauteurs maximales de 3,5 m.

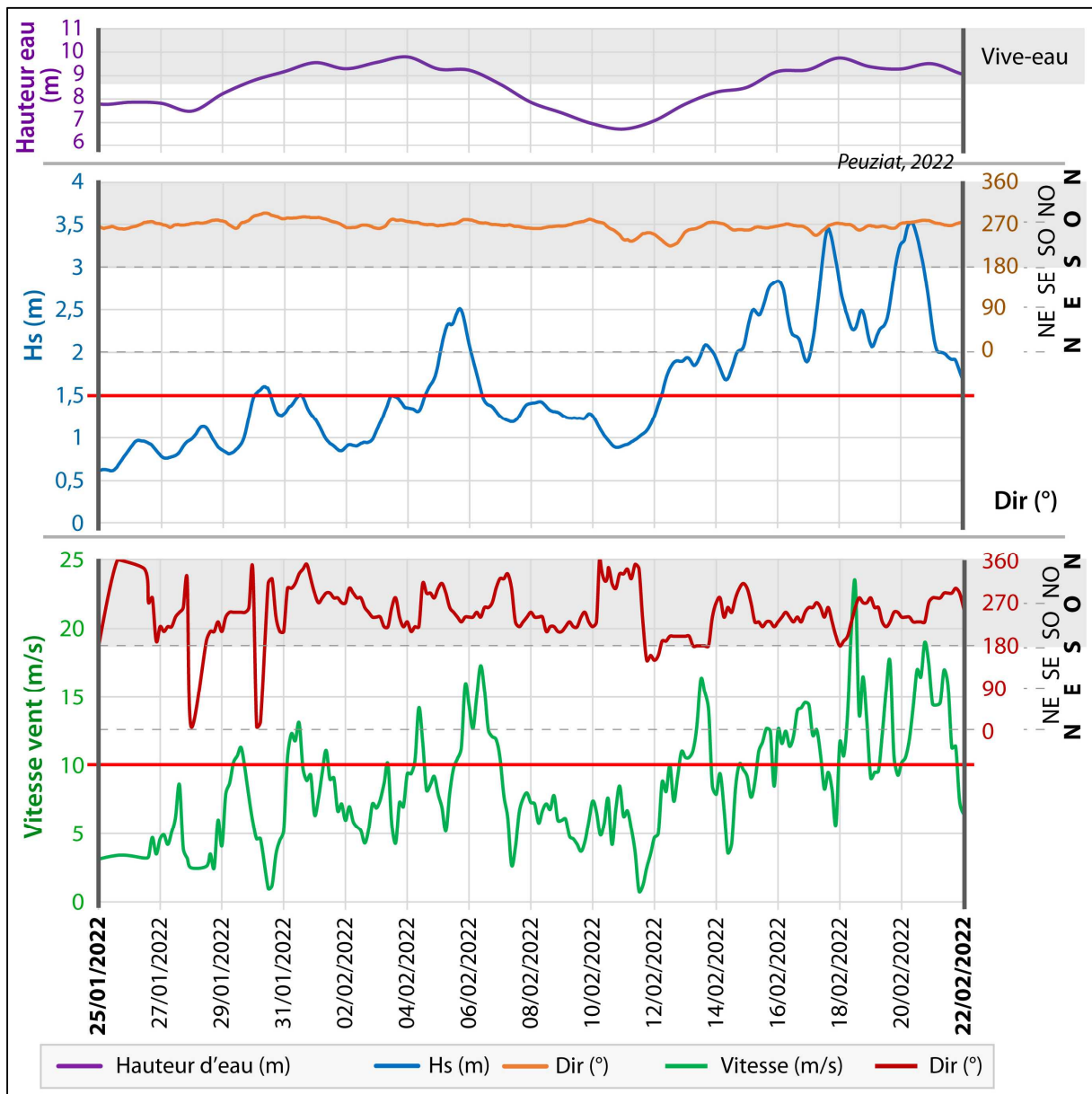


Figure 5.36 – Graphique de la hauteur d'eau maximale par jour (en m) (SHOM), de la hauteur significative de la houle (en m) (modèle WW3 au large de Dieppe), et de la vitesse du vent (m/s) (Dieppe - MétéoFrance), entre le 25/01/2022 et le 22/02/2022. Le secteur grisé correspondant à une direction de quadrant Ouest.

Cette période de forte houle est accompagnée de vents violents de secteur sud-ouest, avec une vitesse moyenne de 13 m/s sur 6 jours consécutifs, atteignant des vitesses de plus de 20 m/s (Figure 5.36). Les coefficients de marée étaient croissants, compris entre 77 le 16/02 et 92 au maximum le

19/02, traduisant des marées de vive-eau. Cette période de forte intensité est précédée, les 06 et 07/02, par un épisode de houles supérieures à 1,5 m, de secteur ouest, et par des vents d'ouest supérieurs à 10 m/s.

5.2.3. Impacts des conditions météo-marines sur la dynamique des barres sableuses sur la zone intertidale

Le suivi des étendues sableuses sur la zone intertidale a été réalisé sur une période de 4 mois au travers de 4 levés aériens par drone, couvrant une superficie de 0,2 km². Les calculs du volume de sédiments sableux mobilisés ont ainsi pu être réalisés par MNT différentiels entre chaque levé sur une zone commune. L'étude séparée de chaque différentiel altimétrique traduit, à nouveau, une variabilité importante des étendues sableuses, avec des épisodes érosifs dominant, accompagnés toutefois d'ensablement relativement important. Néanmoins, la Figure 5.37 propose d'analyser, d'une part, l'évolution des apports sableux entre chaque levé aérien (Figure 5.37- A), et d'autre part, les départs de sable (Figure 5.37-B).

Plusieurs constats en ressortent :

- Les zones d'ensablement semblent montrer une **évolution en barres sableuses obliques** à la côte, en suivant une direction **du bas vers le haut estran**. L'ensablement traduirait plutôt un déplacement de cette masse sableuse entre chaque levé aérien, favorisant un apport sableux subtidal vers la zone intertidale.
- Les mouvements de sable plus réduits, mais sans doute non négligeables, sont matérialisés par le remplissage et le vidage de crans, en particulier sur la partie occidentale de la zone survolée, sur des épaisseurs de 0,25 à 0,5 m. Le fait de d'observer une certaine stabilité sur la partie occidentale, avec un platier rocheux affleurant constamment sans placages sableux, montre d'une part l'importance de la morphologie du platier rocheux sur les zones de dépôts de ces surfaces sableuses, mais également l'importance de la présence de ces **crans** qui semblent constituer une **barrière à la migration des sables vers le haut estran**.

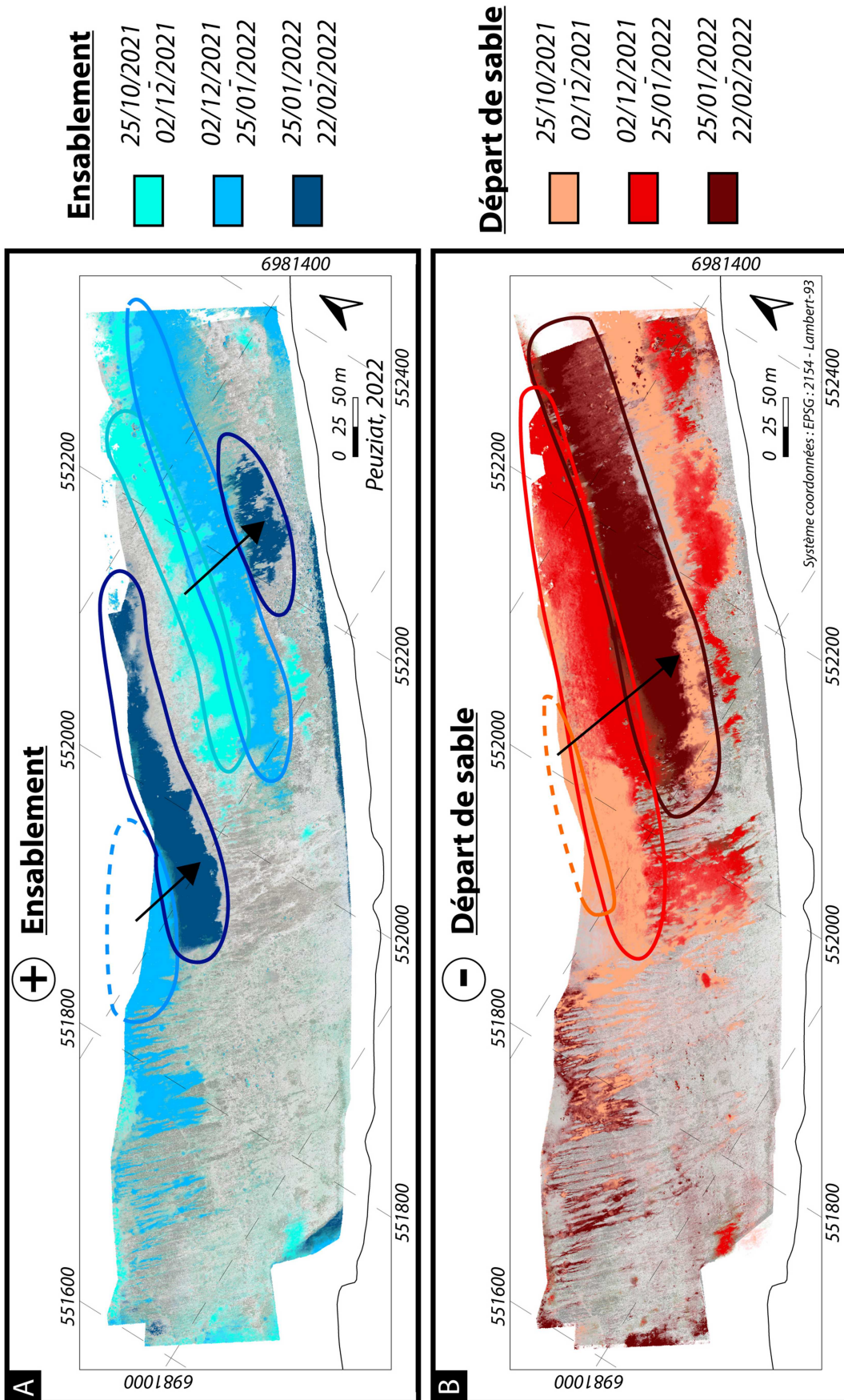


Figure 5.37 - Évolution des barres sableuses sur la zone intertidale (site de Sainte-Marguerite-sur-Mer) avec en (A) les apports sableux et en (B) les départs de sable.

Les conditions hydrodynamiques semblent avoir un **impact ambivalent** sur la dynamique sableuse, comme mis en évidence avec l'analyse des photographies journalières (cf. paragraphe 5.1), avec un départ ou une arrivée plus ou moins marqué des surfaces sableuses, et sur l'évolution des barres sableuses obliques.

Plusieurs études menées sur des estrans sableux (Levoy *et al.*, 1998 ; Stépanian, 2002 ; Anthony *et al.*, 2004 ; Ruessink *et al.*, 2007 ; Blossier *et al.*, 2016 ; Cohn *et al.*, 2017) ont montré l'impact des conditions hydrodynamiques sur la croissance de barres sableuses. Les barres observées précédemment s'inscrivent dans le système de barres et bâches, habituellement observé sur les plages sableuse macrotidales, faiblement pentues, composées d'un stock important de sable fin à moyen et exposées à une agitation de type « mer du vent » (King et Williams, 1949 ; Orford et Wright, 1978). Masselink et Anthony (2001) ont observé que l'amplitude des barres sableuses est irrégulièrement distribuée sur le profil de plage, et que ces dernières ont une variabilité saisonnière importante. La dynamique des barres sableuses dans un tel environnement se fait majoritairement vers le haut de plage (Levoy *et al.*, 1998 ; Stépanian, 2002).

Les levés aériens ont encadré des périodes d'agitations météo-marines modérées à intenses, permettant ainsi d'établir plusieurs hypothèses sur les conditions de mobilité des barres sableuses sur la zone intertidale à dominante rocheuse :

- La première période est marquée par des conditions de houle et de vent modérées, comprenant 3 épisodes légèrement agités (7 j/39). L'érosion est faible et le sable érodé s'est déplacé vers le haut estran. Les **conditions météo-marines globalement modérées** de la période étudiée sont donc à même de **déplacer ces sables vers le haut estran**, en quantité toutefois limitée.
- Lors de la deuxième période, **l'enchaînement de deux épisodes tempétueux** de longue durée (7 à 18 j consécutifs), agissant pour le premier, lors d'une marée de vive-eau à fort coefficient, semble se traduire par un **apport de sable sur l'estran**, même si ce dernier reste modéré. La **concomitance des conditions de houle et vent** ainsi que d'un **fort marnage** serait donc à même d'apporter des sédiments sableux sur la zone intertidale.
- La dernière période est marquée par le passage de deux tempêtes successives de secteur ouest, lors d'une marée de vive-eau, entraînant la perte et le déplacement de quantités importantes de sable, plus importantes que celles observées jusqu'à présent sur le secteur étudié. Ainsi, des **conditions fortement agitées semblent avoir logiquement un effet érosif sur la zone intertidale**.

Ainsi, la direction principale de secteur ouest des perturbations, coïncide avec l'orientation légèrement oblique à la côte des barres sableuses.

Les événements météo-marins rapides, et d'intensité modérée, tendent à une légère érosion de la zone intertidale. Au contraire, les **périodes d'agitation longues** (plusieurs jours consécutifs) et intenses (houle supérieure à 2 m), **peuvent entraîner un apport progressif de sable depuis les petits fonds vers la zone intertidale**. La concomitance entre les forts coefficients de marée

(>100), et les conditions de vents et de houle agitées, montre de **possibles ensablements de la zone intertidale, notamment à basse mer de vive-eau**. Toutefois, des conditions tempétueuses de retour annuel, agissant sur une période relativement courte (6 jours), seraient à même de déplacer une plus grande quantité de sable et provoquer une érosion non négligeable de la zone intertidale.

Cette dynamique sableuse quasi journalière n'est pas sans impact sur l'environnement intertidal, en particulier sur le platier rocheux, jouant un rôle fortement abrasif sur la craie, et les cordons de galets, en intégrant leur fonctionnement morfo-sédimentaire.

5.3. Dynamique haute fréquence des surfaces sableuses intertidales et conséquences géomorphologiques : l'impact sur l'érosion des platiers et l'évolution morfo-sédimentaire des cordons de galets

5.3.1. Quelle conséquence de la forte mobilité des bancs sableux sur le platier crayeux ?

5.3.1.1. *Érosion des plateformes littorales*

Il est communément admis que l'érosion des platiers rocheux, et particulièrement crayeux, sous nos latitudes, est provoquée par plusieurs agents et processus (Walkden et Hall, 2005), tels que l'altération chimique des roches au cours des cycles de marée (Duperret *et al.*, 2005 ; Kanyaya et Trenhaile, 2005 ; Yuan *et al.*, 2020), l'action biologique (Andrews et Williams, 2000 ; Fornós *et al.*, 2006 ; Gül *et al.*, 2008 ; Moura *et al.*, 2012 ; Regard *et al.*, 2013 ; Cobo-Viveros et Cantera-Kintz, 2015) ou l'action mécanique des vagues (Stephenson et Kirk, 2000 ; Trenhaile, 2005 ; Trenhaile et Kanyaya, 2007).

Le taux d'érosion moyen des plateformes d'érosion marine à l'échelle du globe serait de 1,486 mm/an [$<0,1$ à >4 mm/an] (Stephenson et Finlayson, 2009 ; Moses, 2014). Ces micro-érosions ont fait l'objet de nombreuses recherches à l'échelle internationale, sur différents types de plateformes, calcaires, gréseuses, coralliennes, etc. (Tableau 5.6), notamment au travers de deux méthodes de mesures, par levé scanner MEM (Micro-Erosion Meter) (Foote *et al.*, 2006 ; Swantesson *et al.*, 2006 ; Trenhaile et Porter, 2018 ; Stephenson *et al.*, 2019 ; Yuan *et al.*, 2020) et par modèle numérique de terrain (Hénaff *et al.*, 2006).

Tableau 5.6 – Taux d'érosion de différentes plateformes d'érosion marine mesuré par MEM (micro-erosion meter) à travers le monde.

| Type de roche | Site | Pays | Mer/Océan | Erosion mesurée par MEM (mm/an) | | Auteur |
|--------------------------|--------------------------|--------------------|--------------------|---------------------------------|---------------|---------------------------------------|
| Craie | Életot | France | Manche | 2,896 | [1,020-4,443] | <i>Foote et al. (2006)</i> |
| | Cuckmere H | Angleterre | Manche | 0,683 | [0,350-2,040] | <i>Swantesson et al. (2006)</i> |
| | Friars Bay | Angleterre | Manche | 8,803 | [0,230-68,47] | |
| | Peacehaven | Angleterre | Manche | 1,485 | [0,430-18,04] | <i>Dornbush et al. (2005)</i> |
| Calcaire | Malham, North Yorkshire | Angleterre | Manche | 0,035 | [0,010-0,050] | <i>Trudgill (1986)</i> |
| | P. des Farallo | Majorque | Méditerranée | 0,007 | [0,007-0,046] | <i>Gomez-Pujol et al. (2006)</i> |
| | Fåro | Suède | Baltique | 0,198 | [0,176-0,938] | |
| | Friuli-Venezia Giulia | Italie | Méditerranée | 0,105 | [0,010-0,190] | <i>Forti (1984)</i> |
| | Trieste | Italie | Méditerranée | 0,03 | [0,014-0,031] | <i>Cucchi et al. (1987)</i> |
| | Former | Yougoslavie | Adriatique | 0,077 | [0,026-0,102] | <i>Kunaver (1979)</i> |
| | Canbera, | Australie | Pacifique | 0,012 | [0,003-0,018] | <i>Smith et al. (1995)</i> |
| | Kinta et Lengong Valleys | Malaisie | Détroit de Malacca | 0,92 | [0,005-1,830] | <i>Muhammad et Beng (2002)</i> |
| | Alaska | Alaska | Pacifique | 0,054 | [0,031-0,046] | <i>Allred (2004)</i> |
| | Kaikoura, | Nouvelle-Zélande | Pacifique | 1,083 | [0,780-1,410] | <i>Stephenson et Finlayson (2009)</i> |
| Calcaire coralien | Mtarfa | Malte | Méditerranée | 1,46 | [0,500-1,820] | <i>Micallef et al. (2009)</i> |
| | Tal - Pitkal | Malte | Méditerranée | 0,955 | [0,270-1,540] | |
| | Xlendi | Malte | Méditerranée | 0,76 | [0,480-1,200] | |
| | Lower | Malte | Méditerranée | 0,738 | [0,490-1,090] | |
| Carbonate | Olhos de Agua | Portugal | Atlantique | 1,019 | [0,361-1,676] | <i>Swantesson et al. (2006)</i> |
| | Galé | Portugal | Atlantique | 0,368 | [0,096-0,640] | |
| | Chiringuito | Portugal | Atlantique | 0,322 | [0,146-0,497] | <i>Moura et al. (2012)</i> |
| | Venezia Giulia | Italie | Méditerranée | 0,03 | [0,010-0,040] | <i>Cucchi et al. (1994)</i> |
| Grès | South West England | Angleterre | Manche | 0,048 | [0,124-0,006] | <i>Finlayson (1976)</i> |
| Dolérite | Rotsidan | Suède | Golfé de Bothnie | 0,072 | [0,019-0,426] | <i>Gomez-Pujol et al. (2006)</i> |
| | Eastern Antarctica | Eastern Antarctica | Indien | 0,026 | [0,015-0,022] | <i>Spate et al. (1995)</i> |
| Dolomite | S'Alavern | Majorque | Méditerranée | 0,001 | [0,001-0,004] | <i>Gomez-Pujol et al. (2006)</i> |
| | C. en Guixers | Majorque | Méditerranée | 0,014 | [0,011-0,021] | |
| | P. de Savinar | Majorque | Méditerranée | <0,001 | [0,000-0,003] | |
| Gneiss | Hovs Hallar | Suède | Kattegat | 0,027 | [0,011-0,173] | <i>Gomez-Pujol et al. (2006)</i> |
| | Eastern Canada | Eastern Canada | Atlantique | 0,0035 | | <i>Kanyaya et Tranhaile (2005)</i> |
| Granite | Ramsvik | Suède | Skagerrak | 0,045 | [0,027-0,931] | <i>Gomez-Pujol et al. (2006)</i> |
| | Eastern Canada | Eastern Canada | Atlantique | 0,0026 | | <i>Kanyaya et Tranhaile (2005)</i> |

D'après les différents taux d'érosion obtenus dans la littérature (Tableau 5.6), le taux d'érosion moyen mondial pour les plateformes calcaires (craie, carbonate, etc.) serait de 1,002 mm/an, avec des extrêmes compris entre 0,007 et 8,803 mm/an, soit un taux moyen inférieur à la moyenne mondiale tout type de roche confondu (1,486 mm/an). Néanmoins, les différences de lithologie des platiers, et donc de résistance des matériaux, mais également d'exposition aux conditions

météo-marines et marégraphiques, ou encore la présence plus ou moins importante de couverture biologique, sont des paramètres pouvant expliquer les disparités des taux d'érosion observés. Les platiers constitués de roches carbonatées présentent des taux, en général, faibles, en moyenne de 0,43 mm/an [0,03-1,019], tandis que les platiers crayeux ont des taux beaucoup plus importants, en moyenne de 3,46 mm/an [0,683-8,803].

Les études de Foote *et al.* (2006), Hénaff *et al.* (2006) et Swantesson *et al.* (2006) ont comparé l'évolution des plateformes crayeuses voisines seinomarine et du Sussex, et ont montré que les taux mesurés sur les sites d'Életot (Seine-Maritime) et de la baie de Friar (Angleterre) étaient bien plus importants (respectivement 2,896 et 8,803 mm/an - Tableau 5.6), que d'autres plateformes calcaires, comme en Nouvelle-Zélande (taux = 1,083 mm/an), au Portugal (taux = 0,693 mm/an) ou en Italie (taux = 0,067 mm/an). Néanmoins, d'autres sites anglais crayeux, analysés au MEM, montrent des taux d'érosion plus faibles, entre 0,683 et 1,485. Les plateformes crayeuses semblent donc subir une érosion plus intense, marquée par des résistances faibles des matériaux les composant.

Le littoral de Seine-Maritime, en particulier entre Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe, constitue toutefois un environnement côtier rocheux particulier, avec la présence de surfaces sableuses localement très importantes et d'épaisseur métrique à plurimétrique. Notre objectif est d'estimer l'impact de la mobilité des étendues sableuses sur le platier rocheux. Or, la fréquence de passage des placages sableux sur le court terme (mensuel à journalier), mise en évidence par le suivi aérien et par profils de plage (cf. paragraphes 5.1. et 5.2.), n'est probablement pas sans conséquence et génère probablement des processus mécaniques d'ablation, qu'il convient de quantifier (abrasion).

5.3.1.2. *Observations sur le terrain*

L'impact de la forte mobilité des placages sableux a pu être observé directement sur le terrain, en particulier au Cap d'Ailly. Sur ce secteur, le platier rocheux, large d'environ 400 m et d'une pente inférieure à 2 %, est constitué de craies d'âge Santonien/Campanien, tendre, et fortement impactée par la **bioérosion** (marques de patelle, perforation par des micro-organismes (pholades) sur plusieurs millimètres voire d'un ordre de grandeur centimétrique). Ces marques de perforation de la craie sont visibles parfois jusqu'à 5 cm de profondeur (Figure 5.38), et **fragilisent fortement le matériel crayeux**. Les nombreuses incrustations de patelles dans la roche (Figure 5.38) témoignent également d'une bioérosion intense sur ce secteur. Le platier rocheux est fréquemment recouvert de placages ou barres sableuses d'épaisseur pluricentimétriques transitant à sa surface, principalement vers le nord-est (cf. paragraphe 5.2.). Plusieurs marqueurs du **passage de ces surfaces sableuses** sur le platier ont pu être identifiés, et se caractérisent par une surface rocheuse lisse, composée d'une craie très blanche, témoin d'une abrasion récente et marquée (Figure 5.39). Les marques de bioérosion, incrustées sur 1 à 5 cm à la surface du platier, semblent être déblayées par le passage de sable sur la surface. Plusieurs levés drone sur la zone étudiée ont permis de montrer le recouvrement du platier par le sable, puis son dégagement rapide. A titre d'exemple, la

période comprise entre le 25/10 et le 02/12/2021 (Figure 5.39-B), montre la présence de placages ou bancs sableux, ayant des épaisseurs de l'ordre de 20 à 40 cm de sable, puis le déplacement rapide (quelques semaines) de ces volumes de sable, faisant disparaître une épaisseur de craie bioérodée et altérée de plusieurs centimètres (3 à 5 cm). De plus, la comparaison de la profondeur des marques de patelles inscrites dans la roche et non évacuées par le sable, à celles se trouvant à proximité immédiate et inscrites dans la roche blanchie ayant subi une forte abrasion, montre des valeurs d'ablation de l'ordre de 1 à 3 cm. La **conjugaison de plusieurs facteurs érosifs**, tels que la **bioérosion** (millimétrique à pluricentimétrique), et l'abrasion causée par le **passage de bancs sableux**, suggère qu'au Cap d'Ailly, l'abaissement de la plateforme rocheuse peut atteindre des valeurs pluricentimétriques, et par conséquent être bien supérieures à ce qui est indiqué par la littérature en général, et pour les craies du bassin Parisien en particulier.

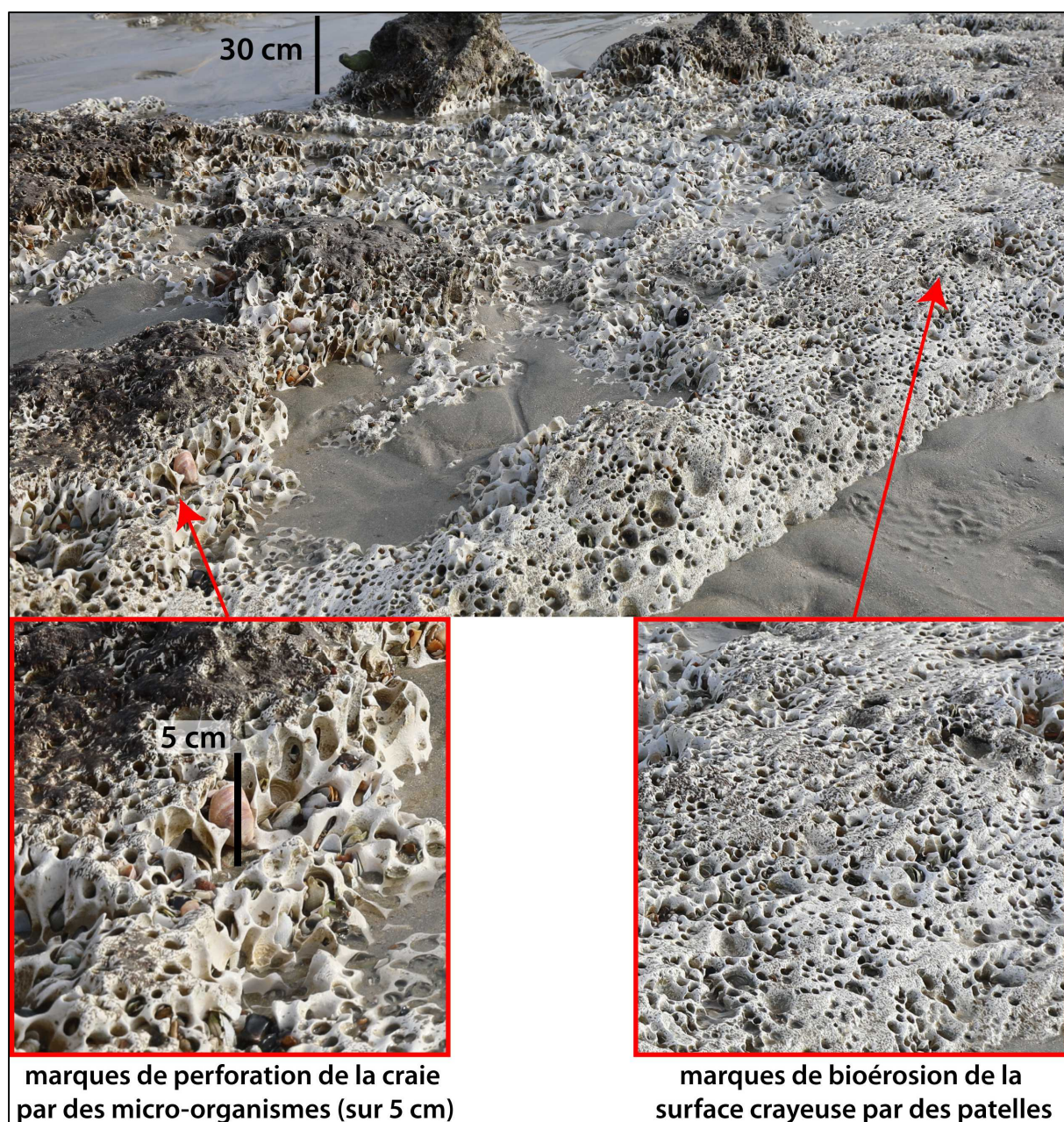


Figure 5.38 – Exemples de bioérosion du platier crayeux observés au Cap d'Ailly (25/01/2022). Des perforations pluricentimétriques (jusqu'à 5-6 cm) sont visibles localement.

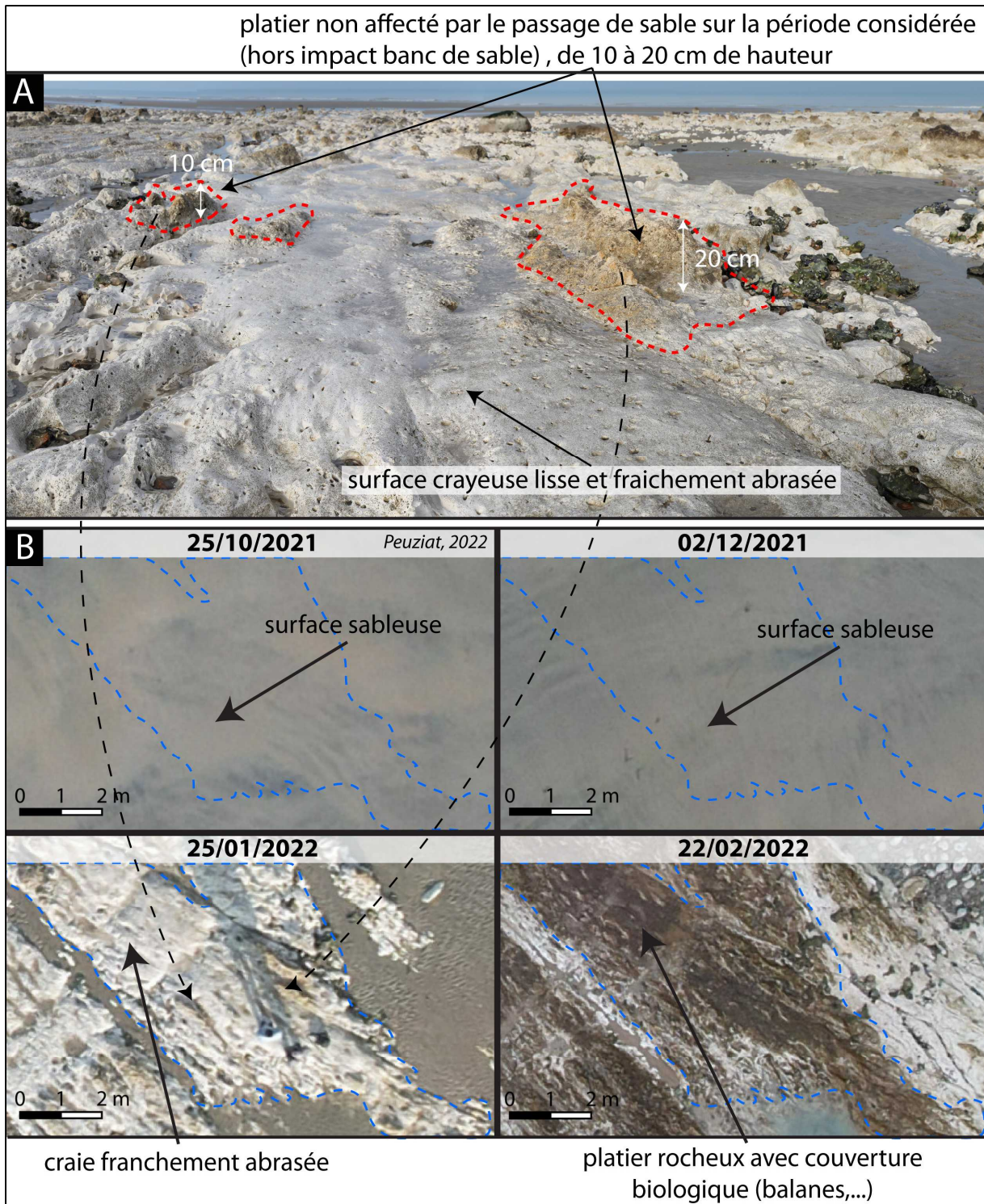


Figure 5.39 – Exemple d'érosion du platier rocheux à Sainte-Marguerite-sur-Mer. (A) Photo oblique (25/01/2022) montrant une surface crayeuse lisse et visiblement fraîchement abrasée, sans relief apparent, bordé d'un platier plus accidenté de quelques dizaines de cm de hauteur, avec une craie jaunâtre, légèrement recouverte d'algue ou de coquillage, et non affecté par le passage de sable sur la période considérée. (B) Photos prises par drone entre le 25/10/2021 et le 22/02/2022 du même secteur (en rouge), montrant le recouvrement du platier par le sable les 25/10 et 02/12/2021, puis l'affleurement du platier le 25/01/2022 avec la craie blanche et lisse, synonyme d'érosion, et enfin la colonisation biologique du platier le 22/02/2022.

D'autres marqueurs biologiques ont pu être observés. Le bloc de grès, présent sur la Figure 5.40, est colonisé sur sa partie sommitale par des balanes (crustacés). La délimitation de la couverture biologique est nette, laissant apparaître un grès à la surface lissée. Cette démarcation est le témoin de la limite d'action de la mobilité des bancs sableux sur la zone intertidale, et témoigne donc du passage récent d'un placage sableux d'une épaisseur d'environ 40 cm.

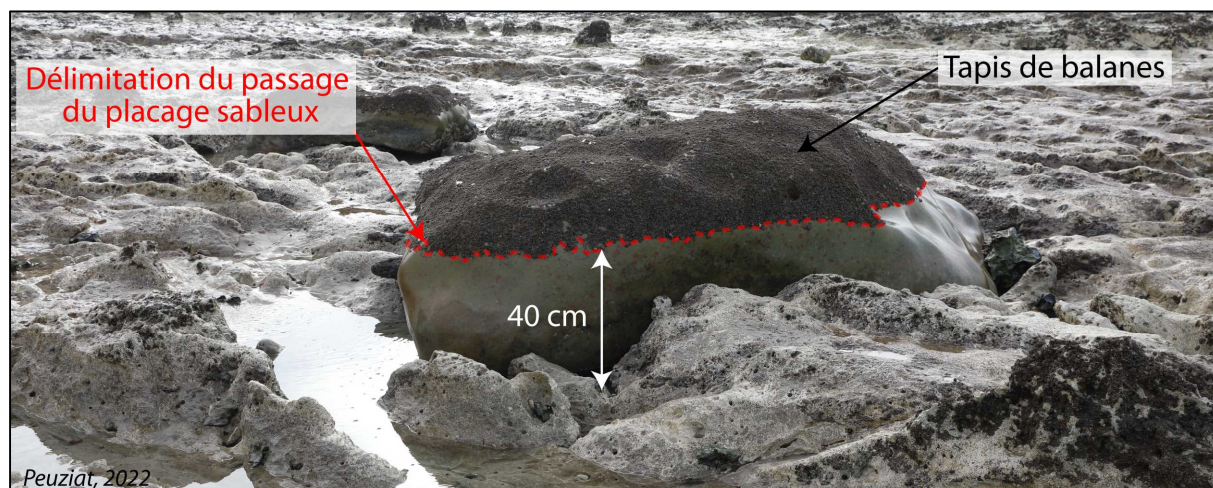


Figure 5.40 – Bloc de grès, couvert dans sa partie sommitale par des balanes (crustacés). La délimitation nette correspond à la délimitation du passage d'un placage sableux (Photo : B. Peuziat, 2022).

Toutefois, ces marqueurs, bien qu'exposant de manière significative les impacts du mouvement rapide de placages sableux sur la surface du platier crayeux, restent qualitatifs. Pour améliorer les connaissances sur ces phénomènes d'ablation, une tentative de quantification plus fine a été entreprise.

5.3.1.3. Utilisation d'une méthode de photogrammétrie pour estimer l'érosion du platier rocheux

Dans le but de quantifier l'impact du mouvement des placages sableux à la surface du platier crayeux, une approche par photogrammétrie a été effectuée sur le site de Varengeville-sur-Mer. Bien que la méthode d'analyse par MEM (micro-erosion meter) soit une des plus couramment utilisées pour ce type d'étude (Trenhaile et Porter, 2018 ; Stephenson *et al.*, 2019 ; Yuan *et al.*, 2022), la photogrammétrie reste une technique fréquemment retenue pour mesurer le taux d'ablation des surfaces rocheuses (Letortu *et al.*, 2018 ; Jaud *et al.*, 2019), et plus modestement des platiers (Dornbusch *et al.*, 2008 ; Swirad *et al.*, 2019). Des études par photogrammétrie ont par ailleurs été comparées à la méthode MEM, et indiquent qu'en dépit d'une meilleure résolution par MEM, la surface mesurée est plus importante, et donc plus représentative des processus en action par la méthode de photogrammétrie (Moses *et al.*, 2014 ; Cullen *et al.*, 2018). Ainsi, c'est la technique que nous avons retenue pour notre secteur d'étude et notre questionnement. Trois secteurs, à l'est du Cap d'Ailly, ont été identifiés pour leur accessibilité, leur visualisation par les pièges photographiques disposés en haut de falaise par nos soins (cf. paragraphe 5.1.), et leur proximité de passages sableux pouvant les affecter. Le platier rocheux, sur ce secteur retenu, est composé

d'une craie d'âge Santonien/Campanien, moins affectée par les perforations provoquées par les micro-organismes, comme sur le précédent site (Figure 5.41) :

1. Le « Secteur 1 », situé à l'est de l'axe de la valleuse (superficie de 7 m²)
2. Le « Secteur 2 », à l'ouest de la valleuse (6 m²)
3. Le « Secteur 3 », le plus à l'ouest (4 m²)

Afin d'effectuer un suivi de l'évolution des secteurs de platier rocheux avec une précision millimétrique (marge erreur 0,9 mm), 5 clous fixes, suffisamment éloignés pour ne pas altérer les résultats induit par leur enfoncement dans la roche, provoquant éventuellement l'éclatement de la craie, ont été installés dans la craie le 25/10/2021 sur chaque site. Chaque point a été géoréférencé au DGPS, permettant le recalage parfait entre chaque levé photographique (Figure 5.42).

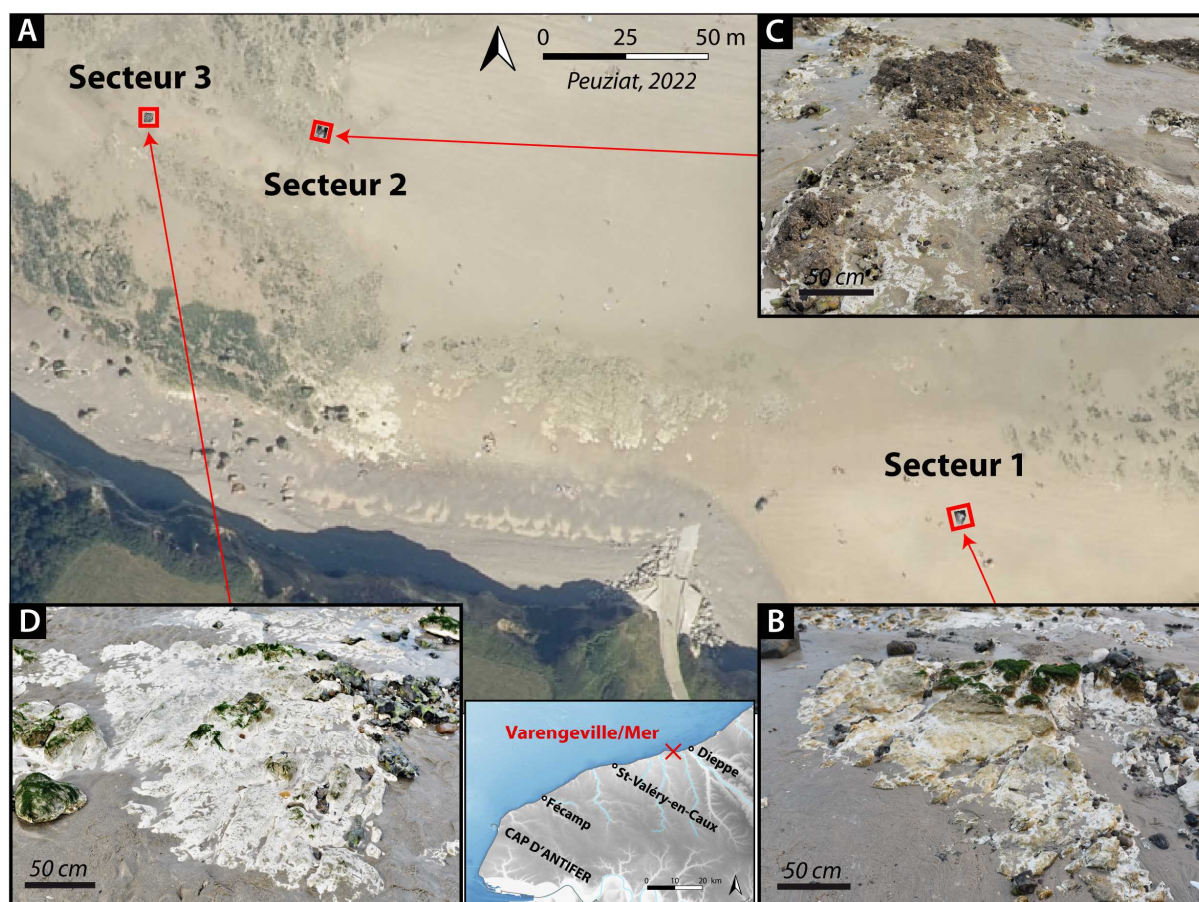


Figure 5.41 - Emplacement des 3 secteurs de platier rocheux analysés, sur le site de Varengeville-sur-Mer. (A) Vue satellite de l'ensemble du site. (B) photos obliques du secteur 1, (C) du secteur 2 et (D) du secteur 3 (Cl. B. Peuziat, 2021).



Figure 5.42 - (A) Installation des clous fixes (rond rouge) dans le platier rocheux. (B) relevé DGPS millimétrique des clous.

5.3.1.3.1. Analyse fine par modèle photogrammétrique

Les 3 secteurs ont été photographiés en utilisant un appareil photo « *Nikon D810* » (36 millions de pixels, distance focale 35 mm). Les premières photographies du 25/10/2021 ont permis d'effectuer les premiers modèles 3D de référence. Chaque site a été photographié à plusieurs distances et inclinaisons dans le but de reconstruire le modèle 3D sous forme de nuage de points. La même méthode précédemment décrite pour la construction des modèles photogrammétriques via les images aériennes drone (cf. paragraphe 5.2.), a été utilisée. Après un alignement des photographies permettant la construction d'un nuage de points éparses (Figure 5.43 -1), chaque clou a été pointé sur chaque photographie, lorsque ces derniers étaient bien visibles. Le nuage de points dense a ensuite pu être construit (Figure 5.43 -2), permettant la création d'un MNT et d'une orthophotographie. Le Tableau 5.7 indique les marges d'erreur (RMSE) obtenues pour chaque modèle et montre des valeurs moyennes très faibles, de 3,5 mm sur l'axe X, 3,4 mm sur l'axe Y et surtout 0,9 mm sur l'axe Z.

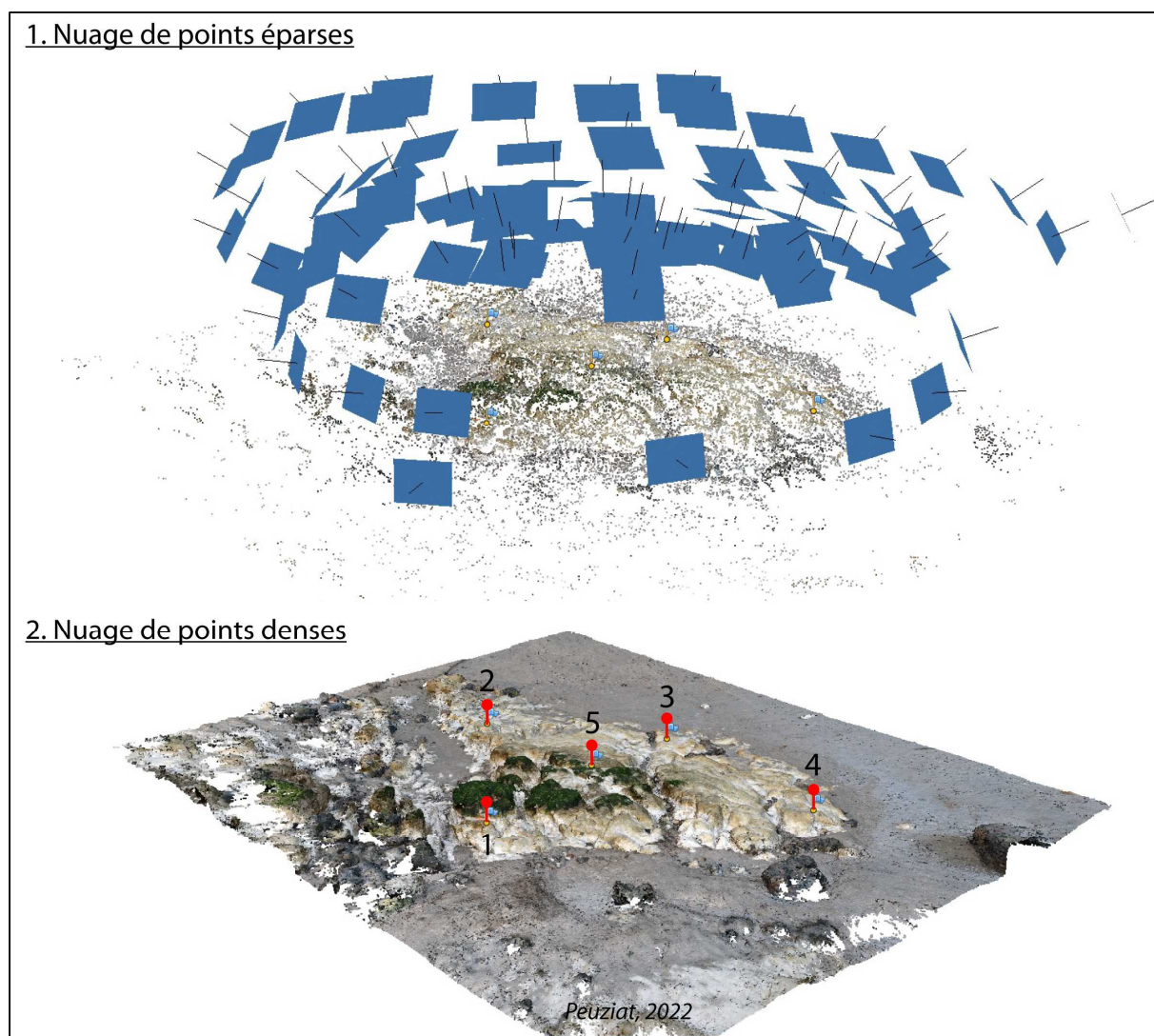


Figure 5.43 – Construction du modèle photogrammétrique. (1) Nuage de points épars obtenu après alignement des photographies (pour le Secteur 1, le 25/10/2021). La position de l'appareil photo, et l'angle de prise de vue, peuvent être observés sur le logiciel, permettant ainsi de vérifier toute incohérence (rectangles bleus). (2) Nuage de points dense obtenu après traitement photogrammétrique. Les positions des clous fixes sont indiquées en rouge.

Tableau 5.7 – Estimation des marges d'erreur (RMSE) de géoréférencement du nuage de points dans le logiciel « Agisoft Photoscan® 1.2.6 » pour les trois platiers.

| | Marge d'erreur | Erreur X (mm) | Erreur Y (mm) | Erreur Z (mm) |
|-----------|----------------|---------------|---------------|---------------|
| Secteur 1 | 25/10/2021 | 3,08 | 2,03 | 1,89 |
| | 22/02/2022 | 1,75 | 1,18 | 1,49 |
| Secteur 2 | 25/10/2021 | 2,35 | 3,67 | 1,02 |
| | 02/12/2021 | 2,24 | 3,63 | 0,68 |
| | 25/01/2022 | 2,56 | 3,77 | 0,70 |
| Secteur 3 | 25/10/2021 | 5,20 | 4,26 | 0,65 |
| | 02/12/2021 | 5,44 | 4,33 | 0,41 |
| | 25/01/2022 | 5,49 | 4,15 | 0,49 |

Pour le « Secteur 1 », 2 modèles ont pu être construits, le 25/10/2021 lors de la mise en place, et le 22/02/2022, le site étant recouvert de sable entre les deux levés. Pour les deux autres sites, « Secteur 2 » et « Secteur 3 », 3 modèles ont été construits, le 25/10/2021, le 02/12/2021 et le 25/01/2022. Ces sites étaient recouverts de sable le 22/02/2022.

5.3.1.3.2. Évolution des platiers rocheux : érosion induite par les dynamiques des placages sableux

- Secteur 1

Comme en témoigne la Figure 5.44, le « Secteur 1 » a été progressivement recouvert de sable entre le 25/10/2021 et le 25/01/2022, ne permettant donc pas de visualiser les 5 clous fixés dans le platier et nécessaires au géoréférencement précis du modèle 3D. Ce dernier affleurerait le 22/02/2022 et une comparaison des MNT a ainsi pu être effectuée entre le 25/10/2021 et le 22/02/2022, couvrant une période de 4 mois (Figure 5.45). L'observation des photographies montre sur la Figure 5.44 - A, un platier rocheux recouvert d'algues (vertes et brunes, tapissant la quasi-totalité de la surface rocheuse). La photographie D de la Figure 5.44 montre une craie blanche, d'aspect homogène, traduisant l'abrasion provoquée par le passage du placage sableux.

Toutefois, le MNT différentiel, en dépit de sa précision millimétrique, ne permet pas d'observer en détail l'érosion du platier rocheux sur la période de 4 mois. L'érosion est de l'ordre du millimètre, soit une valeur comprise dans la marge d'erreur du modèle. Néanmoins, si l'on tentait d'extrapoler temporellement les résultats, la moyenne des secteurs érodés donnerait un taux d'érosion annuel de l'ordre de 6,3 mm, soit un taux supérieur aux différentes études menées à Eletot (2,89 mm/an) et outre-Manche (3,65 mm/an en moyenne).

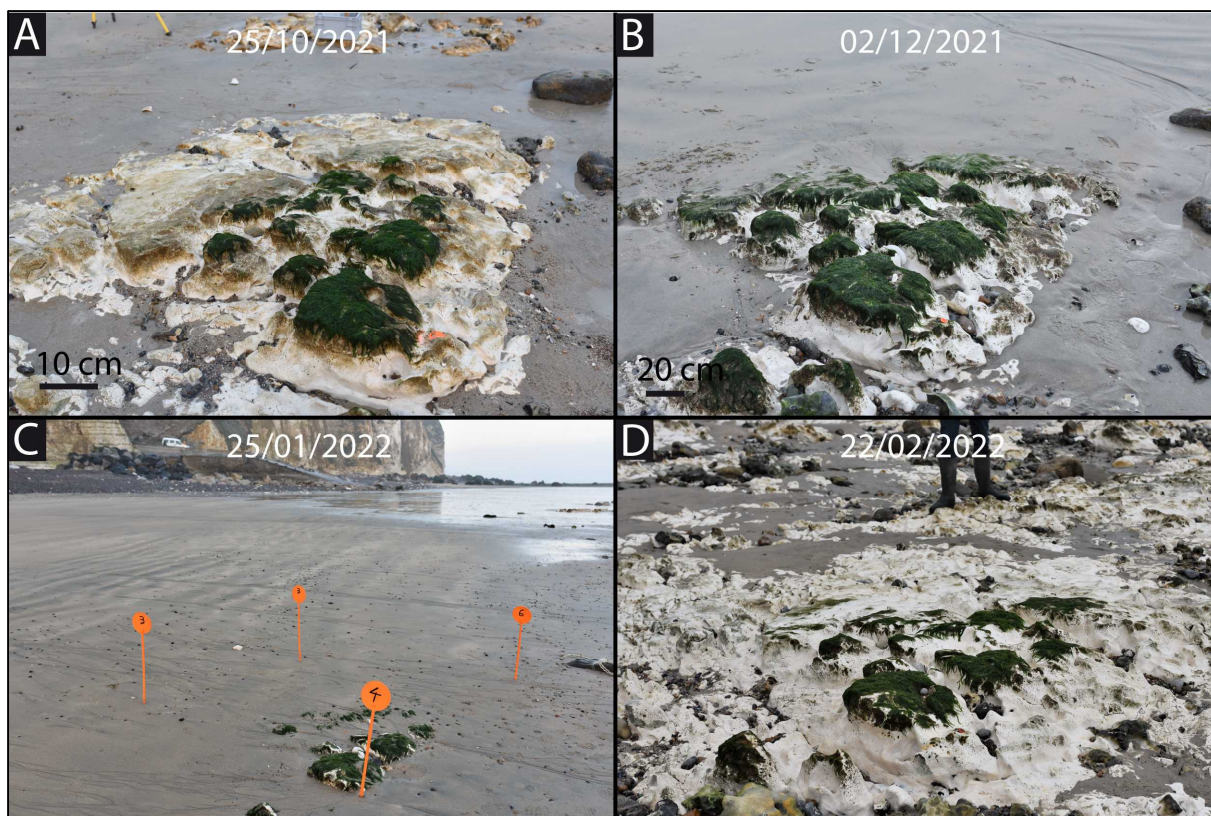


Figure 5.44 - Évolution du « Secteur 1 ». Recouvrement progressif par le sable le 02/12/2021 (B) puis recouvert de 5 à 10 cm de sable le 25/01/2022 (C). Le platier affleure complètement le 22/02/2022 (D).

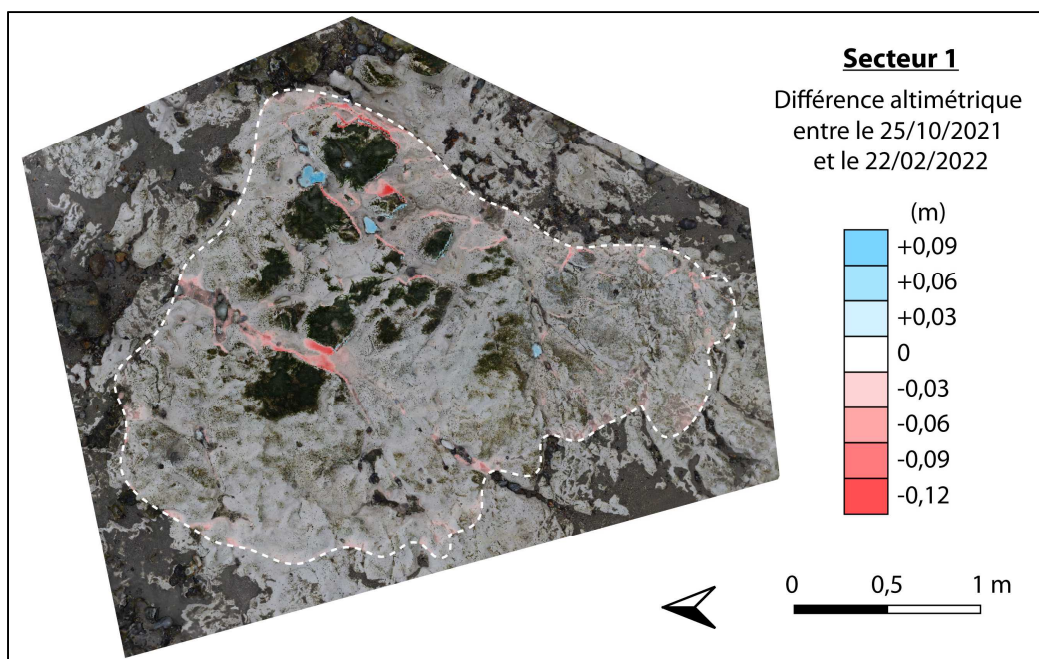


Figure 5.45 – Différence altimétrique entre les MNT du 25/10/2021 et du 22/02/2022, sur le Secteur 1. Les couleurs les plus chaudes correspondent à une érosion (ou départ de sable) et les couleurs les plus froides à un apport. Le différentiel a été découpé (trait pointillé blanc) afin de n'observer que l'évolution sur le platier et non sur les pacages sableux environnants, entre le 25/10/2021 et le 22/02/2022.

- **Secteur 2**

Le deuxième secteur se situe sur une zone de transit des placages sableux à forte dynamique, mise en évidence au travers l'analyse journalière des photographies des pièges photographiques installés en haut de falaise (cf. paragraphe 5.1.). Les MNT différentiels obtenus par photogrammétrie, présentés sur la Figure 5.46, montrent principalement un départ de sable (-10 cm en moyenne) entre le 25/10 et le 02/12/2021, et un apport de sable (entre 5 et 12 cm d'épaisseur) entre le 02/12/2021 et le 25/01/2022. L'érosion du platier crayeux (hors évolution du sable) est, comme pour le secteur 1, peu visible (même si elle est légèrement supérieure), et reste d'un ordre de grandeur millimétrique. L'extrapolation, sur une année, des taux d'érosion calculés à partir des MNT serait en moyenne de 12,2 mm/an.

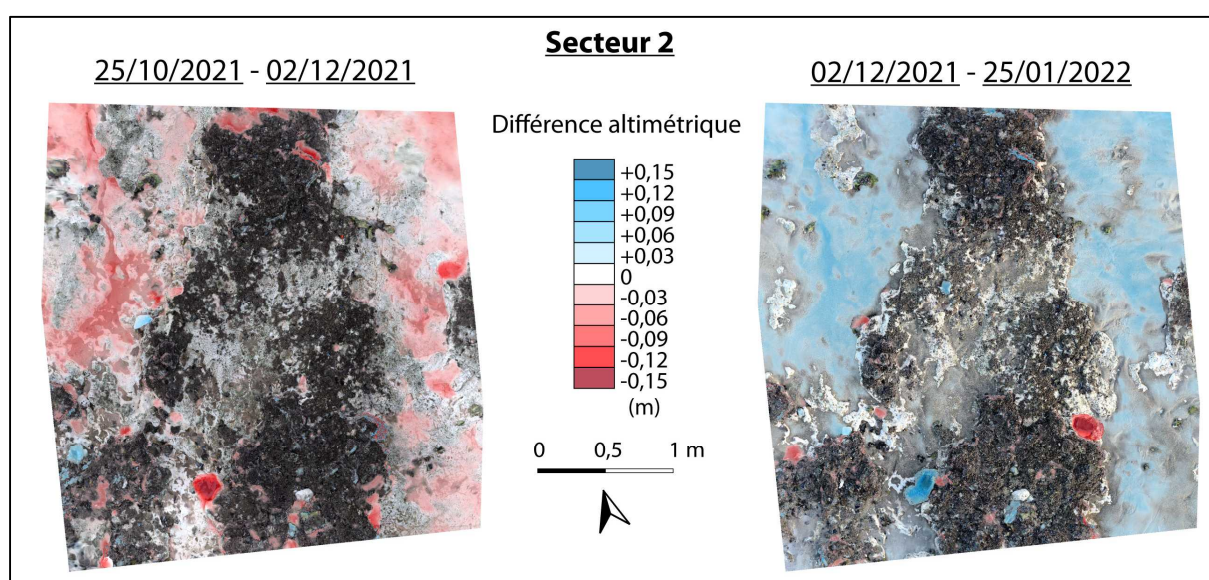


Figure 5.46 - Différence altimétrique entre les MNT du 25/10 et du 02/12/2021, et ceux du 02/12/2021 et du 25/01/2022, sur le Secteur 2. Les couleurs les plus chaudes correspondent à une érosion (ou départ de sable) et les couleurs les plus froides à un apport.

- **Secteur 3**

Le « Secteur 3 » se situe à 50 m à l'ouest du deuxième secteur, et semble avoir connu une évolution similaire. La Figure 5.47 montre en effet un départ important de sable (de 9 cm d'épaisseur en moyenne) entre le 25/10 et le 02/12/2021, suivi d'une arrivée de sable (de 6 cm d'épaisseur en moyenne) entre le 02/12/2021 et le 25/01/2022.

Les MNT différentiels montrent toutefois une forme de stabilité du secteur central. Le calcul du taux d'érosion moyen est par ailleurs moins important que sur les deux secteurs précédents, avec un taux moyen de 2 mm/an. Le platier rocheux semble néanmoins être marqué par plusieurs zones d'érosion notamment entre le 02/12/2021 et le 25/01/2022. L'érosion millimétrique est toutefois difficilement visible et interprétable sur les MNT.

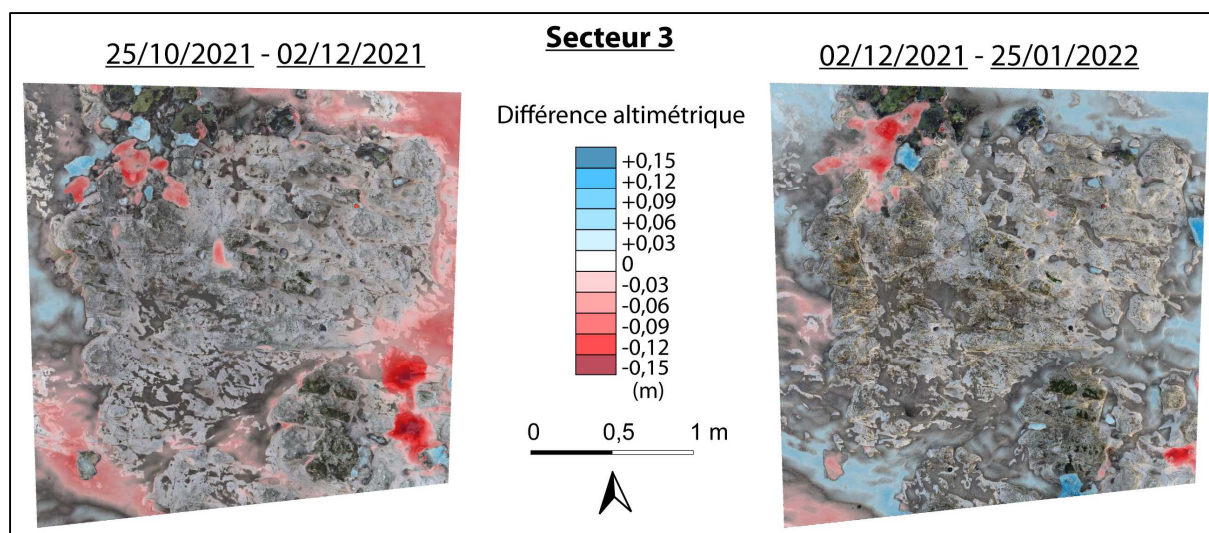


Figure 5.47 - Différence altimétrique entre les MNT du 25/10 et du 02/12/2021, et ceux du 02/12/2021 et du 25/01/2022, sur le Secteur 3. Les couleurs les plus chaudes correspondent à une érosion (ou départ de sable) et les couleurs les plus froides à un apport.

5.3.1.4. Synthèse de l'impact des placages sableux sur l'érosion de la plateforme crayeuse

Les plateformes rocheuses, et particulièrement crayeuses ont, selon la littérature, des taux d'érosion moyens d'environ 1 mm/an. Quelques études effectuées sur le littoral de Seine-Maritime et au sud de l'Angleterre, ont montré des taux d'érosion plus conséquents, supérieurs à 2 mm/an (>3 pour les sites français (Foote *et al.*, 2006 ; Hénaff *et al.*, 2006 ; Swantesson *et al.*, 2006)). Cette évolution est, pour les auteurs, provoquée, par l'action mécanique des vagues et marée sur la plateforme, mais également par la dissolution et l'activité biologique. En effet, de nombreuses marques de bioérosion ont été observées sur le terrain et témoignent d'une fragilisation importante de la craie. Les précédentes études sur ces plateformes ont été effectuées dans des environnements dépourvus de sable, comme aux Grandes-Dalles ou à Életot, et surtout sur des craies bien plus résistantes qu'à l'Ailly (limites Sénonien/Turonien, voire présence de hard-ground). Or, nos observations, notamment à Sainte-Marguerite-sur-Mer, secteur où la présence de sable sous la forme de placage/barre est importante, ont permis de mettre en évidence l'impact localement fort du passage des placages sableux sur la craie. En effet, la forte dynamique de ces placages sableux sur le platier rocheux, observée notamment par levé drone et imagerie satellitaire (cf. paragraphe 5.2.), abrase la surface du platier en quelques mois, et peut-être même parfois de plusieurs millimètres à centimètres lors d'un seul passage de bancs sableux. **L'effet conjugué** de la **bioérosion**, fragilisant la craie (perforation sur plusieurs centimètres), et du **passage de sable** sur la surface crayeuse, provoque, localement, l'abrasion de quantité non négligeable de matériaux crayeux (jusqu'à plusieurs centimètres). Le front d'altération de la craie en surface de platier, accentué par la bioérosion, est localement évacué de plusieurs centimètres (3 à 4 cm). Une tentative de quantification de ces impacts a été menée sur le site instrumentalisé de Varengeville-sur-Mer. Trois secteurs ont donc été photographiés à plusieurs dates, entre le 25/10/2021 et le 22/02/2022, afin de construire des modèles 3D par approche photogrammétrique, pour une résolution

millimétrique. Malgré les fortes marges d'erreur du modèle numérique de terrain, les taux d'ablation mesurés en quelques mois (entre 0,5 mm et 3,05 mm en 3 mois, soit entre 2 et 12,2 mm/an) sont plus forts que les taux annuels obtenus par d'autres études sur ce type de plateforme (entre 0,683 et 8,803 mm/an pour les plateformes crayeuses anglaises et seinomarines - (Moses *et al.*, 2014 ; Cullen *et al.*, 2018). Par simple extrapolation sur la période annuelle, nous observons, à minima, un doublement du taux d'ablation. Nous concluons que le passage des placages sableux a une forte influence sur l'abaissement du platier rocheux, associé probablement à la faible résistance des craies à proximité du Cap d'Ailly, par rapport à l'ensemble des autres sites crayeux du littoral.

Les observations terrains ont permis de visualiser les conséquences directes du transit sableux à la surface du platier rocheux, et donc des conséquences sur la biodiversité, implantée préférentiellement sur un socle rocheux.

La forte dynamique sableuse, mise en évidence sur notre site d'étude, impacte certes le platier rocheux sur lequel le sable transit, mais le fait de voir apparaître cette fraction sableuse également sur les cordons de galets pose la question de son influence sur le fonctionnement morpho-sédimentaire de ces derniers.

5.3.2. Tentative de détermination des facteurs hydrodynamiques responsables de l'apparition/disparition du sable sur les cordons de galets ?

Les cordons de galets de Seine-Maritime, comme dans de nombreux endroits dans le monde, sont constitués certes de galets, mais également composés d'un mélange de gravier/cailloutis/sables, dans des proportions pouvant atteindre 70 % (Kirk, 1980 ; Carter et Orford, 1984 ; Shulmeister et Kirk, 1993 ; Mason, 1997 ; Costa, 1997 ; Orford *et al.*, 2002 ; Pontee *et al.*, 2004 ; Costa *et al.*, 2008 ; Ciavola et Castiglione, 2009 ; Stéphan, 2009 ; Stark et Hay, 2016). Cette fraction sableuse interstitielle influe sur la porosité du cordon de galets, mais également sur sa perméabilité, conditionnant ainsi leur pente et leur capacité d'adaptation face aux facteurs hydrodynamiques, notamment la houle.

Des placages sableux, de granulométrie moyenne à grossière (mode granulométrique 315-400 μm) et d'épaisseur décimétrique, recouvrent localement la surface des cordons de galets (Figure 1.28). Cette fraction sableuse, plus grossière que celle observée sur l'estran (mode granulométrique 315-400 μm), présente une grande quantité de grains/esquilles de silex (entre 50 et 70 % - cf. Chapitre 2), relatifs à la friction des galets à silex (attrition) composant ces cordons. Ces esquilles s'observent par ailleurs sur l'estran sableux, en mi estran (entre 19 et 33%) et bas estran (entre 22 et 45 %) (cf. Chapitre 2). La présence de ces esquilles semble traduire des échanges entre le cordon et l'estran sableux. De nombreux débris coquilliers ont également été observés (entre 12 et 25 %).

Cette fraction sableuse, qui semble jouer un rôle majeur dans la dynamique du cordon, notamment sur sa stabilité, sa perméabilité et sa porosité, peut prendre plusieurs formes et avoir

plusieurs origines. En effet, cette dernière peut être le résultat d'apports issus de l'estran sableux se déposant sur le cordon, ou bien correspondre à l'affleurement du cœur du cordon, composé à plus de 50 % d'un mélange sable/gravier. Quels seraient alors les facteurs hydrodynamiques (houles/marée) responsables de cette dynamique ?

Toutefois, la forte variabilité spatiale et temporelle (journalière) des placages sableux, ne facilite pas leur suivi. En effet, les cordons de galets évoluent très rapidement, à chaque marée, et s'adaptent aux conditions hydrodynamiques en vigueur. Lors d'épisodes de tempête, les cordons ajustent leur morphologie en favorisant notamment les échanges sableux avec l'estran (Carter et Orford, 1984 ; Costa, 1997, 2005 ; Stéphan, 2009 ; Soloy, 2022).

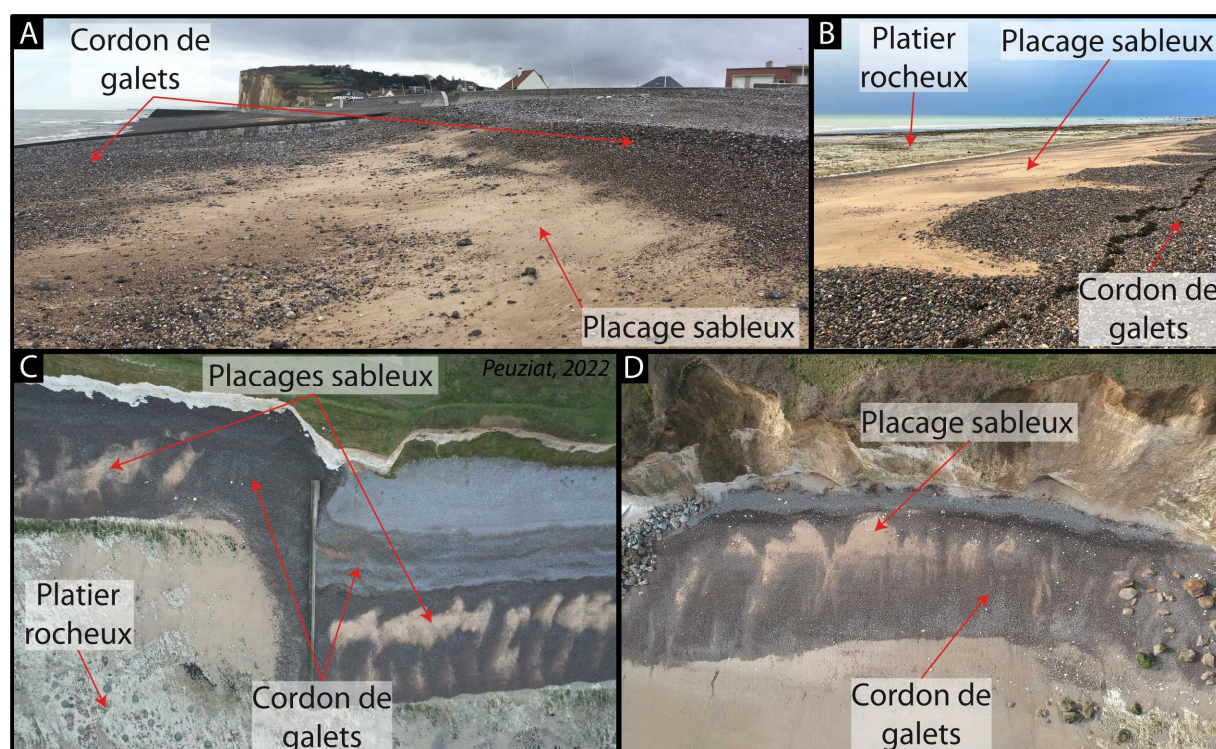


Figure 5.48 – Exemple de placage sableux à la surface des cordons de galets : (A) Exemple à Pourville-sur-Mer. (B) « Beach cusps », langue de sables à la surface des cordons de galets à Sainte-Marguerite-sur-Mer. (C) et (D) Vues du ciel des cordons et placages sableux associés. (Clichés : B. Peuziat, 2021).

Trois formes de placages sableux sur le cordon ont été observés sur le terrain le long du littoral seinomarin, et ont fait l'objet d'une tentative de détermination des conditions hydrodynamiques responsables de leur apparition (Figure 5.49) :

- A. Le premier exemple, observé à Dieppe le 01/10/2017, montre un **banc sableux épais d'une dizaine de centimètres**, d'une largeur d'environ 2 m, continue sur toute la longueur du cordon de galets (très massif sur ce secteur). Ce banc sableux, par son épaisseur, semble correspondre à un apport de sable probablement depuis l'estran. Pour tenter d'expliquer les facteurs hydrodynamiques d'un tel apport, les données de houle et de marée ont été analysées. Entre le 27/09 et le 02/10/2017, la houle, de direction nord-ouest, n'a pas dépassé 1 m de

hauteur significative, avec une période comprise entre 4 et 8 s. La marée était de morte-eau (hauteur d'eau entre 6,7 et 8,1 m). Les conditions météo-marines les quelques jours précédents la photo ne semblent donc pas montrer d'événement majeur pouvant expliquer l'apparition soudaine de sable sur toute la longueur du cordon, issu de l'estran sableux.

- B. Le deuxième cas, observé à Étretat le 07/01/2020, montre un cordon de galets à faible pente, presque entièrement **recouvert d'une surface sableuse** peu épaisse, et mélangée à des graviers et cailloutis. Ce recouvrement pourrait correspondre à la remobilisation des sédiments grossiers (graviers) et sableux formant le cœur du cordon, sédiments qui fossiliseraient les galets en surface, généralement après de fortes agitations marines (suite à la réflexion des houles sur les ouvrages anthropiques (épis, perrés)). L'analyse des conditions hydrodynamiques montre que, lors des 4 jours précédant la photo, la marée était de morte-eau (hauteur d'eau entre 7 et 7,9 m), et la houle, de direction nord-ouest, avait une hauteur significative en moyenne de 1 m, avec 2 pics à 2 m le 05/01 et le 06/01. La période de la houle était comprise entre 5 et 7 s. La **succession de 2 pics de houle de 2 m** pourrait effectivement, dans ce cas, être à l'origine de la remobilisation du cœur/matrice du cordon, venant recouvrir la quasi-totalité du cordon.
- C. Le troisième cas, observé sur le site des Petites-Dalles le 25/05/2021, montre un cordon de galets dont la partie sommitale a été érodée pour former un abrupt de 50 cm de hauteur, laissant **affleurer le cœur du cordon composé d'un mélange de sables, graviers et cailloutis**. Entre le 21/05 et le 25/05, le coefficient de marée était croissant, de 7,5 m à 9,4 m (marée de vive-eau). La houle, à nouveau de direction nord-ouest, a atteint une hauteur significative supérieure à 2 m, entre le 21 et le 22/05, pour une période de 8 s. Puis, entre le 23 et le 24/05, la hauteur de la houle était inférieure à 1 m ; avec une période de 4 s, avant d'atteindre de nouveau une hauteur de 2 m le 25/05 pour une période de 6 s. La concomitance d'une **marée de vive-eau, avec une forte houle, d'une hauteur significative de 2 m, et une période non négligeable (8 s)**, pourrait être responsable de l'érosion de la partie sommitale du cordon.

Ces trois formes sableuses observées sur le cordon de galets témoignent de leur diversité mais également de la difficulté d'expliquer les processus responsables de leur mise en place. De plus, la dynamique des placages sableux est très rapide, parfois à l'échelle d'une marée. L'observation ponctuelle de ces formes sableuses ne semblent donc pas permettre d'identifier simplement les conditions hydrodynamiques responsables.

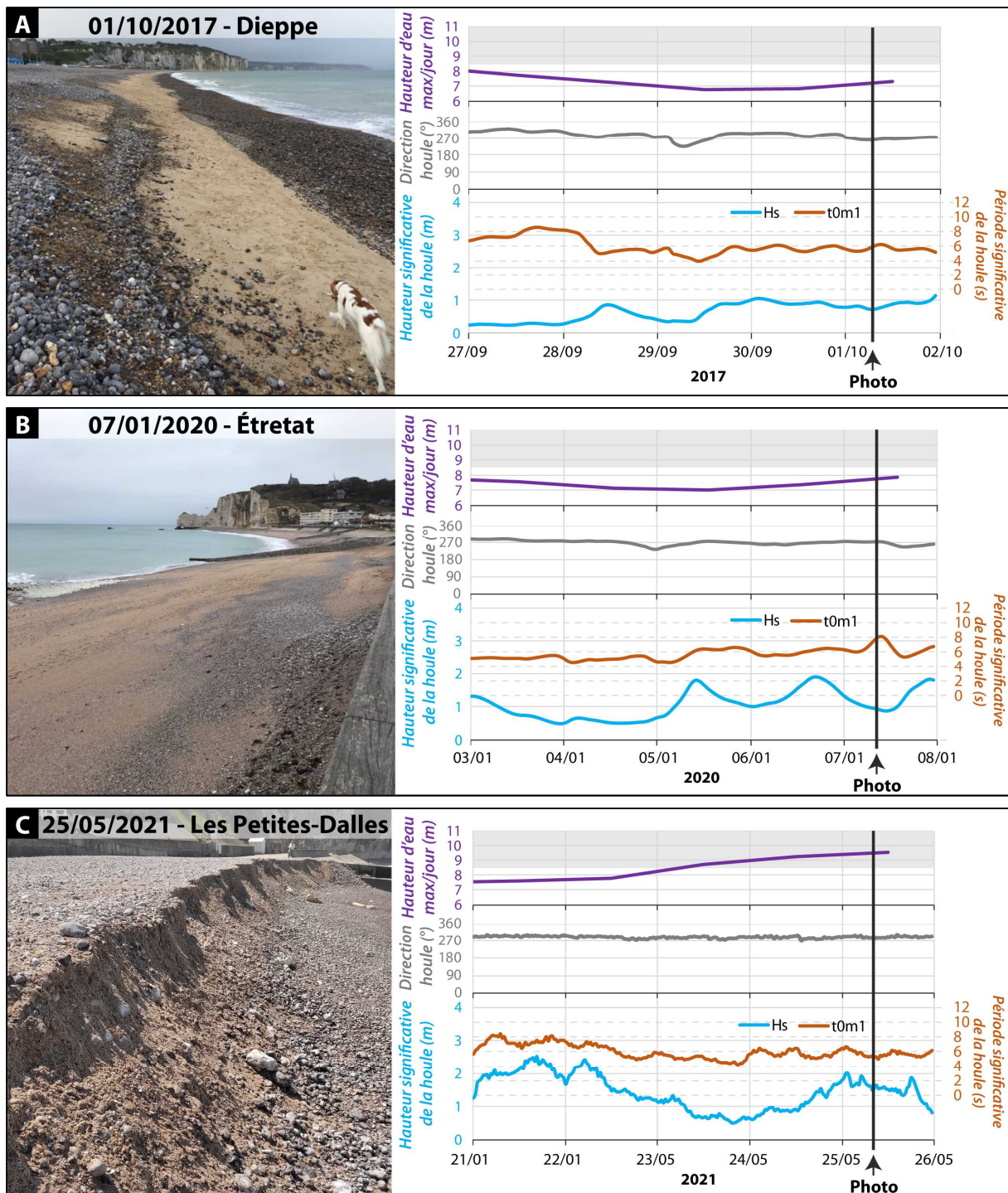


Figure 5.49 – Exemples d'évolution de la surface des cordons de galets. (A) banc sableux continu observé à Dieppe le 01/10/2017 (cl. S. Costa). (B) recouvrement quasi-total par le sable du cordon de galets d'Étretat le 07/01/2020 (cl. S. Costa). (C) destruction de la pente du cordon laissant apparaître le cœur (cl. B. Peuziat le 25/05/2021). Pour chaque exemple, les conditions de houle (hauteur, période et direction) et de marée, 4 jours avant la photo, sont indiquées.

Ainsi, dans le but d'observer les apparitions/disparitions des placages sableux à la surface des cordons de galets, de manière automatique et quasi journalière, puis d'identifier les conditions d'agitations responsables, une expérimentation par modélisation et deep-learning a été mise en place, en collaboration avec Antoine Soloy du laboratoire M2C de l'Université de Rouen (Soloy,

2022). Cette méthode consiste à entraîner un modèle de classification à partir d'échantillons digitalisés manuellement sur des images de même type afin d'identifier et de contourer les surfaces sableuses.

5.3.2.1. Méthodologie de l'apprentissage par deep-learning

Le traitement d'image par deep-learning a été effectué sur un jeu d'image provenant de 3 caméras de suivi du littoral installées à Pourville-sur-Mer (Figure 5.50) dans le cadre du programme RIN RAIVCOT (Risque et Aléa Inondation de Villes CÔtières). Ce projet, financé par la Région Normandie et la Fondation de France, a pour but d'améliorer la connaissance de l'aléa inondation marine et continentale actuel, et d'étudier et de cartographier l'évolution de ces phénomènes dans le cadre d'un changement climatique et d'une élévation du niveau marin induite.

Chaque caméra est orientée de manière à couvrir la quasi-totalité de la plage, selon un angle total de 160 degrés (Figure 5.50), avec :

- La **caméra 1** orientée obliquement vers le sud-ouest, couvrant un petit casier (zone entre 2 épis)
- La **caméra 2** perpendiculaire au trait de côte et couvrant la portion en amont-dérive du deuxième casier
- La **caméra 3** orientée obliquement vers le nord-est et couvrant le reste du deuxième casier

L'angle d'inclinaison et l'orientation des caméras induisent une déformation des images, tant en profondeur pour la caméra 2 qu'en latéral pour les caméras 1 et 3. Ainsi, les surfaces et distances sont plus déformés à mesure que l'on s'éloigne de la position des caméras.



Figure 5.50 – Dispositif des 3 caméras installées à Pourville-sur-Mer.

Chaque caméra capture 2 images :

- Une image dite « **snap** », instantanée
- Une image « **timex** », qui compile les images pendant 10 minutes, permettant ainsi d'éliminer les passants ou autres objets mobiles.

Pour cette étude, les images « timex » ont été utilisées afin d'analyser et de détecter les placages sableux sans trop de perturbations (personne, etc.).

Durant sa thèse, Antoine Soloy (2022) a développé un modèle de détection automatique des galets de surface, sur différents types d'images (drone, caméra, etc.), sur plusieurs sites de Seine-Maritime. Nous avons alors collaboré afin d'appliquer sa méthode pour la détection des placages sableux présents à la surface des cordons de galets. L'algorithme Mask R-CNN (Mask Regional Convolutional Neural Network) a été choisi pour effectuer l'identification du sable. Ce méta-algorithme a été développé par He *et al.* (2017) et combine les algorithmes de détection d'objets éprouvés « Faster R-CNN » (Ren *et al.*, 2017), qui identifie la nature d'un objet et sa position dans les boîtes de délimitation (c'est-à-dire le cadre à l'intérieur d'une image), et « Fully Convolutional Network » (FCN) (Shelhamer *et al.*, 2017), qui permet une segmentation sémantique associant une étiquette ou une catégorie à chaque pixel d'une image.

Une digitalisation manuelle des surfaces sableuses, sous forme de polygone, a été effectuée par nos soins sur 915 images (toutes caméras) (pour 2642 polygones), via *VGG Image Annotator*, un logiciel d'annotation manuelle libre d'accès⁷, et correspondant à la période août 2018 – décembre 2018. Il est important de sélectionner des images très variées en termes de conditions météorologiques, de morphologie du cordon, de luminosité, de présence de touristes ou non, etc., afin de présenter les données d'entraînement les plus larges possibles au modèle.

Le modèle fonctionne en deux étapes principales (Soloy, 2022):

- Premièrement, l'algorithme analyse l'image afin de trouver des zones susceptibles de contenir un objet, appelées "ancres". Le modèle produit une série de masques binaires, dont chacun représente les pixels qui appartiennent à un certain objet (ici le sable). Ainsi, dans une image, chaque objet de même nature aura son propre masque, permettant de distinguer chaque instance individuelle.
- La deuxième étape classe ensuite les propositions de l'algorithme et génère en parallèle des masques, via un classificateur de ROI qui effectue une détection d'objets sur les ancres (en fonction de leur nature), afin d'extraire le ROI. Les ROIs sont ensuite redimensionnés à la taille fixe de 28 pixels x 28 pixels qui correspond aux dimensions du réseau de neurones convolutifs, afin d'effectuer une segmentation sémantique sur chacun d'entre eux et d'obtenir un masque. Enfin, le masque est redimensionné à l'échelle de l'objet initial, et repositionné sur l'image.

⁷ <https://www.robots.ox.ac.uk/~vgg/software/via/via-1.0.6.html>

Le modèle a été entraîné sur 453 images. Après le traitement d'une image, la sortie du modèle est enregistrée sous la forme d'une série de polygones (1287), un pour chaque élément détecté, dont chacun est associé à une valeur de probabilité reflétant la certitude que le modèle a correctement détecté et segmenté l'objet.

5.3.2.2. Observations

Les résultats issus du modèle de deep-learning ont été obtenus pour chaque caméra séparément et présentent quelques disparités.

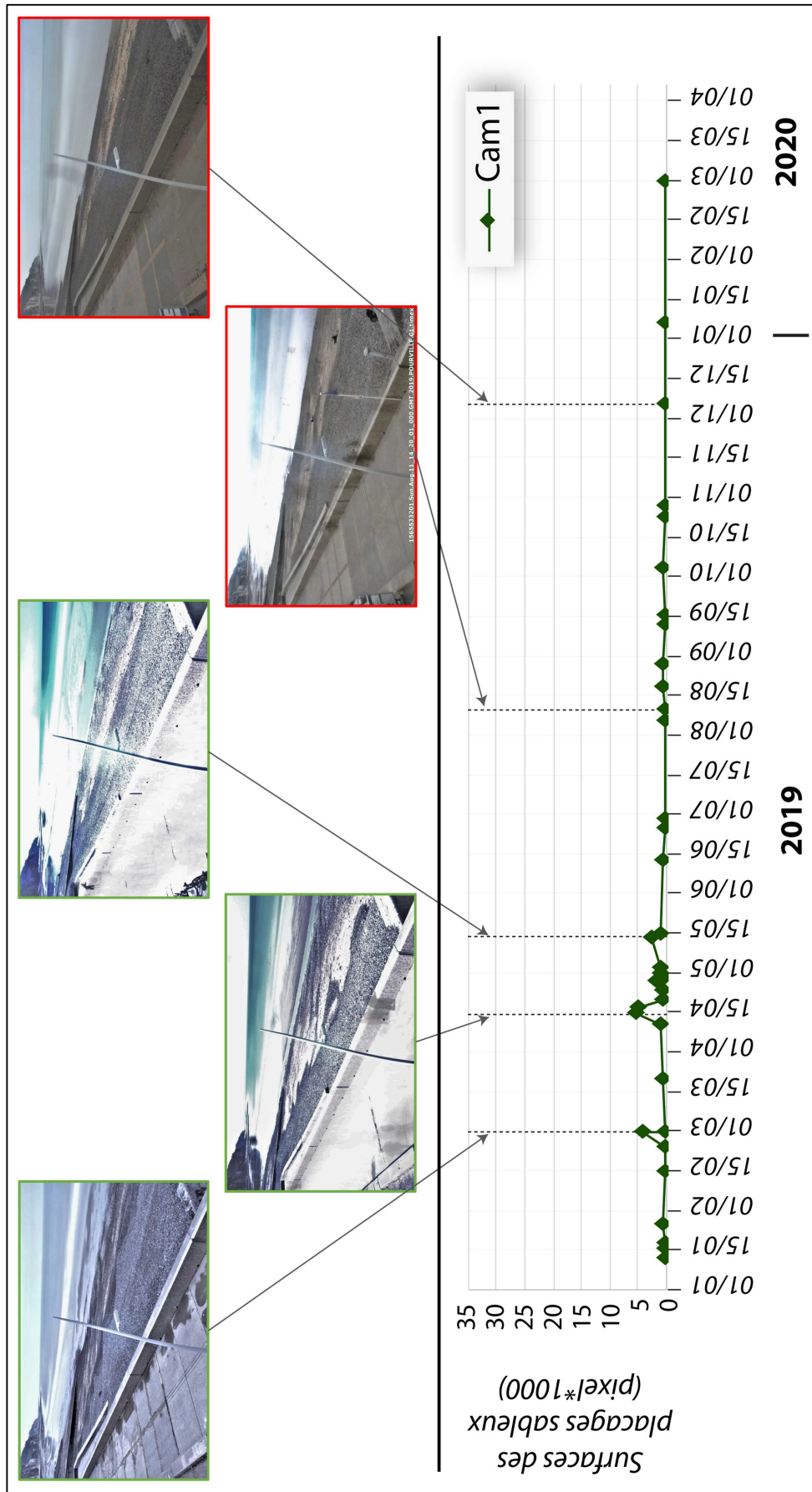
- **Caméra 1**

Pour la première caméra, orientée vers le sud-ouest, 151 images ont été entraînées par le modèle. Les surfaces sableuses observées par le modèle sont exprimées en nombre de pixel, du fait des déformations provoquées par l'inclinaison/orientation des images. Ainsi, la forme des placages sableux influe sur son nombre de pixel. Sur ces 151 images, l'algorithme a détecté des surfaces sableuses sur 36 d'entre-elles (Figure 5.51). Dans le but de valider les surfaces observées par l'algorithme, une comparaison des résultats avec les images traitées a été effectuée. Sur les 36 images où du sable a été détecté, seules 6 ont été mal identifiées, c'est-à-dire que 6 images ne présentaient pas de surfaces sableuses alors que l'algorithme en avait détecté. Les 5 exemples de la Figure 5.51 montrent que les plus grosses surfaces sableuses (en nombre de pixel) sont correctement détectées par l'algorithme (cadres verts). Néanmoins, de grands placages sableux observés sur certaines images (cadres rouges) représentent une surface en pixel très faible.

Nous avons, par la suite, analysé les 115 images où l'algorithme n'a pas détecté de surfaces sableuses. Il en résulte un nombre important d'images où le cordon est recouvert par des placages sableux, mais ces derniers ne sont pas détectés par l'algorithme.

- **Caméra 2**

L'analyse des images de la caméra 2 (caméra avec une orientation perpendiculaire au trait de côte) montre une détection plus importante de surfaces sableuses par le modèle de deep-learning (Figure 5.52). Sur les 151 images entraînées par le modèle, du sable a été détecté par l'algorithme sur 84 d'entre-elles. Sur ces 84 images, seules 10 sont mal identifiées, c'est-à-dire, à nouveau, que l'algorithme a prédit la présence de sable alors qu'il n'y en a pas. La majorité des grandes surfaces sableuses (exemples de la Figure 5.52) sont bien détectées par le modèle de deep-learning. Seulement 4 images n'ont pas correctement été analysées par l'algorithme (cadres rouges), c'est-à-dire qu'il indique, soit du sable lorsque nous n'en voyons pas, soit l'absence de sable sur le modèle alors que des placages sont visibles sur l'image. Le modèle est toutefois plus performant en termes de nombres d'images analysées sur la période d'observation (84 images sur 151). Les surfaces obtenues en pixel sont également plus importantes que pour la caméra 1.



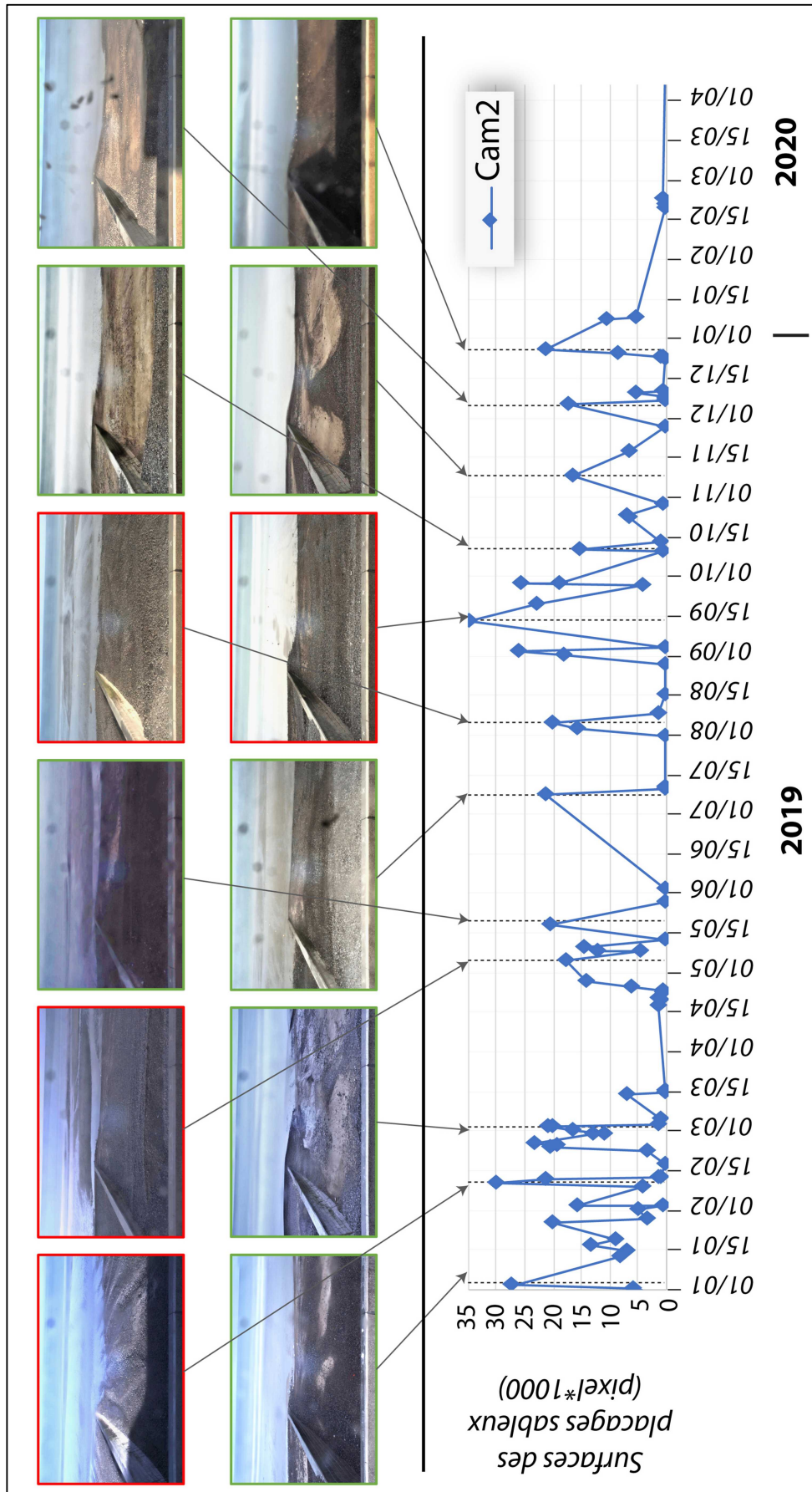


Figure 5.52 – Détection des surfaces sableuses par le modèle de deep-learning pour la caméra 2, entre janvier 2019 et mars 2020.

- **Caméra 3**

Pour la caméra 3, le modèle est également assez performant, malgré le faible nombre d'image où du sable a été détecté à la surface du cordon (29 images sur 151 entraînées). Sur les 29 images, seules 6 ne sont pas correctement identifiées, c'est-à-dire que l'algorithme a détecté des placages sableux alors qu'il n'y en avait pas en réalité. Toutefois, les plus grands placages sableux détectés par l'algorithme (Figure 5.53) ont été bien identifiés sur les images (cadres verts). Néanmoins, comme pour la caméra 1 (avec une inclinaison similaire et une déformation de l'image similaire), les surfaces détectées sont aussi peu étendues (maximum 11 000 pixels).

Les résultats obtenus montrent quelques différences entre les caméras. L'algorithme de deep-learning a en effet détecté des surfaces sableuses en plus grande quantité sur les images de la caméra 2 (84 images sur 151 entraînées), mais également des surfaces plus étendues (jusqu'à 35 000 pixels), représentant donc plus de pixel. Cette caméra est par ailleurs orientée vers le large, perpendiculairement au trait de côte, facteur réduisant la déformation des images. La caméra 1 permet d'observer l'évolution d'un casier (espace compris entre 2 épis) en amont dérive par rapport au transit sédimentaire orienté majoritairement vers le nord-est sous l'action de la dérive littorale dominante. Ce casier n°1 est plus petit que le casier n°2 (Figure 5.50) et évolue moins rapidement et avec moins d'intensité. La caméra 3 montre l'évolution du casier n°2 en aval dérive. Toutefois, le nombre d'images comprenant des surfaces ensablées détectées par l'algorithme reste faible (36 images sur 151 entraînées pour la caméra 1, 29 pour la caméra 3). Ainsi, l'orientation des caméras semble jouer un rôle important dans l'identification des objets.

D'autres facteurs peuvent influencer la détection du sable, comme la réflectance et l'exposition des caméras à la lumière. En effet, dépendant de l'heure de la basse mer et donc de la photo sélectionnée pour l'identification, la caméra 1 est orientée vers le soleil couchant et la caméra 3 peut également être perturbée par le soleil levant.

Cette méthode de deep-learning ouvre donc la possibilité d'analyser de manière journalière les évolutions des surfaces sableuses sur un cordon de galets, et, par conséquent, de comprendre quels sont les facteurs hydrodynamiques responsables de cette forte dynamique.

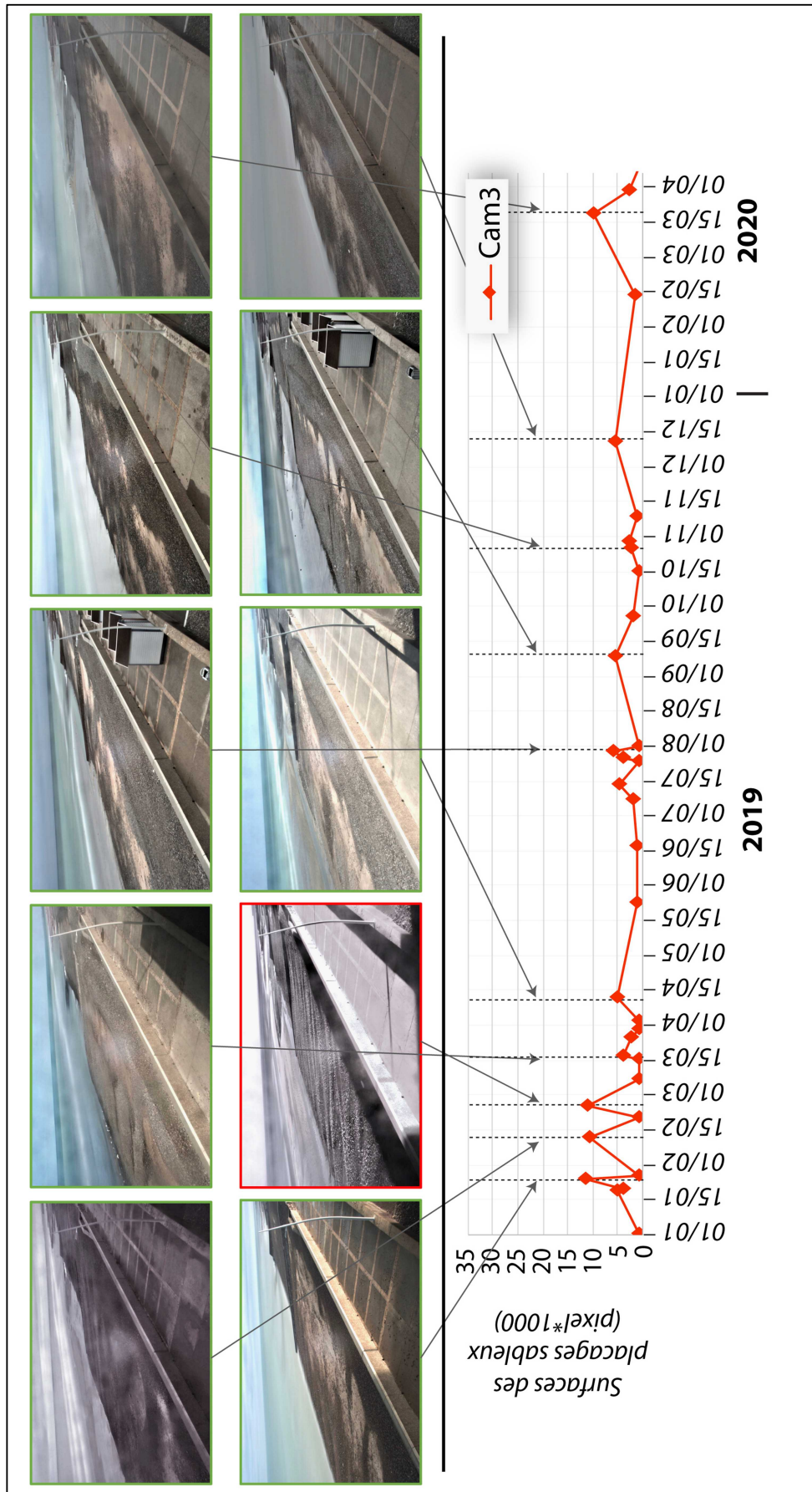


Figure 5.53 - Détection des surfaces sableuses par le modèle de deep-learning pour la caméra 3, entre janvier 2019 et mars 2020.

5.3.2.3. *Quels sont les facteurs hydrodynamiques responsables de cette forte dynamique ?*

Le profil du cordon de galets est principalement influencé par la marée, qui détermine le point de déferlement de la houle, de la hauteur et la période de la houle, ainsi que de la taille des grains (Caldwell et Williams, 1986 ; Van der Meer et Pilarczyk, 1986 ; Trenhaile, 2004). L'érosion du profil de plage est donc étroitement liée à ces paramètres. L'abaissement du profil de plage, et la diminution de la taille des grains sont souvent induits par une faible période de la houle (plus que sa hauteur) (Trenhaile, 2004 ; van Gent *et al.*, 2008). De même, une houle de longue période (> 8 s) aura tendance à creuser le profil de plage et parfois former des « cups » (Poate *et al.*, 2013). La période significative des vagues à Pourville oscille entre 2 et 19 s, mais reste en moyenne entre 5 et 7 s.

L'utilisation de l'algorithme nous a permis d'identifier les périodes de présence de sable à la surface du cordon de galets, sous plusieurs formes (placage épais, recouvrement du cordon, affleurement du cœur du cordon, etc.), et avec des dynamiques journalières. Nous n'avons pas suivi l'ensemble des paramètres hydrodynamiques et morpho-sédimentaires responsables de l'évolution du profil. Nous avons, dans un premier temps, souhaité, de façon exploratoire, identifier les périodes d'apparition/disparition de sable, et de les corréler aux facteurs prépondérants que sont les conditions d'agitation et la hauteur de la marée. Les données de houle (hauteur, direction et période) sont issues de la bouée houlographe de Penly située à 11 m de profondeur (CEREMA, 2021). Les données de hauteur d'eau proviennent du marégraphe de Dieppe (SHOM).

Les Figure 5.54 et Figure 5.55 présentent deux exemples caractéristiques de l'évolution rapide de la surface du cordon de galets, extraits de la caméra 3, entre le 09 et 11/02/2019 et entre le 09 et le 13/04/2019 :

- Le premier exemple, entre le **09/02 et le 11/02/2019 (3 jours)**, montre la présence de sable sous la forme d'un petit placage le 09/02, mélangé à des graviers et galets jusqu'au sommet du cordon, puis d'une surface beaucoup plus étendue le 10/02 (recouvrant presque la totalité du cordon), avant sa disparition le 11/02. Entre le 09 et le 10/02, lors d'une marée de vive-eau (8,7 m), la houle, de direction nord-ouest, a atteint une hauteur significative de 2,2 m pour une période de 8 secondes. Entre le 10/02 et le 11/02, des conditions similaires de houle et de marée sont observées. La houle décroît ensuite dans la journée du 11/02 (alors que la marée permet encore le déferlement sur le cordon) pour atteindre 1 m de hauteur au moment de la photo.

Les **fortes houles** ($H_s = 2,2$ m), avec des **périodes longues** (8 s) lors de **marées de vive-eau** (8,7 m de hauteur d'eau), auraient donc premièrement, entre le 09/02 et le 10/02, provoqué **l'affleurement du cœur du cordon, induit par** l'abaissement du profil de plage, probablement renforcé par la réflexion de la houle à pleine mer sur le perré (fréquents lors de forts coefficients de marée). En revanche, **la diminution de la hauteur de la houle**, ainsi que du **coefficient de marée**, entre le 10/02 et le 11/02, auraient **réduit la réflexion**

des vagues contre les ouvrages anthropiques, et pourraient être à l'origine de la disparition du sable (infiltration dans le cordon ?).

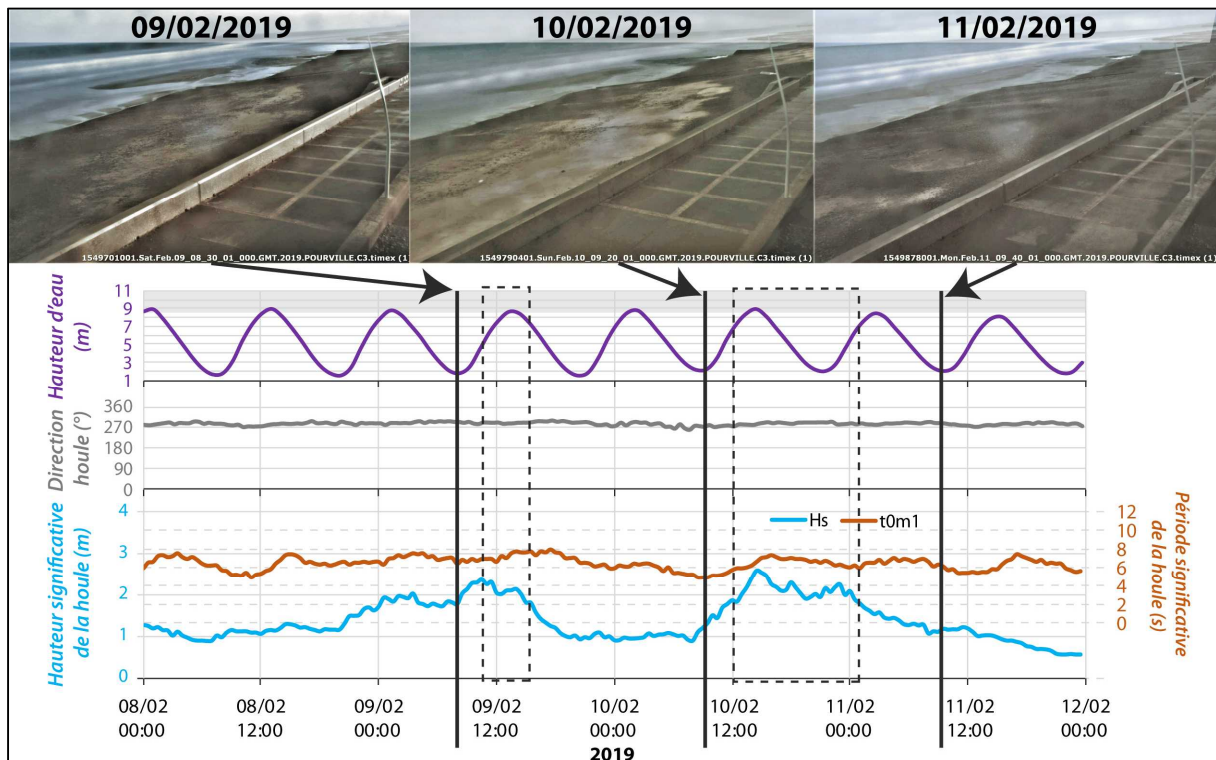


Figure 5.54 – Exemple d'évolution des surfaces sableuses sur le cordon de galets à Pourville-sur-Mer, d'après les images extraites des caméras de suivi, entre le 09 et le 11/02/2019. Les conditions de houle (hauteur, direction et période (CANDHIS - CEREMA)) et de hauteur d'eau (SHOM) sont représentées pour les deux périodes.

- Le deuxième exemple montre l'évolution du cordon entre le **09/04** et le **13/04/2019 (5 jours)**. Quelques petits placages sableux sont visibles le 09/04, puis le 10/04, la surface du cordon est recouverte, avant que cette fraction disparaisse en formant, dans un premier temps, le 11/04, un banc longitudinal en milieu de cordon. La réduction de la présence de sable se poursuit jusqu'au 13/04. L'analyse des conditions hydrodynamiques et marégraphiques ont montré qu'entre le 09/04 et le 10/04, la houle, de direction nord-ouest, avec une période entre 4 et 6 secondes, a atteint une hauteur significative de 1,5 m (1 m en moyenne), lors d'une marée de vive-eau (9,1 m). Puis, entre le 10/04 et le 13/04, la hauteur d'eau a progressivement diminué (de 9,1 à 7,1 m), tout comme la hauteur significative de la houle, passant sous les 1 m, pour une période comprise entre 4 et 5 s.

L'augmentation de la hauteur de la houle le 10/04 ($H_s \text{ max} = 1,5\text{m}$), et légèrement de sa **période, lors d'une marée de vive-eau**, semble pouvoir expliquer le recouvrement du cordon par le sable. La source de ce sable reste toutefois en débat, et pourrait correspondre à une remontée de sable de l'estran, ou à la remobilisation du sable du cœur du cordon par les houles de 1,5 m.

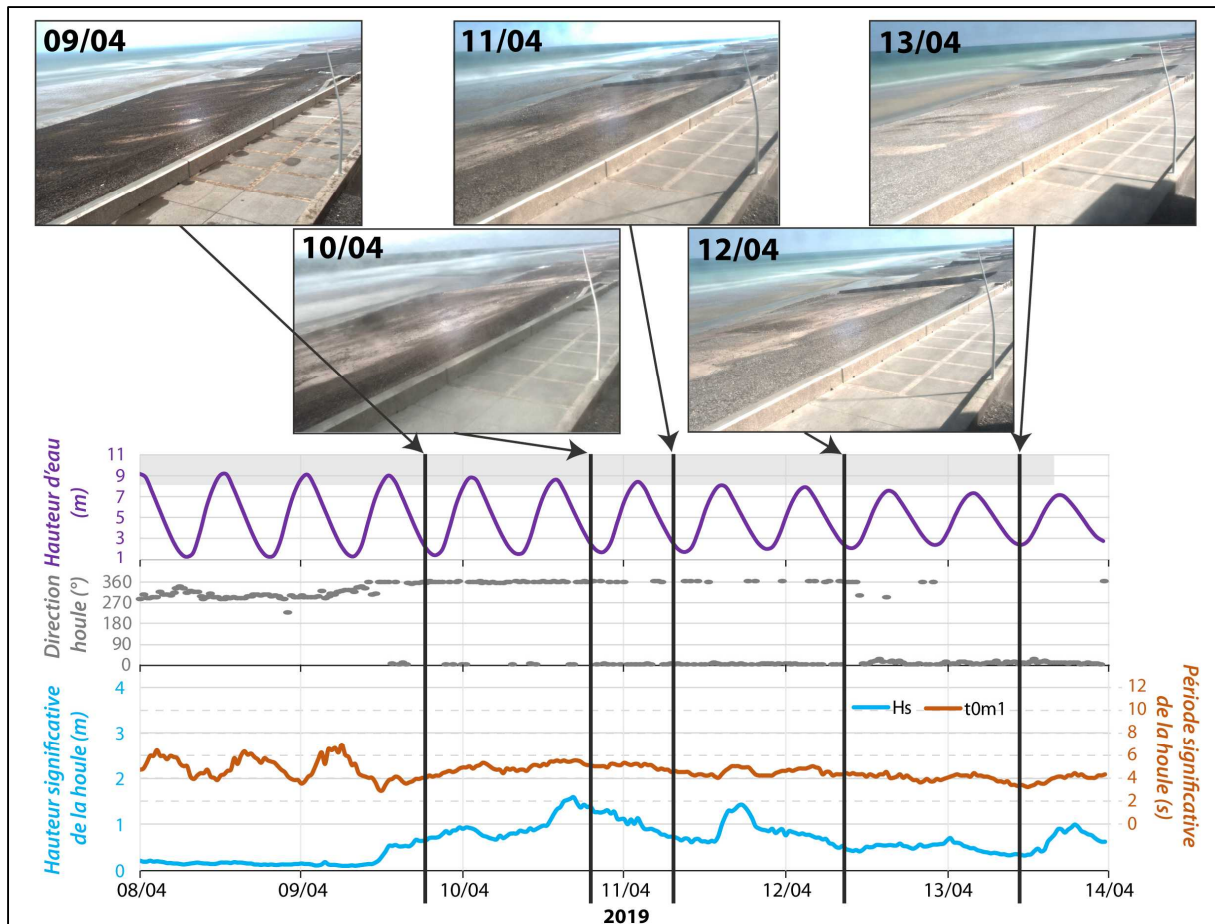


Figure 5.55 – Exemple d'évolution des surfaces sableuses sur le cordon de galets à Pourville-sur-Mer, d'après les images extraites des caméras de suivi, entre le 09 et le 13/04/2019. Les conditions de houle (hauteur, direction et période (CANDHIS - CEREMA)) et de hauteur d'eau (SHOM) sont représentées pour les deux périodes.

Finalement, ces différents exemples montrent, d'une part, la dynamique journalière, des surfaces sableuses présentes à la surface des cordons de galets, et, d'autre part, la complexité de cette dernière. En effet, l'analyse des conditions de houle et de marée influençant le fonctionnement morphologique des plages (Caldwell et Williams, 1986 ; Van der Meer et Pilarczyk, 1986 ; Trenhaile, 2004), n'a pas dévoilé de tendance favorisant l'apparition ou le départ. En effet, il convient de constater que le déploiement de cette technique et de cette méthodologie n'a pas été satisfaisante, même si les exemples présentés, représentatifs de l'ensemble de la période étudiée (mais période probablement trop courte) montrent que :

- Les fortes agitations, et les fortes périodes de houle, auraient plutôt tendance à faire apparaître les placages sableux (sans possibilité précise de distinguer le type de placage : affleurement du cœur du cordon ou apports directs de l'estran sableux), notamment lorsque les houles se réfléchissent sur le perré, et abaissent le profil de plage.
- A contrario, la disparition de sable s'observerait plutôt avec des agitations plus modérées (Hs inférieure à 1 m), et pour des périodes de houles également faibles.

Cependant, ces observations ne se vérifient pas systématiquement (Figure 5.56). Comme en témoigne la Figure 5.56, le modèle de deep-learning a en effet détecté la présence de sable sur la surface des cordons alors que les conditions hydrodynamiques étaient faibles ($H_s < 1,5$ m).

Ce travail, qui n'était qu'exploratoire, est également perfectible, du fait que seules les conditions hydrodynamiques ont été prises en compte ici, alors que, comme l'indique la littérature, l'évolution morpho-sédimentaire des cordons de galets est également liée aux conditions initiales de ces derniers, à savoir leur granulométrie et leur morphologie préexistantes. Pour aller plus loin, il conviendrait, par exemple, de développer la méthode de deep-learning en distinguant chaque type de placages sableux rencontrés, et en couplant ces observations avec la création de MNT à haute fréquence temporelle pour observer l'adaptation morphologique des cordons et ainsi apporter des éléments de réponse quant aux arrivées ou disparitions du sables (remobilisation du sable du cordon = abaissement du cordon ?, disparition du sable à la surface = percolation des grains et retour au sein du cœur du cordon ?).

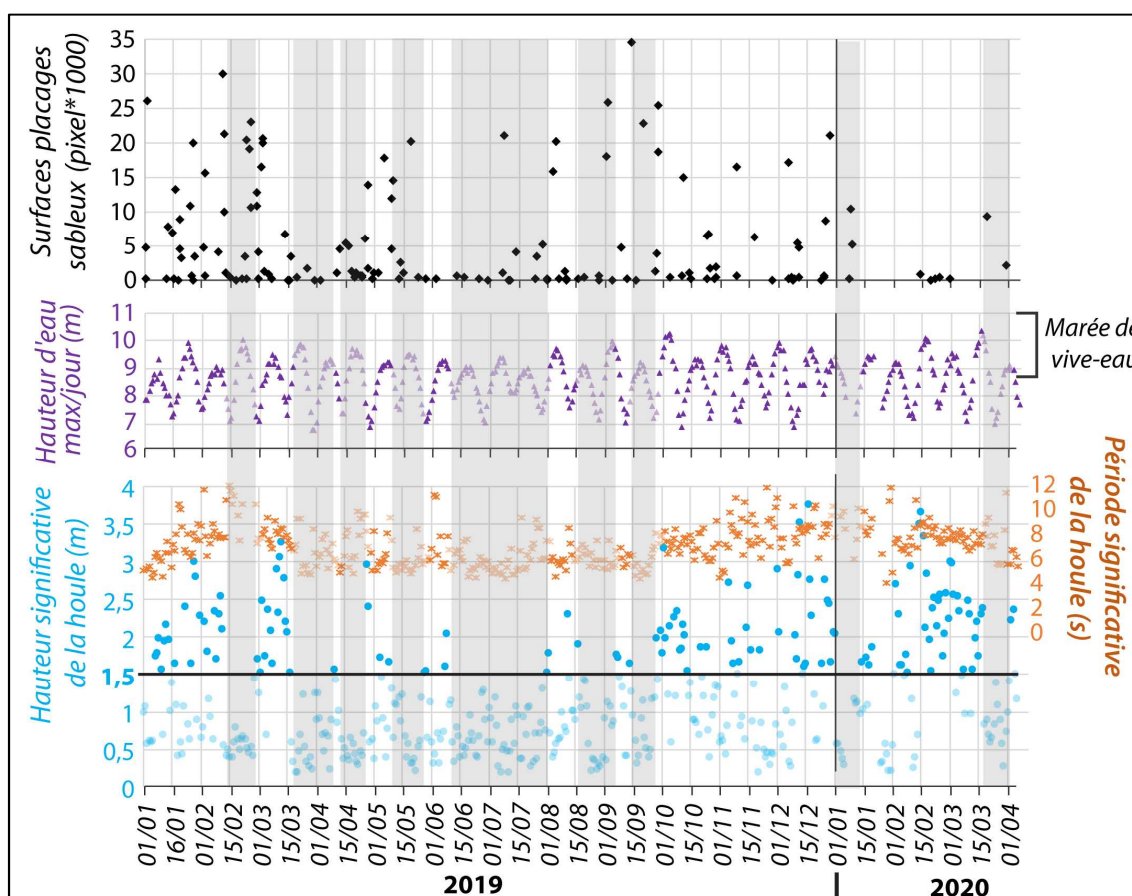


Figure 5.56 – Graphiques des surfaces sableuses observées par la méthode deep-learning, des données de marée et de houle (H_s et période) sur l'ensemble de la période analysées. Les bandes grises correspondent à des périodes avec des hauteurs de houle inférieures à 1,5 m, et pendant lesquelles le modèle a détecté du sable sur la surface des cordons.

Conclusion du Chapitre 5

Ce chapitre proposait d'analyser, sur deux zones ateliers, les dynamiques des placages sableux, sur un pas de temps mensuel à journalier, afin **d'estimer les volumes de sable en mouvement**. Deux sites ateliers ont été analysés au travers de plusieurs techniques : (1) Le suivi photographique journalier, accompagné de plusieurs **profils altimétriques et d'épaisseurs** réalisés à Varengeville-sur-Mer, (2) le suivi aérien, avec 4 **levés par drone** sur une période de 4 mois, couvrant une surface de 0,2 km² à Sainte-Marguerite-sur-Mer. Ces deux secteurs se situent de part et d'autre du Cap d'Ailly, zone très ensablée et dont la dynamique sédimentaire, de l'échelle annuelle à l'échelle pluridécennale, a pu être observée précédemment.

Par ailleurs, les conséquences de cette forte mobilité sédimentaire ont ensuite été étudiées, notamment **l'impact du mouvement du sable sur l'érosion des platiers**, et sur **l'évolution morpho-sédimentaire des cordons de galets**, par le biais d'observations terrain et d'analyse par deep-learning.

Le premier site atelier a été analysé au travers plusieurs techniques complémentaires. Deux **pièges photographiques** ont été installés en haut de falaise dans le but d'observer l'évolution de la zone intertidale à l'échelle de la marée. Bien que le calcul des surfaces et des volumes ne soient pas possibles, ce dispositif a tout de même permis de mettre en évidence une **évolution très rapide** des surfaces sableuses, **à l'échelle d'une marée**. Ces variations ont été digitalisées afin d'obtenir des valeurs en pixel, puis comparées aux conditions météo-marines de la période étudiée. Il en résulte que **l'orientation** des houles et vents vers le nord-est semblent avoir **plus d'impacts** que leur intensité sur la mobilité des placages sableux sur ce site d'étude. Toutefois, des épisodes de fortes houles peuvent déplacer une quantité plus importante de sable de façon transversale.

Pour estimer les volumes de sables déplacés, **plusieurs levés topographiques** perpendiculaires au rivage, ont été effectués, accompagnés d'une campagne de **prélèvement en profondeur**, afin d'établir un **profil d'épaisseur de référence**. Ainsi, 9 profils d'épaisseurs ont été comparés, mettant en évidence un ensablement global sur la période observée. Néanmoins, cet ensablement est entrecoupé de périodes plutôt érosives, au printemps 2021 et durant l'hiver 2021-2022. Des périodes d'apports sableux, depuis les petits fonds vers le bas estran, ont pu être mis en évidence notamment entre juillet et octobre 2021. Une extrapolation du profil sur un mètre a permis d'estimer un **apport 1 440 m³ de sable sur 14 mois**. Cependant, les évolutions et cubatures ne permettent pas de distinguer clairement si les apports sont le résultat d'arrivées latérales ou d'échanges cross-shore.

C'est pourquoi, un deuxième site atelier, à Sainte-Marguerite-sur-Mer, a fait l'objet d'un **suiti aérien par imagerie drone à haute fréquence temporelle**, au travers de 4 levés sur une période de 4 mois. Une méthode de photogrammétrie (SfM) a permis d'obtenir des MNT d'une précision de 5 cm (en X, Y et Z), et des orthophotographie d'une précision de 2 cm (en X, Y et Z), sur une surface totale de 0,2 km². La comparaison des MNT entre chaque levé a permis de calculer d'une part les **surfaces de sables déplacées** mais également les **volumes mis en jeu**. Cette analyse a

confirmé la **forte variabilité des surfaces sableuses**, avec deux épisodes érosifs et un épisode de léger ensablement, et à dévoiler un système de barres sableuses légèrement obliques à la côte, migrant vers le haut de plage. Sur la dernière période analysée, correspondant à la plus petite période (28 jours), un départ massif de sable a été mis en évidence. Ces évolutions ont été mises en relation avec les conditions météo-marines. Il en résulte que des **épisodes de forte intensité**, de houles et de vent, sur une **période relativement courte** (quelques jours), semblent provoquer une **érosion marquée** de la zone intertidale, tandis qu'un **épisode d'agitation plus modérée** mais sur une **durée plus longue** (de l'ordre d'une dizaine de jours), tend à **l'ensablement depuis les petits fonds vers l'estran** (comme pour la période décembre 2021/janvier 2022). Cette méthode apporte donc plusieurs perspectives quant au suivi des surfaces ensablées sur la zone intertidale et pourrait être améliorée par l'utilisation de drone plus performant permettant de couvrir une zone plus vaste, tels que les ailes volantes (Seymour *et al.*, 2018 ; Gonçalves *et al.*, 2021), disposant d'une plus grande autonomie, ou des drones avec un capteur LiDAR (Lin *et al.*, 2019 ; Shaw *et al.*, 2019) directement intégré pour obtenir un nuage de points denses sans post-traitement.

Cette forte mobilité sableuse à la surface de la zone intertidale n'est pas sans impact sur son environnement. En effet, nous avons observé sur le terrain des marques d'érosion du platier crayeux, parfois centimétrique à pluricentimétrique, du platier crayeux après le passage des placages sableux. Cette abrasion est d'autant plus marquée par les craies fortement fragilisées par la bioérosion (car moins résistantes intrinsèquement). Une approche par photogrammétrie a donc été entreprise pour tenter de définir les taux d'érosion des platiers sous l'influence du sable. Les ordres de grandeurs obtenus, entre 2 et 12 mm/an, semblent montrer des taux d'érosion bien supérieurs à ceux observés au sud-ouest de Saint-Valéry-en-Caux (zones dépourvues de fraction sableuse), <2,9 mm/an (Hénaff *et al.*, 2006). Le passage continu du sable ne permet peut-être pas d'observer de manière significative l'érosion de la craie mais n'empêche pas une abrasion régulière et parfois conséquence de la surface des platier crayeux.

L'évolution très rapide, quasi journalière, des **placages sableux** impacte également le **fonctionnement morpho-sédimentaire des cordons de galets**. En collaboration avec Antoine Soloy, nous avons mis en place une **méthode de deep-learning** sur des images prises quotidiennement (caméras de suivi installées à Pourville-sur-Mer), afin de **détecter automatiquement la présence de placage sableux à la surface des cordons**. La présence de sable n'est pas sans conséquence sur l'ajustement morpho-sédimentaire des cordons aux conditions hydrodynamiques (évolution de sa porosité/perméabilité). Cette méthode, encore novatrice, et parfois perfectible (détection non systématique), permet de fournir quelques informations sur les relations entre les conditions hydrodynamiques et apparition/départ de sable sur le cordon de galets. En observant plusieurs cas d'évolutions très rapides des placages sableux sur les cordons de galets (recouvrement total, banc sableux continue, érosion de la partie sommitale du cordon et affleurement du cœur du cordon, etc.), il s'avère qu'aucune tendance nette ne se dessine quant aux conditions de houle et de marée nécessaires à la mise en place de ces placages. L'évolution de l'intensité et de la période de la houle reste toutefois une piste privilégiée pouvant en partie expliquer l'apparition du sable à la surface du cordon, et parfois la conjonction de phénomènes de

réflexion de la houle sur le perré, ou encore l'érosion massive de la partie sommitale du cordon. Des questions persistent encore sur l'origine de ces placages, apports marins ou remontées de l'estran sableux, remobilisation ou mise à l'affleurement du sable contenu dans le cœur du cordon ? La méthode de deep-learning, utilisant le modèle Mask-CNN peut être améliorée par un plus grand nombre d'échantillons d'entraînements ou une meilleure qualité des images analysées. D'autres dispositifs couramment utilisés sur les plages sableuses, comme les caméras du système ARGUS (Bouvier et al., 2019 ; Ruessink et al., 2019 ; Rodríguez-Padilla et al., 2022), installées à des hauteurs plus importantes, permettent de replacer dans l'espace les images et ainsi obtenir des quantifications précises et récurrentes des placages sableux.

Conclusion de la Deuxième partie

L'objectif de cette deuxième partie de thèse était d'analyser les **variabilités spatiales et temporelles** des surfaces sableuses de la zone intertidale, mais également de valider/conforter l'hypothèse d'un ensablement massif et récent observé depuis les années 1990. Les premiers documents iconographiques, datant de la fin du XVII^{ème} siècle, témoignent de la **présence pérenne de la fraction sableuse** sur l'estran rocheux, aux **débouchés des principales vallées**, et plus précisément comblant les paléo-chenaux des cours d'eau encore inscrits sur le platier rocheux. D'autres marqueurs, mais cette fois-ci beaucoup plus récent (quelques décennies), témoignent également de ces phénomènes d'ensablement, à savoir les principaux ports de Seine-Maritime, qui subissent des arrivées sableuses de plusieurs centaines de milliers de m³, **encombrant leurs chenaux de navigation**, et nécessitant des dragages coûteux, car plus fréquents et plus intenses (Dieppe, Le Tréport, Centrale EDF de Penly).

Le **suivi historique contemporain**, au travers de la photo-interprétation d'images aériennes d'archives, a ensuite permis, sur une période de 55 ans, entre 1966 et 2020, de mettre en évidence un **ensablement relativement récent**, entre 1966 et 2013. Depuis 2013, la tendance globale est à la **stabilité** voire à la **diminution des surfaces sableuses**, marquée d'une **variabilité interannuelle non négligeable**. Cet ensablement n'est pas homogène sur toute la zone d'étude. En effet, le secteur occidental, entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux, présente un platier rocheux dépourvu de fraction sableuse, excepté aux débouchés des principales vallées. La pente croissante du platier vers le sud-ouest, corrélée à la diminution de la largeur de l'espace intertidal, semble jouer un rôle dans cette répartition spatiale. Au contraire, le secteur oriental, au nord-est de Saint-Valéry-en-Caux, jusqu'au Tréport, se compose d'un platier rocheux large et faiblement pentu, recouvert en grande partie d'étendues sableuses, particulièrement entre Saint-Valéry-en-Caux (et plus précisément depuis Saint-Aubin-sur-Mer) et Dieppe. Les volumes de sables accumulés sur la zone intertidale depuis 1966 sont estimés à 670 000 m³, sur la partie commune à tous les levés aériens (et estimés à près de 1 000 000 de m³ sur l'ensemble de l'estran).

L'analyse d'**images satellites**, au moyen d'une méthode de Machine-Learning, a mis en évidence la forte variabilité des surfaces sableuses, comme observé depuis 2013. Une classification supervisée des images Sentinel-2 (résolution 10 m) a montré, sur un pas de temps plus resserré, une **variabilité interannuelle très importante** des surfaces sableuses entre 2016 et 2021, sur le secteur oriental de la zone d'étude. Elle confirme la présence de deux compartiments aux évolutions distinctes, de part et d'autre de Saint-Valéry-en-Caux ; le secteur occidental restant toujours quasi dépourvu de fraction sableuse. Les variations spatiales des ensablements, ou désensablements, semblent assez synchrones dans le temps et d'une cellule hydrosédimentaire à l'autre. L'analyse des images PlanetScope (résolution 3 m), retenues pour leur pas de temps mensuel entre 2017 et 2021, a également montré une **forte variabilité mensuelle** des surfaces sableuses intertidale, sur le secteur du Cap d'Ailly. Pour la période examinée (2018 et 2019), les surfaces sableuses tendent à

augmenter à la fin de l'hiver et l'été, tandis qu'elles diminuent au printemps. Ces phases successives d'évolutions montrent une répartition spatiale hétérogène des surfaces sableuses sur la zone intertidale. En effet, plusieurs périodes automne/hiver font apparaître une érosion de la partie supérieure de l'estran sableux. En revanche, plusieurs périodes printemps/été sont marquées, soit par l'ensablement de la partie médiane et haute de l'estran sableux, soit après une période de tempête, par un ensablement de l'ensemble de l'estran sableux, sans échanges sédimentaires latéraux, suggérant alors des apports sableux depuis les petits fonds, notamment après une période de tempête. De plus, lors de périodes estivales, des zones en érosion et/ou des zones en érosion/accrétion proches semblent correspondre à des compensations d'une zone à l'autre et/ou à la mobilité de barres sableuses intertidales.

Les **volumes de sables mobilisés** ont ensuite été calculés sur un pas de temps mensuel, sur deux zones ateliers. L'installation d'un piège photographique, accompagné de plusieurs campagnes de mesures sur le terrain (profils de plage et d'épaisseur) à Varengeville-sur-Mer, sur la partie est du Cap d'Ailly, ont permis d'observer **l'évolution journalière** des placages sableux, à l'échelle de la marée. Des prélèvements en profondeur ont montré une épaisseur pluridécimétrique de sable fin à moyen, mobilisable, surmontant parfois une couche de sable fin envasé, marqueur de la relative stabilité de cette couche sous-jacente. Des **profils saisonniers d'épaisseurs** de sable n'ont pas montré de tendance marquée mais un apport global de sable sur la période étudiée. Cet ensablement est néanmoins entrecoupé de périodes plutôt érosives, au printemps 2021 et durant l'hiver 2021-2022. L'analyse des conditions météo-marines lors de période de forte mobilité a montré que **l'orientation** des houles et des vents de secteur sud-ouest, semble avoir **plus d'impacts** que leur intensité sur la mobilité des placages sableux sur ce site d'étude. Cependant, les évolutions et cubatures ne permettent pas de distinguer clairement si les apports sont le résultat d'arrivées latérales ou d'échanges cross-shore.

C'est pourquoi, un deuxième site atelier, à Sainte-Marguerite-sur-Mer, a fait l'objet d'un **suiti aérien par imagerie drone à haute fréquence temporelle**, au travers de 4 levés drone. Une méthode de photogrammétrie (SfM) a permis de constituer des MNT et ainsi de comparer l'évolution d'un même secteur sur une période de 4 mois. Les surfaces et les volumes ont été calculés. Les résultats montrent à nouveau une **variabilité mensuelle importante** et sur un secteur restreint (0,2 km²). Deux phases plutôt érosives ont été observées, entrecoupées d'une période de léger ensablement. Ces observations suggèrent que des **épisodes de fortes intensités**, de houles et de vent, sur une **période relativement courte** (quelques jours), semblent provoquer une **disparition marquée** des sables de la zone intertidale, tandis qu'un **épisode d'agitation plus modérée** mais sur une **durée plus longue** (de l'ordre d'une dizaine de jours), tend à **l'ensablement**. La concomitance de conditions de vents forts et de houle importantes ($H_s > 2\text{m}$), agissant lors d'une basse mer de vive-eau (coefficient > 100), semble favorable à l'apparition d'ensablement de la zone intertidale, dont l'origine pourrait être très probablement subtidale (petits fonds). Les suivis par drone pourraient être améliorés par l'utilisation de drone plus performant, d'une plus grande autonomie, permettant de couvrir une zone plus vaste, tels que les ailes volantes (Seymour *et al.*, 2018 ; Gonçalves *et al.*, 2021). Certains drones présentent également des capteur

LiDAR directement intégré pour obtenir un nuage de points denses sans post-traitement (Lin *et al.*, 2019 ; Shaw *et al.*, 2019).

Cette forte mobilité, mensuelle à journalière, des sables, n'est donc pas sans impacts sur certains modelés. En effet, l'ablation **de la surface des platiers crayeux**, localement importante par l'action biologique (perforation de la craie, etc.) sur plusieurs millimètres, est, dans le cas d'un environnement rocheux particulier comme au Cap d'Ailly, accentuée par le passage de bancs sableux. Cette érosion est également accentuée par des différences de lithologie des craies et donc de résistance, et provoque localement des **érosions plurimillimétriques à pluricentimétriques** en quelques semaines à mois, et par conséquent bien supérieures aux taux d'ablation trouvés dans la littérature et pour les mêmes lithologies. Une approche par photogrammétrie a été développée pour tenter de quantifier l'impact du sable sur le platier. Bien que présentant une marge d'erreur élevée, cette méthode témoigne néanmoins d'un taux d'érosion supérieur à plus du double, par rapport à certaines plateformes crayeuses, notamment outre-Manche ou au sud-ouest de Saint-Valéry-en-Caux (Eletot). Le passage continu du sable ne permet peut-être pas d'observer de manière significative l'érosion de la craie, mais induit sans doute une abrasion régulière et parfois conséquence de la surface des platiers crayeux. Une analyse sur une plus longue durée et à plus haute fréquence temporelle permettrait de quantifier plus finement cette érosion.

Ces mouvements des placages sableux, localement très rapides (journaliers), s'observent également à la surface des cordons de galets. Cependant, sur ces formations graveleuses, nous observons l'apparition et/ou la disparition d'une fraction sableuse, qui peut être le résultat d'apports issus de l'estran sableux, et/ou de l'affleurement du cœur du cordon, qui est constitué jusqu'à 70 % d'un mélange de sable et de gravier. La mise en place de caméra de suivi d'un cordon de galets à Pourville-sur-Mer a permis de mettre en évidence, au travers d'une méthode de deep-learning, une **variabilité journalière**, et montre différents types de placages :

- Le recouvrement total du cordon par un placage relativement peu épais,
- L'apparition de bancs/placages sableux épais et continus le long du cordon,
- La mise à l'affleurement du cœur du cordon lors d'une forte érosion de sa partie supérieure.

En observant ces différents cas d'évolution très rapide des placages sableux sur les cordons de galets, il s'avère qu'aucune tendance nette ne se dessine quant aux conditions de houle et de marée nécessaires à la mise en place de ces placages. Toutefois, l'amplitude de la houle et sa fréquence semblent être des facteurs privilégiés pouvant expliquer l'apparition du sable à la surface du cordon. Les fortes houles ($H_s > 2\text{m}$), avec des périodes longues ($> 7\text{s}$), tendent en effet à faire apparaître les placages sableux, notamment lorsque les houles se réfléchissent sur le perré, et abaissent le profil de plage. Au contraire, des périodes de plus faibles agitations ($H_s < 1\text{m}$, période inférieure à 6 s), provoqueraient la disparition de sable. Des questions persistent encore sur l'origine de ces placages, apports marins ou remontées de l'estran sableux, remobilisation ou mise à l'affleurement du sable contenu dans le cœur du cordon. Par conséquent, associés aux images, des approches complémentaires, et notamment de mesures de houles *in-situ*, incluant la cambrure des vagues, devront être développées. De plus, l'amélioration et le développement du modèle de deep-learning,

par exemple sur un plus grand nombre d'images aux caractéristiques différentes (ensoleillement, présence d'individus), permettrait, par apprentissage du modèle, de définir les types de placages observés sur les cordons. La mise en place d'autres dispositifs, comme les caméras du système ARGUS couramment utilisés sur les plages sableuses (Bouvier et al., 2019 ; Ruessink et al., 2019 ; Rodríguez-Padilla et al., 2022), permettrait de géoréférencer les images dans l'espace, et ainsi obtenir des quantifications précises des placages sableux.

L'emboîtement d'échelle d'analyse, spatiale et temporelle, a permis d'observer la variabilité des surfaces sableuses sous plusieurs angles, à travers l'utilisation de diverses techniques d'analyses, de l'imagerie aérienne, satellite, aux mesures de terrain. Cette deuxième partie de thèse a montré, d'une part, un **apport massif de sable** au cours de la deuxième moitié du XX^{ème} siècle, et d'autre part, **la forte variabilité des surfaces ensablées** au cours de la dernière décennie. Les questions des origines et des sources de cette fraction sableuse, mais également des modalités de mise en mouvement de ces sables, ou des processus de transports, seront discutés dans la troisième partie.

Troisième partie

Arrivées sableuses sur le littoral seinomarin : origines, tendance évolutive/arrivée sporadique, et schéma conceptuel des dynamiques sableuses inter et subtidales



CHAPITRE 6 - Origines et sources potentielles de la fraction sableuse intertidale

CHAPITRE 7 - Définition d'apports sableux subtidaux vers l'estran

Introduction de la Troisième partie

L'accroissement et la forte mobilité des surfaces sableuses, aussi bien longshore que cross-shore, mise en évidence dans la première et deuxième partie, ainsi que leurs impacts sur la bande littorale (platier rocheux, zones portuaires), pose évidemment la question des **origines** et des **sources** de ces sédiments sableux, ainsi que des **processus de transport** pouvant expliquer de tels apports. Ainsi, cette troisième partie de thèse s'intéresse aux **origines et sources de la fraction sableuse, à savoir continentales, fluviales ou marines**. Pour cette dernière source, il s'agira de s'interroger sur les **processus de transport du sable, notamment aux éventuels échanges petits fonds-estran**. L'objectif global est de fournir un schéma général des transports sableux seinomarins et des modalités responsables de leur arrivée intertidale

Le **chapitre 6** expose le résultat des analyses géochimiques réalisées en collaboration avec le CNAM-Intechmer-LUSAC sur les sables intertidaux, afin de déterminer des marqueurs permettant d'identifier les sources et les modalités de transport des sables. Un deuxième point s'appuie sur les connaissances bibliographiques, et complétées par des analyses en laboratoire (teneur en sable des falaises), afin d'étudier les potentiels apports sableux continentaux (érosion des falaises crayeuses, formations superficielles sommitales) et fluviales (fleuves côtiers et Seine). Les évolutions spatiales et temporelles des stocks sédimentaires sableux, en domaine subtidal et intertidal, sont analysées dans un troisième point, afin d'étudier les potentiels apports marins en sédiments sableux, au travers de l'analyse diachronique des cartographies morpho-sédimentaires issues des campagnes océanographiques effectuées par Ifremer et Philippe Clabaut (commanditées par EDF).

Le **chapitre 7** se focalise sur les processus de transports subtidaux, et plus particulièrement sur les transferts sableux petits fonds/estran. Une cartographie des valeurs de seuil critique de début d'entraînement des sables par les houles est présentée, puis une modélisation numérique (Telemac2D, XBeach) de ces transports sableux est réalisée, afin d'apporter des éléments de réponse quant aux conditions nécessaires aux apports sableux subtidaux vers l'estran. Des observations *in-situ* inédites, réalisées lors de la campagne Ifremer 2021 avant et après un coup de vent, viennent par la suite, préciser ces modalités de transports, et confirmer les échanges sableux, des petits fonds vers la côte.

CHAPITRE 6

Origines et sources potentielles de la fraction sableuse intertidale

6.1. Analyses géochimiques des marqueurs des sources et des transports des sables intertidaux

- 6.1.1. Le rapport Si/Ca : traceur des échanges transversaux et des sources
- 6.1.2. Les carbonates : traceurs des sources, du transport sédimentaire le long du littoral et des limites de cellules hydrosédimentaires

6.2. Recherches sur les apports sableux continentaux : falaises crayeuses, formations superficielles sommitales et fleuves côtiers

- 6.2.1. Les falaises crayeuses : sources potentielles de sable fin
- 6.2.2. Altérites à silex, formations éocènes et lœss surmontant des falaises
- 6.2.3. Les fleuves côtiers et la Seine
- 6.2.4. Synthèse de l'apport sableux continental potentiel

6.3. Évolutions spatiales et temporelles des stocks sédimentaires sableux en domaine subtidal et intertidal : le marqueur d'interrelations ?

- 6.3.1. Évolution historique des petits fonds aux abords de la Seine-Maritime, entre 0 et -15 m de profondeur (CM)
- 6.3.2. Analyse de l'épaisseur des formations superficielles par les figures sédimentaires modelées dans les sédiments sableux
- 6.3.2. Des évolutions surfaciques intertidales et subtidales « comparables »

Introduction du Chapitre 6

Les variabilités, spatiales et temporelles, des surfaces sableuses sur la zone intertidale, et notamment l'ensablement massif mis en évidence entre 1966 et 2013, amènent à se questionner sur l'origine de cette fraction sableuse. Comment expliquer de tels apports, notamment les processus de transport, et quelles peuvent être les sources de ces sables ?

Ce chapitre évoquera **les réflexions sur l'origine et les sources**, continentale et/ou marine, de la fraction sableuse. Les origines des sables évoquent ici leur différente composition (biogène, terrigène), tandis que leurs sources, évoquent leur provenance (domaine marin, domaine continental). Un premier point se basera sur les analyses géochimiques et les origines des particules mises en évidence au Chapitre 2.

Dans un deuxième temps, les études réalisées sur les **apports possibles continentaux** (des falaises crayeuses et formations superficielles sommitales), **et fluviaux** (petits fleuves côtiers et Seine) seront décrites afin de discuter des sources potentielles de la fraction sableuse.

Dans un troisième temps, les **dynamiques sédimentaires marines**, en particulier dans les petits fonds seront décrites et mise en regard avec les observations effectuées sur la zone intertidale. Les analogies entre les domaines subtidal et intertidal permettront de discuter des sources des sables. Ce travail sur les formations superficielles subtidales entre Dieppe et le Tréport est issu d'un suivi périodique initié en 1988. Ce suivi diachronique unique en France par sa fréquence est réalisé par l'Ifremer dans le cadre du suivi environnemental de la centrale EDF de Penly. Ces cartographies permettent d'analyser finement, d'une part, les stocks sableux mobilisables, mais également leur dynamique, notamment vers l'estran. Ces échanges sableux sont bien connus dans les environnements sableux, moins mis en évidence dans les milieux rocheux, tels qu'en Seine-Maritime.

6.1. Analyses géochimiques des marqueurs des sources et des transports des sables intertidaux

La caractérisation géochimique et minéralogique des sables intertidaux, présentée dans le chapitre 2, a permis de caractériser les origines principales de ces sables (quartz, craie, coquilles et esquilles de silex), et leur distribution granulométrique. Il s'agit dans ce chapitre de préciser les sources de ces particules et d'apporter des éléments de réponse sur leur transport longitudinal et transversal.

6.1.1. Le rapport Si/Ca : traceur des échanges transversaux et des sources

Le rapport des deux éléments majoritaires dans nos échantillons, silicium et calcium, permet de mettre en évidence le gradient Terre-Mer. La Figure 6.1 expose l'évolution du rapport Si/Ca (les deux éléments majoritaires) en fonction (1) des sites analysés, de Vaucottes au Tréport, et (2) du profil de plage (bas estran, mi estran, surface cordon de galets), pour les fractions modales 160-200 μm et 315-400 μm . Comme cela a été montré dans le chapitre 2, ces deux fractions granulométriques sont les plus représentatives des échantillons.

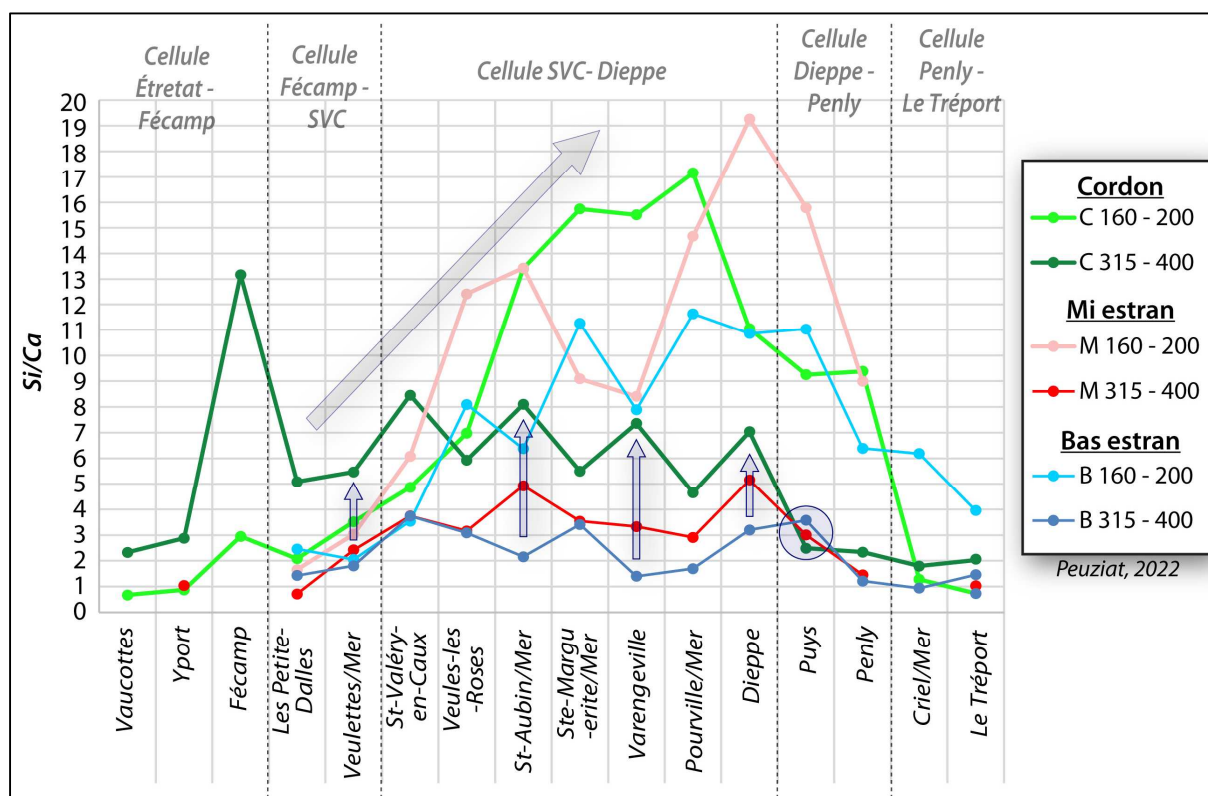


Figure 6.1 - Variabilité du rapport Si/Ca pour chaque site échantillonné, entre Vaucottes et Le Tréport. Les fractions granulométriques 160-200 μm et 315-400 μm des bas estran, mi estran et surfaces de cordons sont représentées. La flèche grise représente le gradient longitudinal et les flèches bleues représentent les gradients transversaux.

La fraction 315-400 μm n'est pas modale pour les quartz (Figure 6.1) mais peut l'être pour les fragments coquilliers alors que les esquilles de silex sont plutôt dans les fractions supérieures à 400 μm . Elle témoigne d'une polarité terre-mer marquée par une augmentation du rapport Si/Ca des bas estrans aux hauts estrans. Cette augmentation dans le profil de plage traduit une source marine des fragments coquilliers, plus présents en bas estran, et une source « cordon de galets », pour les esquilles de silex, dominante en haut d'estran (flèches verticales sur la Figure 6.1). Il y a bien un transport dans le profil vers le haut d'estran pour les débris coquilliers, et vers le bas de l'estran pour les esquilles de silex. Des esquilles ont par ailleurs été observées sur le terrain en bas estran par S. Costa lors de sa thèse (1997) autour du Cap d'Ailly, et lors de nos analyses granulométriques. Les sites situés au nord-est, à partir de Puys, présentent une très grande

homogénéité et une valeur faible du rapport Si/Ca, peut-être liées à une taille limitée des cellules sédimentaires. En effet, ces dernières ne permettraient pas d'établir une différenciation au cours du transit longitudinal, ce qui donne un poids plus important au transit transversal, facteur d'homogénéisation. A Puys, la polarité est même légèrement inversée, c'est-à-dire un bas estran plus silicaté qu'un échantillon de haut estran.

La **fraction 160-200 μm** est modale pour le quartz et les fragments de craie. Si la craie a une **source « falaise »** en haut de l'estran, les bas estrans ont par ailleurs des valeurs généralement plus basses du rapport Si/Ca, par rapport au mi estran et aux cordons (sauf aux Petits-Dalles et à l'est de Penly). Il faut donc envisager qu'une au moins des sources de craie puisse être « marine » dans la grande cellule « Saint-Valéry-en-Caux-Dieppe ». Cela suggère que la Seine, dont les suspensions sont très carbonatées (Tessier *et al.*, 2002), pourrait être pour cette fraction, une source particulière. A l'inverse, l'enrichissement en silicium des mi estrans et des cordons de cette cellule pourrait être lié à un apport continental localisé en quartz, pour cette granulométrie.

6.1.2. Les carbonates : traceurs des sources, du transport sédimentaire le long du littoral et des limites de cellules hydrosédimentaires

Nous avons vu au chapitre 2 que le rapport Sr/Ca permet d'identifier l'origine « craie » ou « coquille sub-actuelle » des grains carbonatés présents dans chaque fraction granulométrique analysée. L'évolution spatiale de ce rapport va nous permettre de tracer les transports longitudinaux. La Figure 6.2 présente l'évolution du rapport Sr/Ca en bas estran, pour les fractions granulométriques de 50 μm à 1000 μm . Pour simplifier la lecture, des regroupements ont été effectués entre classes granulométriques aux évolutions semblables. Les moyennes des sources « coquilles » et « craies » ont été rajoutées sous la forme de traits horizontaux pour comparaison.

Pour la **fraction la plus grossière (>315 μm)**, le **rapport Sr/Ca est presque toujours supérieur à la moyenne des coquilles** prélevées sur l'estran (sauf pour les Petites Dalles). Cela peut s'expliquer par le fait que la valeur du rapport dépend de l'espèce considérée, et que celle échantillonnée sur l'estran ne sont probablement pas celles qui fournissent le plus de fragments sableux. La moyenne « coquilles prélevées » est probablement inférieure à la moyenne réelle des fragments coquilliers présents dans les sables. Nous pouvons considérer que cette fraction est composée exclusivement de débris coquilliers pour tous les sites, sauf peut-être pour les Petites-Dalles, où elle pourrait contenir une part de fragments de craie.

Pour la **fraction la plus fine (50-100 μm)**, il y a une **augmentation globale du sud-ouest au nord-est**, mais difficilement interprétable car le Ca et le Sr peuvent aussi appartenir à des minéraux lourds.

Pour les **deux autres fractions**, nous observons une **augmentation continue** de la valeur du **rapport Sr/Ca, du sud-ouest au nord-est**, dans le sens de la dérive littorale d'estran. Elle traduit un enrichissement en coquilles de ces fractions au fur et à mesure de la fragmentation des coquilles, à partir de la fraction supérieure à 315 μm . En début de cellule hydrosédimentaire, aux Petites-dalles, les carbonates de ces deux fractions sont exclusivement des craies. La fraction

200-315 μm s'enrichit logiquement plus rapidement en débris coquilliers que celle de 100-200 μm . Elle atteint sa valeur la plus élevée à Penly, en fin de cellule hydrosédimentaire. L'ouvrage anthropique construit à ce niveau semble pouvoir stopper le transit des particules de cette taille. La fraction 100-200 μm s'enrichit beaucoup plus lentement et demeure à dominante « craie » pour tous les sites, mais elle poursuit son enrichissement au-delà de Penly, suggérant que l'ouvrage anthropique ne la retient pas. Il est alors possible que les grains de cette taille rencontrent, à des périodes spécifiques, des conditions hydrodynamiques permettant leur transport en suspension.

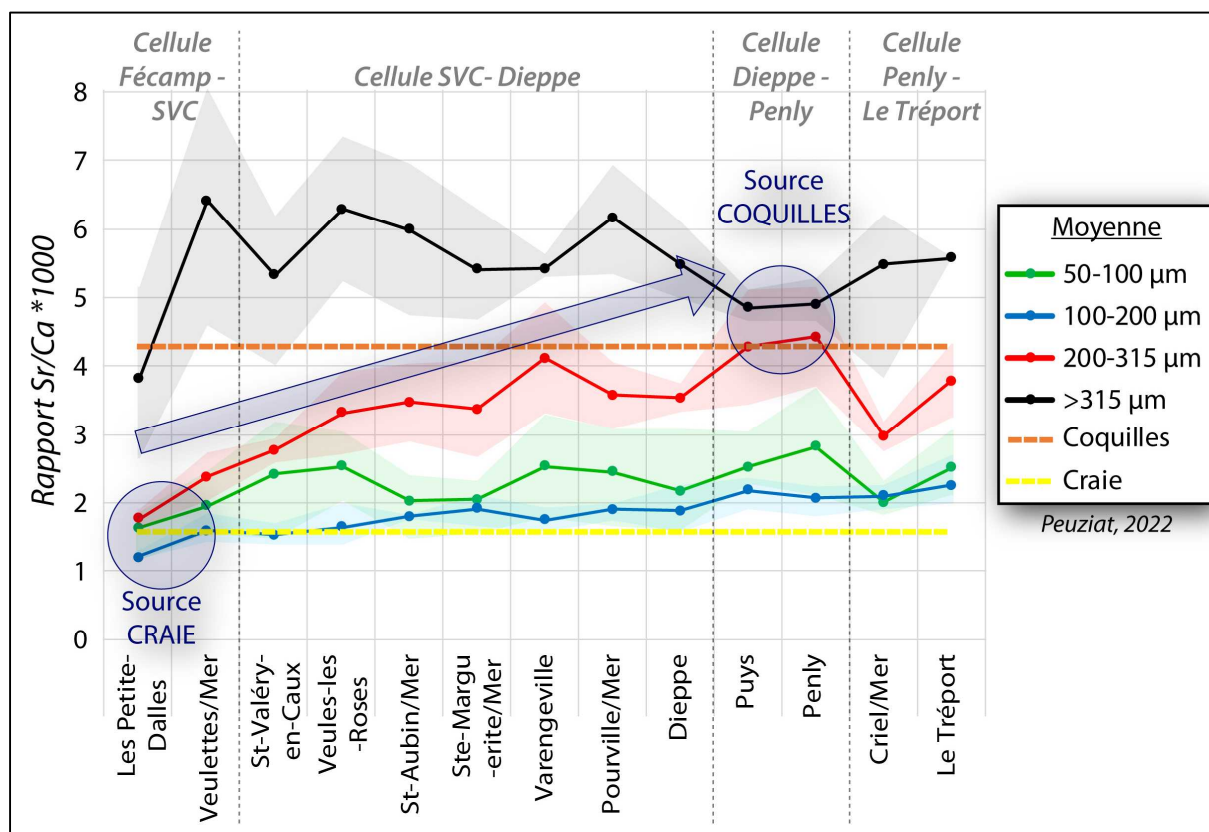


Figure 6.2 - Évolution du rapport Sr/Ca pour les bas estrans de chaque site échantillonné, entre les Petites Dalles et Le Tréport. Pour plus de lisibilité, des regroupements de classes granulométriques ont été effectués : entre 50 et 100 μm , entre 100 et 200 μm , entre 200 et 315 μm et supérieur à 315 μm . Les échantillons « source » (craie et coquilles) ont également été moyennés pour obtenir des seuils de concentration.

Ces données mettent en évidence la difficulté à définir les cellules sédimentaires sur la base du transport longitudinal. Les différentes tailles de grains qui n'ont pas la même source peuvent également ne pas avoir les mêmes capacités à franchir les obstacles transversaux, même en bas estran.

Le fait qu'en début de cellule, aux Petites-dalles, il n'y ait presque pas de coquilles, montre que cette zone est très pauvre en sable (la principale source étant le matériel sur place, quelques organismes marins et falaise de craie). Cela peut également expliquer le fait que les échantillons ont montré des valeurs très faibles du rapport Si/Ca (Figure 6.1) due à l'absence de source de quartz. Seul le cordon s'enrichit en silicium sous l'influence des esquilles produites par les chocs entre les silex. A partir des Petites-Dalles, le transit longitudinal transporte ces grains vers le nord-est, et à

chaque étape, le transit transversal vient enrichir en nouveaux grains la masse transportée. Les caractéristiques géochimiques montrent un enrichissement global concomitant en silicium et en coquilles, dans le sens de la dérive, en particulier pour la fraction 100-200 μm (Figure 6.1 et Figure 6.2), au moins jusqu'à Dieppe. On peut alors penser que les quartz, comme les coquilles, pourraient être, en partie au moins, de source « marine »

L'étude des fractions 160-200 μm et 315-400 μm des sables de bas estran, de mi estran et de la surface des cordons de galets, permet une comparaison des transits longitudinaux à différents niveaux de l'estran (Figure 6.3). Elle permet également d'accéder à la cellule « Étretat-Fécamp » qui ne présente pas de sable en bas et mi estrans.

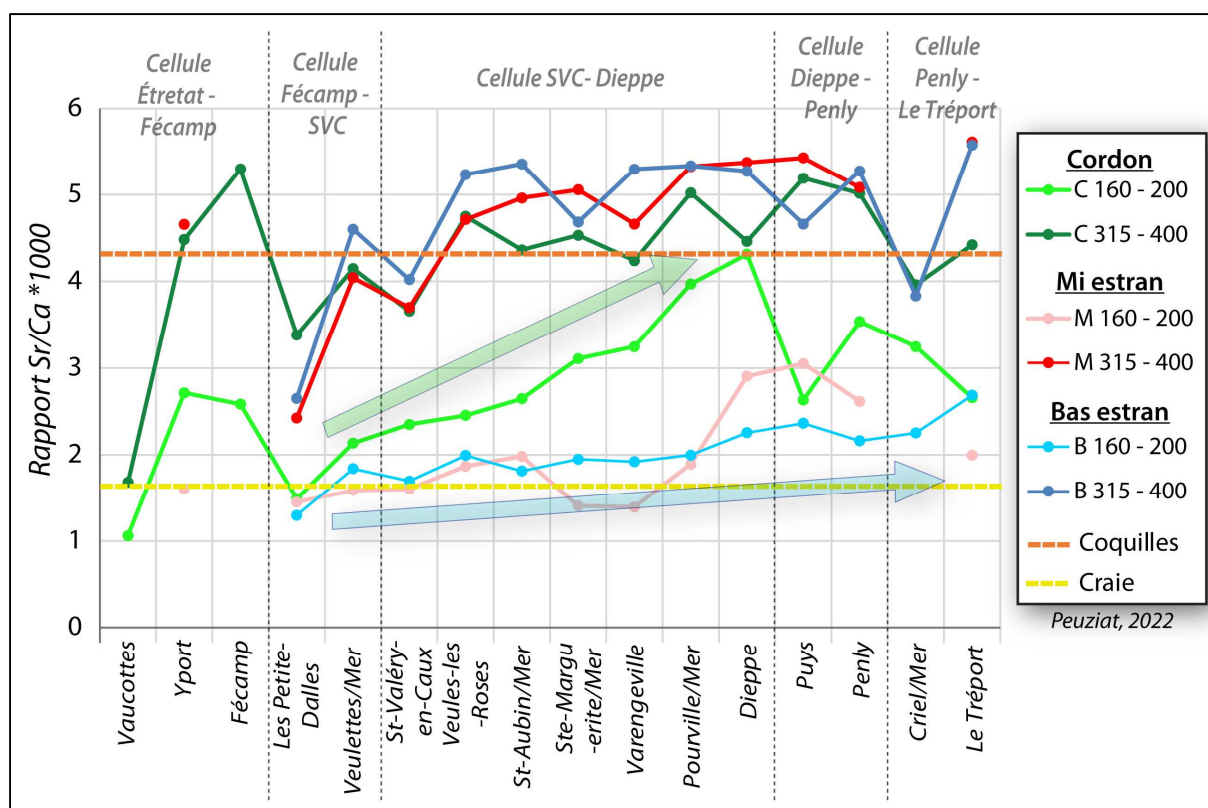


Figure 6.3 – Évolution du rapport Sr/Ca pour chaque site échantillonné, entre Vaucottes et Le Tréport. Les fractions granulométriques 160-200 μm et 315-400 μm sont représentées. Les échantillons « source » (craie et coquilles) ont également été moyennés pour obtenir des seuils de concentration. Les flèches représentent les transits longitudinaux.

Pour la **fraction 315-400 μm** , les carbonates sont essentiellement coquilliers (rapport Sr/Ca > moyenne des coquilles), sauf en début de cellules sédimentaires. En effet, à Vaucottes, les Petites-Dalles, Saint-Valéry-en-Caux et Criel-sur-Mer, le rapport est plus bas, marquant une présence plus importante des particules de craie, ou plutôt une moindre présence de débris coquilliers. Ceci confirme la remontée transversale de ces débris sur l'estran, puis leur prise en charge par le transit longitudinal. Pour cette granulométrie, les trois niveaux de l'estran semblent avoir un comportement similaire avec des limites de cellules bien marquées.

Pour la **fraction 160-200 μm** , les carbonates sont globalement dominés par les fragments de craie. Nous avons déjà observé sur la Figure 6.2 qu'en bas estran, le rapport Sr/Ca augmente progressivement des Petites-Dalles au Tréport, marquant un enrichissement en débris coquilliers dans le sens de la dérive littorale d'estran, sans interruption de transit. Sur le cordon, les sables carbonatés s'enrichissent également en coquilles mais beaucoup plus rapidement qu'en bas estran. La moyenne « coquilles » est atteinte à Dieppe. La présence des galets de silex sur le cordon doit permettre un broyage beaucoup plus efficace des débris coquilliers au cours du transit longitudinal. Une autre différence avec le bas estran consiste en des interruptions de transit beaucoup plus fréquentes à Fécamp et à Dieppe en particulier.

Les limites de cellules dépendent donc à la fois de la classe granulométrique concernée, mais également du niveau sur l'estran considéré.

Dans un système comme les côtes de la Manche, où les **fonds marins** sont en partie recouverts de **sédiments d'origine fluviale**, et le **littoral bordé par des falaises de craie**, les résultats obtenus sur les **sources** montrent que les **particules d'origine terrigène** comme le quartz peuvent provenir du **domaine marin**, et les **particules biogènes** (comme les fragments de craie) du **domaine continental**. La question de la source de la fraction sableuse reste donc complexe, car les différentes fractions granulométriques ont des sources et des conditions de transport et de dépôt différentes. Ce sable correspondrait à un assemblage provisoire que son transport fait évoluer en permanence.

6.2. Recherches sur les apports sableux continentaux : falaises crayeuses, formations superficielles sommitales et fleuves côtiers

Parmi les sources possibles d'apports sableux intertidaux observés depuis 1966, l'érosion importante des falaises et apports par les fleuves côtiers de Seine-Maritime peuvent être des contributeurs importants. Les précédentes analyses géochimiques ont d'ailleurs suggéré un apport sableux non négligeable des falaises crayeuses.

Les fortes vitesses de recul mesurées depuis le milieu du XIX^{ème} siècle produisent une quantité de matériaux non négligeable déposée sur la zone intertidale. Un premier point va s'intéresser à l'apport des falaises, continues sur les 100 km de linéaire côtier étudié. Une caractérisation de la composition des craies et des formations superficielles, ainsi que de leurs potentielles contributions à l'ensablement de la zone intertidale, sont présentées. En effet, les craies du Crétacé, mais également les formations superficielles parfois pluri-métriques surplombant les falaises crayeuses présentent des teneurs plus ou moins importantes en sables, majoritairement fins.

Dans un deuxième temps, le transport sédimentaire par les petits fleuves côtiers de Seine-Maritime, et leurs apports à la mer, seront analysés. Le contributeur majeur, la Seine et son

estuaire, seront également étudiés afin de préciser les sources sableuses continentales potentielles et les volumes apportés.

6.2.1. Les falaises crayeuses : sources potentielles de sable fin

Les nombreuses études sur les falaises crayeuses seinomarines ont permis depuis la fin des années 1990 (Costa, 1997 ; Hénaff *et al.*, 2002 ; Letortu, 2013 ; Costa *et al.*, 2019 ; Letortu *et al.*, 2019), de quantifier leur taux d'érosion et leur vitesse de recul en fonction de leur lithologie (Figure 6.4).

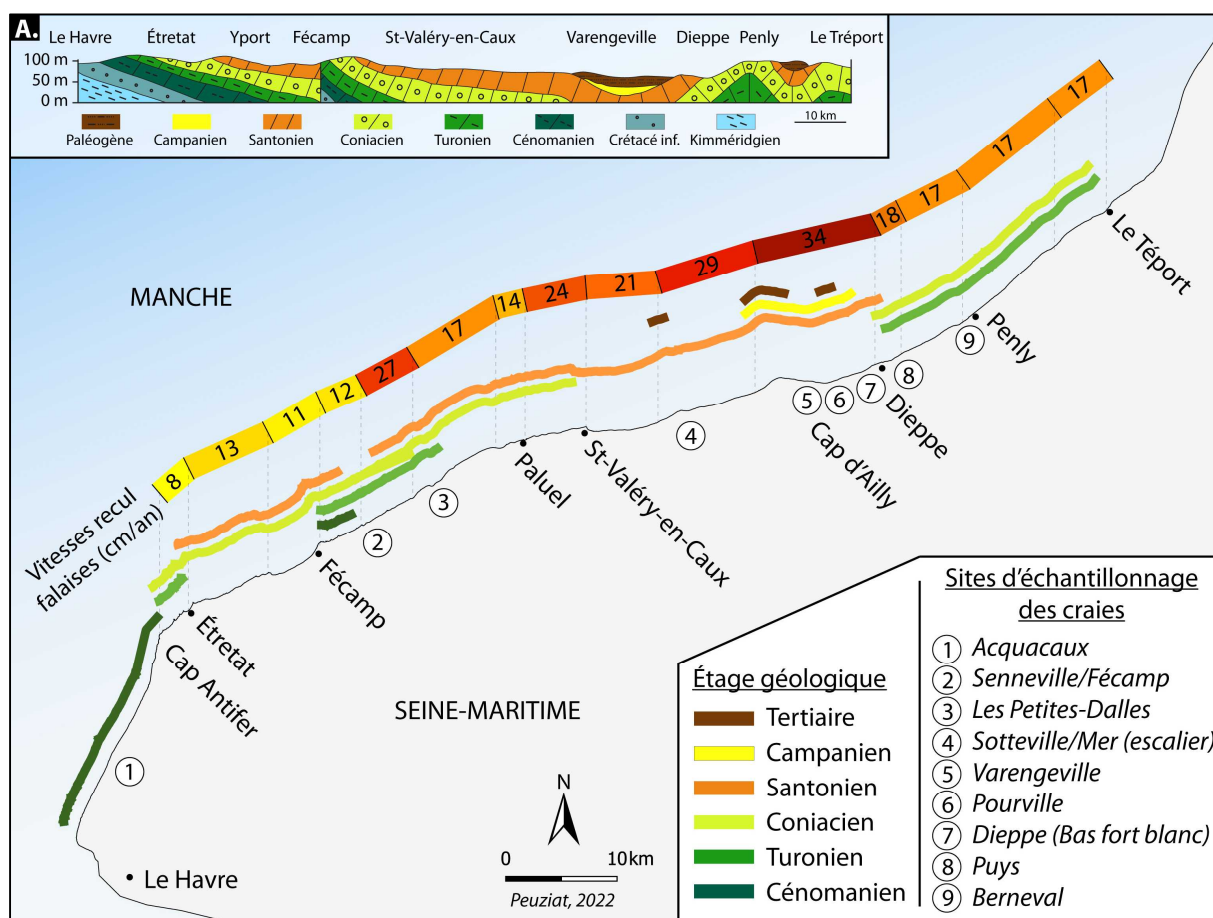


Figure 6.4 - Carte représentant la répartition des étages géologiques affleurant sur le littoral, ainsi que la vitesse moyenne de recul des falaises en cm/an sur la période 1966-1995 (Costa *et al.*, 2003). Les sites des prélèvements des craies pour les attaques à l'acide sont également représentés. Une coupe géologique (A.) des étages affleurant sur le littoral, du Havre au Tréport, est représentée en rappel.

Ces falaises taillées dans les craies du Crétacé supérieur ne présentent pas toutes les mêmes faciès. Alors qu'au sud de Paluel, et au nord de Dieppe, les falaises (les plus hautes) font apparaître à leur base les étages inférieurs du Crétacé supérieur (Turonien voire Cénomanién vers Antifer), les falaises de la partie centrale de la Seine-Maritime sont taillées dans les craies de la partie supérieure et notamment du Sénonien (Coniacien, voire plus localement le Santonien/Campanien entre le Cap d'Ailly et Dieppe en haut de falaise). C'est également dans ce dernier secteur que les falaises crayeuses sont surmontées de lambeaux de la couverture éocène (argilo-sableuse). L'étude du recul

historique a mis en évidence une lithodépendance des vitesses d'ablation (Costa, 1997 ; Letortu, 2013 ; Costa *et al.*, 2019 ; Letortu *et al.*, 2019), avec des vitesses entre 8 et 13 cm/an entre le Cap d'Antifer et Fécamp, et qui augmentent vers le nord-est pour atteindre un maximum de 34 cm/an autour du Cap d'Ailly, où les matériaux crayeux sont les moins résistants (Figure 6.4). Entre Dieppe et Le Tréport, les taux de recul sont homogènes et importants (17 cm/an).

Pour estimer la part de la production de sable par le recul des falaises, nous avons repris les valeurs spatialisées proposées par Costa et Letortu, ainsi que leur hauteur et la proportion de chaque étage crayeux les constituant. Les valeurs en sable de chaque étage sont fournies, d'une part par la littérature (Laignel, 1997 ; Quesnel, 1997), ainsi que par notre propre estimation obtenue en laboratoire (attaque à l'acide de chaque étage de craie).

Plusieurs travaux se sont intéressés aux compositions de ces falaises crayeuses et notamment aux quantités de résidus solides contenus dans les craies (Laignel, 1997 ; Quesnel, 1997) (Figure 6.5). Les analyses par dissolution réalisées par ces auteurs ont permis d'estimer les teneurs en éléments insolubles. Ces teneurs sont majoritairement inférieures à 6 %, avec toutefois des teneurs pouvant constituer un quart de la composition des craies Cénomaniennes. D'après Laignel (1997), les teneurs en « fractions silicatées fines » (fsf) (principalement composées d'argile) dans les craies sont très faibles, majoritairement inférieures à 4 %. Les craies du Turonien inférieur et moyen peuvent contenir jusqu'à 9 % de fsf, avec toutefois des pourcentages plus importants dans l'étage du Cénomaniens. Néanmoins, ces teneurs ne séparent pas les argiles des sables et limons.

Dans le but d'apporter plus de précision quant à la quantité de sables pouvant être contenus dans les falaises crayeuses du secteur d'étude, plusieurs prélèvements ont été réalisés le 25/05/2021 pour analyser un échantillon de chaque étage géologique affleurant sur le littoral, entre Le Havre et Le Tréport. Les échantillons sont positionnés sur la carte de la Figure 6.4.

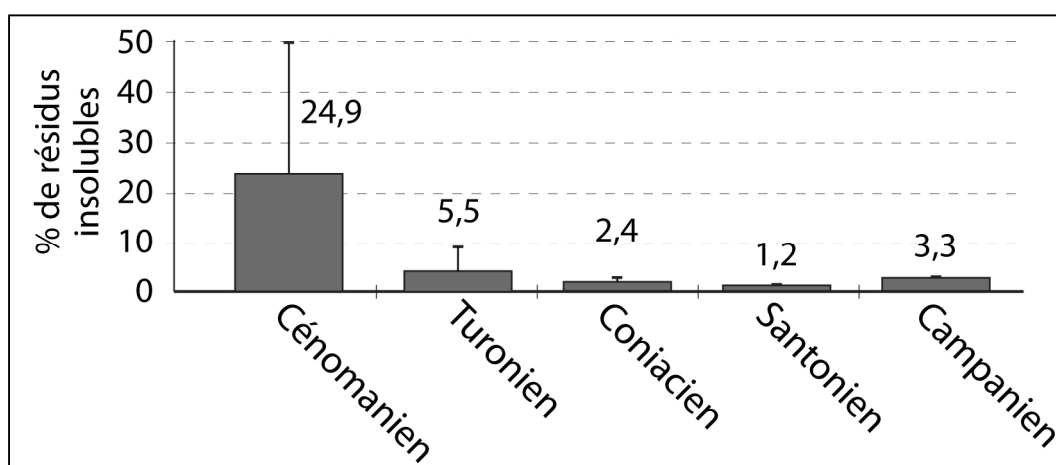


Figure 6.5 – Pourcentage de résidus insolubles après attaque à l'acide des craies (Quesnel 1997, d'après B. Laignel, 1997). Les barres d'erreur indiquent une faible variabilité des résultats pour le Sénomaniens. Les variations ne sont pas régionales mais sont stratigraphiques.

D'après Mégnien (1980) et Laignel (1997), la craie se compose d'une fraction carbonatée facilement soluble, constituée presque exclusivement de CaCO₃, et d'une fraction insoluble ou peu soluble comprenant les silex et la fraction silicatée fine (essentiellement de l'argile et de faibles quantités de quartz, micas et feldspaths). Des échantillons de craie du Crétacé supérieur (du plus ancien : Cénomaniens, puis Turonien Inf./Sup., Coniacien Inf./Sup., Santonien Inf./Sup., au plus récent : Campanien) ont été analysés en laboratoire par un procédé d'attaque à l'acide chlorhydrique HCl. Matthieu et Coninck de (1972) ont montré que le choix de l'acide et de sa concentration a peu d'incidence sur la quantité d'insoluble mesurée. Les analyses ont donc été réalisées avec de l'acide HCl 2,5M. Des tests ont été réalisés sur des échantillons de 50 et 100 g et les résultats sortant sont similaires en termes de quantité de sable mesurée. Ainsi, en moyenne, 50 g de craie pour chaque échantillon ont été intégralement dissous dans un bécher dans 400 ml d'acide HCl. Les résidus ont ensuite été rincés jusqu'à pH environ 6 des surnageants ; puis les particules non solubles ont été séchées à l'étuve à 60°C. Les particules flottantes et les sédiments calciques non solubles (contact silex) ont été mises à part. Le reste de l'échantillon est passé au tamis 50 µm, puis le refus est ensuite séché et pesé.

Le Tableau 6.1 expose la teneur en sable des craies suite à leur dissolution à l'acide. Le nom du site de prélèvement, l'étage géologique correspondant ainsi que le pourcentage final de sable contenu dans l'échantillon sont indiqués. Les **résidus comportent majoritairement des argiles et une très faible quantité de sables, principalement inférieur à 1 %** (environ 3 % pour les craies cénomaniennes).

Tableau 6.1 - Pourcentage de fraction sableuse (0,050 - 2 mm) contenue dans les craies des différents étages géologiques affleurant sur le littoral seinomarin. Résultats obtenus après dissolution des craies par acide chlorhydrique.

| Site | Étage géologique | Masse de l'échantillon | Résidu (sable >50µm) après attaque à l'acide : Masse sèche | |
|---------------------------------|------------------|------------------------|---|-------------|
| | | | g | % |
| Unités | | g | g | % |
| Sottevilles/Mer (Haut escalier) | Campanien | 45,54 | 0,03 | 0,06 |
| Varengville (Parking) | Santonien Sup. | 48,58 | 0,00 | 0,00 |
| Dieppe (Bas fort blanc) | Santonien Inf. | 44,16 | 0,03 | 0,07 |
| Les Petites-Dalles | Coniacien | 101,27 | 0,02 | 0,02 |
| Senneville/Fécamp | Coniacien | 114,88 | 0,02 | 0,02 |
| Puys | Coniacien | 107,63 | 0,01 | 0,01 |
| Senneville/Fécamp | Turonien | 44,27 | 0,02 | 0,05 |
| Aquacaux | Cénomaniens | 52,58 | 1,60 | 3,04 |
| Aquacaux | Cénomaniens | 365,34 | 11,95 | 3,27 |

Les analyses ont montré une **très faible quantité de sable dans les craies les plus présentes dans les falaises, à savoir les craies santoniennes et coniaciennes**, avec des taux compris :

- Entre 0 et 0,07 % pour les craies du Santonien, et entre 0,01 et 0,02 % pour les craies du Coniacien.
- Les craies du Turonien et du Campanien, affleurant plus localement sur le littoral, ne comportent également que très peu de sable, avec respectivement 0,05 et 0,06 % de leur composition.
- Les craies du Cénomanien, affleurant au sud-ouest du Cap d'Antifer sont composées d'environ 3 % de sable.
- L'analyse des refus, après tamisage à 50 μm , montre des sables principalement très blancs et fins voire très fins, et homogènes. Les sables des craies cénomaniennes, plus abondants, sont un peu plus grossiers (entre 50 et 100 μm) et de couleur gris-vert, témoins d'une forte quantité de glauconie, confirmée par une analyse microscopique.

6.2.2. Altérites à silex, formations éocènes et lœss surmontant des falaises

La partie sommitale des falaises crayeuses est généralement recouverte de formations superficielles cénozoïques pluri-métriques, composées d'un manteau de résidus à silex, appelé aussi argile à silex ou altérite à silex, recouvert localement de lœss ou limons des plateaux (Figure 6.6).

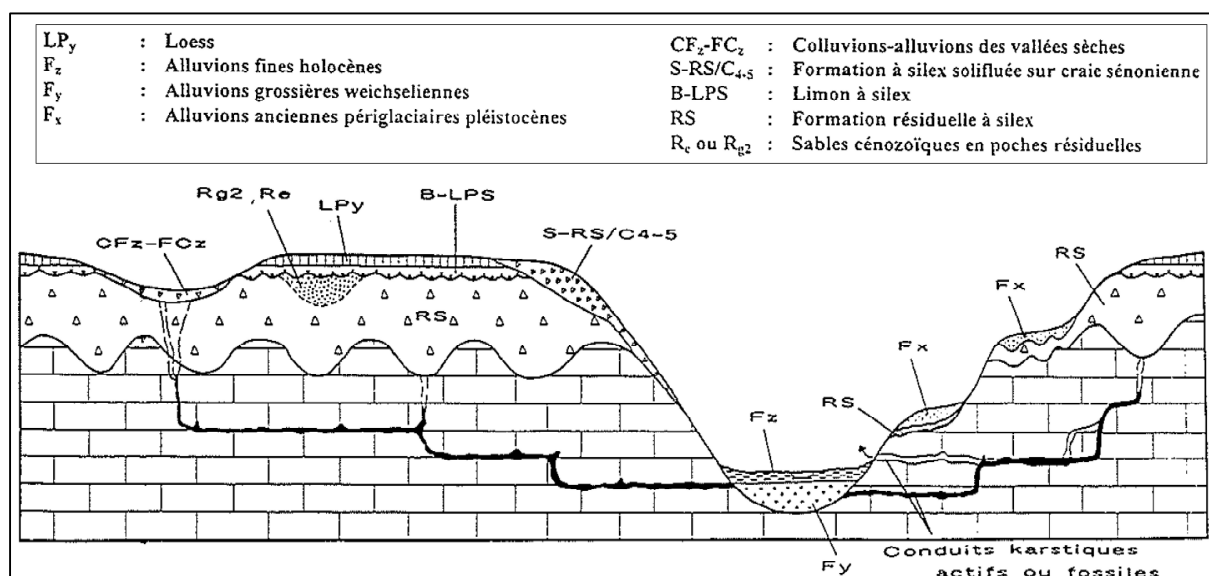


Figure 6.6 – Coupe litho-stratigraphique typique de Seine-Maritime, montrant les formations superficielles (lœss, limons et résidus à silex) surplombant les niveaux de craie (d'après Quesnel, 1997 ; Laignel, 1997).

6.2.2.1. Formations résiduelles à silex (argiles ou altérites)

Les formations résiduelles à silex (argiles ou altérites à silex) sont constituées de résidus de dissolution de la craie (silex, éléments insolubles de la craie) et de sables pliocènes démantelés au Pléistocène inférieur (Laignel, 1997). Elles se caractérisent par une matrice inférieure à 2 mm (de

52 à 57 % de la composition sur la partie orientale, et de 44 à 49 % sur la partie occidentale), composée d'argile, de sables et de limons englobant le silex (Figure 6.7). Les **teneurs en sable sont assez faibles**, entre 2 et 13 % sur le plateau, avec un maximum de 24 % localement (Laignel, 1997 ; Quesnel, 1997).

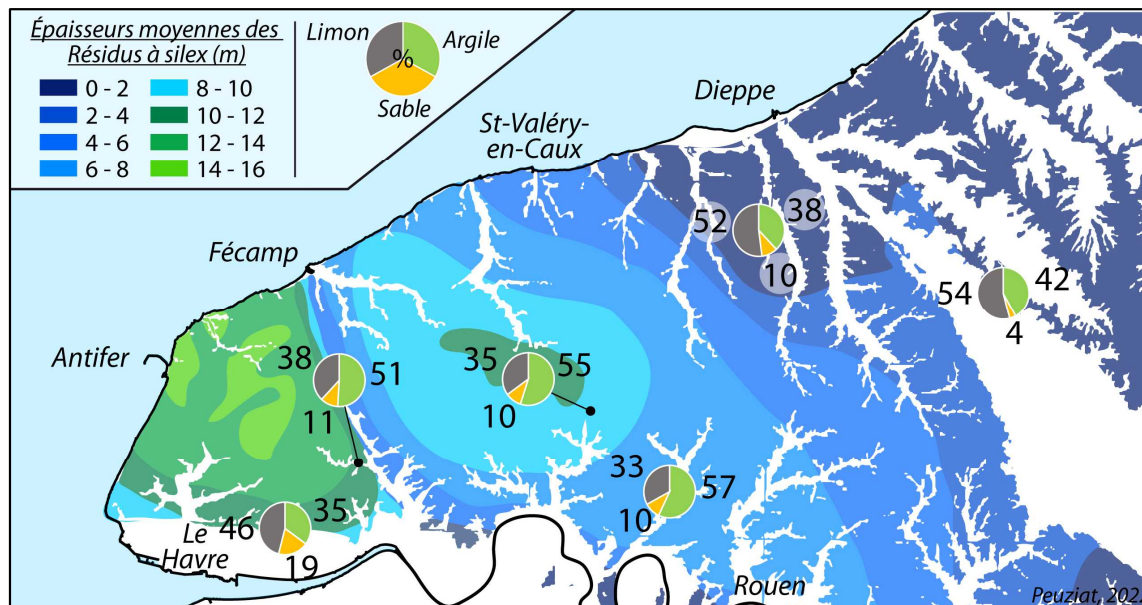


Figure 6.7 - Répartition géographique des épaisseurs (en m) des Résidus à silex et des compositions granulométriques des matrices (<2 mm) (en %m) (d'après Quesnel, 1997 ; Laignel, 1997).

Ce mélange ne présente aucune organisation sédimentaire et en fait une couverture complexe de perméabilité variable (Laignel, 1997, 2003 ; Quesnel, 1997 ; Lautridou et Rodet, 1998). Les résidus à silex viennent combler localement les entonnoirs de dissolution dans la craie, de tailles variables, présents localement tout au long du littoral. Ils marquent l'altération météorique affectant le sommet des falaises crayeuses (Figure 6.8) (Costa *et al.*, 2006).

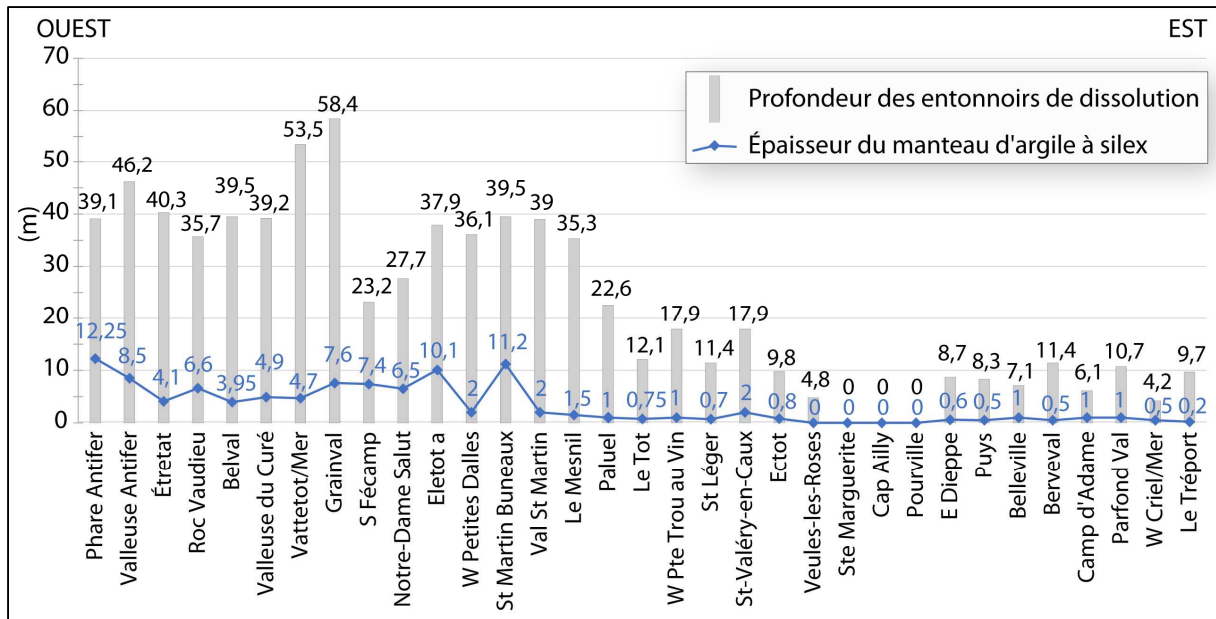


Figure 6.8 - Géométrie de l'argile à silex sur le littoral haut-normand (Laignel, 2002 ; Costa et al., 2006).

L'épaisseur du manteau de résidus à silex est variable en fonction de l'épaisseur de craie dissoute, et diminue du sud-ouest au nord-est, passant d'une dizaine de mètres entre Antifer et Saint-Martin-Bruneaux, à moins de 2 m au Tréport (Figure 6.7).

Au Cap d'Ailly et à Criel-sur-Mer, la craie campanienne est directement recouverte par les dépôts thanétiens et yprésiens, marquant l'absence de racines du manteau d'altération et des altérites à silex. Ces terrains tertiaires argilo-sableux sus-jacents à la craie, sont épais (entre 10 et 15 m) et forment des « poches » sableuses aux volumes non négligeables (Figure 6.9) (Bignot, 1962, 1965).

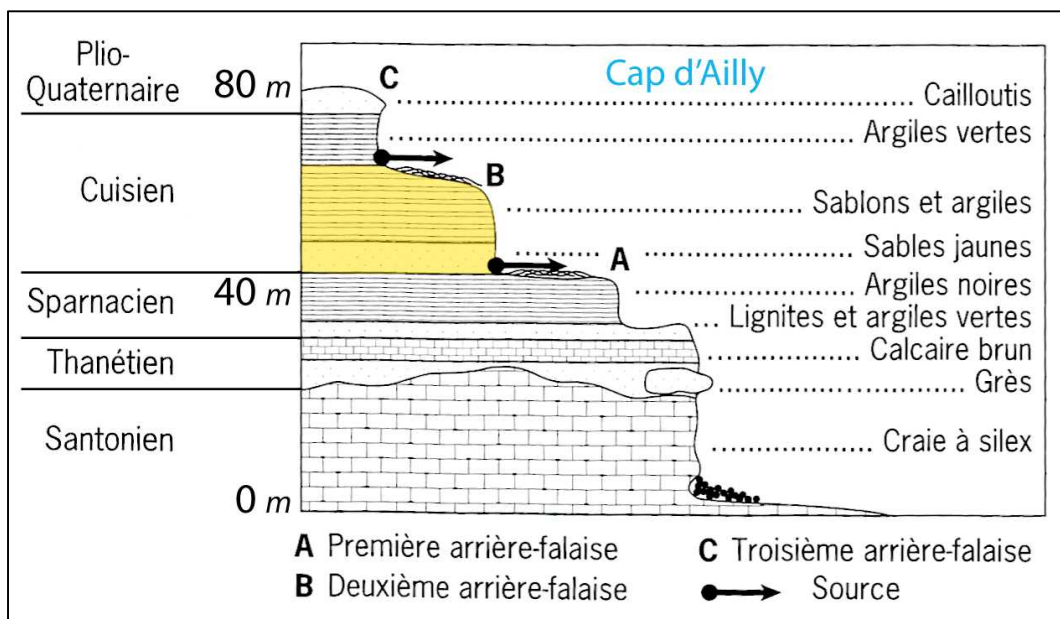


Figure 6.9 - Morphologie des falaises dites « complexes » (exemple du Cap d'Ailly) (d'après Costa in Augris et al., 2004)

Les vitesses de recul sont très importantes (0,8 m/an), dues aux grands glissements de ces poches (Costa, 1997). L'éboulement massif de 2012 à l'ouest de Dieppe a conduit à investiguer ce secteur, montrant, d'une part, qu'une des causes principales de l'éboulement massif était la vidange d'une poche argilo-sableuse de grande envergure, et d'autre part, la présence d'autres poches de grande dimension (Figure 6.10), pouvant, à mesure du recul rapide de ces secteurs, se vider et alimenter la zone intertidale (Pannet *et al.*, 2015 ; Jacob *et al.*, 2018). Les différents sondages effectués par le BRGM témoignent **d'épaisseurs pouvant dépasser les 50 m au sein même d'une poche argilo-sableuse**. Les volumes de sables contenus dans ces poches peuvent donc être localement très importants, de plusieurs centaines à milliers de m³. D'après la cartographie de la Figure 6.10, les poches observées entre Pourville et Dieppe (anomalies en couleurs chaudes, notées de A1 à A19) représenteraient une surface de 60 000 m², pour un volume minimum de 300 000 m³, comblées potentiellement de matériaux argilo-sableux. L'éboulement de Dieppe en 2012 a libéré 30 000 m³ de matériaux argilo-sableux, dont environ 30 % de sable, soit 9 000 m³ (Pannet *et al.*, 2015 ; Jacob *et al.*, 2018).

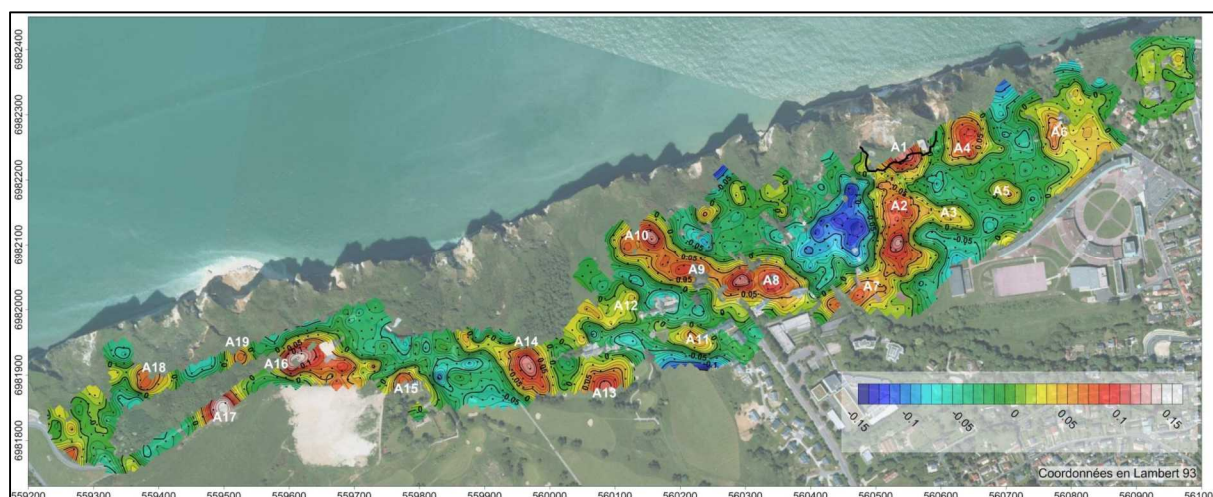


Figure 6.10 - Anomalie résiduelle (mGal) obtenue par mesure géophysique sur le site de l'effondrement de Dieppe (BRGM, 2015). Les anomalies positives (A1 -19) indiquent une surépaisseur pluri-décamétriques d'argiles et de sables (poche argilo-sableuse) (Pannet *et al.*, 2015)

Les épaisseurs de résidus à silex mesurées (Costa *et al.*, 2002, 2006) sont en étroite corrélation avec la profondeur des entonnoirs de dissolution, pouvant atteindre plus de 55 m dans les hautes falaises au sud-ouest de Fécamp (Figure 6.8).

6.2.2.2. Les formations lassiques

Les formations résiduelles à silex sont souvent recouvertes par une formation lössique importante, pluri-métrique (jusqu'à 10 m d'épaisseur) (Figure 6.11) (Jamagne *et al.*, 1981 ; Lautridou, 1985, 1993 ; Lautridou *et al.*, 2000 ; Laignel, 2003). Leur épaisseur, moyenne de 2 à 5 m sur la

majeure partie de la Seine-Maritime, dépasse 5 m entre Fécamp et St-Valéry-en-Caux, mais est inférieure à 2 m entre Étretat et Fécamp, et entre Dieppe et le Tréport. Les lœss sont composés d'une fraction limoneuse dominante, avec une médiane vers 25-30 μm , d'un pourcentage d'argile non négligeable (10 à 25 %), et d'une **faible proportion de sable fin (en général, moins de 15 %)**. La porosité est généralement importante avec une densité sèche de 1,5 à 1,9 (Lautridou, 1967 ; Lautridou et Rodet, 1998).

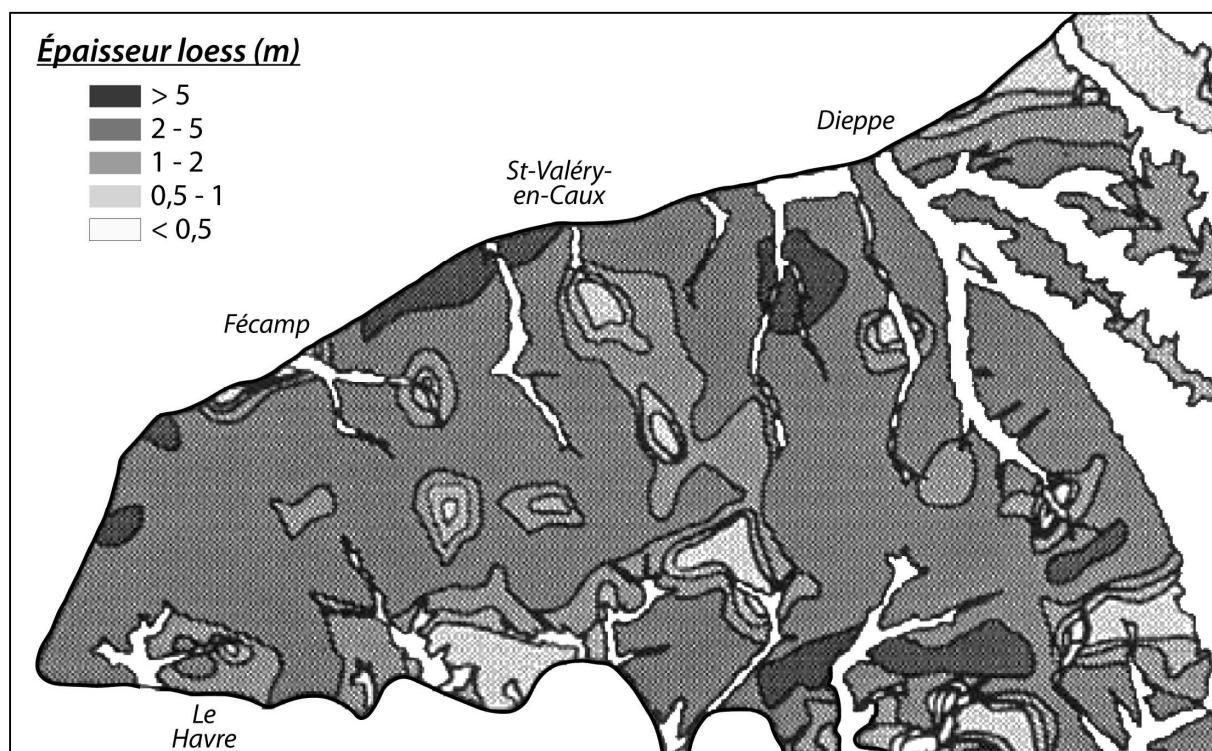


Figure 6.11 - Répartition des épaisseurs (en m) des formations lœssiques (d'après Laignel, 2003).

6.2.2.3. Synthèse sur les apports sableux issus de l'érosion des falaises

Les falaises crayeuses seinomarines présentent une lithologie à forte tendance érosive, et des **vitesse moyennes de recul de 18 cm/an, pouvant atteindre 34 cm/an au Cap d'Ailly** (Figure 6.4) (Costa, 1997, 2000a ; Hénaff *et al.*, 2002 ; Letortu, 2013 ; Letortu *et al.*, 2015 ; Costa *et al.*, 2019). Une forte disparité des vitesses est constatée en fonction des lithologies observées le long du littoral. La présence de Cénomaniens ou de Turonien en pied de falaise entraîne des reculs plus modérés des falaises, tandis que les falaises composées de la partie supérieure du Sénonien (Santonien) tendent à reculer plus rapidement.

Le fort taux d'érosion des falaises crayeuses provoque un apport de sédiments sur l'estran pouvant être non négligeable. Ces apports, déjà observés et décrits pour les silex contenus sous forme de lit dans les falaises (Costa, 1997, 1999 ; Costa *et al.*, 2002 ; Augris *et al.*, 2004), se font en faible quantité de manière continue par l'érosion provoquée par des agents météorologiques et hydrodynamiques (vent, pluie, houle), et en plus grande quantité et plus spontanément, lors d'éboulements de pans de falaise pouvant être massifs (Letortu *et al.*, 2014). Les vitesses moyennes

d'évacuation/déblaiement des éboulements en pied de falaise ont été calculées par Letortu (2013). Il en résulte que le secteur entre Paluel et Dieppe présente les évacuations les plus rapides (inférieures ou égales à 10 ans), et le secteur entre Antifer et Fécamp les plus lentes (31 ans). Ces vitesses sont conformes à celle du recul des falaises des secteurs en question. Les courants de houle et de marée reprennent et redistribuent ensuite les sédiments fins issus des éboulements, donnant ces couleurs laiteuses à la mer.

Sur la base des calculs des vitesses de recul des falaises, 5 grands domaines ont été définis (Letortu, 2013 ; Costa *et al.*, 2019):

- 1) Antifer – Étretat (5 km) : vitesse de recul moyenne de 0,08 m/an, pour une hauteur moyenne des falaises (craies + formations superficielles) de 75 m,
- 2) Étretat – Fécamp (14 km) : vitesse de recul moyenne de 0,10 m/an, pour une hauteur moyenne des falaises de 75 m,
- 3) Fécamp – St-Valéry-en-Caux (28 km) : vitesse de recul moyenne de 0,19 m/an, avec une hauteur moyenne des falaises de 70 m,
- 4) SVC – Dieppe (28 km) : vitesse de recul moyenne de 0,24 m/an, avec une hauteur moyenne des falaises de 50 m,
- 5) Dieppe – Le Tréport (25 km) : vitesse de recul moyenne de 0,18 m/an, pour une hauteur moyenne des falaises de 60 m.

Les quantités de sables contenus dans les craies des différents étages géologiques affleurants (d'après les teneurs obtenues par attaque à l'acide), ainsi que dans les formations résiduelles à silex et les lèss (d'après les teneurs de la bibliographie), ont été calculées. Par la suite, les apports potentiels en fraction sableuse fine, sur la zone intertidale, ont été estimés (Figure 6.12 & Tableau 6.2).

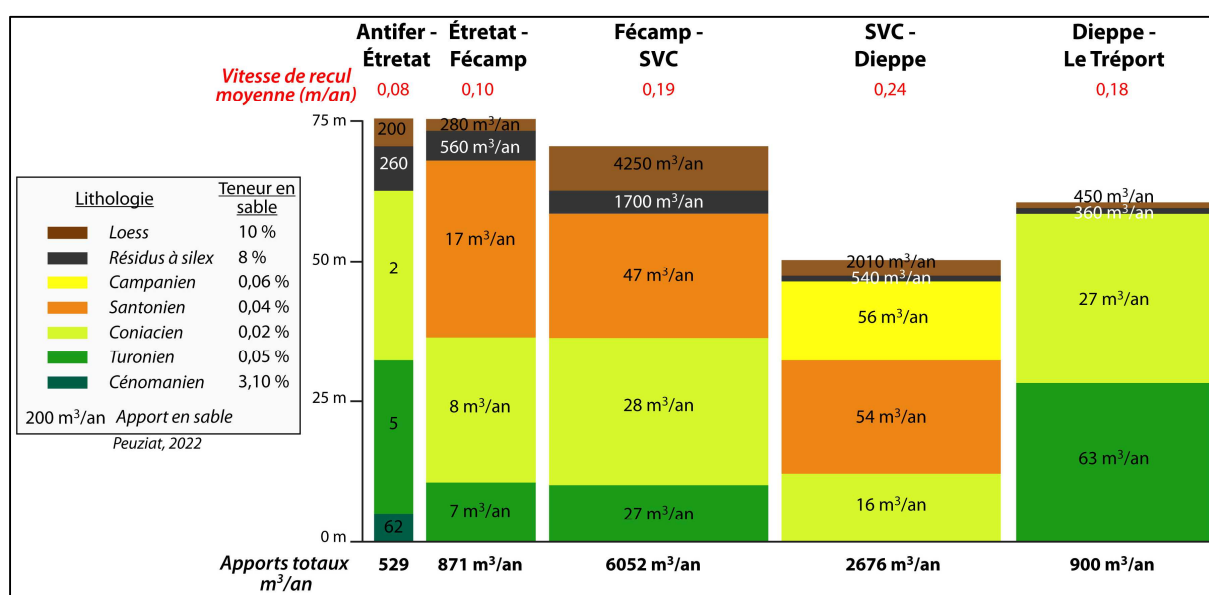


Figure 6.12 – Schéma récapitulatif des apports potentiels annuels en sables par les falaises (craies + formations superficielles).

Tableau 6.2 - Calcul des apports potentiels annuels en sable par les falaises (craie, résidus à silex et lœss).

| Site | Distance (m) | Vitesse recul (m/an) | Altitude falaise (m) | Étage craie et formations superficielles (m) | Teneur en sable (%) | Volume matériaux érodé/an (m ³) | Apports potentiels sables/an (m ³) |
|------------------------------|--------------|----------------------|----------------------|--|---------------------|---|--|
| Antifer - Etretat | 5 000 | 0,08 | 75 | 5 Cénomanién | 3,1 | 2 000 | 62 |
| | | | | 27 Turonien | 0,05 | 10 800 | 5 |
| | | | | 30 Coniacien | 0,02 | 12 000 | 2 |
| | | | | 8 Argile à silex | 8 | 3 200 | 256 |
| | | | | 5 Lœss | 10 | 2 000 | 200 |
| Etretat - Fécamp | 14 000 | 0,1 | 75 | 10 Turonien | 0,05 | 14 000 | 7 |
| | | | | 27 Coniacien | 0,02 | 37 800 | 8 |
| | | | | 30 Santonien | 0,04 | 42 000 | 17 |
| | | | | 5 Argile à silex | 8 | 7 000 | 560 |
| | | | | 2 Lœss | 10 | 2 800 | 280 |
| Fécamp - SVC | 28 000 | 0,19 | 70 | 10 Turonien | 0,05 | 53 200 | 27 |
| | | | | 26 Coniacien | 0,02 | 138 320 | 28 |
| | | | | 22 Santonien | 0,04 | 117 040 | 47 |
| | | | | 4 Argile à silex | 8 | 21 280 | 1 702 |
| | | | | 8 Lœss | 10 | 42 560 | 4 256 |
| SVC - Dieppe | 28 000 | 0,24 | 50 | 12 Coniacien | 0,02 | 80 640 | 16 |
| | | | | 20 Santonien | 0,04 | 134 400 | 54 |
| | | | | 14 Campanien | 0,06 | 94 080 | 56 |
| | | | | 1 Argile à silex | 8 | 6 720 | 538 |
| | | | | 3 Lœss | 10 | 20 160 | 2 016 |
| Dieppe - Le Tréport | 25 000 | 0,18 | 60 | 28 Turonien | 0,05 | 126 000 | 63 |
| | | | | 30 Coniacien | 0,02 | 135 000 | 27 |
| | | | | 1 Argile à silex | 8 | 4 500 | 360 |
| | | | | 1 Lœss | 10 | 4 500 | 450 |
| TOTAL | | | | | | 1 112 000 | 11 037 |
| TOTAL craie | | | | | | 997 280 | 419 |
| TOTAL résidus à silex | | | | | | 42 700 | 3 416 |
| TOTAL lœss | | | | | | 72 020 | 7 202 |

Au regard de ces quantifications, les principaux constats sont les suivants :

- L'apport potentiel total en sable issu de l'érosion des falaises est de l'ordre de 11 000 m³/an sur l'ensemble du linéaire de Seine maritime
- Sur ces 11 000 m³/an, la part respective de chaque contribution montre (1) une faible production issue de l'érosion des craies (419 m³/an, soit 3,5 %), (2) une part non négligeable issue des altérites à silex (3 416 m³/an, soit 31 %), (3) et un apport majoritaire issu des formations lœssiques (7 202 m³/an, soit 65,5%).
- La répartition spatiale de ces apports potentiels sableux est très variable (Figure 6.12 et Tableau 6.2). La forte production de sables correspond principalement à la présence en haut des falaises des résidus à silex et des formations lœssiques, et dans une moindre mesure aux vitesses de recul des falaises. Ainsi, les sections côtières Fécamp/Saint-Valéry-en-Caux (6 052 m³/an, soit 55% de la production de l'ensemble du linéaire côtier seinomarin), puis Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe (2 672 m³/an, soit 25 % de la production) sont les principales pourvoyeuses en sables.

En comparaison de l'évolution historique des surfaces sableuses intertidales, ces apports potentiels issus de l'érosion des falaises sont non négligeables. En effet, dans le chapitre 3, notre

quantification des arrivées sableuses intertidales étaient estimée à environ 670 000 m³ entre 1966 et 2013 (date de son extension maximale, soit en 47 ans). La simple comparaison des volumes des arrivées sableuses intertidales depuis 47 ans et de ceux issus des apports potentiels venant de l'érosion des falaises fait apparaître une très grande similitude. Cette dernière pourrait laisser croire que l'origine de l'ensablement intertidal ne serait liée qu'à l'érosion de la falaise. Cependant, quelques arguments modèrent sérieusement cette apparente corrélation :

- L'ensablement intertidal a été particulièrement massif après les années 1966 alors que l'érosion des falaises n'a pas connu d'accélération majeure sur cette même période. De même, le ralentissement des ensablements, voire la régression depuis 2013, ne correspond pas à une réduction du recul des falaises (Costa *et al.*, 2019).
- Spatialement, les apports sableux issus de l'érosion des falaises sont particulièrement forts au sud de Saint-Valéry-en-Caux, là où, pourtant, les placages sableux intertidaux sont les plus faibles, voire inexistant. Nous pourrions évoquer le transit sédimentaire sud-ouest – nord-est qui ferait migrer les sables de la section côtière « Antifer/Saint-Valéry-en-Caux » vers le nord, expliquant les forts ensablements entre Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe. Or, depuis 50 ans, les apports sableux devraient, de la même façon, se retrouver sur la section côtière septentrionale Dieppe/Le Tréport, ce qui n'est pas le cas, sauf très localement contre la jetée de la centrale de Penly, et du port du Tréport.
- L'estimation des surfaces intertidales ensablées depuis 1966 (670 000 m³) est une valeur basse. Cette quantification n'a pris en compte qu'une partie de l'estran (largeur d'estran commune à toutes les images étudiées). Or, cet estran commun est amputé d'au moins 30 %, et notamment de la partie basse intertidale, là où les dépôts sont particulièrement conséquents. Ainsi, les apports sableux depuis 1966 devraient être probablement plus proche du million de mètres cubes que de 670 000 m³.
- De plus, pour ces cubatures de sables intertidaux nous avons considéré des épaisseurs moyennes des surfaces sableuses de 50 cm. Or, dans cette quantification, nous n'avons pas pris en compte l'exhaussement des placages sableux pérennes se trouvant au droit des vallées et des valleuses, ce qui peut représenter des volumes considérables. A titre d'exemple, les estrans sableux des plages de Dieppe ou de Penly ont localement connus des exhaussements métriques à plurimétriques, ne se voyant pas sur les images aériennes, mais représentant à eux seuls plusieurs centaines de milliers de mètres cubes (Costa et Davidson, 2004 ; Chapitre 3 de cette thèse).
- D'un point de vue granulométrique, les sables issus de l'érosion des falaises (craies, argiles à silex et loëss) sont très fins, bien plus que ceux que l'on retrouve sur l'estran.

Pour toutes ces raisons, nous pensons que la production de sables issus de l'érosion des falaises est certes non négligeable, mais ne peut expliquer à elle seule les évolutions intertidales observées. Par conséquent, il semble nécessaire d'étudier toutes les autres sources potentielles en sables pouvant expliquer les ensablements intertidaux, à savoir, les apports sableux fluviaux, voire subtidaux.

6.2.3. Les fleuves côtiers

6.2.3.1. *Petits fleuves côtiers de Seine-Maritime*

Une autre source potentielle de fraction sableuse réside dans les **apports en sédiment des fleuves côtiers**. Les principaux fleuves de Seine-Maritime (cf. Figure 6.22) (sans compter la Seine), sont La Valmont (se jetant dans la Manche à Fécamp), La Durdent (à Veulettes/Mer), Le Dun (à Saint-Aubin/Mer), La Saâne (à Sainte-Marguerite/Mer), La Scie (à Pourville/Mer), l'Arques (à Dieppe), l'Yères (à Criel/Mer) et La Bresle (au Tréport). Ils drainent 8 bassins versants (159 km² pour la Valmont, 349 pour la Durdent, 116 pour le Dun, 270 pour la Saâne, 217 pour la Scie, 1050 pour l'Arques, 311 pour l'Yères et 748 pour la Bresle), pour une superficie totale de 3 120 km². La superficie des grands bassins versants de la Seine, la Somme et l'Authie sont respectivement de 79 000, 6 380 et 1 305 km². Le débit moyen de ces fleuves est de l'ordre de 3,8 m³/s, avec un minimum de 0,24 m³/s pour le plus petit fleuve, Le Dun, et un maximum de 10,2 m³/s pour l'Arques (confluence de la Varenne, la Béthune et l'Eaulne) (Laignel *et al.*, 2008a). Ainsi, ces débits moyens sont de loin très faibles, comparés aux débits des grands fleuves, de la Somme (35 m³/s), d'Authie (10,8 m³/s) ou encore de la Seine (470 m³/s).

Ces petits fleuves côtiers apportent très majoritairement au milieu marin des sédiments fins en suspension (MES = Matière en Suspension), et peu d'études se sont intéressées aux transports solides par ces principaux fleuves côtiers (Martin *et al.*, 1997 ; Laignel *et al.*, 2006 ; Dubrulle-Brunaud, 2007 ; Laignel *et al.*, 2008a, 2008b ; Lequien, 2006 ; Landemaine, 2016). Des recherches menées sur des fleuves avoisinant, l'Authie (Latteux, 1999) et la Somme (Latteux et de Crouette, 1995), ont montré un apport en MES assez faible de ces fleuves à la mer, avec respectivement 12 000 à 15 000 t/an (8 000 à 10 000 m³/an) et 22 000 t/an (15 000 m³/an).

Des analyses granulométriques d'échantillons de sol prélevés en plateaux dans les bassins versants de la Valmont-Ganzeville, du Dun et de l'Yères, ont montré des teneurs moyennes en sable entre 13 et 25 %, le reste était composé majoritairement de silt (entre 66 et 87 %) et d'argile (entre 8 et 12 %) (Lequien, 2006). Les bilans d'érosion de ces trois bassins versants sont de 6,6 t/km²/an pour la Valmont-Ganzeville, 1,3 pour le Dun et 10 pour l'Yères, soit 6 t/km²/an en moyenne (environ 4,2 m³/km²/an). Sur une moyenne de 15 % de sable contenus dans les sols des plateaux, une estimation peut être effectuée pour l'ensemble de bassins versants des petits fleuves côtiers seinomarins. Ainsi, les quantités totales moyennes de sables érodés par an pour l'ensemble des bassins versants seraient de 2 050 m³/an.

Le débit moyen de ces fleuves, et des petits fleuves côtiers normands (CEREMA, 2019), et la contrainte exercée sur le fond ne sont toutefois pas assez importants pour le transport de particules sableuses. En dépit de ces faibles débits, les événements de fortes crues (représentant en moyenne 10 % du flux total annuel, Lequien, 2006) peuvent fortement éroder les berges des fleuves et transporter des matériaux plus grossiers. A l'échelle d'un événement, entre 4 et 6 tonnes/jour

(3 à 4 m³/jour) de MES peuvent être transportées par les fleuves (Figure 6.13) (Laignel et al., 2008a, 2008b).

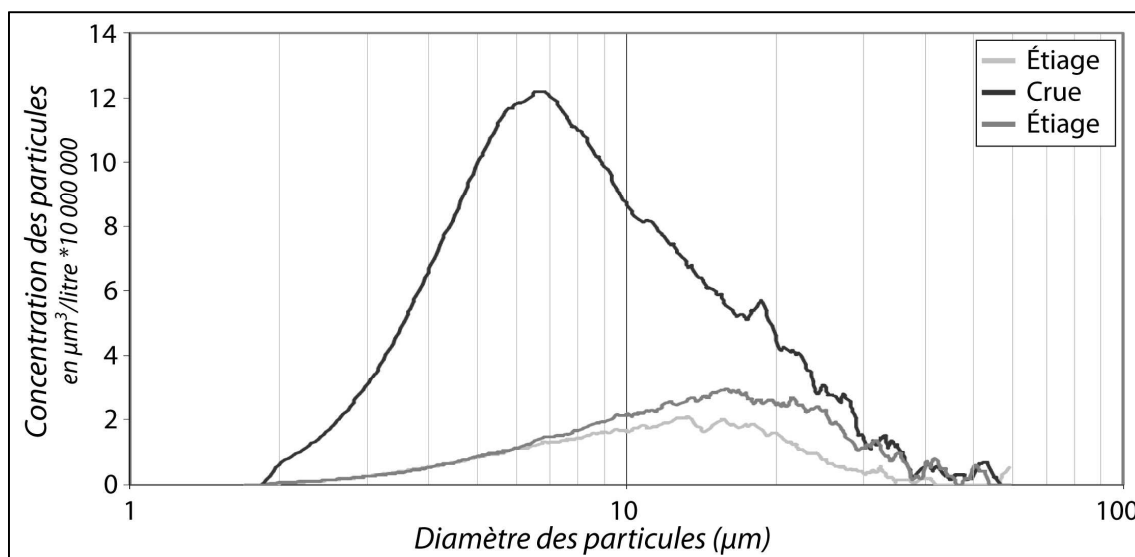


Figure 6.13 - Distribution granulométrique des sédiments en suspension pendant les phases de crue et d'étiage, mesurée pour le fleuve du Dun (Laignel et al., 2008b).

Les taux d'érosion mécanique des bassins versant des fleuves de La Valmont-Ganzeville, Le Dun et L'Yères ont cependant été mesurés (Laignel *et al.*, 2006, 2008a, 2008b) pour estimer les apports à la côte. Ces taux ne s'intéressent ici qu'aux concentrations de MES. La granulométrie des silts est toutefois variable et plus grossière en période de faible niveau d'eau. En utilisant l'équation de la relation entre le débit spécifique des fleuves et le taux d'érosion, les apports en MES des fleuves côtiers de Seine-Maritime à la Manche Orientale ont pu être évalués à 48 500 t/an (*environ 34 600 m³/an*) Tableau 6.3. Dans le détail, le flux de MES est plus important au nord-est de la zone d'étude (38 400 t/an à l'est (*27 000 m³/an*), 10 100 t/an à l'ouest (*7 000 m³/an*) ; ceci pouvant s'expliquer par la répartition des fleuves sur le littoral, plus nombreux à l'est.

Tableau 6.3 - Flux moyen annuel de Matière en Suspension (MES) en t/an, estimé pour les fleuves côtiers de Seine-Maritime (Laignel et al., 2008b).

| Fleuve | Valmont-Ganzeville | Durdent | Dun | Saône | Scie | Varenne | Béthune | Eaulne | Yères | Bresle | TOTAL |
|---------------------------------------|--------------------|---------|-----|-------|-------|---------|---------|--------|-------|--------|--------|
| Flux moyen annuel de MES (t/an) | 3 100 | 6 710 | 353 | 4 617 | 3 038 | 5 830 | 5 495 | 5 501 | 4 378 | 9 501 | 48 523 |
| <i>Estimation en m³/an</i> | 2 200 | 4 800 | 250 | 3 300 | 2 100 | 4 100 | 4 000 | 4 000 | 3 100 | 6 800 | 34 600 |

Finalement, très peu d'information existe dans la littérature quant aux teneurs en sable de ces MES. Les auteurs indiquent souvent la **rareté de ces derniers** dans les cubatures. Au regard des très faibles teneurs en sables ainsi que la très modeste capacité de transport des petits fleuves côtiers, **leur contribution semble être négligeable.**

6.2.3.2. *Contributeur potentiel majeur : le fleuve Seine*

Avec un bassin versant de 80 000 km², la **Seine transporte chaque année près 600 000 à 750 000 tonnes de MES** (condition moyenne), soit l'équivalent de 400 000 à 500 000 m³ (Avoine *et al.*, 1981 ; Avoine, 1985, 1995 ; Lemoine et Verney, 2015 ; Lesourd *et al.*, 2016 ; CEREMA, 2019), dont 75 % s'effectue en période de crue (Figure 6.14). Les travaux du GIP Seine-Aval (2015), reprenant également les travaux de Laignel *et al.* (2006), ont permis d'estimer les apports issus de l'érosion des bassins versants latéraux de la Seine, avec 29 500 t/an pour la Risle (*environ 41 300 m³/an*). Les **sédiments transportés sont toutefois de granulométrie très fine, de type vase** (Avoine, 1981 ; Lesourd *et al.*, 2001).

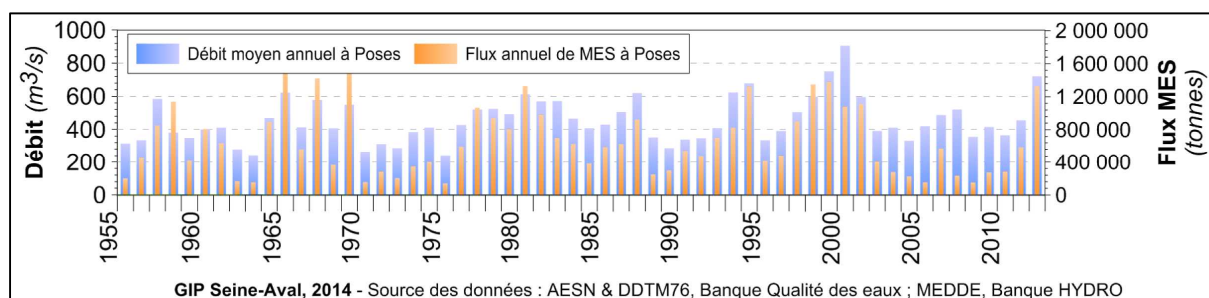


Figure 6.14 – Évolution des concentrations en MES à pleine mer en subsurface dans l'estuaire de la Seine, entre 1955 et 2013 (GIP Seine-Aval, 2015).

Par ailleurs, la Seine, contrairement aux petits fleuves côtiers, pourrait transporter des sédiments sableux fins (diamètre maximum de 100 µm) (GIP Seine-Aval, 2015). La faible vitesse de courant en amont de l'estuaire limite fortement le flux de sédiments grossiers venant de l'amont. De plus, les affluents à l'aval du barrage de Poses n'ont pas de débit suffisant pour le charriage de sédiments sableux. Le sens des transports sableux résultants de la baie de Seine se fait majoritairement vers l'estuaire interne (Delsinne, 2005 ; Dubrulle-Brunaud, 2007). Les apports de sédiments grossiers à l'estuaire trouvent leur origine soit en mer, par l'érosion des fonds de la baie, ou par les sédiments bioclastiques, soit par l'érosion des fonds du lit mineur de la Seine ou par l'érosion des berges du fleuve. Les différents sondages en profondeur (BRGM) du **lit de la Seine** indiquent une **composition dominée par le sable, avec une composante silteuse**.

Il s'agit donc dans ce chapitre d'identifier les conséquences de l'écoulement de la Seine sur la remobilisation de sables aussi bien dans l'estuaire, et plus largement dans la baie, mais également les actions anthropiques qui ont pu modifier les dynamiques sédimentaires.

6.2.3.3. *Impact de l'anthropisation du fleuve Seine et de son estuaire sur la morphologie des fonds marins et la progression des bancs sableux vers le domaine marin*

Le cours de la Seine et son embouchure ont grandement évolué depuis les années 1830 (Avoine *et al.*, 1981 ; Delsinne, 2001, 2005 ; Lesourd *et al.*, 2001 ; Foussard *et al.*, 2010 ; Tessier *et al.*, 2010 ;

Lescure *et al.*, 2011). Les aménagements anthropiques destinés à sécuriser et améliorer la navigation dans l'estuaire mais également l'agrandissement des ports, ont eu pour conséquence la réduction de la section mouillée du fleuve, provoquant ainsi une augmentation du débit d'eau, perturbant la morphologie estuarienne (Figure 6.15) (Guézennec, 1998 ; Lesourd, 2000 ; Lesourd *et al.*, 2001). L'augmentation des courants en période de jusant, c'est-à-dire dirigé vers l'aval, a permis l'expulsion progressive des sédiments fins vers la baie de Seine (Figure 6.16) (GIP Seine-Aval, 2015).

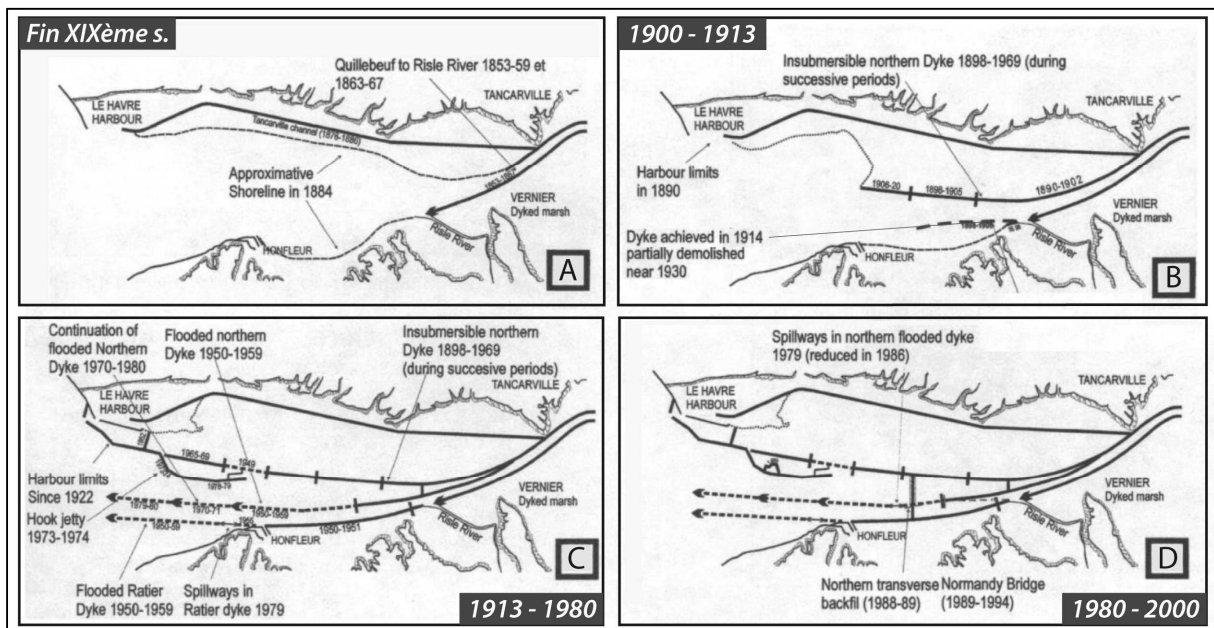


Figure 6.15 – Synthèse schématique du développement de l'aménagement industriel dans la partie aval de l'estuaire de la Seine (résumé des travaux de génie civil au cours de différentes périodes successives) : A) jusqu'à la fin du XIX^{ème} siècle ; B) entre 1900 et 1913 ; C) entre 1913 et 1980 ; et D) entre 1980 et 2000 (d'après Lesourd *et al.*, 2001).

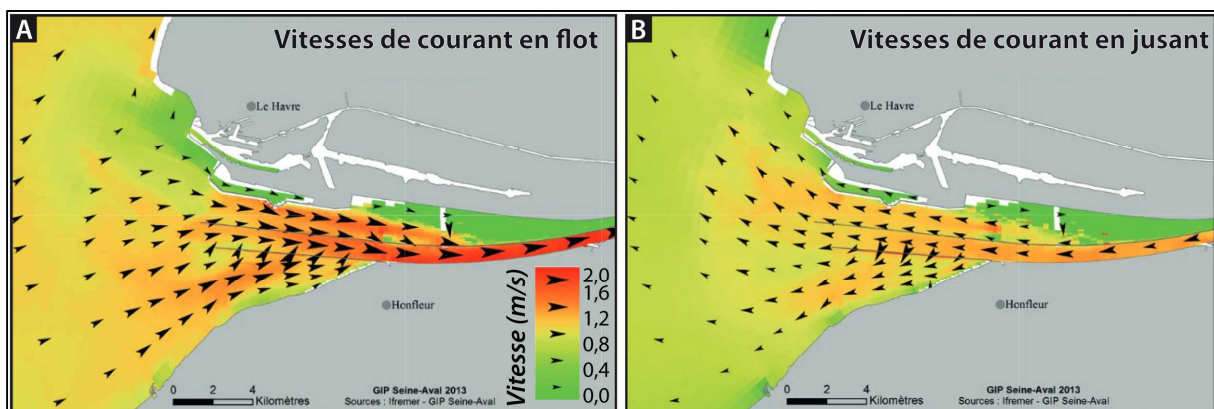


Figure 6.16 - Répartition des vitesses de courants au niveau de l'embouchure (A) lors du flot et (B) lors du jusant. Les vitesses ont été simulées pour un débit de 397 m³/s, et un coefficient de marée de 83, avec le modèle hydrosédimentaire MARS3D (Lemoine et Verney, 2015 dans GIP Seine-Aval, 2015).

L'embouchure de la Seine présente actuellement une morphologie ouverte sur la mer en barres et chenaux, dans un contexte fortement artificialisé. Deux grands bancs sableux se sont développés de part et d'autre du chenal principal, le banc du **Ratier** au Sud et le banc **d'Amfard** au Nord.

Ce dernier se rattache actuellement à l'ancienne zone de rejet de dragage des grands ports du Havre et de Rouen, le site du Kannik (Figure 6.17).

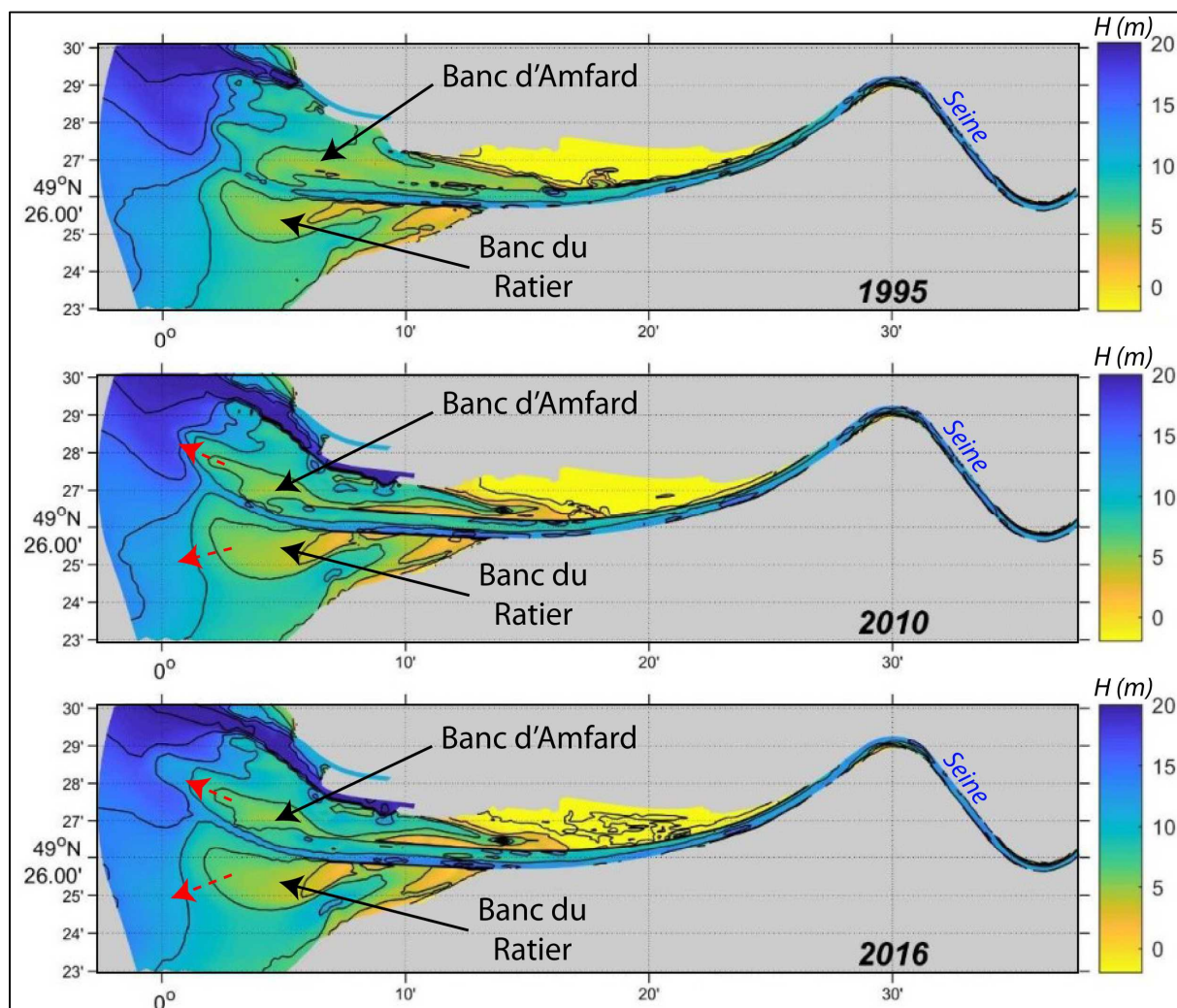


Figure 6.17 – Évolution des fonds bathymétriques de l'estuaire de Seine entre 1995 et 2016, mettant en évidence la progression des grands bancs sableux d'Amfard et du Ratier vers le domaine marin (d'après GIP-Seine-Aval – projet ARES, 2021).

Ces **bancs sableux linéaires** ont une épaisseur plurimétrique (Huault *et al.*, 1974 ; Avoine, 1981 ; Auffret *et al.*, 1983 ; Garnaud, 2003 ; Delsinne, 2005 ; Tessier *et al.*, 2010) et s'étendent sur une surface entre 5 km² pour Amfard et 8 km² pour le Ratier. Les deux bancs présentent une différence marquée de faciès sédimentaires mais une morphologie identique (Delsinne, 2005). La partie supérieure du banc d'Amfard se caractérise par une épaisseur de 2 m de sable fin, constituant le corps du banc (Figure 6.18). Cette formation est surmontée, sur les flancs, par une couche de sable moyen. Le banc du Ratier se compose également de sable fin, à glauconie, et également de débris coquilliers. Le sommet du banc est façonné par la houle, et est caractérisé par la présence d'une couche de sable moyen coquillier. Les **volumes de sables fins** sont alors conséquents, de l'ordre de 25 000 000 m³ cumulés.

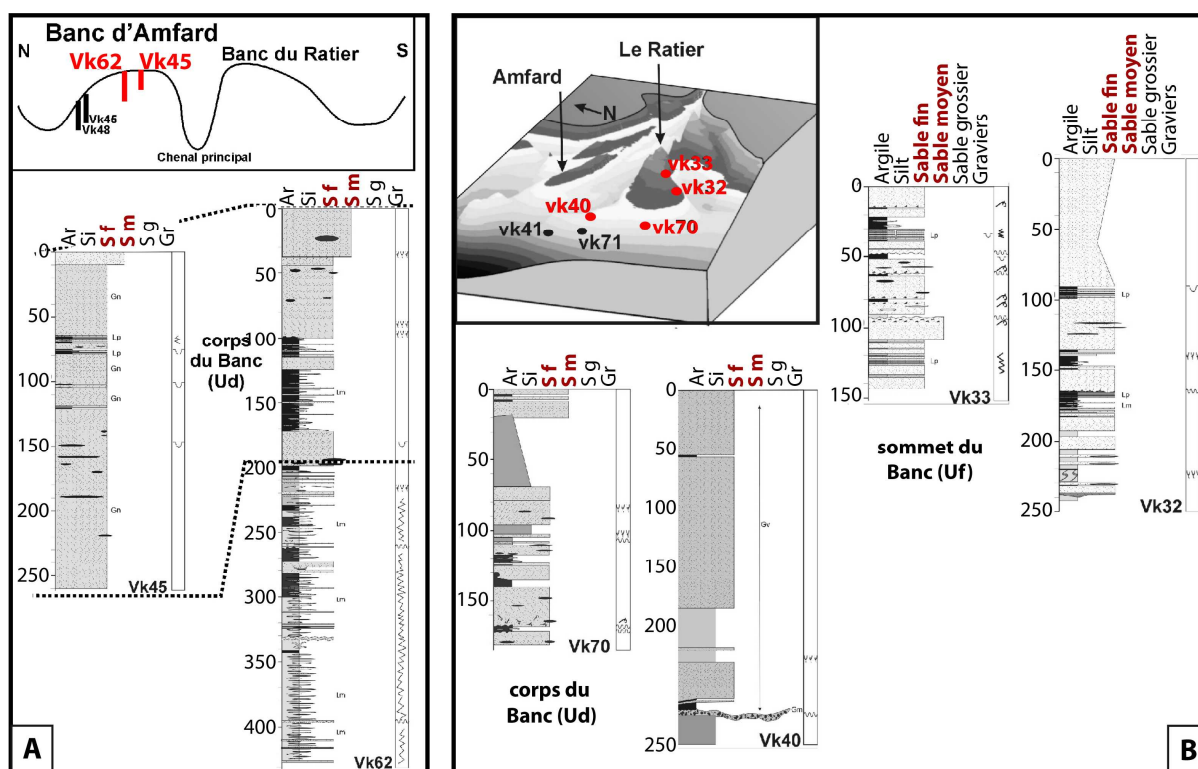


Figure 6.18 - Logs sédimentologiques de carottes prélevées (A) sur le Banc d'Amfard, et (B) sur le Banc du Ratier. Ces carottes montrent un corps composé principalement de sable fin (S. f) (d'après Delsinne, 2005).

Les aménagements anthropiques de l'estuaire de la Seine (construction de la digue basse du Ratier, prolongement de la digue Nord, développement des infrastructures portuaires du Havre), réalisés successivement entre 1950 et 1980 pour régulariser le cours du fleuve, ont eu pour principales conséquences, d'une part, la divergence des chenaux latéraux, et d'autre part, la progression importante des barres sableuses vers la mer, avec un taux moyen de migration de 40 m/an (Delsinne, 2001, 2005). Cette forte migration a été amplifiée par la dernière phase d'aménagement (prolongement de la digue Nord, chenalisation), induisant la sortie du prisme sédimentaire en domaine marin. Faut-il voir dans cette migration, la possibilité actuelle ou future de l'alimentation en sables du littoral à falaise seinomarin par la remobilisation de la surface de ce prisme par les agents hydronymiques marins ? La morphologie de l'extrémité marine des barres, recourbée vers le nord, tend à montrer une reprise par une dérive littorale dirigée dans cette direction, et donc à étayer cette hypothèse. Des études complémentaires seront à mener en la matière.

6.2.3.4. Dépôts de dragage en mer

Il convient également de s'interroger sur le **comportement des zones de clapage en mer des rejets de dragage des Grands Ports Maritimes du Havre et de Rouen** (récemment inclus dans le HAROPA Port) (plusieurs millions de m³ annuels dont près de la moitié sont des sables fins), dont la remobilisation peut être importante au sein de la baie de Seine (Baux *et al.*, 2017 ;

Baux, 2018). Pour notre part, il s'agit de s'interroger sur la remobilisation des sables et notamment la possibilité de franchissement du cap d'Antifer, et leur contribution en fractions sableuses pouvant être retrouvées sur le littoral seinomarin.

Les 3 sites d'immersion des sédiments dragués se situent au large (Figure 6.19) :

- 1) Le site d'Octeville, pour le dragage du Grand Port Maritime du Havre (GPMH).
- 2) Le site du Kannik, pour le Grand Port Maritime de Rouen (GPMR), jusqu'en 2017.
- 3) Le site du Machu, pour le GPMR, depuis 2017.

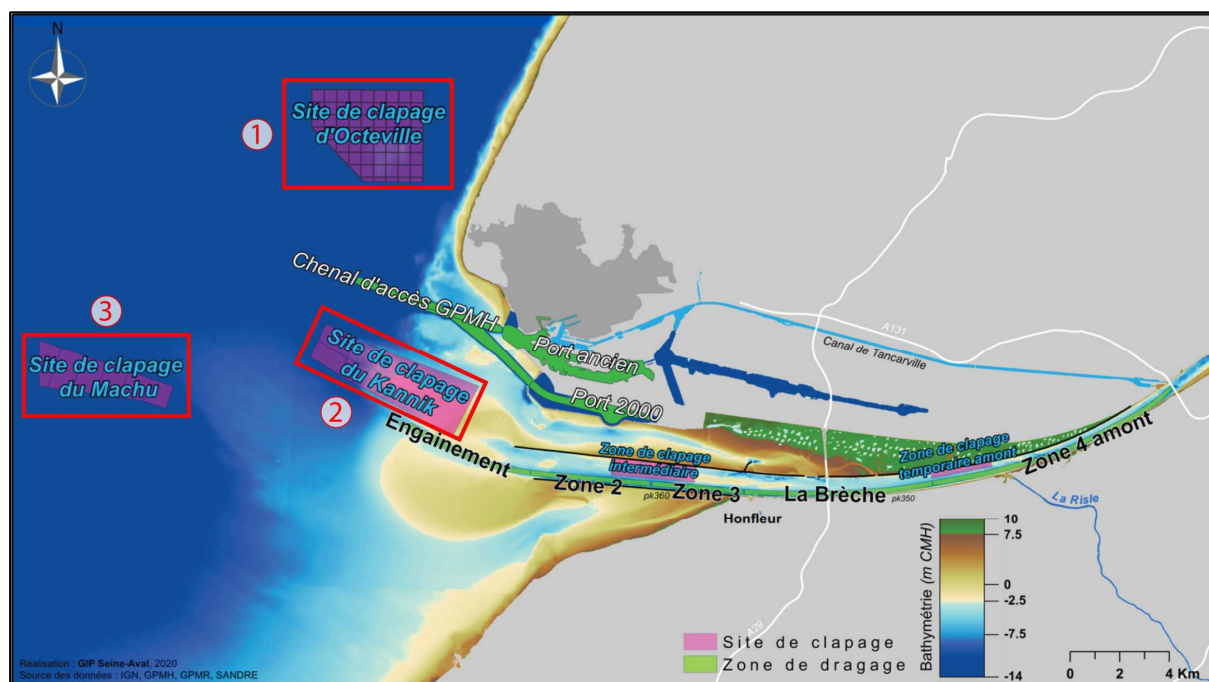


Figure 6.19 - Répartition des zones de clapage en mer en baie de Seine. (1) Site d'Octeville, (2) site du Kannik et (3) site du Machu (d'après Lemoine, 2021).

Les premières politiques d'aménagements et les ouvrages disposés le long de la Seine et à son estuaire ont nécessité l'extraction de près de 50 millions de m³ de sable dans les années 1970 (Chapon, 1964). Depuis la mise en service de Port 2000 en 2006, les volumes moyens dragués dans la zone portuaire puis clapés en mer, sur le site d'Octeville, s'élève annuellement à 1,7 Mt en moyenne, soit entre 2 et 2,5 millions de m³. D'après les mesures réalisées entre 2006 et 2015 (GPMH, 2014, ARTELIA, 2016), ces derniers se composent en moyenne de 88 % de vase (< 63 μm), de 10 % de sables et de 2 % de graviers.

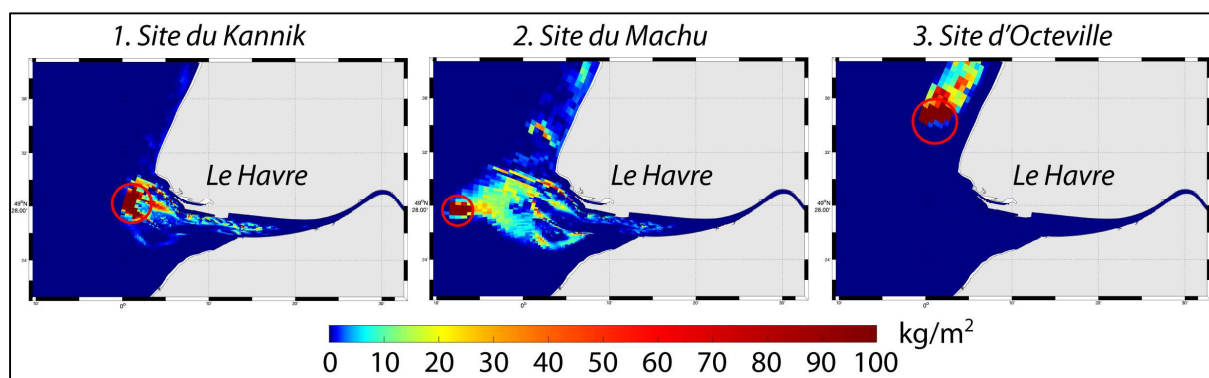
Dans le détail, la composition et le comportement/dispersion de ces stocks sont les suivants (Lemoine, 2021):

- Le site de dépôt du Kannik, zone de clapage du GPMR jusqu'en 2017, présente une couverture sédimentaire dominée par les sables moyens. Pendant la période d'exploitation, le volume de sédiments clapés restant sur le site s'approchait des 60 %, en fonction des conditions hydrodynamiques saisonnières (50 % en hiver contre 75 % en été (Lemoine,

2021)). La granulométrie des sédiments clapés était à dominante vaseuse (66 %), 27 % de sables très fins et 6 % de sables fins.

- Depuis 2017, un nouveau site de clapage est en fonction, à 10 km au large du Kannik, le site du Machu. Les sédiments présents sur le site sont composés principalement de sables fins à moyens, avec une très faible proportion de vase (< 5%) (GPMR, 2015). Le taux de stabilité des sédiments sur place approche les 50 %. Toutefois, les sédiments clapés (dont les sables) sont dispersés massivement, notamment en direction de l'embouchure de l'estuaire, vers les bancs d'Amfard et du Ratier (Figure 6.20).
- Le volume total de sédiment (Baux, 2018) clapé sur le site d'Octeville, lors des travaux d'agrandissement du Grand Port Maritime du Havre (Port 2000) atteint plus de 37 Mm³. Le site d'Octeville, situé à 2 km de la côte au nord-ouest du Havre, mis en fonction depuis 1947, reçoit les matériaux de la construction de port 2000 (sédiments plus grossiers (galet à sable)), et plus récemment de l'entretien du port (sédiments fins (sablo-vaseux-silteux)). Ce site formant un dôme pluri-métrique est composé majoritairement d'un mélange de vase et de sable (Lesourd, 2000 ; Baux, 2018). Les différentes campagnes bathymétriques permettant le suivi régulier du site de clapage par le GPMH a permis d'estimer qu'entre 2001 et 2013, environ 50 % du matériel clapé s'est dispersé en mer. Depuis, le changement de stratégie du GPMH (répartition des dépôts sur 9 casiers et changement de casier d'une campagne à l'autre) a fait chuter le taux de stabilité des sédiments à environ 10 %, dans le but de limiter les élévations trop importantes et favoriser la dispersion (Lemoine, 2021).

Ainsi, seul le site de clapage d'Octeville pourrait contribuer à l'apport sableux ; les sédiments clapés sur les deux autres sites semblent en effet se disperser vers l'estuaire. Les modélisations des directions de dispersion des sables clapés sur les différents sites, réalisées dans le cadre des travaux du GIP Seine-aval et de la thèse de J-P. Lemoine (2021), confirment ces hypothèses (Figure 6.20) ;



Les sédiments sableux clapés sur les sites du Kannik et du Machu (pour le dragage du GPMR) reviennent majoritairement vers l'estuaire. Les sables sur le site du Kannik sont cependant relativement stables. Pour le site d'Octeville, la dispersion est principalement orientée vers le nord-est et vers le large, confirmant les résultats des travaux de Baux (2018) au travers d'une

approche géochimique précédemment présentée. Néanmoins, la très faible présence de sables sur la zone intertidale situés à proximité de la Seine (cf. Chapitre 3), du Havre à Fécamp (principalement grossiers), pose la question des processus hydrodynamiques nécessaires pour leurs transferts à la côte, et expliquer la répartition spatiale évoquée en début de thèse.

Ces **dépôts de dragages** semblent donc, notamment pour le site d'Octeville, **constituer un stock sableux, majoritairement fin**, important (2 à 5 millions de m³, dont environ 200 000 à 500 000 m³ de sables) et fortement mobilisable par les courants dominants. Cependant, ces sables sont-ils en capacité de dépasser le cap d'Antifer et de contribuer aux stocks sableux retrouvés le long du littoral seinomarin ? L'hypothèse déjà évoquée par S. Costa (1997) nous semble crédible car ces sables transportés (vers le nord-est et le large pour Octeville) ne comblent pas massivement le port d'Antifer, suggérant qu'ils le dépassent au large.

De plus, des modélisations effectuées à l'échelle de la Manche par P. Bailly de Bois et P. Cugier (2000) ont montré un transport possible de particules jusqu'à 200 µm par les courants de marée vers le nord-est (Figure 6.21).

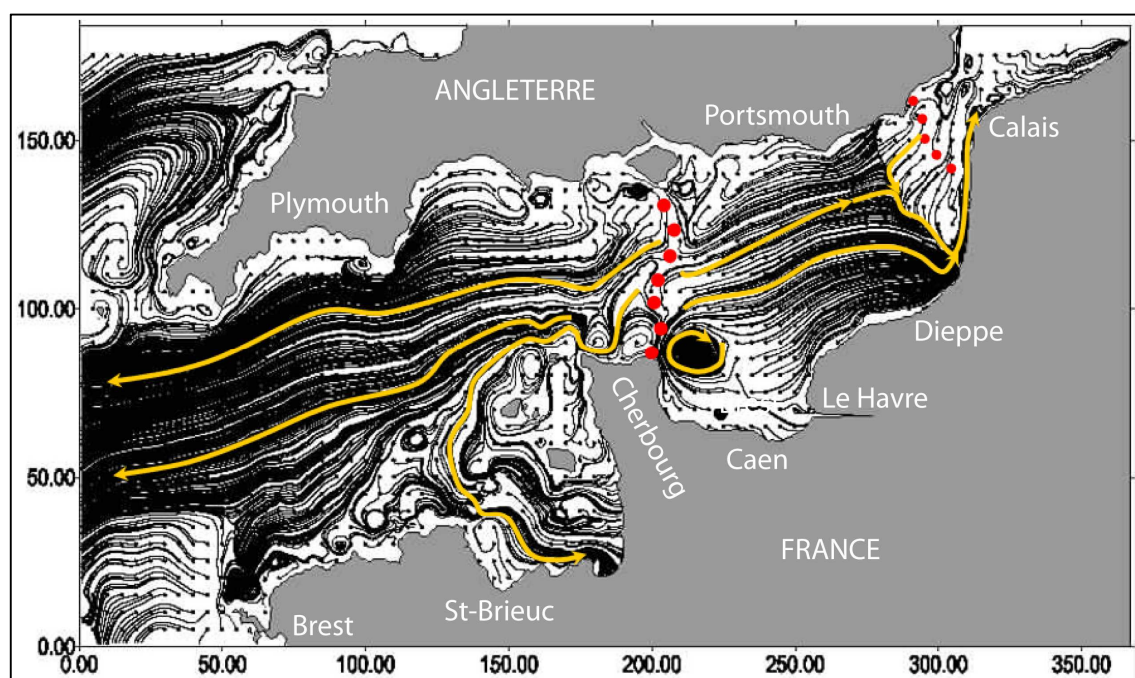


Figure 6.21 - Trajectoires des particules de diamètre 200 µm déplacées par charriage (communication personnel Bailly de Bois, d'après le rapport de Cugier, 2000).

S'agissant du port d'Antifer, et notamment de sa construction au début des années 1970, S. Costa dans sa thèse (1997) intégrait dans l'explication possible des arrivées sableuses subtidales et intertidales, l'extraction in situ, puis le clapage au large d'Etretat (à -20 m CM) de 30 Mm³ de sables aptiens pour la construction du chenal (-30 m) de ce port pétrolier. Cependant, même si ces importants volumes sableux peuvent transiter au large sous l'action des courants de marée de flot dominants, il conviendra de comprendre par quels agents et processus ces derniers peuvent aboutir sur la zone intertidale.

6.2.4. Synthèse des apports sableux continentaux et fluviaux potentiels

Une tentative de synthèse des apports potentiels en sable a été réalisée pour identifier les contributeurs ainsi que leur part respective, expliquant les évolutions historiques intertidales observées (Figure 6.22). Les analyses des **teneurs en sable des falaises** crayeuses mais également des formations superficielles les surplombant (résidus à silex et lœss) ont montré une quantité non négligeable d'**apport possible de fraction sableuse** sur la zone intertidale, **d'environ 11 000 m³/an** dont :

- 419 m³ contenus dans les craies,
- 3416 m³ dans les résidus à silex,
- 7202 m³ dans les formations lœssiques.

Néanmoins, ces sédiments sont majoritairement fins voire très fins et ne peuvent expliquer à eux seuls les quantités de sables fins à moyens arrivées sur la zone intertidale entre 1966 et 2020 (+670 000 m³, voire 1 000 000 de m³ si l'on considère l'ensemble de la zone intertidale).

Les **apports fluviaux** sont très majoritairement composés de MES (< 63 µm). Les principaux fleuves côtiers de Seine-Maritime (hors Seine), en transporteraient environ 34 600 m³/an. Théoriquement, et en prenant en compte l'érosion des bassins versants et les teneurs en sables des sols, ces fleuves côtiers pourraient apporter annuellement à la mer **seulement 200 m³/an de sables**, ce qui est négligeable.

Pour le **fleuve Seine**, plusieurs études ont montré un apport moyen annuel de 450 000 m³ de MES. Toutefois, le fleuve n'apporte que très peu de sédiments sableux supérieurs à 100 µm. La forte anthropisation de la Seine et de son estuaire a toutefois provoqué plusieurs conséquences sur son fonctionnement morpho-sédimentaire :

- L'augmentation du débit de la Seine au jusant, provoquant la migration des grands bancs sableux du Ratier et d'Amfard vers le domaine marin, de l'ordre **de 40 m/an**. Ces bancs sont composés de sables fins à moyens et constituent un stock important de sédiments mobilisables, de l'ordre de **25 000 000 de m³**. A ce jour, les connaissances ne permettent pas de dire si ce stock peut être remobilisé vers le large, d'autant que les travaux de modélisation réalisés par le GIP Seine Aval, indiquent plutôt, dans cette partie de l'estuaire, un transfert global contraire, soit vers l'intérieur.
- L'entretien des chenaux et zone portuaire des deux grands ports du Havre et de Rouen, par des systèmes de dragages continus. Les sédiments dragués sont de nature variée, principalement, vaseux mais les études effectuées sur les 3 principaux sites de clapage ont montré une présence importante de sables fins. Les volumes totaux de sédiments clapés annuellement seraient de l'ordre de **2 à 5 millions de m³**, dont environ **200 000 à 500 000 m³ de sables**. En prenant en compte les quantités très importantes de sédiments sableux dragués pour l'agrandissement et l'approfondissement du port du Havre (Port 2000) et des aménagements de la Seine avant les années 2000, les stocks sableux clapés en baie de Seine avoisineraient 100 millions de m³ depuis les années 1970. Les modélisations ont

toutefois montré une **forte dispersion de ces sables, notamment vers le nord pour le site d’Octeville** (vers le large et le nord-est). Cette dispersion de près de 50 % des 37 Mm³ de sédiments sablo-vaseux-silteux déposés (Baux, 2018) produirait des volumes considérables, même si l’on considérait une proportion très faible de sable. Pour des valeurs de 10 %, ces dépôts dispersés vers le nord-est représenteraient près de 2 millions de m³ de sable.

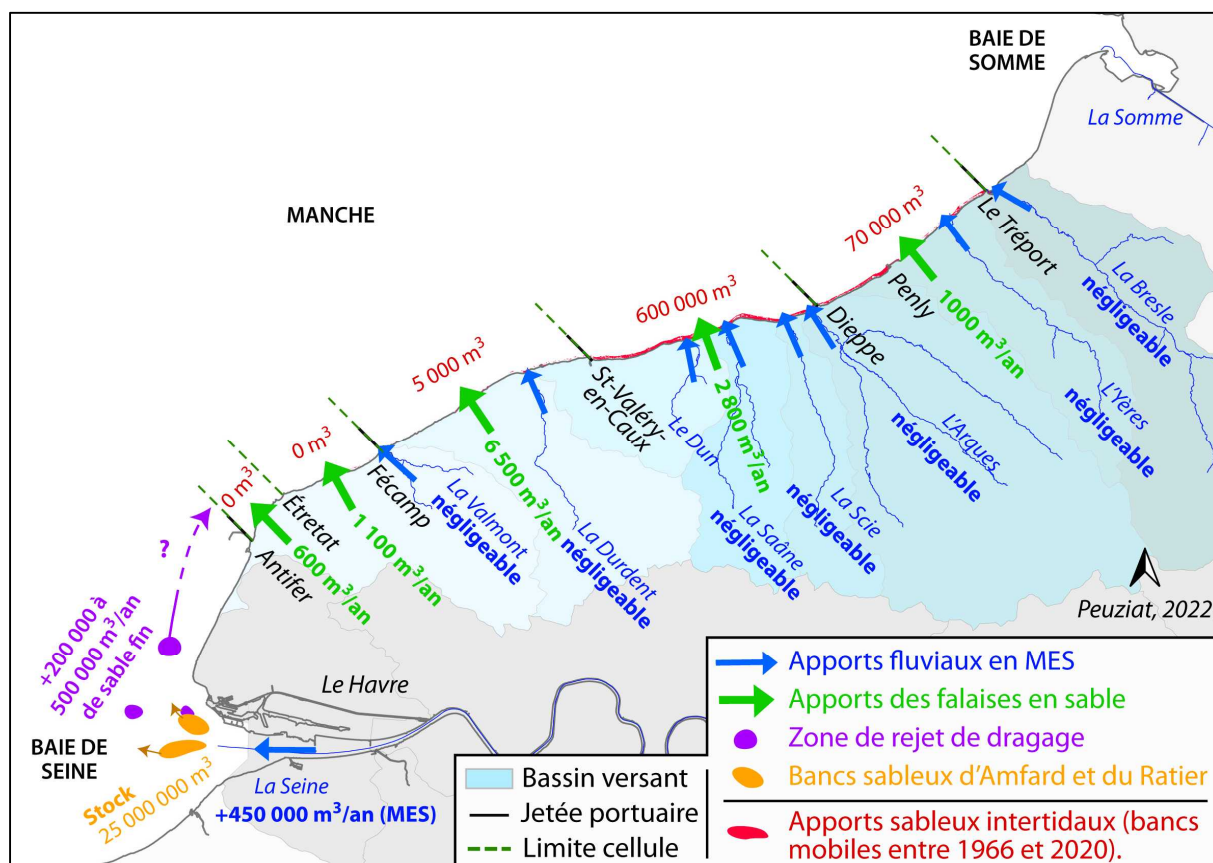


Figure 6.22 - Synthèse des apports continentaux en sable, des falaises (craies + formations superficielles), des rivières (uniquement des MES) et des stocks sableux issus de dragage en baie de Seine.

Finalement, la **production de sable** issue de l'érosion des falaises (craies, résidus à silice, formations lœssiques) semble modeste, et celle des fleuves côtiers (hors Seine) peut être considérée comme **négligeable**. En revanche, **les stocks sableux en baie de Seine** (zone de clapage d'Octeville et migration des grands bancs sableux en domaine marin) constituent une source potentielle, pouvant être transportée au large par les courants tidiaux dominants vers le nord-est. C'est une hypothèse sérieuse (notamment pour la zone de clapage d'Octeville), mais qui reste à confirmer par des travaux d'envergure (suivi morpho-sédimentaire, modélisations, géochimie).

Cependant, il convient désormais de s'interroger sur une dernière source d'apports sableux, à savoir des transferts cross-shore entre les petits fonds et l'estran. En effet, quand bien même l'espace subtidal serait alimenté par des arrivées sableuses issues de l'estuaire de la Seine, les processus menant à des échanges sableux dans le sens petit fond/estran sont à explorer.

6.3. Évolutions spatiales et temporelles des stocks sédimentaires sableux en domaine subtidal et intertidal : le marqueur d'interrelations ?

Cette partie a un double objectif : (1) déterminer la répartition spatiale des ensablements subtidaux et leurs évolutions, notamment dans les petits fonds marins, entre 0 et -15 m de profondeur (CM) à partir des levés cartographiques réalisés par l'Ifremer, (2) comparer ces connaissances à ce que nous avons obtenu sur la zone intertidale. L'objectif est **d'identifier de possibles transferts sableux** entre ces deux domaines souvent considérés comme déconnectés pour les environnements de plateforme rocheuse et de falaises.

6.3.1. Évolution historique des petits fonds aux abords de la Seine-Maritime, entre 0 et -15 m de profondeur (CM)

Des études plus récentes, notamment les levés cartographiques d'Ifremer en 2006 entre Antifer et Ailly, et entre 1988 et 2021 entre Dieppe et Le Tréport, ont permis d'affiner les observations sur la composition des formations superficielles tapissant les petits-fonds marins, et son évolution dans le temps, entre 0 et -15 m de profondeur (CM).

6.3.1.1. *Suivi morpho-sédimentaire autour de la centrale EDF de Penly (Dieppe - Criel-sur-Mer), de 1988 à 2021*

Depuis 1988 et l'implantation de la centrale nucléaire de Penly, située à 10 km au nord-est de Dieppe, les petits fonds marins ont été finement analysés par les équipes d'Ifremer (nous remercions Michel Ropert) et Philippe Clabaut, sur un secteur compris principalement entre le port de Dieppe et Criel-sur-Mer. Quelques levés ont pu être réalisés au-delà, notamment au large de Penly, entre Dieppe et le Cap d'Ailly (1996) et jusqu'au Tréport en 1988 et 2000. La mise en place de la centrale impose des exigences réglementaires fixées par l'Autorité de Sûreté Nucléaire et retranscrites par EDF au cahier des charges de la surveillance écologique et halieutique des CNPE de Bord de Mer (Programme IGA). Ainsi, et depuis 1988, un suivi bio-morpho-sédimentaire quadriennal est réalisé par Ifremer, entre 1988 et 2008 (campagnes PENLY88 (1988), SONPEN (1992), PYCAUX (1996), PYCASO (2000), CAUXSOM (2004), BENCAUX (2008)), puis un suivi sexennal depuis 2008 (MORCAUX (2014) et DITRECAUX (2021 - la mission, prévue en 2020, a été reportée d'un an en raison de la crise sanitaire Covid19. Les données sont en cours d'analyse)). L'ensemble des données consiste en une couverture acoustique complète (sonar à balayage latéral), complétée par une couverture bathymétrique (1988, 2014, 2021) et calibrée par des prélèvements sédimentaires (benne *Hamon* et/ou *Van Veen*), qui ont fait l'objet d'une analyse granulométrique et calcimétrique. Les "images" obtenues par sonar à balayage latéral, appelées "sonogrammes", permettent de distinguer les types de fond par des teintes différentes, et de les délimiter

précisément. Les prélèvements viennent ainsi valider les interprétations. Les données historiques, antérieures à 2014, ont été reconstituées par mes soins à partir des livrables par numérisation et digitalisation dans le cadre du projet "HISTO-CARTO" (2020-2021) mené en partenariat entre EDF (ayant droit), Ifremer, le laboratoire LETG-Caen, nouvellement IDEES-Caen (B. Peuziat et S. Costa), de l'Université de Caen Normandie, et Philippe Clabaut (consultant).

Les formations sédimentaires superficielles tapissant les petits fonds ont ainsi été cartographiées et numérisées sous SIG pour permettre le suivi entre chaque mission océanographique. Les cartes ont été harmonisées en distinguant les formations superficielles (sédiment envasé, sable fin à grossier, substratum rocheux, zone de rejet de dragage, etc.) et les figures sédimentaires (crêtes de dunes de sable, mégarides de courant, rides de houle, etc.). Les cartes de 1988 et 2014 sont représentées sur la Figure 6.23. La régularité des levés depuis 1988 fait de cette zone atelier une zone unique en France car la plus suivie. La qualité des données et de l'interprétation des sondeurs à sédiments et prélèvements par benne, permettent de déterminer les surfaces de chaque formation superficielle. Ce travail de digitalisation et de bancarisation des données depuis 1988 sur la nature des fonds, les figures sédimentaires, la bathymétrie, a permis la mise à disposition et la consultation interactive de toute les cartographies, via le catalogue « Sextant⁸» de l'Ifremer.

La couverture sédimentaire meuble entre Dieppe et Le Tréport comprend deux unités superposées :

- Une unité inférieure composée de **sédiments grossiers** (des sables grossiers aux cailloutis) reposant sur un substratum rocheux.
- Une unité supérieure constituée de **sables fins à moyens**, localement envasés (= teinte claire sur les sonagrammes).

Les sédiments les plus **envasés** (teneurs en silts supérieures à 50 %) sont localisés aux abords de la zone de clapage, au Nord de Dieppe, et surtout dans les petits fonds côtiers.

Le calcul des surfaces de chaque unité sédimentaire a pu être réalisé pour chaque carte, et notamment les surfaces de sables fins à moyens par rapport à la surface totale (Tableau 6.4 et Figure 6.24), afin d'être comparée dans le temps. Plusieurs informations en ressortent. Sur une zone commune de 50 km², la surface composée de sable fin à moyen représente plus de la moitié de la surface totale, recouvrant en moyenne 65 % de la surface totale. Toutefois, ces valeurs évoluent dans le temps :

- En 1988, lors du premier levé, le sable recouvrait 64 % de la zone commune.
- Quatre ans après le premier levé en 1992, les surfaces recouvertes de sable fin à moyen ont augmenté jusqu'à 72 %.
- Les surfaces sableuses n'ont ensuite cessé de croître pour atteindre leur maximum de 75 % en 2000.
- Depuis le levé de 2000, la tendance s'inverse avec un départ prononcé de sable dans le secteur, passant de 37 500 000 m² en 2000 à 17 700 000 m² en 2021.

⁸ <https://sextant.ifremer.fr/Donnees/Catalogue#/metadata/5e105d50-7568-4ecc-b2dd-8e7de1c9782b>

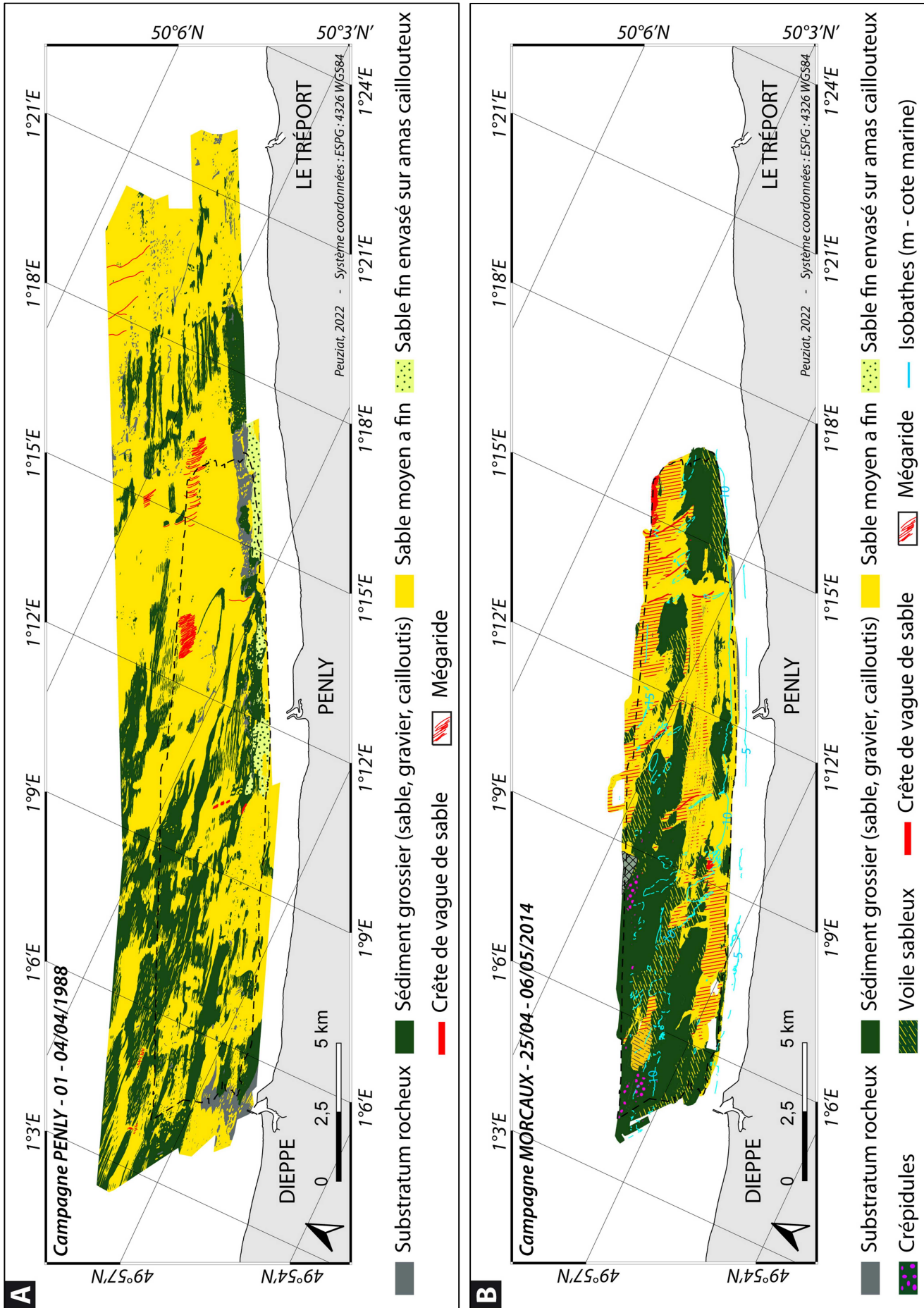


Figure 6.23 – Carte de la répartition des formations superficielles (A) en 1988 (Campagne PENLY 1988) et (B) en 2014 (Campagne MORCAUX 2014).

Par conséquent, l'évolution de la surface de la couverture sableuse en domaine subtidal connaît, à l'image de la zone intertidale, une variabilité temporelle non négligeable et exprime, depuis 2000, une nette tendance à la décroissance.

Tableau 6.4 – Surfaces ensablées (km²) et pourcentage de sable sur la zone commune aux levés, pour chaque mission depuis 1988. La surface commune au levé est de 50 km².

| Date levé Ifremer | Surface sable subtidale (m ²) | Pourcentage de sable sur la zone commune |
|-------------------|---|--|
| 01-04/04/ 1988 | 32 118 000 | 64,2 |
| 04-10/05/ 1992 | 36 392 000 | 72,7 |
| 02-12/07/ 1996 | 36 422 000 | 72,8 |
| 16-20/04/ 2000 | 37 493 000 | 74,9 |
| 27-08/07/ 2004 | 31 245 000 | 62,4 |
| 04-13/05/ 2008 | 29 486 000 | 58,9 |
| 25-06/05/ 2014 | 23 635 000 | 47,2 |
| 28-07/05/ 2021 | 17 701 000 | 35,4 |

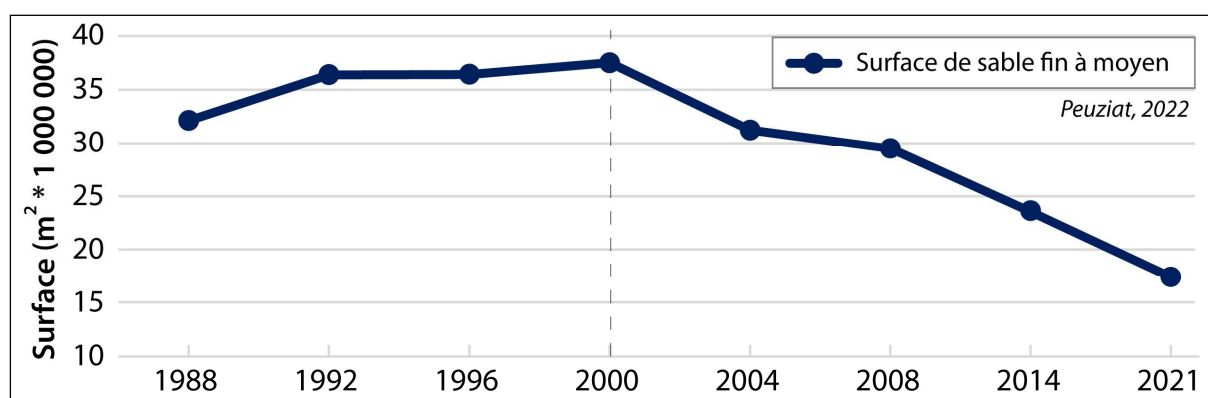


Figure 6.24 – Surface de sable fin à moyen (en km²) calculée sur chaque cartographie, d'après les levés océanographiques Ifremer depuis 1988.

La comparaison des différentiels entre chaque levé, entre 1988 et 2014 (seule la valeur des surfaces ensablées est disponible pour la mission de 2021), montre à nouveau les variabilités temporelles de la couverture sableuse.

Les cartes de comparaison de la couverture sableuse montrent clairement l'apport de sable moyen à fin sur la zone entre 1988 et 2000, puis un départ massif de ce sable entre 2000 et 2014 (Figure 6.25). Ces cartes mettent également en avant la séparation de la zone en deux compartiments, avec un secteur occidental à l'ouest de la centrale de Penly où la fraction sableuse est plus diffuse et où le départ de ce sable est marqué entre 2000 et 2014. Le secteur oriental, à l'est de la centrale, est quant à lui plus stable, avec une couverture sableuse globalement homogène et continue. La partie plus côtière s'ensable néanmoins entre 1988 et 2000 et se désensable jusqu'en 2021.

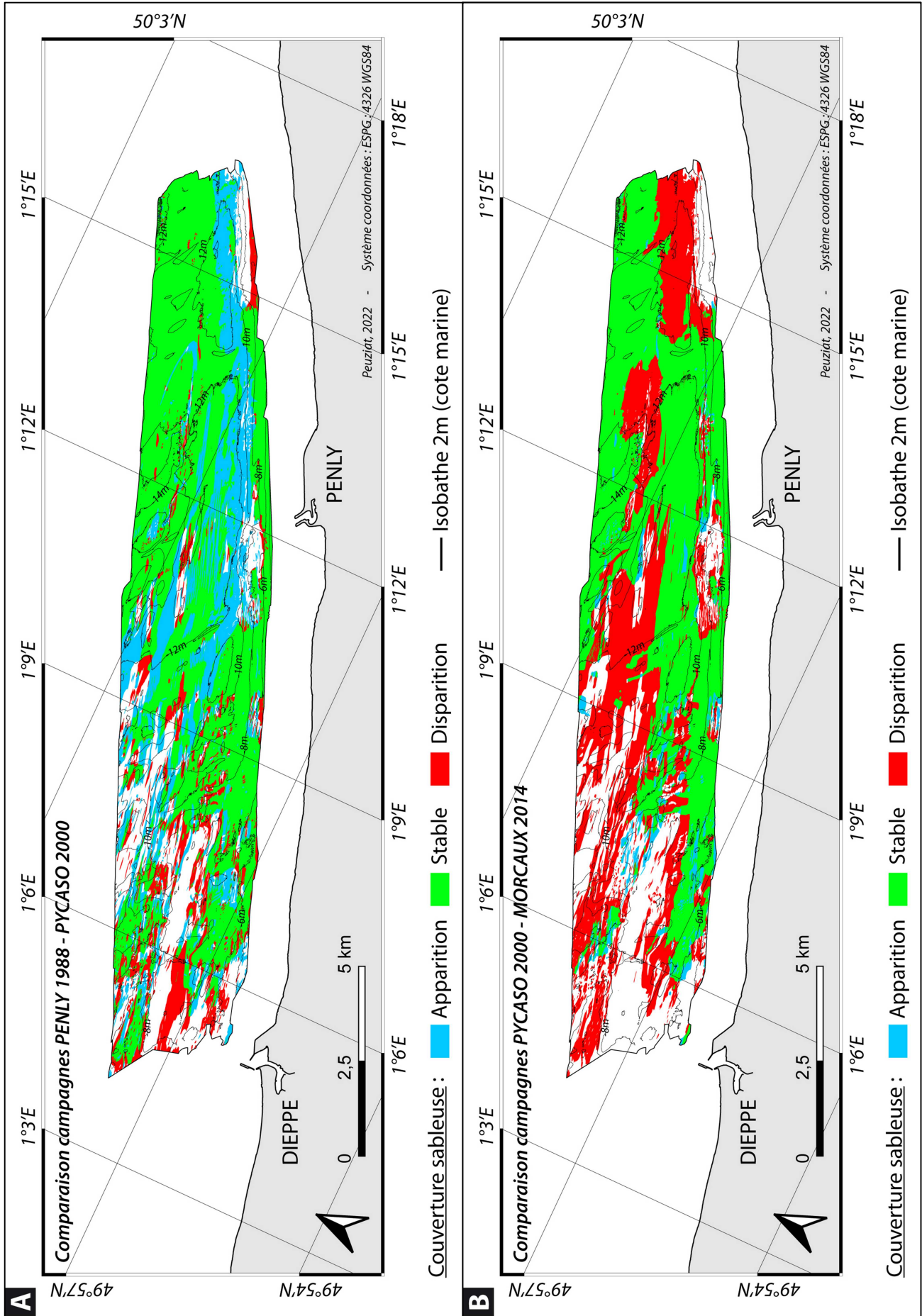


Figure 6.25 - Comparaison de la couverture sableuse pour les campagnes (A) PENLY 1988 et PYCASO 2000 et (B) PYCASO 2000 et MORCAUX 2014.

Le calcul des différentiels de surfaces ensablées d'un levé à l'autre (gain, perte, stabilité), ainsi que des ordres de grandeurs des volumes (sur la base d'une épaisseur moyenne de la couche sableuse de 0,5 m), est exposé sur la Figure 6.26. La **fraction sableuse est mobile et présente une variabilité temporelle importante**, sans tendances notables. La période 1988 – 1992 est marquée par l'apparition d'une grande quantité de sable, de l'ordre de 12 000 000 m² sur l'ensemble de la zone, représentant, en première approximation, un volume de l'ordre de 5 700 000 m³. Entre 1992 et 1996, la dynamique sédimentaire de la zone était à l'équilibre, avec autant de sable apparu dans les petits fonds qu'il n'en est parti. Les surfaces stables ont toutefois augmenté par rapport à la période précédente (+4 000 000 m² soit 2 000 000 m³). Entre 1996 et 2000, les surfaces stables augmentent à nouveau pour atteindre leur maximum sur la période temporelle analysée, comme indiqué précédemment. Ces valeurs maximales sont corrélées aux faibles apports et départs de sables observé entre 1996 et 2000. Après cette période, les surfaces sableuses disparaissent plus qu'elles apparaissent, avec des valeurs moyennes de 8 000 000 m² en 4 ans, soit environ 4 000 000 m³. Un léger apport sableux entre 2004 et 2008 est notable (+ 2 400 000 m² soit 1 200 000 m³).

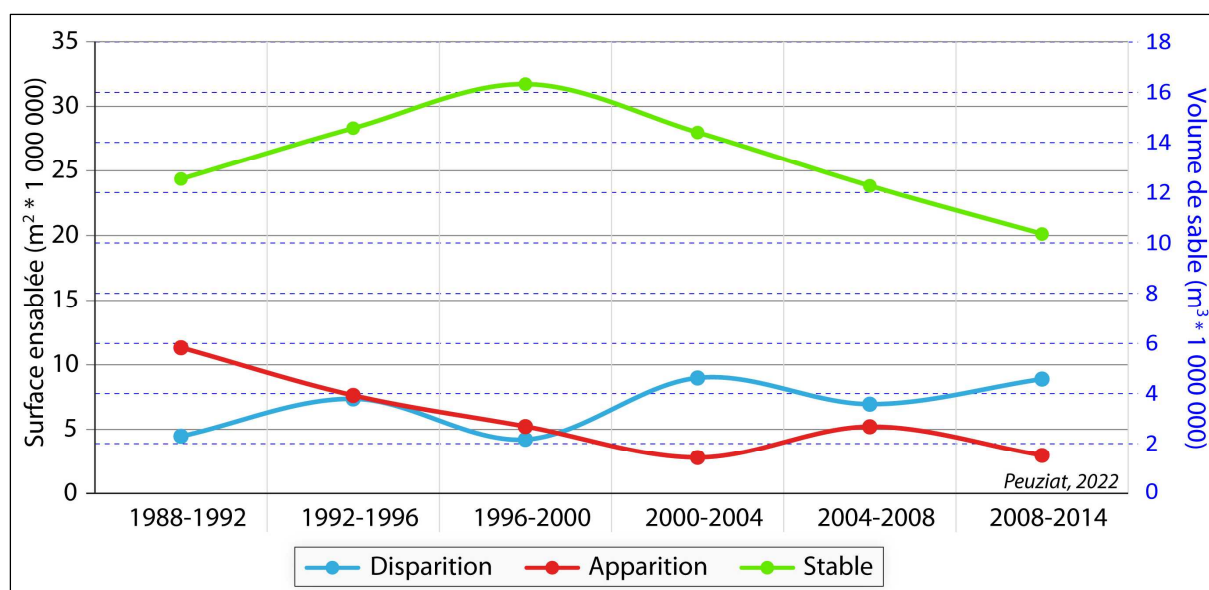


Figure 6.26 – Évolution de la couverture de sable fin à moyen aux abords de Penly, entre chaque levé océanographique depuis 1988.

6.3.1.2. Identification de la nature des fonds et des volumes de sédiment entre le Cap d'Antifer et le Cap d'Ailly

L'ensablement constaté dans le secteur de Penly a incité l'Ifremer à cartographier l'ensemble du littoral, depuis le cap d'Antifer, dans le but d'identifier les caractéristiques et le fonctionnement sédimentaire à l'échelle de la Seine-Maritime. La mission océanographique PLAHANO a couvert en 2006 le secteur entre le Cap d'Antifer et le Cap d'Ailly, soit un linéaire de 70 km de long (Augris

et Clabaut, 2013). Des levés bathymétriques et de sondeur à sédiment ont été réalisés sur une bande de 1,3 km de large, parallèle à la côte, entre les profondeurs de -5 et -20 m (CM). Ces observations sont calibrées par plusieurs prélèvements sédimentaires (benne *Hamon* et/ou *Van Veen*), qui ont fait l'objet d'une analyse granulométrique et calcimétrique. Les cartographies de la nature des fonds mais également de l'épaisseur sédimentaire ont pu être décrites. La carte des formations superficielles (Figure 6.27) permet de confirmer plusieurs constats :

Le substratum rocheux affleure localement entre Veules-les-Roses et Sainte-Marguerite-sur-Mer. Il est surmonté par une faible épaisseur de sédiments grossiers (cailloutis), dominant entre le Cap d'Antifer et Saint-Valéry-en-Caux. Quelques placages de sables fins à moyen s'organisent localement sous la forme de voiles et rubans sableux sur les sédiments plus grossiers, mais reste plutôt proches de la côte, notamment entre Paluel et SVC jusque des fonds de -7 à -8 m (CM). La couverture sableuse devient ensuite continue et dominante après Saint-Valéry-en-Caux jusqu'au Cap d'Ailly, formations suffisamment épaisses pour permettre l'édification de dunes de sables et de mégarides.

- Deux secteurs distincts se dessinent avec :
 - o une **partie occidentale**, entre le Cap d'Antifer et Saint-Valéry-en-Caux, **composée principalement de sédiments grossiers** (cailloutis).
 - o une **partie orientale**, au nord-est de SVC, jusqu'au Cap d'Ailly, **dominée par les formations sableuses** (sables fins à moyens).
- De nombreux **petits pointements rocheux** sont observés induisant la formation de traînées de sédiments grossiers parallèles à la côte et dirigées vers le nord-est, témoins de la direction des courants dominants. Le **stock de sédiments sableux semble plus important vers la côte que vers le large**.
- Les **figures sédimentaires** sont marquées principalement dans les sables fins à moyens, avec des champs de mégarides de courant couvrant une surface de 34 500 000 m². Les figures plus importantes, de type « dunes de sable » sont moins représentées, avec une amplitude entre 1 m et 1,5 m. Ces amplitudes traduisent également des épaisseurs de matériel sédimentaire moins importantes.

Nous distinguons donc principalement deux types de figure sédimentaire transversale (Figure 6.28) sur la zone étudiée :

- - Les **mégarides** de houle ont une hauteur décimétrique et une faible longueur d'onde. Elles sont principalement formées dans les sédiments grossiers et ne permettent donc pas d'obtenir les informations sur le stock de sédiments fins à moyens, classe de sable nous intéressant ici car observée sur l'estran. Ces rides indiquent toutefois les paramètres d'action de la houle sur les fonds (profondeur, orientation).

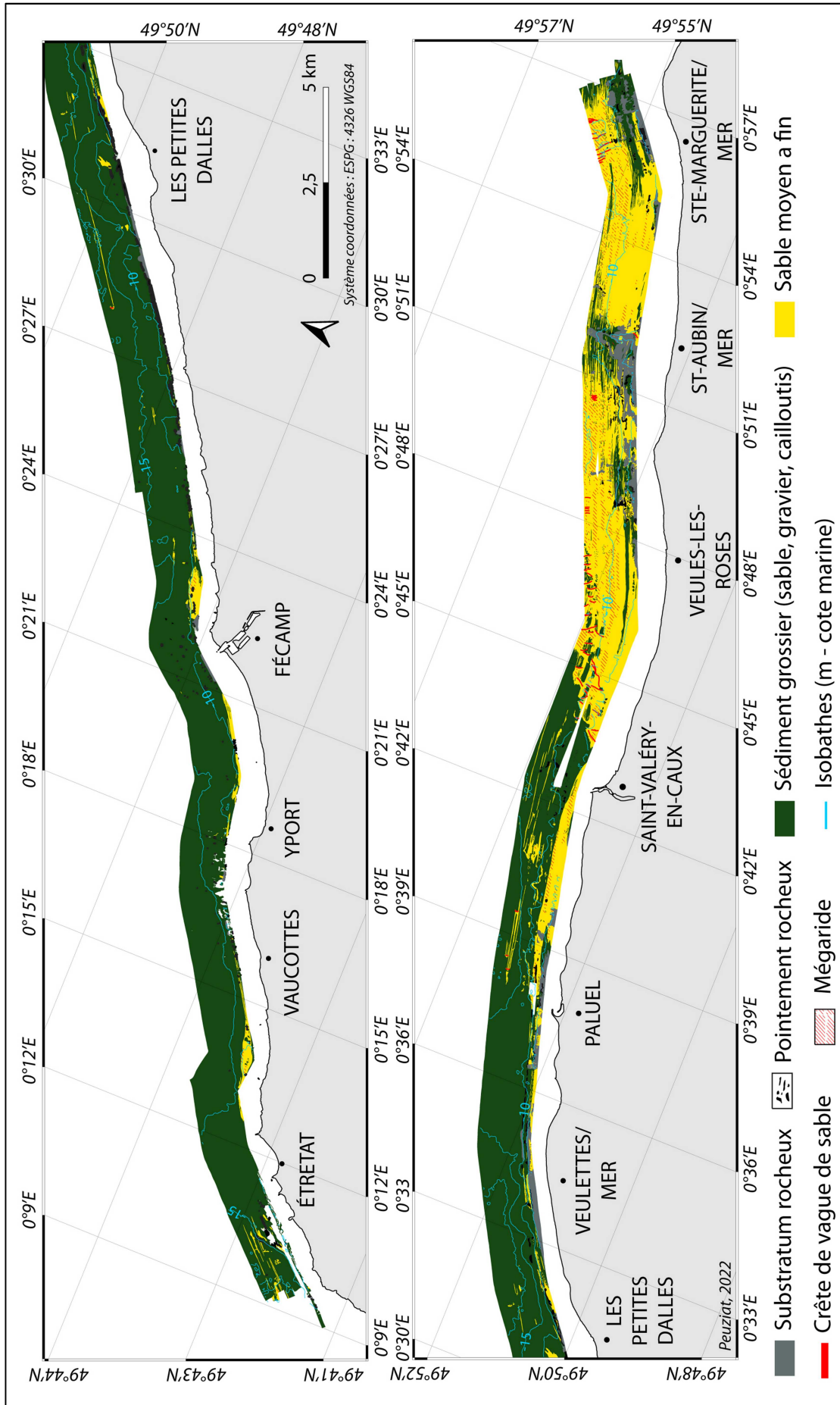


Figure 6.27 - Carte des formations superficielles entre le Cap d'Antifer et le Cap d'Ailly, d'après les levés de la campagne Ifremer PLAGHANO 2006.

- Les **dunes hydrauliques moyennes à larges** (Ashley, 1990) ont des hauteurs et des longueurs d'ondes plurimétriques migrant dans la direction du courant résiduel dirigé vers l'est, comme l'indique leur asymétrie (Figure 6.29).

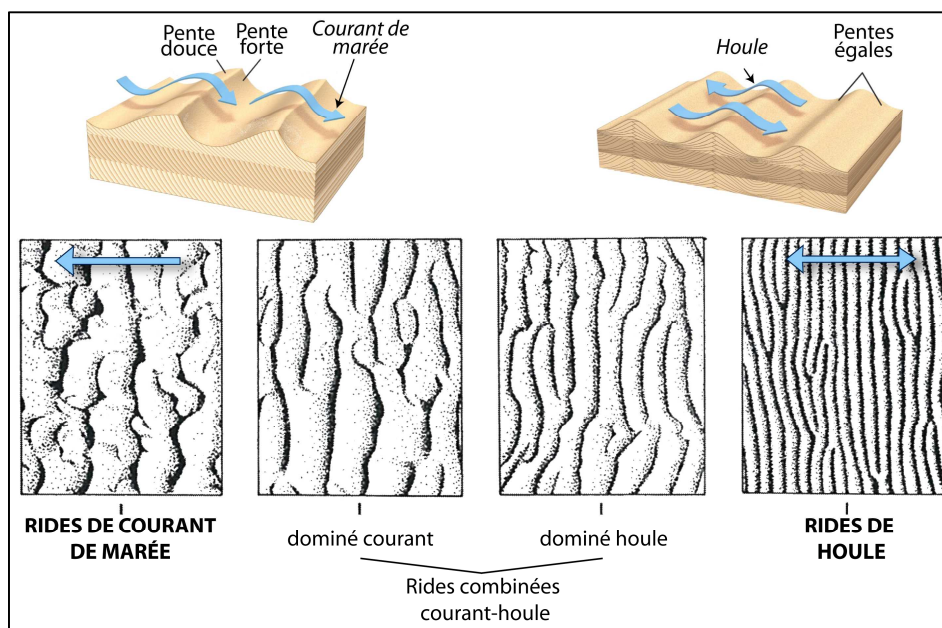


Figure 6.28 - Types de rides, de courant, de houle, et combinées (d'après Harms *et al.*, 1982).

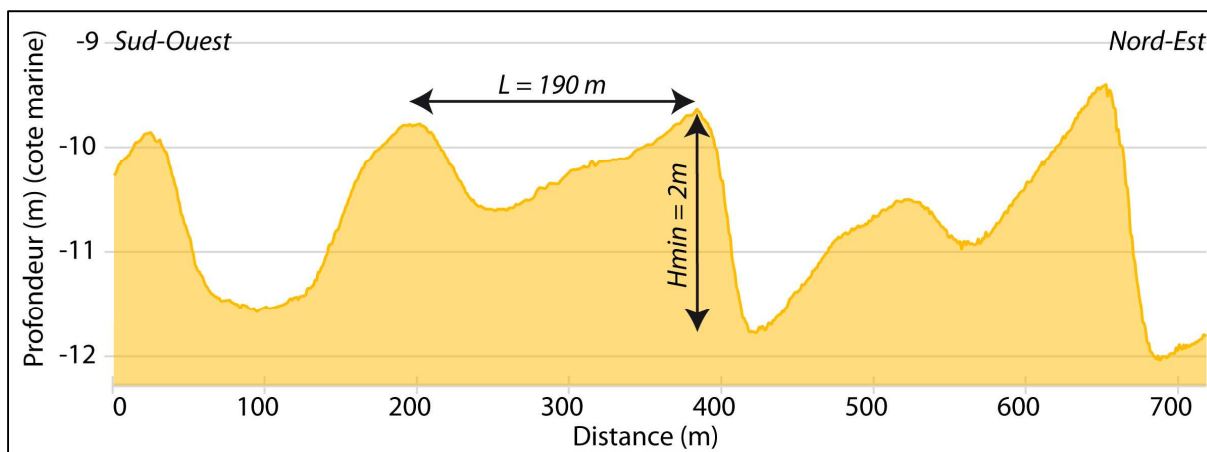


Figure 6.29 - Exemple de dunes de sable observées au nord-est de la zone subtidale étudiée. Les longueurs d'onde sont supérieures à 100 m, avec des flancs est plus abrupt que les flancs ouest.

La carte des épaisseurs sédimentaires, accompagnée de la carte des formations superficielles, permet une estimation des stocks sableux mobilisables par les houles sur ce secteur (Figure 6.30).

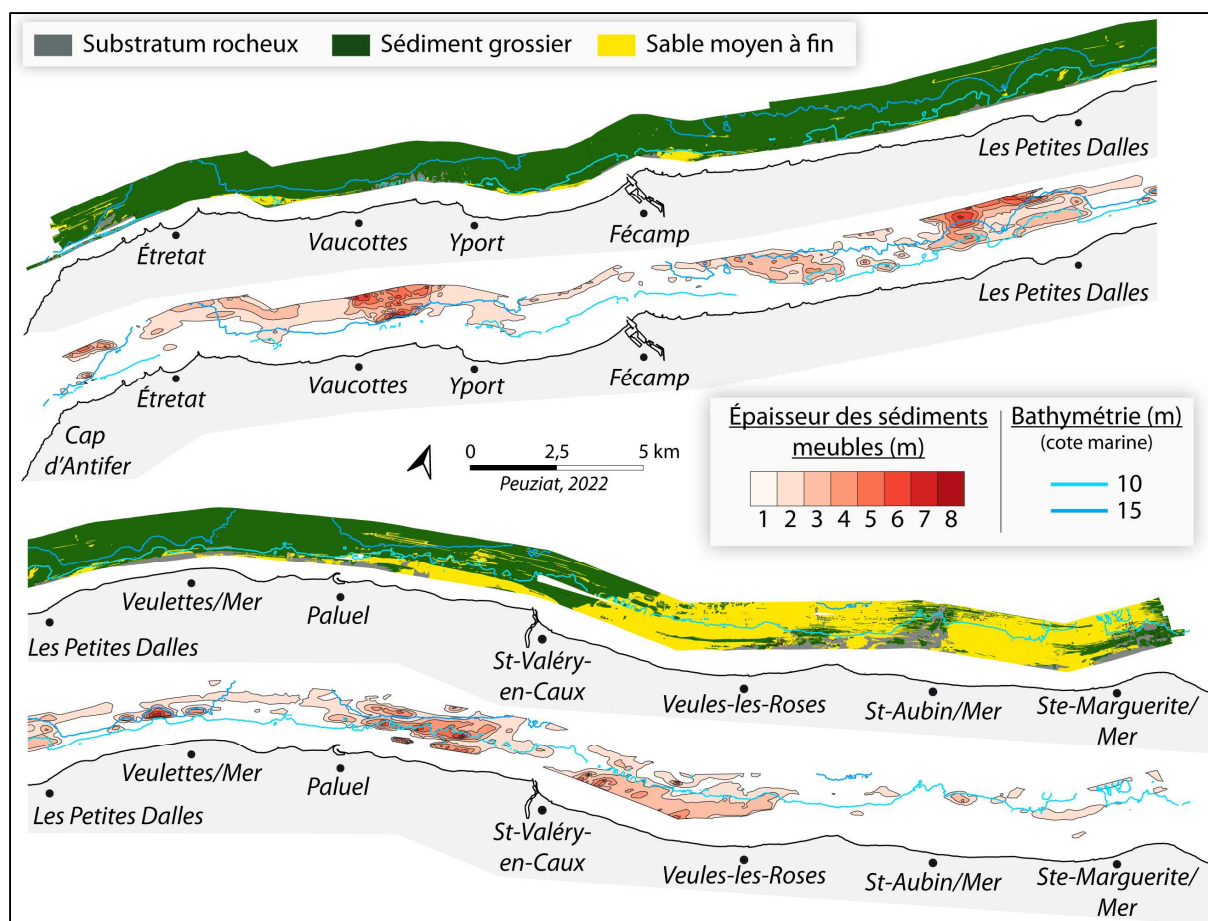


Figure 6.30 - Nature des formations superficielles et épaisseur des sédiments meubles entre le Cap d'Antifer et le Cap d'Ailly en 2006, d'après les levés de sismique-réflexion de la campagne PLAHANO de 2006 de l'Ifremer (Augris et Clabaut, 2013).

L'ordre de grandeur des volumes de sédiments grossiers entre le Cap d'Antifer et SVC est estimé à $69\,000\,000\text{ m}^3$ (sur une surface d'environ $55\,000\,000\text{ m}^2$). Les volumes de sables fins à moyens seraient au minimum de l'ordre de $16\,000\,000\text{ m}^3$ entre SVC et le Cap d'Ailly (sur une surface d'environ $25\,000\,000\text{ m}^2$). La couverture sédimentaire globale reste toutefois assez mince, majoritairement moins de 2 m.

6.3.2. Analyse de l'épaisseur des formations superficielles par les figures sédimentaires modelées dans les sédiments sableux

Malgré l'absence de cartographie de l'épaisseur de la couverture sédimentaire sur le secteur « Dieppe - Criel-sur-Mer », quelques profils de sismique-réflexion, acquis en 1996, ont permis de fournir quelques éléments de quantification des épaisseurs de sédiments sur la zone subtidale. Leurs analyses (Augris *et al.*, 2004) dévoilent une épaisseur assez faible (majoritairement $<1\text{ m}$) dans le compartiment occidental, et une épaisseur plus importante à l'est, dépassant parfois les 3 m (Figure 6.31). Toutefois, au regard des surfaces de sables fins à moyens observées notamment en 1988,

entre Dieppe et le Tréport, avec une épaisseur moyenne de 0,5 m (Figure 6.31 - Augris *et al.*, 2004), nous avons calculé que les volumes de sables pourraient représenter 42 000 000 m³.

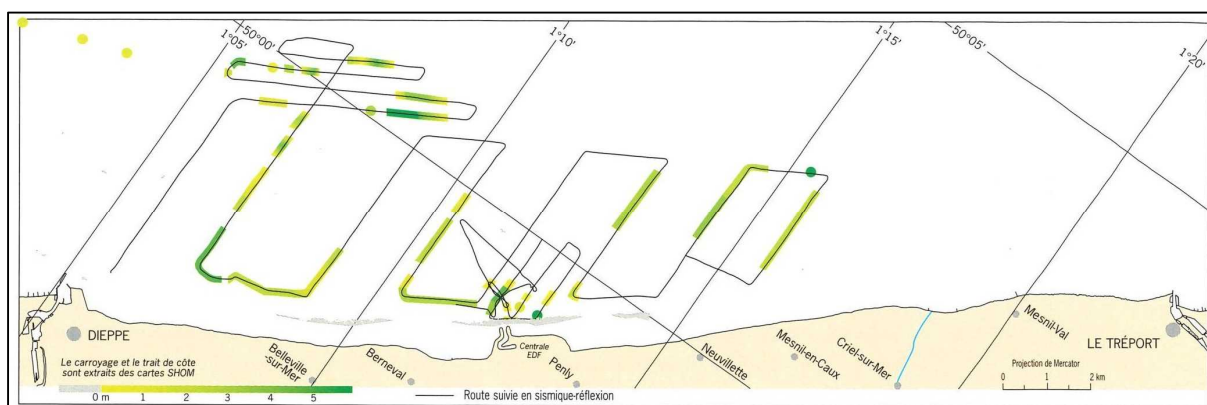


Figure 6.31 – Mesures ponctuelles de l'épaisseur de la couverture sédimentaire, d'après les levés de sismique-réflexion de 1996 (campagne Ifremer) (Augris *et al.*, 2004).

Lors des différentes campagnes, des levés sonar, et pour 2014 et 2021 des levés bathymétriques, ont permis de déterminer, d'une part, les formations superficielles, et d'autre part, les figures sédimentaires modelées dans ces dernières, par les houles et les courants. Un bon nombre des résultats incluant les données de 2021 nous ont été fournies par l'Ifremer et notamment par Philippe Clabaut. L'analyse de ces modèles sédimentaires permettent d'obtenir des informations d'une part sur l'épaisseur de sédiments mobilisables par les houles et courants mais également sur les dynamiques de ces stocks. En effet, le déplacement de leur crête des dunes, d'un levé à un autre, apporte des informations sur l'épaisseur de sable mobilisable. La comparaison des 2 MNT bathymétriques, réalisés en 2014 et 2021, témoigne d'une relative stabilité des crêtes entre -10 et -15 m (CM) (Figure 6.32). La migration des dunes est modérée, avec des vitesses de l'ordre de l'ordre de 2,5 à 3 m/an, et de direction nord-est, en conformité avec la direction du courant résiduel. La migration de ces figures sédimentaires, bien que modérée, témoigne tout de même que le secteur étudié, aux alentours de Penly, est une zone de transit des sédiments sableux. Malgré les imprécisions possibles liées à l'interpolation des mesures lors des deux missions, et à l'incertitude de mesure de chaque levé (inférieure au décimètre), les observations montrent qu'il n'y a pas d'évolution bathymétrique significative sur une période de 7 ans.

Les volumes de sable pouvant être mobilisable par les houles ont été estimés à partir du MNT de 2021. Le profil exposé sur la Figure 6.32, extrait du MNT bathymétrique de 2021, a permis d'estimer les hauteurs moyennes des dunes ($H_{moy} = 1,4$ m), sur une distance de 700 m. Elles s'étendent sur une surface de 500 m de **largeur minimale**. Ainsi, les **volumes minimaux de sédiments sableux mobilisés seraient de l'ordre de 490 000 m³**. Ces volumes représentent des ordres de grandeur non négligeables en termes de **stock de sédiments pouvant être ramenés à la côte**.

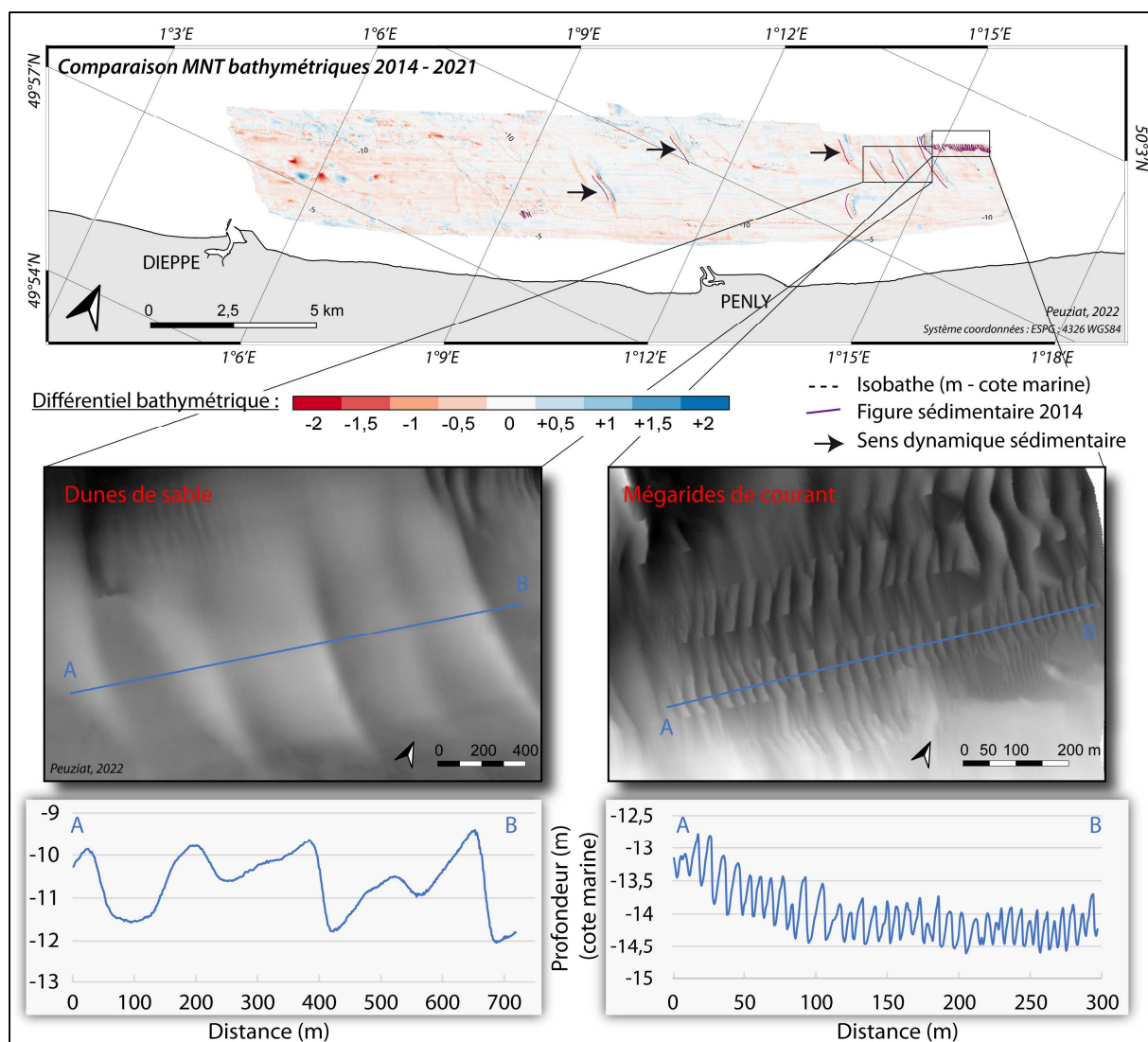


Figure 6.32 – Comparaison des MNT bathymétriques réalisés à partir des levés de 2014 et de 2021. Ce différentiel permet d’observer une progression des grandes figures sédimentaires (grandes dunes hydrauliques de sable) vers l’Est. Deux exemples tirés du MNT bathymétrique de 2021 (vus en plan et profil) montrent, d’une part, les dunes de sable à grande longueur d’onde, pluri-hectométrique (profil de gauche), et d’autre part, le champ de mégarides de courant, plus petites et à longueur d’onde plurimétrique (profil de droite).

6.3.3. Des évolutions surfaciques sableuses intertidales et subtidales analogues

L’analyse des levés morpho-sédimentaires des petits fonds, réalisés par l’Ifremer depuis 1988, offre un jeu de donnée unique en France, qui permet de suivre les tendances évolutives des fonds sédimentaires marins sur une surface commune de 50 km².

Les évolutions observées en domaine subtidal présentent de fortes analogies avec nos observations historiques sur la zone intertidale (cf. Chapitres 3 & 4) :

- A l’image des étendues sableuses de la zone intertidale, les surfaces sableuses subtidales, principalement de sable moyen à fin, ont dans un premier temps connu une augmentation

importante en sable. Depuis les années 2000, cette tendance évolue vers un départ assez constant de ce sable, notamment au profit de sédiments plus grossiers. Ces dynamiques d'ensablement suivi d'une période de stabilisation et de perte de sable coïncident avec les observations effectuées sur la zone intertidale entre Dieppe et Le Tréport (Figure 6.33).

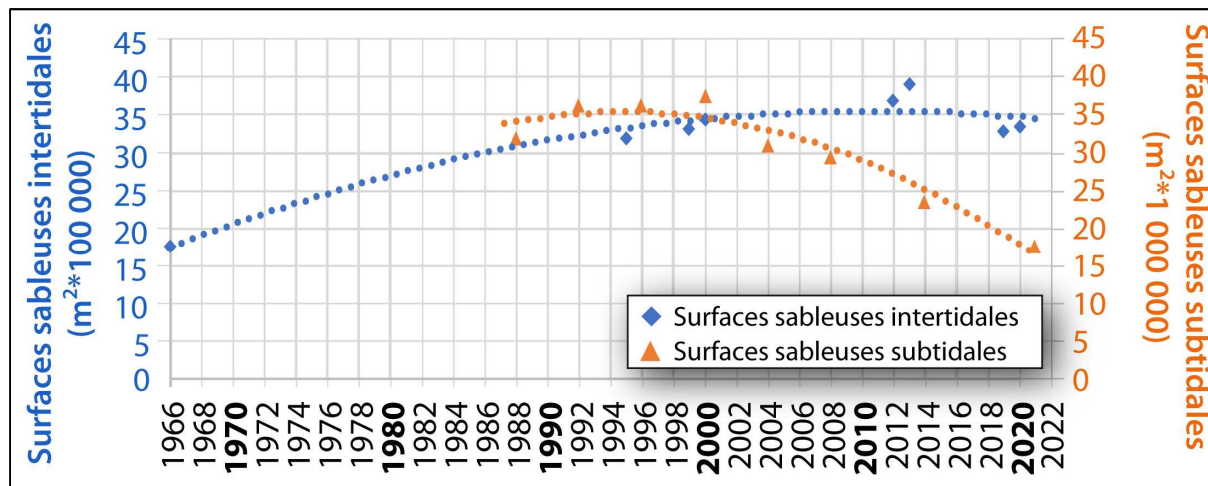


Figure 6.33 - Évolution des surfaces sableuses intertidales (en bleu) et subtidales (en orange) depuis 1966. Les courbes de tendance polynomiales sont indiquées.

- La campagne de 2006 entre le Cap d'Antifer et le Cap d'Ailly a permis de montrer des répartitions sableuses similaires, entre d'une part, la présence de sédiments grossiers dans les petits fonds entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux, puis ces derniers recouverts de sables fins à moyens jusqu'au Cap d'Ailly. Sur la zone intertidale, nous retrouvons le même schéma à savoir un platier rocheux dépourvu de sables entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux, et l'apparition de fraction sableuse de granulométrie fine à moyenne, au nord-est de Saint-Valéry-en-Caux (Figure 6.34).

De plus, les stocks de sable en domaine subtidal (petits fonds) ont une **granulométrie similaire aux échantillons analysés sur la zone intertidale**.

Ces évolutions spatiales et temporelles similaires entre les domaines subtidaux et intertidaux suggèrent l'hypothèse d'échanges sableux petits-fonds/estran qu'il convient désormais d'étudier.

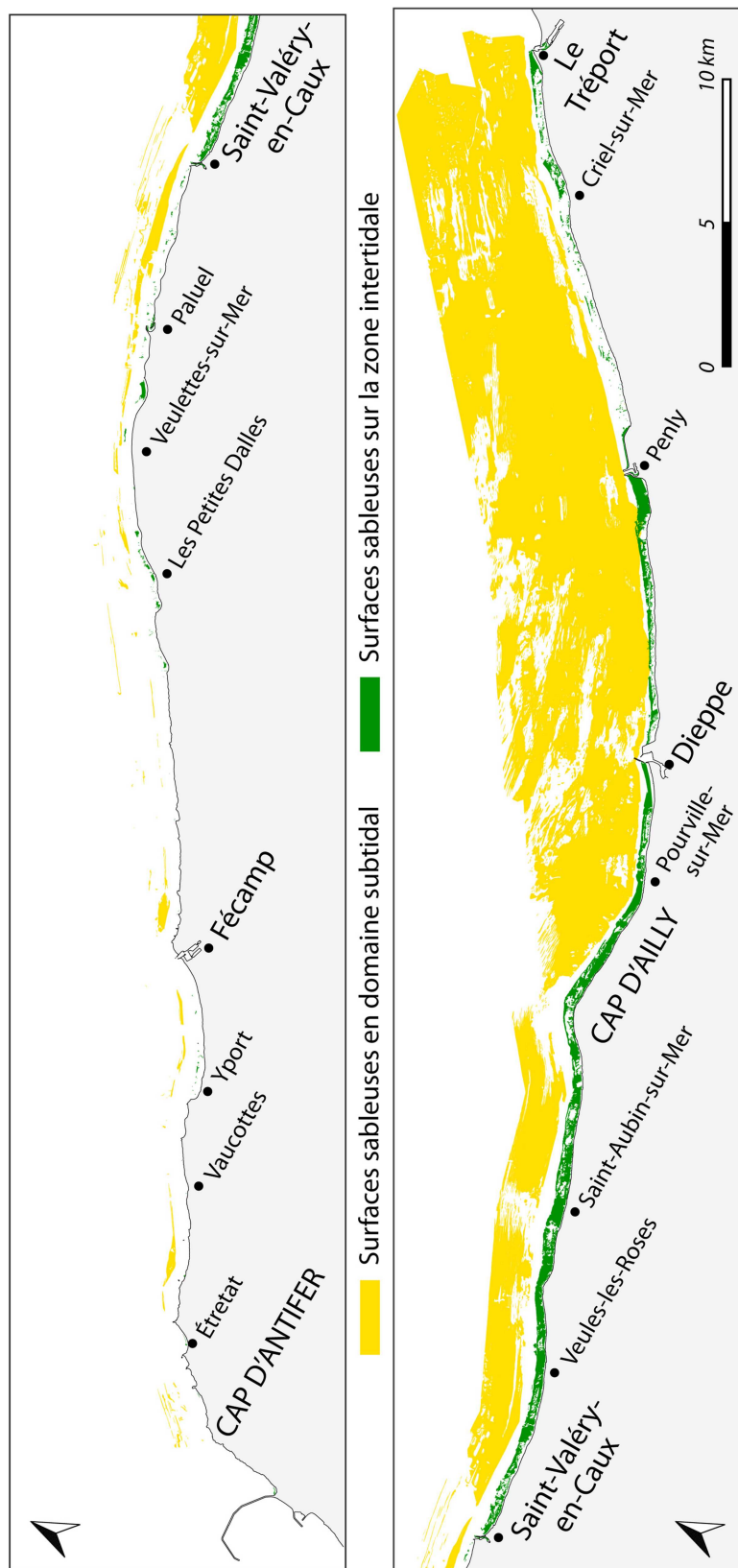


Figure 6.34 – Répartition des surfaces sableuses en domaine subtidal (jaune) et intertidal (vert). Les données en domaine subtidal proviennent de la combinaison de différents campagnes Ifremer (1996, 2000, 2006 et 2014), et les données sur la zone intertidale proviennent de la digitalisation des orthophotographies de 2013 (cf. Chapitre 3).

Conclusion du Chapitre 6

Ce chapitre avait pour vocation d'explorer les **origines** et les **sources potentielles** des sables intertidaux. Des études **géochimiques** sur les sables intertidaux échantillonnés le long du littoral de Seine-Maritime ont été, dans un premier temps, réalisées. L'analyse des différentes fractions granulométriques met en évidence plusieurs tendances : les **particules d'origine terrigène** (quartz par exemple) peuvent provenir du **domaine marin** dans une zone littorale, car apportées par le transit cross-shore ; à l'inverse, les **particules biogènes** (craie par exemple) peuvent provenir du **domaine continental** (ici les falaises). L'analyse des deux modes granulométriques (160-200 μm et 315-400 μm), fractions représentatives de nos échantillons, ont montré, pour la fraction plus grossière, que les carbonates sont essentiellement coquilliers, tandis que pour la fraction plus fine, ces derniers sont dominés par les fragments de craie.

Une deuxième partie a été consacrée aux **apports continentaux** potentiels. Les analyses de la **composition** des falaises (craie et formations superficielles sommitales, composées de résidus à silex et de lœss), décrite dans la bibliographie mais également obtenue en laboratoire pour les craies, montrent un apport annuel **non négligeable** de sable (11 000 m^3), et provenant principalement contenues des lœss surplombant les falaises crayeuses. En dépit de ce volume significatif, les **apports continentaux** ne peuvent expliquer l'ensablement massif de la zone intertidale (+670 000 m^3) depuis 1966.

Les **fleuves côtiers** de Seine-Maritime peuvent également constituer une source potentielle en sable. Les analyses bibliographiques ont rapporté que les petits fleuves côtiers ne transportent que très peu de sédiments, et ces derniers sont majoritairement **vaseux** (MES). Il apparaît donc que les **apports sableux fluviaux sont négligeables** sur le littoral de Seine-Maritime.

Les nombreux aménagements du lit de la Seine depuis la fin du XIX^{ème} siècle (chenalisation, agrandissement des digues, etc.) ont néanmoins modifié les conditions hydrodynamiques et morphologiques de la Seine et de sa baie. En effet, les **deux grands bancs sableux de l'embouchure** (bancs du Ratier et d'Amfard), progressent depuis plusieurs décennies **vers le domaine marin** et pourraient ainsi être repris par la dérive littorale d'estran, vers le nord-est, et alimenter les stocks sableux des petits-fonds au droit du littoral. Les produits de ces aménagements mais également de leur entretien, et notamment l'entretien des ports du Havre et de Rouen, sont clapés en mer et représentent des quantités très importantes, majoritairement de sédiments vaseux, mais également une quantité non négligeable de sables fins à moyens (10 %). Ces stocks de plusieurs centaines de milliers de m^3 (entre 200 000 et 500 000 m^3 de sables clapés annuellement), notamment sur le site d'Octeville, et leur remobilisation par les processus hydrodynamiques vers le nord-est, dépassant par le large le port d'Antifer, semblent être un contributeur en sable potentiel très important.

Ces **apports fluviaux** dans le système, notamment vers le large, repris par les courants de marée sud-ouest – nord-est dominants, semblent évidents. En revanche, reste en suspens la question de

la répartition spatiale des sables intertidaux seinomarins, déterminés en début de thèse, son évolution temporelle, ainsi que les facteurs et processus expliquant les relations petits fonds/estran.

En effet, les **apports subtidaux** issus des **petits fonds marins** (0 à -15 m CM) restent une hypothèse très sérieuse, et de nombreux arguments plaident en faveur de ces échanges. Parmi les arguments, de nombreux sont d'ordre géomorphologique. Nous pouvons citer (1) une **similitude entre la répartition spatiale** des surfaces ensablées, entre les petits fonds et la zone intertidale (présence de sable dans les domaines subtidaux et intertidaux, au nord-est de Saint-Valéry-en-Caux), (2) une **évolution synchrone** des surfaces ensablées entre les deux domaines (accroissement fort jusqu'au début des années 2000, puis un ralentissement, voire une réduction forte des surfaces ensablées), (3) des ouvrages perpendiculaires au trait de côte (jetées portuaires de Dieppe, du Tréport, jetée de la centrale EDF de Penly), subissant de **récents et importants ensablements**, mais semblant partiellement se tarir depuis une décennie, (4) des **formes sableuses subtidales** ayant un angle d'incidence avec le rivage (autour de Penly), indiquant des transports vers le rivage, alors que les courants, notamment de marée, sont parallèles à ce dernier.

Il s'agit donc désormais de tenter de déterminer les facteurs responsables de cette répartition spatiale des surfaces ensablées intertidales, mais également les processus permettant ces déplacements cross-shores, mieux connus pour les côtes d'accumulation.

CHAPITRE 7

Définition d'apports sableux subtidaux vers l'estran

7.1. Cartographie du début d'entraînement des stocks sableux mobilisables par les houles

7.2. Apports des outils de modélisation numérique dans la compréhension de l'action des houles sur les échanges sableux petits fonds – estran

7.2.1. La suite logiciel TELEMAC : Première cartographie de mise en mouvement des sables

7.2.2. Modélisation XBeach : évolution 1D des fonds sur les 4 profils transversaux

7.3. Observations *in-situ* des échanges sableux petits fonds-estran

Introduction du Chapitre 7

Dans le chapitre précédent, nos analyses mettent en évidence que des quantités très importantes de sables sont stockées dans le domaine subtidal de la zone d'étude. Dans ce chapitre 7, nous proposons d'étudier les conditions de transport de ces sables subtidaux, et en particulier les possibilités d'échanges avec le domaine d'estran.

L'ensablement important du platier rocheux de Penly entre 1981 et 1993 (+300 000 m³ de sable d'après Costa (1997)) a suggéré que le transit des petits placages sableux vers le nord-est, ne pouvait à lui seul expliquer cet ensablement massif. Au regard des conditions d'agitation marine locales connues, et des formules semi-empiriques de début d'entraînement des sables, Costa (1997) a pu déterminer pour le secteur « Dieppe-Le Tréport », que seule la succession des tempêtes de l'hiver 1989/1990, générant des houles de période de retour décennal et ayant agi à basse mer de vive-eau, avait été susceptible d'apporter du sable depuis les petits fonds (-10 à -13 m CM) vers la côte, et donc expliquer cet ensablement soudain de 1992. Cette hypothèse d'échange sableux petits-fonds estran a été proposée par d'autres travaux sur les transports sédimentaires sous l'action des houles (Augris *et al.*, 2004 ; Costa *et al.*, 2005a, 2008 ; Augris et Clabaut, 2013).

Toutefois, ces hypothèses restent à confirmer. Pour ce faire, nous proposons d'utiliser à nouveau **une formule semi-empirique**, mais cette fois-ci sur l'ensemble du littoral seinomarin afin de **définir la limite dite de fermeture de la houle**, et ce pour différentes hauteurs de houles et niveaux de marée. En fonction de la localisation connue des **stocks de sédiments sableux disponibles et mobilisables**, il s'agira ensuite de proposer les premières cartographies de **début d'entraînement des sables** selon quelques situations de houle (houle significative de période de retour annuel et décennal) et pour des hauteurs de marée (pleine et basse mer) d'une marée de vive eau (coef. 90).

Enfin, dans le cadre du suivi morpho-sédimentaire de la centrale de Penly (2021) réalisé par l'Ifremer et Philippe Clabaut qui nous ont mis à disposition leurs résultats, nous avons pu **observer *in-situ*, avant/après période d'agitation marine, le rôle des houles sur les petits fonds, et notamment le sens des transports sédimentaires sableux.**

7.1. Cartographie des valeurs de seuil critique d'entraînement des stocks sableux mobilisables par les houles

La répartition générale des sables subtidaux de Seine-Maritime est en étroite relation avec l'intensité des courants tidaux dont la force entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux est maximale (1,5 à 2,5 m/s) (Larsonneur, 1971 ; SHOM, 2015). Ces derniers limitent le dépôt des sables, et favorisent, par tri granulométrique, l'apparition des formations superficielles graveleuses qui recouvrent le substratum crayeux. A contrario, les courants tidaux plus faibles entre Saint-Valéry-

en-Caux et Le Tréport, permettent le dépôt des sables, au moins momentanément, et localement la formation de figures sédimentaires (ridens, mégarides, rides, rubans sableux).

La dynamique sédimentaire, notamment en domaine subtidal, s'effectue selon 3 types de transport prédominant (Figure 7.1), en fonction des différentes contraintes permettant la mise en mouvement des grains (Abbott et Francis, 1977 ; Leeder, 1982 ; Van Rijn, 1984 ; Soulsby, 1997 ; Mazzuoli *et al.*, 2022).

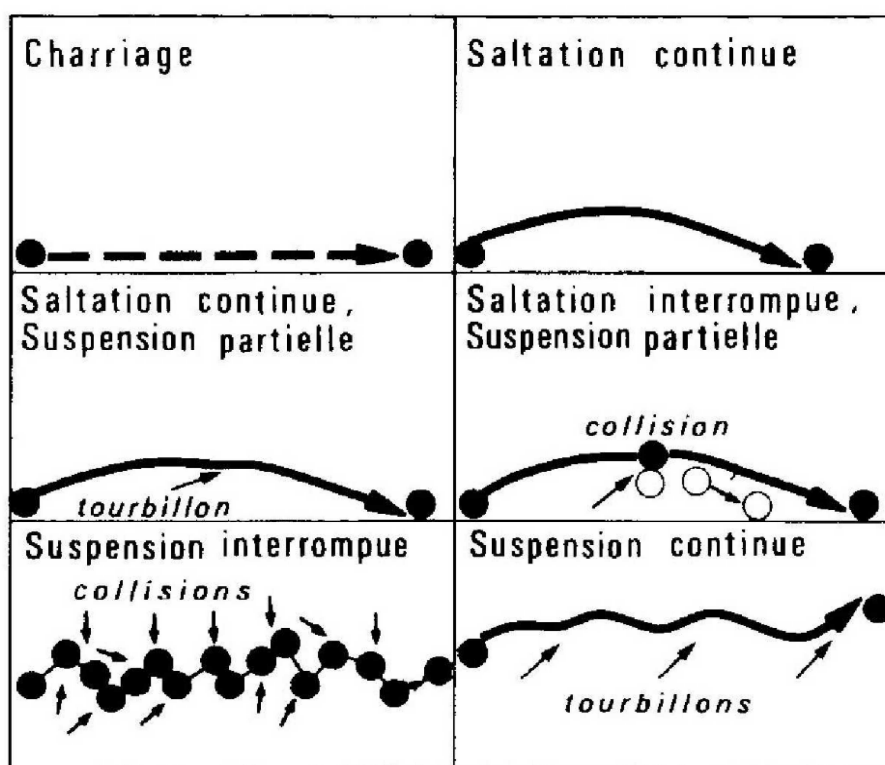


Figure 7.1 – Principaux modes de transport sédimentaire (d'après Leeder, 1982 dans Guillou, 2007).

Ainsi, pour une contrainte de cisaillement du fond, définissant la tension de frottement sur le lit sédimentaire (Stépanian, 2002 ; Blanpain, 2009) faible, proche du seuil de mise en mouvement des particules, les sédiments peuvent se déplacer par charriage, déplacement favorisé par des courants modérés. Lorsque cette contrainte augmente, le transport par saltation permet aux sédiments plus fins d'être mis en mouvement sous la forme de petits sauts répétés sur le fond. Enfin, pour les sédiments les plus fins (sables fins à silt), et donc plus cohésifs, une forte contrainte de cisaillement est nécessaire, induisant des mouvements turbulents ascensionnels. Ces descriptions assez schématiques sont en pratique couplées et perturbées par la morphologie du fond (amas rocheux, rides, etc.).

A l'approche des côtes, le régime hydrodynamique est fortement influencé par la morphologie des fonds. Les courants de marée, dominant en domaine subtidal profond, en termes de transport sédimentaire, sont alors conjugués à l'action des houles, qui devient dominante sur la dynamique des sédiments à mesure que la profondeur diminue (Figure 7.2). La déformation des courants

orbitales de houles vers la côte (Figure 7.2), marque également la possibilité de transport sédimentaire vers la côte, par les houles. Les mesures de vitesses de courants de marée dans les très petits fonds (0 à -5 m CM) et sur l'estran (Costa et Delahaye, 2002, 2005 ; Costa *et al.*, 2007, 2008), ont montré des valeurs très faibles, de l'ordre de 0,4 m/s par fond de -5 m (CM) et 0,2 m/s sur l'estran. Ces vitesses de courants ne permettent pas le déplacement de la fraction sableuse d'une granulométrie supérieure à 0,2 mm (en considérant une vitesse critique de mise en mouvement des grains = 0,3 m/s) (Costa *et al.*, 2007). Par conséquent, **seule l'action des houles serait donc en mesure, lors de conditions hydrodynamiques particulières, d'apporter des sédiments sur la côte.** Il est par conséquent nécessaire de définir la profondeur limite d'action des houles, afin d'analyser le comportement des sédiments lors de conditions météo-marines agitées (conditions tempétueuses).

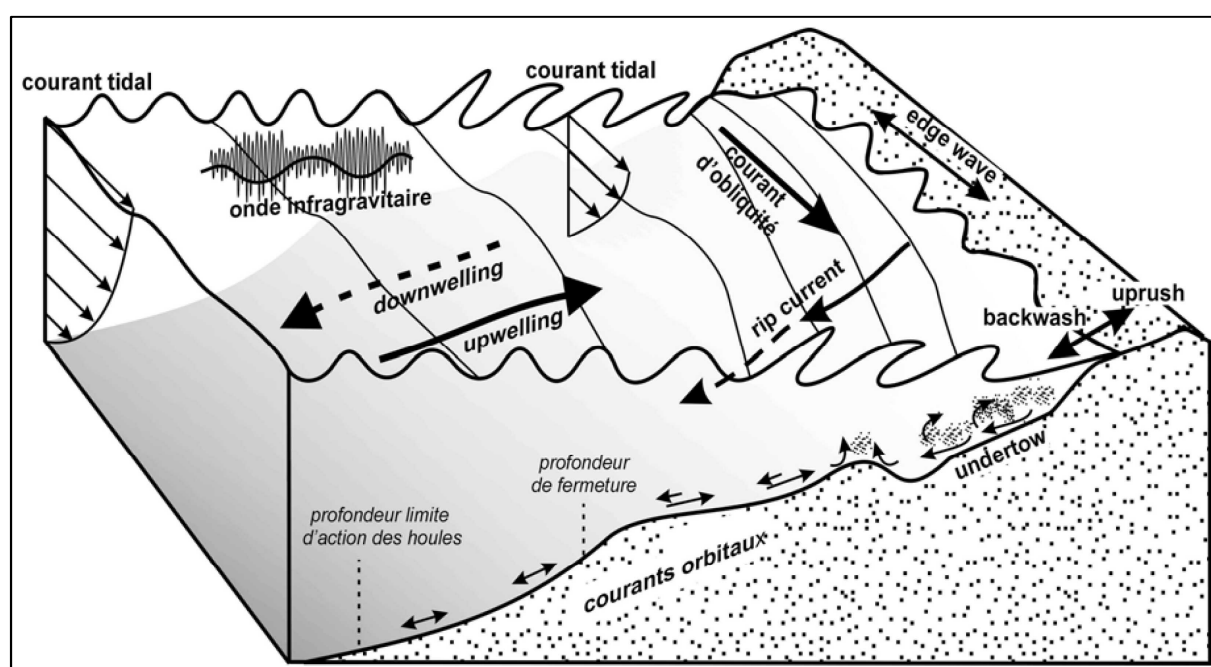


Figure 7.2 - Processus hydrodynamiques dans la zone côtière (Stépanian, 2002).

A partir des cartographies des formations superficielles, éditées et mises à jour par le SHOM (carte de la nature des fonds, 1/150000, 2015), et par les nombreuses missions Ifremer, autour de la centrale de Penly, entre Dieppe et Le Tréport (1966 pour le secteur Ailly-Dieppe ; 2000 pour le secteur « Criel-sur-Mer - Le Tréport » ; 2014 pour le secteur « Dieppe - Criel-sur-Mer » et 2006 pour le secteur « Antifer - Cap d'Ailly »), la surfaces sableuse recouvrant les petits fonds a pu être extraites et cartographiées.

Parallèlement, les profondeurs limites d'action des houles (z) ont été calculées à partir de différentes hauteurs de houle (H_s) et différents diamètres de grains, selon la formule d'Hallermeier (1981) Viguier *et al.*, 1984 ; Costa, 1997 ; Nicholls *et al.*, 1997) :

$$z = \frac{H}{2} (\log D - 4,5)$$

Avec H = Hauteur de la houle

D = diamètre des grains en mm

Deux hauteurs de houle (Hs) à Dieppe établies par le LNHE (Allen et Delannoy, 1990) ont été utilisées, avec une période de retour annuel (3 m) et décennal (5 m). La profondeur limite de remaniement des sables a été analysée pour 4 diamètres de tailles de grains (Tableau 7.1 & Tableau 7.2), correspondant aux modes granulométriques observés dans nos échantillons (Chapitre 2) : 0,16 ; 0,2 ; 0,25 et 0,315 mm.

Tableau 7.1 – Profondeurs limites de remaniement pour 2 hauteurs de houles (3 et 5 m respectivement une période de retour annuel et décennal) et pour 4 diamètres de grains de sables (0,16, 0,2, 0,25, 0,315 mm), et ce pour une marée haute et basse de vive-eau. (PMVE = Pleine Mer de Vive-Eau ; BMVE = Basse Mer de Vive-Eau).

| Diamètre grain (mm) | Profondeur limite de remaniement des houle (Hs (en m CM)) de retour : | | Marée | Hauteur d'eau (m CM) |
|------------------------|--|----------|-------|-------------------------|
| | Annuel | Décennal | | |
| 0,16 | -2 | -6 | PMVE | 9,35 |
| | -11 | -14 | BMVE | 0,8 |
| 0,2 | -2 | -5 | PMVE | 9,35 |
| | -10 | -14 | BMVE | 0,8 |
| 0,25 | -2 | -5 | PMVE | 9,35 |
| | -10 | -14 | BMVE | 0,8 |
| 0,315 | -1 | -5 | PMVE | 9,35 |
| | -10 | -13 | BMVE | 0,8 |

Tableau 7.2 – Profondeurs limites moyennes de remaniement à Pleine Mer de Vive-Eau (PMVE) et Basse Mer de Vive-Eau (BMVE), pour des houles (Hs) de retour annuel et décennal.

| Marée | Hauteur d'eau (m CM) | Profondeur limite de remaniement moyen houle (Hs (en m CM)) de retour : | |
|-------|-------------------------|--|----------|
| | | Annuel | Décennal |
| PMVE | 9,35 | -2 | -5 |
| BMVE | 0,8 | -10 | -14 |

La cartographie (Figure 7.3) montre que les **stocks sableux subtidaux, entre -14 et -10 m (CM) peuvent être remobilisés vers la côte par des houles (Hs) de hauteur de période retour décennal lors de basse mer de vive-eau** (coefficient 90). Les stocks sableux mobilisables sont **bien plus conséquents entre Saint-Valéry-en-Caux et Le Tréport** (justement dans le secteur

où l'on retrouve le plus de sable intertidal), qu'au sud-ouest de SVC, vers Antifer. Cependant, entre Dieppe et Le Tréport, les stocks sableux mobilisables subtidaux sont également présents, et l'action des houles sur le fond est tout aussi importante, et pourtant les estrans sont peu ensablés. D'autres facteurs que la présence de sable subtidale et l'action des houles semblent déterminer la répartition spatiale des sables intertidaux. Parmi les facteurs explicatifs possibles, il y a la morphologie de la plateforme marine, notamment sa pente, et l'existence de rupture de pente, voire d'abrupts, hypothèse déjà émise sur ce secteur d'étude (Augris *et al.*, 2004 ; Clabaut, 2010 ; Peuziat *et al.*, 2021). En effet :

- La morphologie de la plateforme rocheuse subtidale peut en partie expliquer ce phénomène. Ainsi, une pente forte nécessite une énergie plus forte des houles pour remonter le sédiment. A cette pente forte est corrélée une faible largeur de la plateforme qui laisse peu de place pour la sédimentation. Ce sont les caractéristiques morphologiques que l'on retrouve sur la partie occidentale du secteur étudié, entre Antifer et SVC. Par ailleurs, les courants de marée y sont également plus forts, ne favorisant pas le dépôt de particules fines comme les sables fins à moyens (Larsonneur, 1971 ; Auffret *et al.*, 1975).
- De même, les ruptures de pente, voire les abrupts de bas estran ou subtidaux, peuvent constituer autant d'obstacles à la remontée de sable. Ces derniers se retrouvent sur l'ensemble du littoral seinomarin mais particulièrement entre SVC et Antifer, puis plus localement entre Dieppe et Le Tréport (cf. chapitre 6.4.2).

La carte (Figure 7.3) montre que des **houles de retour annuel, à marée basse de vive-eau, peuvent aussi remobiliser des sables dans certains secteurs**. C'est le cas du secteur SVC/Dieppe, là où la plateforme marine est plus régulière et plus large. La présence en grande quantité de ces stocks subtidaux au droit des secteurs intertidaux ensablés observés dans les Chapitres 3 et 4, laisse penser à de probables échanges entre le domaine marin et côtier, entre les petits-fonds jusqu'à -15 m (CM) à l'estran qu'il faut confirmer.

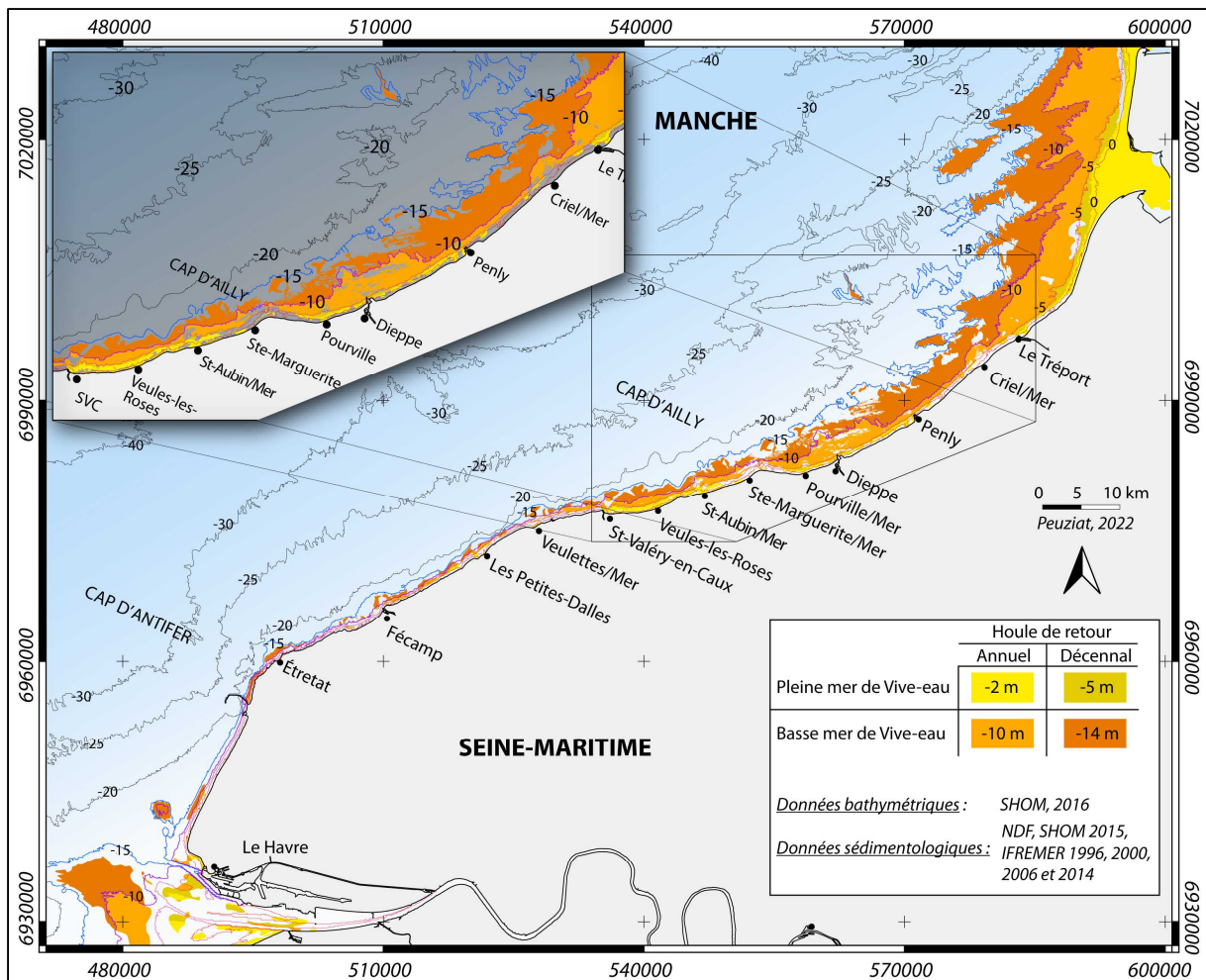


Figure 7.3 - Cartographie des stocks de sable subtidaux, mobilisables à partir d'une profondeur limite de remaniement par l'action de la houle, définie en fonction de 4 scénarios : Houle (Hs) de retour annuel à pleine mer de vive-eau et basse mer de vive-eau (coefficient 90).

7.2. Apports des outils de modélisation numérique dans la compréhension de l'action des houles sur les échanges sableux petits fonds – estran

Après avoir défini les stocks sableux mobilisables et la profondeur limite maximale d'action des houles sur le fond, il s'agit de consolider l'argumentation prouvant la possibilité de transports sableux transversalement à la côte, et donc d'apports sableux sur la zone intertidale issus des petits fonds. Ainsi, des outils de modélisation numérique en libre accès ont été utilisés, en collaboration avec Philippe Larroudé, enseignant-chercheur au laboratoire LEGI de Grenoble, et ses étudiants. Deux logiciels complémentaires, TELEMAC et XBeach, ont permis de représenter le littoral de Seine-Maritime, premièrement sous la forme de plusieurs profils caractéristiques, puis, plus globalement, pour créer une première carte de dynamique sableuse, sous l'effet de conditions de houle et de marée connues (Maspataud *et al.*, 2010 ; Oudart, 2016).

Dans le but d'observer la dynamique sur une vaste zone, le **secteur compris entre Fécamp et Criel-sur-Mer**, et se prolongeant au-delà de -20 m de profondeur (CM), a été modélisé avec le logiciel TELEMAC (Figure 7.4).

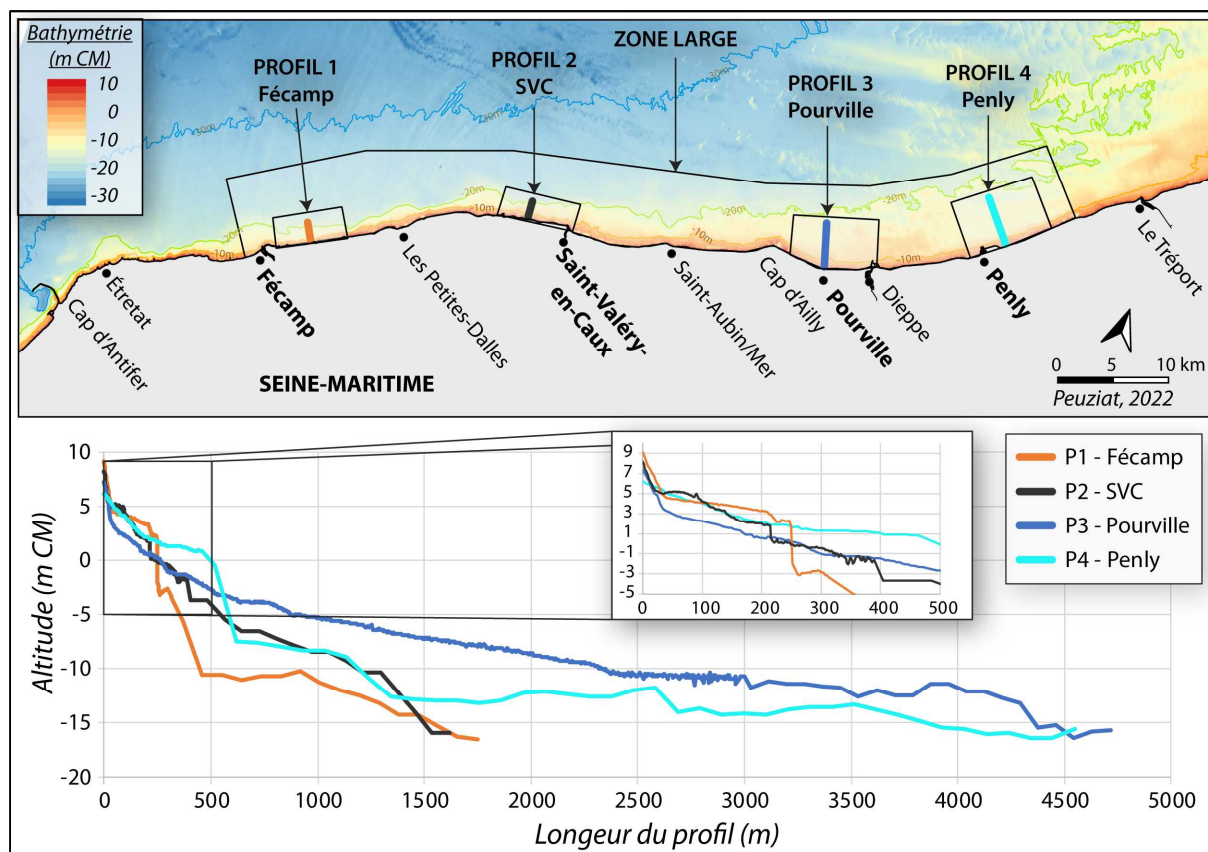


Figure 7.4 – Localisation du secteur « Fécamp - Criel-sur-Mer » et des 4 profils transversaux retenus pour la modélisation de transports sableux sur le fond. SVC = Saint-Valéry-en-Caux.

Ensuite, **4 profils**, s'étendant depuis la zone intertidale à -20 m de profondeur (CM), ont été retenus pour réaliser une modélisation des transports sableux en 1D via le code XBeach, afin d'observer les possibles évolutions du fond par la houle. Pour la zone intertidale et les très petits fonds (-5 m CM), les profils ont été extraits du MNT (de résolution de 1 m) issu des données LiDAR du ROLNHF/SHOM de 2018. Pour le reste du domaine subtidal (-5 m à -20 m CM), le MNT à 100 m du SHOM a été utilisé. Les données sont exprimées en cote marine (CM), en fonction du zéro hydrographique. Chaque profil permettra d'observer 4 situations morphologiques différentes le long du littoral de Seine-Maritime (Figure 7.4) :

1. Le **premier profil**, de 1 700 m de long, se situe au nord-est de Fécamp. Ce secteur présente un platier rocheux intertidal étroit (270 m) et relativement pentu ($1,7^\circ$). Le profil est interrompu à partir de 250 m, en fin de platier, à +2 m de profondeur (CM), par un imposant abrupt de 4 m de haut (51° de pente). Il faut noter que ce secteur ne présente pas

de sable sur la zone intertidale. Il s'agit sur ce profil de tenter de modéliser l'effet d'un abrupt sur les échanges sédimentaires sableux transversaux, notamment petits fonds/estran.

2. Le **deuxième profil**, de 1 600 m de long, se situe à nouveau dans le compartiment occidental, à l'ouest de St-Valéry-en-Caux. Ce secteur est également absent de surfaces sableuses. La largeur intertidale (265 m) et la pente ($1,3^\circ$) du platier sont similaires au premier profil. Ce profil est interrompu par un « abrupt » d'amplitude métrique (1,3 m) en fin de platier, à +2 m, d'une pente moyenne de 37° . Il est suivi par une deuxième rupture de pente, subtidale cette fois, à -1,7 m de profondeur, mais beaucoup moins pentu (7°). Ce profil permettra à nouveau d'observer l'influence d'un abrupt ou d'une rupture de pente de taille moins conséquente, plus fréquemment observés le long du littoral.
3. Le **troisième profil**, de 4 700 m de long, se situe dans le compartiment oriental du secteur d'étude, au droit de Pourville/Mer, à l'est du Cap d'Ailly. Ce secteur est fortement ensablé, et présente un platier rocheux plus large (350 m) et moins pentu ($0,9^\circ$). Le profil est très lisse et linéaire, sans rupture de pente forte. L'objectif avec ce profil est d'observer la dynamique sédimentaire dans un espace fortement ensablé et présentant un profil régulier et en pente douce, pouvant être favorable aux échanges sableux transversaux.
4. Le dernier et **quatrième profil**, de 4 500 m de long, se situe à proximité est de la centrale EDF de Penly. La pente du profil est également assez douce ($0,8^\circ$), avec une largeur intertidale plus importante (500 m). La pente s'accroît dans le domaine subtidal, entre 0 et -8 m (CM), avec une pente de l'ordre de $2,7^\circ$. Ce profil est donc légèrement moins régulier que le précédent. En revanche, tout comme le troisième profil, ce dernier ne présente pas d'abrupt ou de rupture de pente majeure pouvant potentiellement limiter les transports sableux transversaux. Ce secteur est peu ensablé, seulement quelques placages sableux sont observés.

7.2.1. La suite logiciel TELEMAC : Première cartographie de mise en mouvement des sables

La **suite logiciel TELEMAC**, développée par le Laboratoire National d'Hydraulique et Environnement (LNHE – EDF R&D), est un puissant outil de modélisation intégré utilisé dans le domaine des écoulements à surface libre. Elle permet de calculer un grand nombre de variables (frottement sur le fond, hauteur d'eau, débit solide, etc.), en couplant 3 codes (Larroude, 2011 ; Oudart *et al.*, 2014):

- 1) TELEMAC-2D : ce module permet de modéliser l'hydrodynamisme en 2DH en résolvant les équations de Barré de Saint-Venant, équations régissant les écoulements à surface libre en eaux peu profondes (Galland *et al.*, 1991).
- 2) TOMAWAC : ce module prend en compte les changements en espace et en temps du spectre de puissance de la houle et de sa propagation, à partir de conditions aux limites

au large. Ce code est bien adapté pour des applications sur des zones côtières à partir de données au large, comme c'est le cas pour notre étude (Benoit *et al.*, 1997 ; Oudart, 2016).

- 3) SISYPHE : ce module permet de modéliser l'évolution du fond, et repose sur l'hypothèse d'un transport saturé avec un flux de sédiment égal à la capacité de transport total de l'écoulement (Maspataud *et al.*, 2010). Il permet l'utilisation de différentes formules de transport sédimentaire en fonction de l'environnement étudié (Villaret *et al.*, 2013). Il n'intègre cependant qu'une seule classe granulométrique. Pour notre cas, la formule de Soulsby-Van Rijn a été utilisée. Cette dernière prend en compte les courants moyens et la vitesse orbitale des vagues (Van Rijn, 1984 ; Soulsby, 1997), et permet de décomposer le transport total en une partie transport par charriage, et une partie transport en suspension, selon l'équation :

$$Q_{C,S} = A_{C,S} \bar{U} \left[\left(\bar{U}^2 + 2 \frac{0.018}{C_D} U_0^2 \right)^{0.5} - U_{cr} \right]^{2.4}$$

avec A_c, A_s : coefficients de transport par charriage/suspension,

\bar{U} : vitesse du courant moyen,

U_0 : vitesse orbitale des vagues,

U_{cr} : vitesse critique d'entraînement,

Les coefficients de transport par charriage (A_c) et par suspension (A_s) sont définis par

$$A_C = \frac{0.005h \left(\frac{d_{50}}{h} \right)^{1.2}}{((s-1)gd_{50})^{1.2}} \quad A_S = \frac{0.012 d_{50} D_*^{-0.6}}{((s-1)gd_{50})^{1.2}}$$

avec D^* : diamètre adimensionné défini par : $D_* = \left(\frac{q \left(\frac{\rho_s}{\rho-1} \right)}{\nu^2} \right)^{1/3} d_{50}$

avec ν : viscosité du fluide

La vitesse d'entraînement critique (U_{cr}) est calculée à partir du diamètre moyen des grains d_{50} , suivant la formule :

$$U_{cr} = 0.19 d_{50}^{0.1} \log_{10} \left(\frac{4h}{d_{90}} \right) \quad \text{si } d_{50} \text{ compris entre } 0,1 \text{ et } 0,5 \text{ mm}$$

$$U_{cr} = 8.5 d_{50}^{0.6} \log_{10} \left(\frac{4h}{d_{90}} \right) \quad \text{si } d_{50} \text{ compris entre } 0,5 \text{ et } 2 \text{ mm}$$

Toutefois, le couplage des différents modules peut influencer le résultat des modélisations finales et le temps de calcul (dépendant également de la puissance de calcul disponible).

Les algorithmes de haute capacité sont basés sur la méthode des éléments finis. L'espace est discrétisé sous la forme d'une grille non structurée d'éléments triangulaires, ce qui permet de l'affiner notamment dans les zones d'intérêt particulier.

Tous les calculs de modélisation ont été effectués avec une taille de grain de 160-200 μm , représentant le mode granulométrique des échantillons analysés sur l'estran (cf. Chapitre 2).

Malheureusement, la suite logiciel TELEMAC n'a pas été fructueuse pour l'analyse des profils, et notamment, pour la modélisation du transport sableux cross-shore, petits-fonds/estran. En effet, l'analyse des 4 profils a présenté trop d'incohérences, perturbée également par les conditions limites du modèle. L'analyse cross-shore ne semble donc pas adaptée avec ce logiciel. Face à cet échec, nous avons utilisé ce logiciel, non pas sur des profils mais sur une large zone en 2D, en y intégrant des conditions d'entrées, de houle et de marée, réelles d'archives. Sur des espaces plus larges, les limites observées sur les profils sont atténuées et fournissent quelques éléments d'information. Les données utilisées correspondent au début du mois de janvier 2018 lors de la tempête Eleanor. Pour la houle, ces dernières sont issues du réseau CANDHIS du CEREMA, émanant de la bouée houlographe de Penly, et pour la marée via les marégraphes exploités par le SHOM (Dieppe). L'onde de marée, la dynamique de la houle et l'amplitude de la hauteur d'eau ont été modélisées au travers des codes TELEMAC et TOMAWAC. Le couplage des trois codes (TELEMAC, TOMAWAC et SISYPHE) a permis de modéliser le débit solide potentiel des sables, selon la formule de Soulsby-Van Rijn (Soulsby, 1997). La Figure 7.5 présente le résultat de la modélisation, à marée basse de vive-eau (coefficient 100), lors de conditions de houle de 3 m (période de retour annuel).

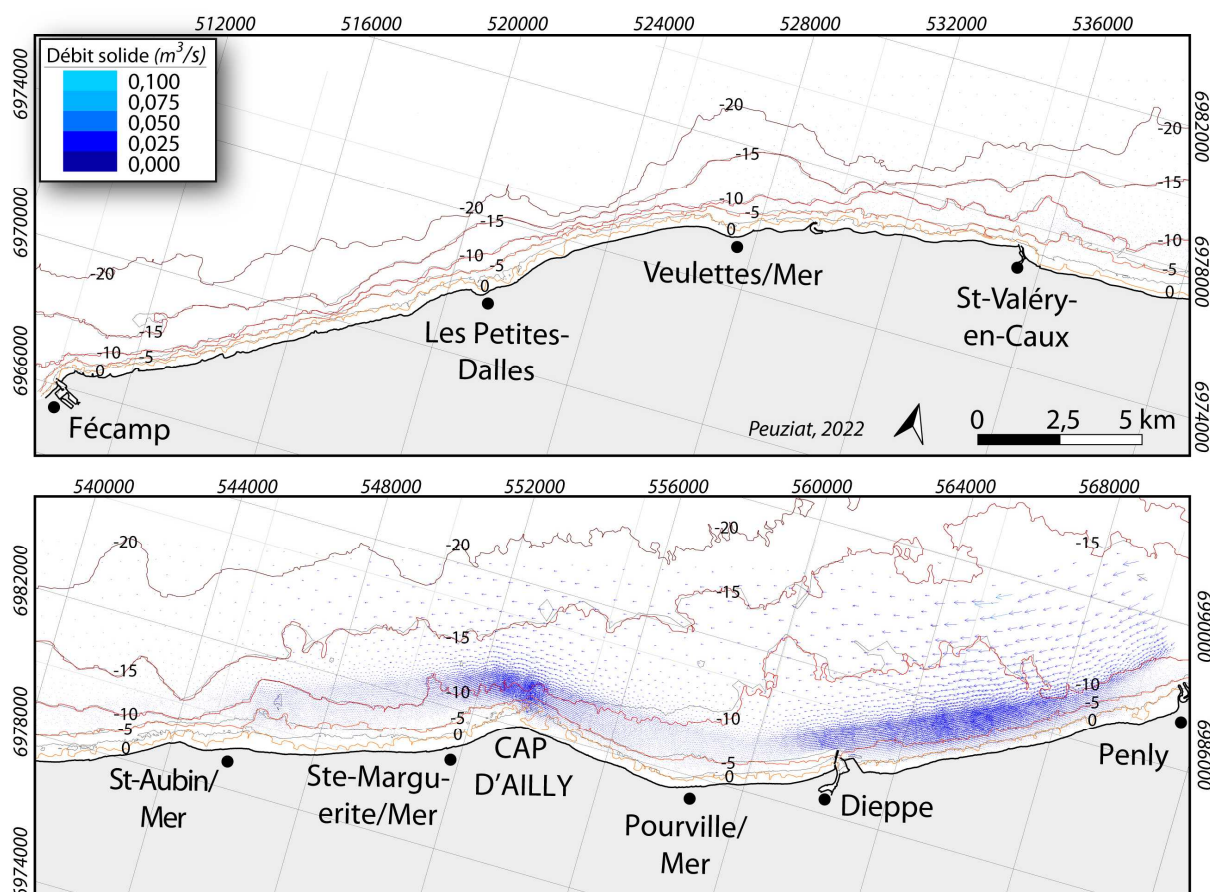


Figure 7.5 - Carte du débit solide modélisé à basse mer de vive-eau (coeff. 100) pour des houles de retour annuel (3m) et un sable de granulométrie 160-200 μm , entre Fécamp et Penly par le logiciel TELEMAC (couplage Telemac, Tomawac et Sisyphé).

Deux secteurs se distinguent nettement, de part et d'autre de Saint-Aubin-sur-Mer :

- Un **secteur au sud-ouest de Saint-Aubin-sur-Mer sans mouvements** modélisés, avec un débit solide nul.
- Un **secteur au nord-est de Saint-Aubin-sur-Mer**, particulièrement **dynamique** au droit du Cap d'Ailly et entre Dieppe et Penly, entre -5 et -10 m (CM).

A marée haute, les modélisations n'ont montré que des débits solides très modérés, traduisant donc de très faibles modifications des fonds sur le secteur « Saint-Aubin-sur-Mer - Penly », toujours nulles au sud-ouest de Saint-Aubin-sur-Mer.

Ces modélisations ne fournissent toutefois que des ordres de grandeurs, mais confortent néanmoins les hypothèses d'une **mise en mouvements des sédiments à des profondeurs de -10 m (CM)** plus aisées dans le secteur « Saint-Aubin – Penly », et particulièrement autour du Cap d'Ailly, puis entre Dieppe et Penly. Ces constats sont assez conformes avec la répartition spatiale des ensablements intertidaux observés. Les secteurs, où les débits solides sont les plus faibles, correspondent également à ceux où les plateformes marines subtidales et intertidales sont

les plus pentues, et présentant des ruptures de pente, voire des abrupts. Ces faisceaux d'arguments ne constituent cependant pas une preuve.

7.2.2. Modélisation XBeach : évolution 1D des fonds sur les 4 profils transversaux

Pour aller plus en profondeur dans l'argumentation, d'autres modèles ont été déployés sur les 4 profils définis précédemment. Il s'agit là encore de déterminer les possibles influences de la pente de la plateforme marine inter et subtidale, des ruptures de pente et des abrupts sur les ensablements intertidaux. Pour ce faire, toujours en collaboration avec Philippe Larroudé, nous avons déployé le **modèle XBeach**. Ce dernier est un modèle numérique en libre-accès développé par l'institut Deltares, l'UNESCO-IHE et l'université de Delft. Il est utilisé pour modéliser les environnements côtiers, de la propagation des vagues (longueur d'onde et flux moyen), au transport sédimentaire (à différentes tailles de grain, des sables fins aux sédiments grossiers), ainsi que les changements morphologiques de la zone littorale, des plages, des dunes et de la barrière arrière, pendant des épisodes de tempêtes (Bolle *et al.*, 2011 ; McCall *et al.*, 2015). Ce modèle laisse la possibilité de réaliser des calculs en mode stationnaire pour des études hydrostatiques ou morphodynamiques. Le mode stationnaire résout les équations de vagues moyennées et néglige les ondes infra-gravitaires. Un module, appelé XBeach-G (XBeach – Gravel), permet de simuler l'impact des événements tempétueux sur les plages de sédiments grossiers (sables grossiers à galets). Il utilise pour cela l'extension non hydrostatique du modèle XBeach, pour résoudre la propagation des vagues et les variations d'élévation de la surface dues aux vagues de courte longueur d'onde, dans des eaux peu profondes (Masselink *et al.*, 2014 ; McCall, 2015 ; Aagaard *et al.*, 2021).

Le code utilise un système de coordonnées où l'axe des x de calcul est toujours orienté vers la côte, approximativement perpendiculaire au littoral, et l'axe des y est le long du rivage. Le modèle résout des équations horizontales 1D couplées pour la propagation des vagues, l'écoulement, le transport des sédiments et les changements de fond, pour des conditions aux limites variables (spectrales) des vagues et de l'écoulement (Bolle *et al.*, 2011 ; Elsayed et Oumeraci, 2017).

Plusieurs études (Augris *et al.*, 1993, 2004 ; Clabaut, 2010) ont posé l'hypothèse d'une **contrainte morphologique du platier rocheux**, notamment les **fortes ruptures de pente**, perturbant la dynamique sédimentaire et le dépôt de sédiments sableux sur la partie occidentale du secteur d'étude, entre Antifer et SVC. Au-delà de la faible largeur et de la plus forte pente du platier, ne favorisant pas le maintien des sédiments sur l'estran, la présence quasi continue d'un abrupt intertidal et localement subtidal, pourrait jouer le rôle de blocage de la remontée des sables subtidaux (Figure 7.6). Ces abrupts sont rares à l'échelle de la zone entre Saint-Valéry-en-Caux et Le Tréport.

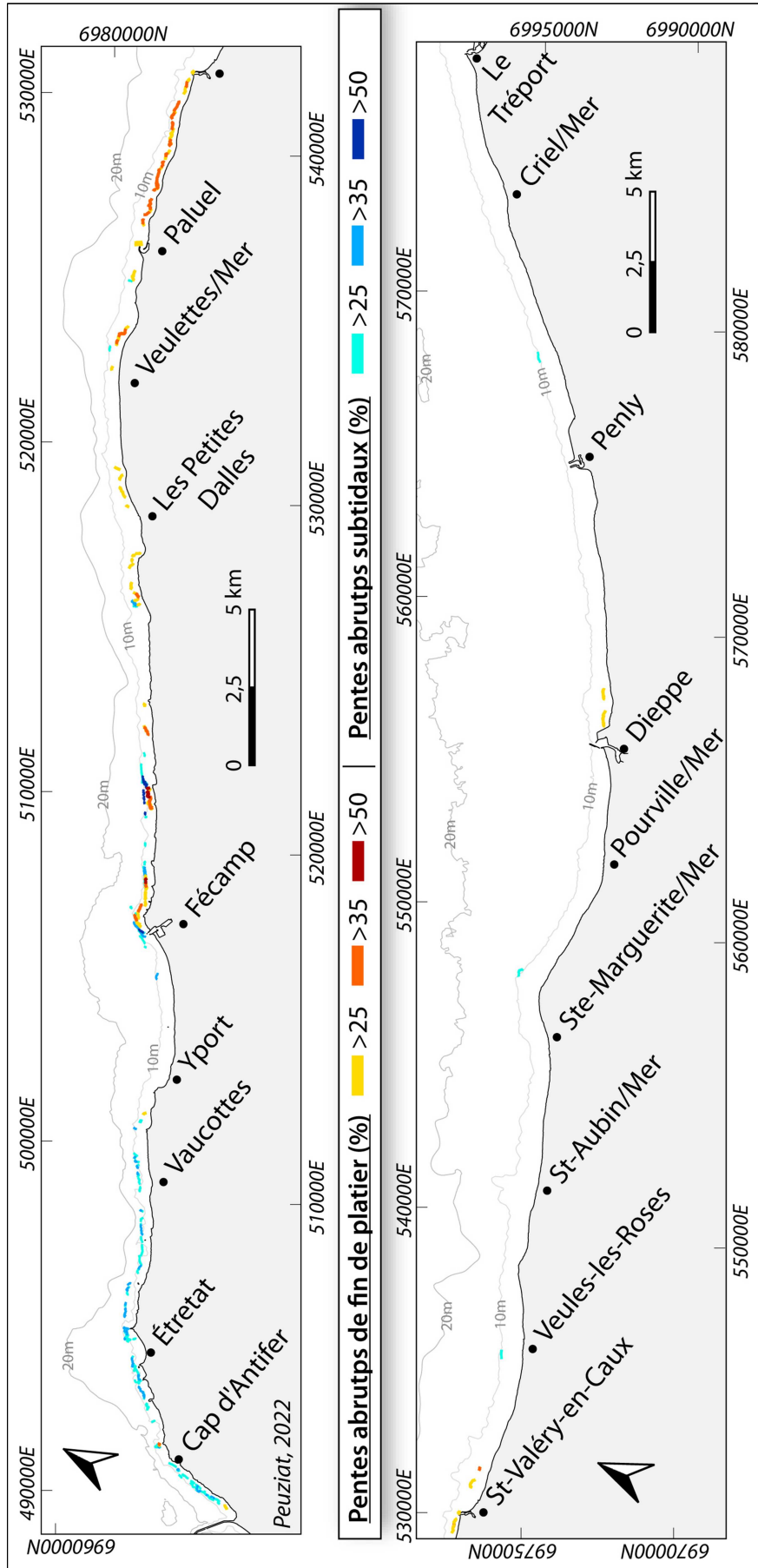


Figure 7.6 – Carte de localisation des abrupts de fin de platier entre Antifer et Le Tréport.

Les modélisations sur XBeach 1D ont permis d'observer les **modifications du fond sous des conditions de houle et de marée** définie en fonction d'une période de référence, c'est-à-dire à nouveau la période météo-marine agitée du 3 janvier 2018 (tempête Eleanor (MétéoFrance, 2018)), et avec également deux hauteurs significatives de houle (H_s), 3 m (période de retour annuel) et 5 m (période de retour décennal), et deux conditions de marée, basse et haute, de vive-eau (coefficient 90). La granulométrie retenue pour la modélisation correspond au mode retrouvé sur l'estran, 160-200 μm .

Sur le premier profil, à proximité de Fécamp, les modélisations indiquent :

- A basse mer (Figure 7.7-A), l'action des houles sur les fonds pourraient s'effectuer jusqu'à une profondeur de -8 à -9 m (CM) pour les plus fortes houles, correspondant aux profondeurs calculées pour des houles de retour annuel.
- A marée haute (Figure 7.7-B), il n'y a pas d'évolution du fond en dessous de -5 m. La zone de remaniement par les houles affecte plutôt le littoral autour du 0 hydro, pour les deux types de hauteur de houle (3 et 5 m).

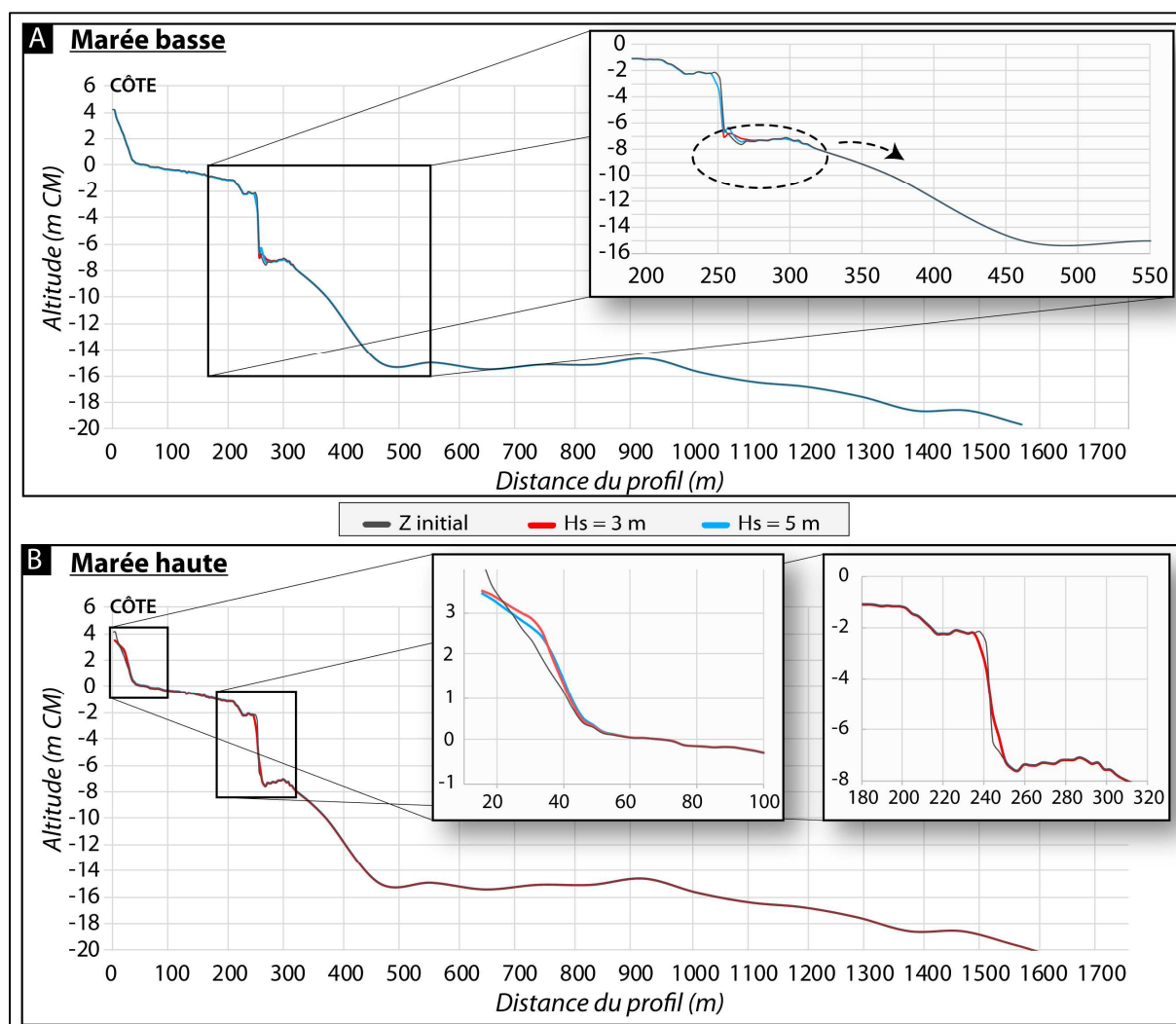


Figure 7.7 – Évolution du fond obtenue par modélisation XBeach sur un profil transversal à proximité de Fécamp, pour une houle significative de 3 et 5 m. Modélisations (A) à marée basse, (B) à marée haute. Un zoom des zones les plus dynamiques est représenté.

Ces informations sont toutefois théoriques puisque, d'après les cartes des formations superficielles (Larsonneur *et al.*, 1978 ; Augris et Clabaut, 2013), la présence de sable aux alentours du profil étudié est très faible voire inexistante. Cependant, s'ils existaient, les transports sableux cross-shore seraient limités par la forte pente et les ruptures de pente du platier. Cette fraction sableuse (160-200 μm) n'est pas non plus présente sur la zone intertidale. La présence d'un abrupt subtidal conséquent (4 m de dénivelé pour une pente moyenne de 51°), semble provoquer à basse mer la réflexion des houles sur l'abrupt et entraînerait donc un transport sédimentaire plutôt vers le large (représenté par la flèche sur la Figure 7.7). Les forts courants de marée de ce secteur prendraient en charge ces sables, limitant leur dépôt sur place.

Sur le deuxième profil, à l'ouest de St-Valéry-en-Caux, toujours dans le secteur occidental du littoral seinomarin, l'analyse des résultats de modélisation montre (Figure 7.8) :

- A marée basse (Figure 7.8-A), pour une forte houle ($H_s = 5$ m (période de retour décennal)), la limite de remaniement serait autour de -4 à -5 m (CM), sur l'abrupt. Ce dernier semble encore jouer en défaveur d'un possible transport transversal dans le sens petit-fond/estran. Des phénomènes de réflexion des vagues pourraient même générer des départs depuis l'abrupt vers le large. De même, la forte pente semble limiter les actions de la houle sur le fond.
- A marée haute (Figure 7.8-B), seule la zone intertidale est affectée par des transports sableux très modestes, peut-être induits par un estran rocheux accidenté (résultat d'une forme de forte rugosité ?).

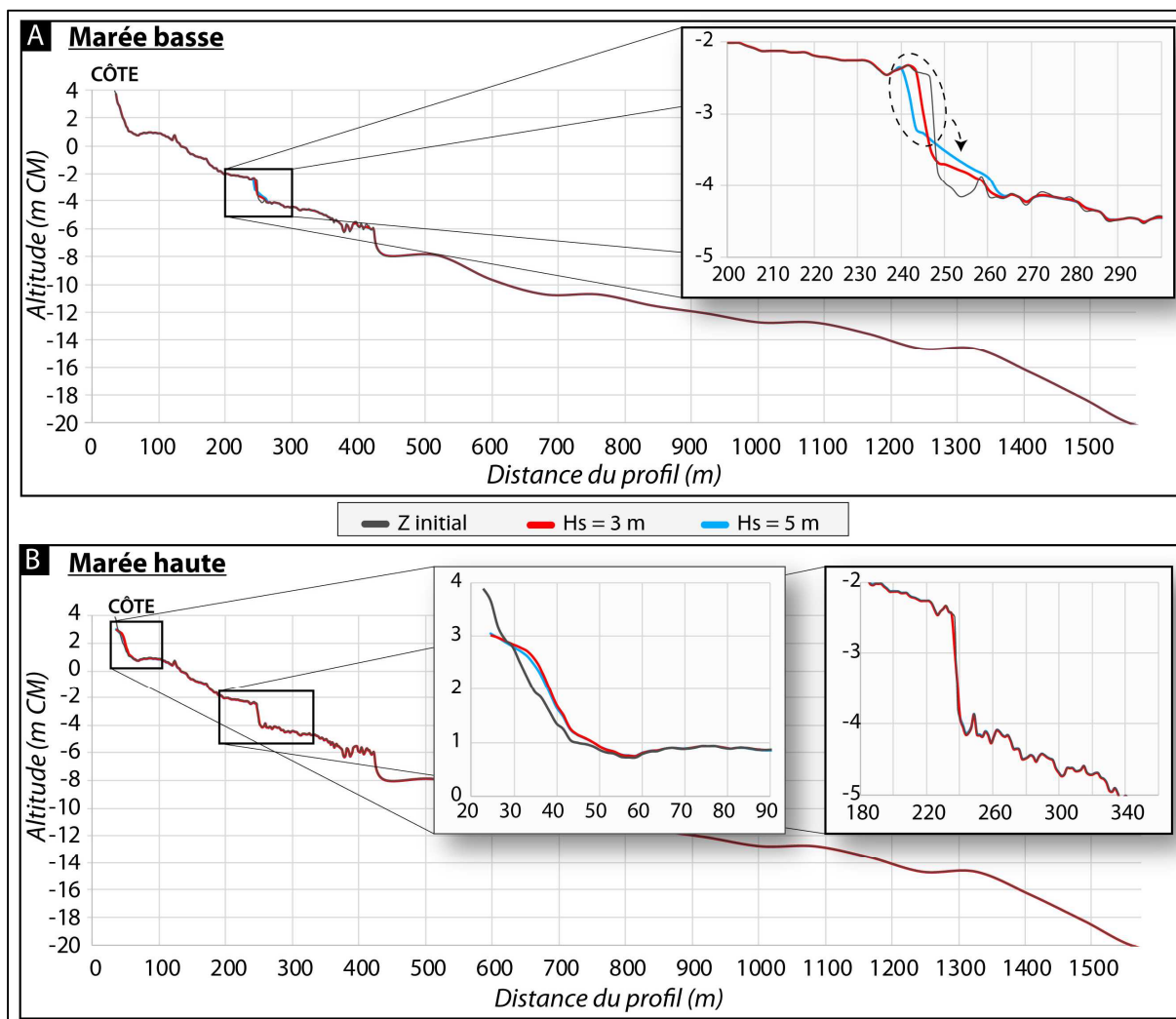


Figure 7.8 - Évolution du fond obtenue par modélisation XBeach sur un profil transversal à proximité de St-Valéry-en-Caux (SVC), pour une houle significative de 3 et 5 m. Modélisations (A) à marée basse, (B) à marée haute. Un zoom des zones les plus dynamiques est représenté.

Dans la partie orientale du littoral, au droit de Pourville-sur-Mer, le troisième profil est linéaire et très peu accidenté. Les évolutions observées par modélisation y sont étonnement minimales (Figure 7.9) (peut-être influencées par la période de calcul prise en compte ?) :

- A marée basse (Figure 7.9-A), l'évolution journalière est faible mais notable, pour les houles de 3 et 5 m, à des profondeurs de -5 à -3 m (CM).
- A pleine mer (Figure 7.9-B), le remaniement par la houle ne semble s'effectuer qu'au-dessus de -2 m (CM).

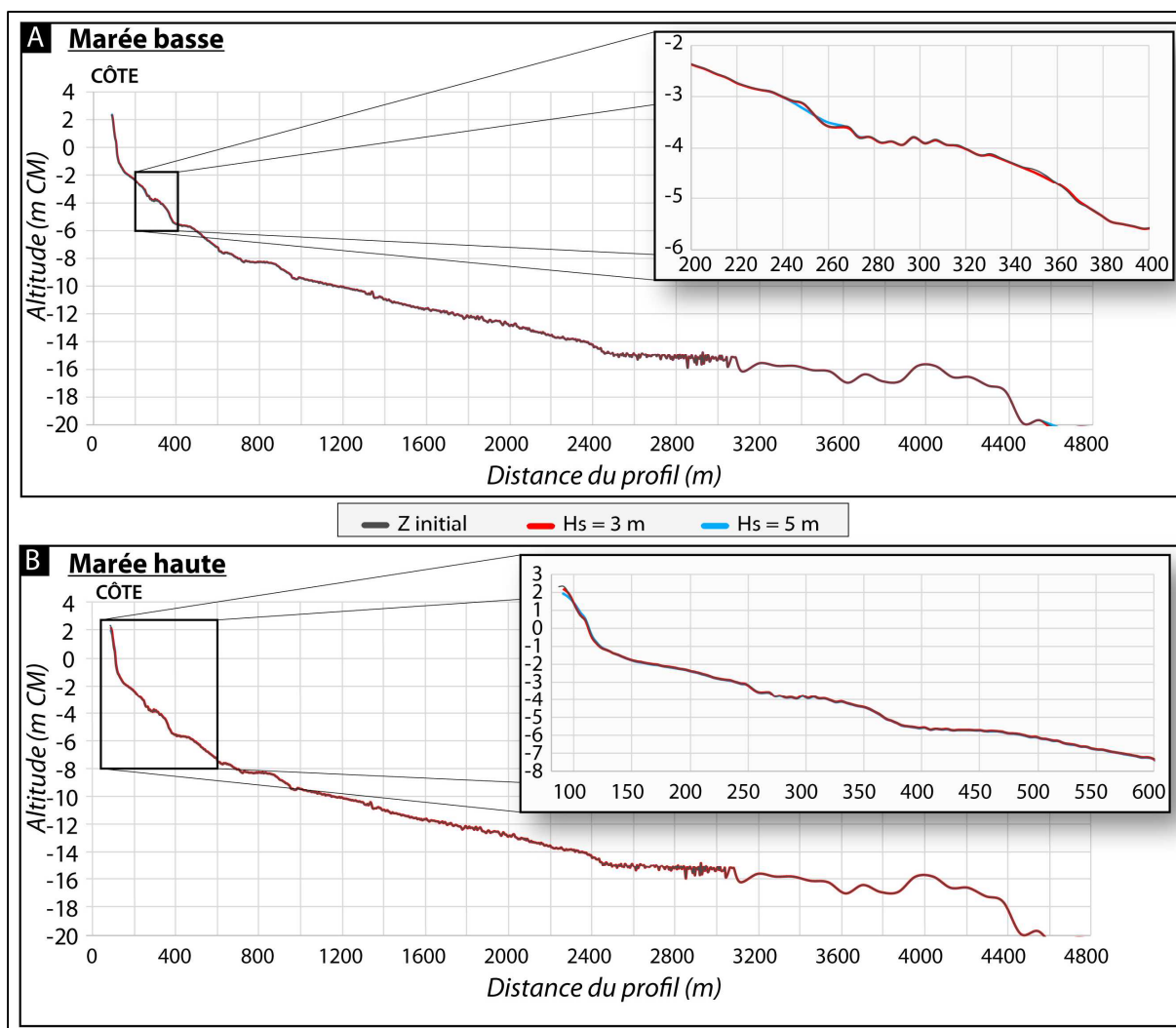


Figure 7.9 - Évolution du fond obtenue par modélisation XBeach sur un profil transversal au droit de Pourville/Mer, pour une houle significative de 3 et 5 m. Modélisations (A) à marée basse, (B) à marée haute. Un zoom des zones les plus dynamiques est représenté.

Enfin, sur le quatrième profil, à proximité est de Penly, sur un secteur faiblement ensablé avec une pente relativement importante en domaine subtidal ($2,7^\circ$ en moyenne), l'action de la houle est visible :

- A basse mer (Figure 7.10-A), comme sur les autres secteurs marqués par la présence d'un abrupt, les évolutions se situent principalement à ce niveau, parfois à des profondeurs importantes (-12 m CM) mais plus pour des raisons probables de réflexion des vagues sur cette pente importante. Les transports sableux se feraient donc vers le large.
- A marée haute (Figure 7.10-B), très peu d'évolutions sont visibles.

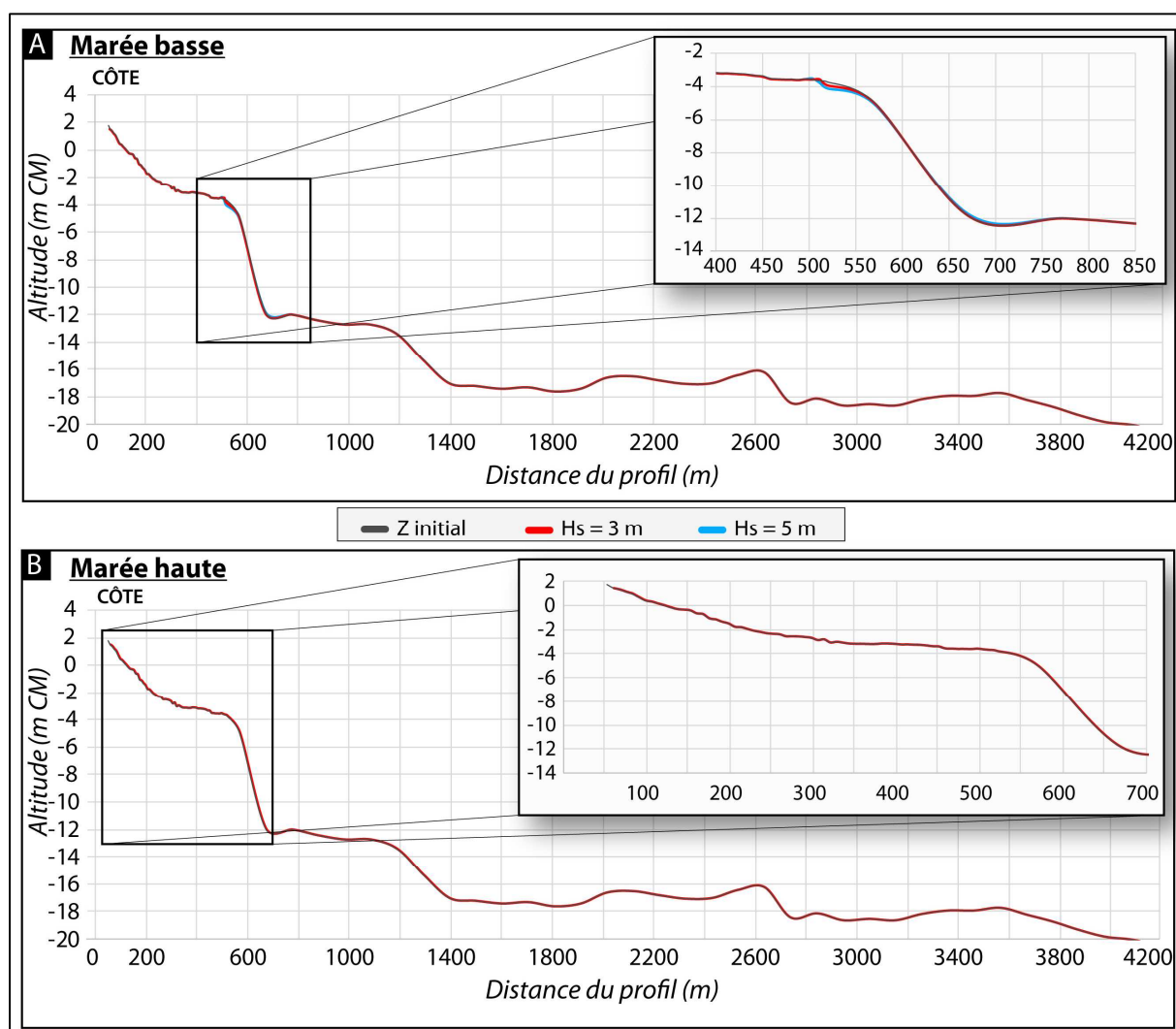


Figure 7.10 - Évolution du fond obtenue par modélisation XBeach sur un profil transversal à proximité de Penly, pour une houle significative de 3 et 5 m. Modélisations (A) à marée basse, (B) à marée haute. Un zoom des zones les plus dynamiques est représenté.

La modélisation 1D de ces quatre profils aux morphologies différentes montre donc :

- Sans surprise, que les **actions de la houle sur les fonds** de la zone intertidale et subtidale sont éminemment **plus fortes à basse mer qu'à marée haute**.

- La **présence d'un abrupt** ou forte rupture de pente, qui provoque une modification de l'action des houles (réflexion probable), limitant fortement les possibilités de **transport des sables vers la côte, voire favorisant leur transport vers le large**. Cet abrupt représente un **obstacle aux échanges sableux cross-shore**.
- Les **fortes pentes** de la zone subtidale, voire intertidale (au sud-ouest de Saint-Valéry-en-Caux), sont **peu favorables aux transports sableux cross-shore**.
- Lorsque le profil de pente est régulier, le **remaniement par les houles** s'effectue sur l'ensemble du profil, mais **rarement en dessous de -8 à -9 m (CM)**.
- Enfin, sur l'ensemble du littoral, la **limite de fermeture des houles à BM (coeff. 90)** semble se situer **entre -5 et -9 m (CM)**, limite concordante avec la bibliographie (Larsonneur, 1971 ; Auffret *et al.*, 1975 ; Augris *et al.*, 1993 ; Costa *et al.*, 2005a).

Finalement, cette modélisation, simple et parcellaire, corrobore, malgré tout, l'idée selon laquelle la répartition spatiale des ensablements subtidaux et intertidaux est commandée, d'une part, par les processus hydrodynamiques plus intenses dans la partie sud-occidentale de la Seine-Maritime, et d'autre part, par la morphologie de la plateforme marine, à savoir des échanges sableux cross-shore limités par la pente forte et les ruptures de pente (et bien évidemment les abrupts). Les pentes faibles et l'absence de ruptures de pente majeures entre SVC et Dieppe seraient propices aux apports sableux subtidaux. Même si des travaux complémentaires doivent être entrepris pour confirmer cette hypothèse, **tout semble suggérer que l'ensablement intertidal observé sur cette section côtière à une origine, au moins en partie, subtidale.**

7.3. Observations *in-situ* des échanges sableux petits fonds-estran

La dernière campagne océanographique Ifremer/EDF aux alentours de Penly, effectuée en mai 2021, dont les résultats et le rapport nous ont été fournis par l'Ifremer et Philippe Clabaut (avec l'accord d'EDF), a permis d'identifier les **modalités de déplacement du sable** sur un pas de temps quasi journalier. En effet, cette mission s'est déroulée en 2 parties, à cause, d'une part, des limitations instaurées pour gérer la crise sanitaire Covid19, et d'autre part, des conditions météo-marines agitées. Les levés acoustiques de la couverture morpho-sédimentaire de la zone suivie, ont donc été réalisés en deux temps. Les acquisitions acoustiques par sonar à balayage latéral *Klein* et écho sondeur *EDO* ont été complétées par des mesures bathymétrique *EM 2040* entre le 29/04 et 07/05/2021. Dans un second temps, du 02/07 au 05/07, des prélèvements sédimentaires à la benne *Van Veen* sont venus compléter les données. Un épisode venteux est venu perturber la mission, avec un vent de secteur ouest particulièrement soutenu survenu le 4 mai 2021, générant une houle de direction ouest – nord-ouest (285°) (Figure 7.11). La hauteur significative de la houle, mesurée à la bouée houlographe de Penly à -11 m de profondeur (CEREMA CANDHIS), a

dépassé 2 m de 01h00 à 17h00 le 04/05/2021, avec un pic maximal à 5,6 m entre 05h00 et 07h00. La période a atteint 8 s entre 04h00 et 09h00.

Lors de cette période de plus forte intensité, indiquée en rouge sur la Figure 7.11, la hauteur d'eau a oscillé entre 2,9 et 7,7 m, avec de faibles coefficients (42 - 47). Les plus fortes houles ont toutefois agi à pleine mer.

Les vents, de direction ouest - sud-ouest, avaient une vitesse comprise entre 8,3 et 14,4 m/s. Néanmoins, les conditions météo-marines sont restées agitées jusqu'au 05/05/2021 07h00 avec des houles significatives supérieures ou égales à 1,5 m et des vents entre 6 et 8 m/s. Les houles enregistrées le matin du 04/05 se produisent toutefois plusieurs fois par an (pour rappel, la période de retour annuelle des houles à Penly est de 3,8 m, de 4,7 m pour une période de retour décennal (Latteux, 2001).

Par conséquent, chose rare, **des levés acoustiques ont été réalisés sur une même zone avant et 24h après un coup de vent de retour annuel**, permettant de déterminer les limites d'action de la houle sur le fond, ainsi que de possibles transports sableux depuis les petits fonds vers la côte.

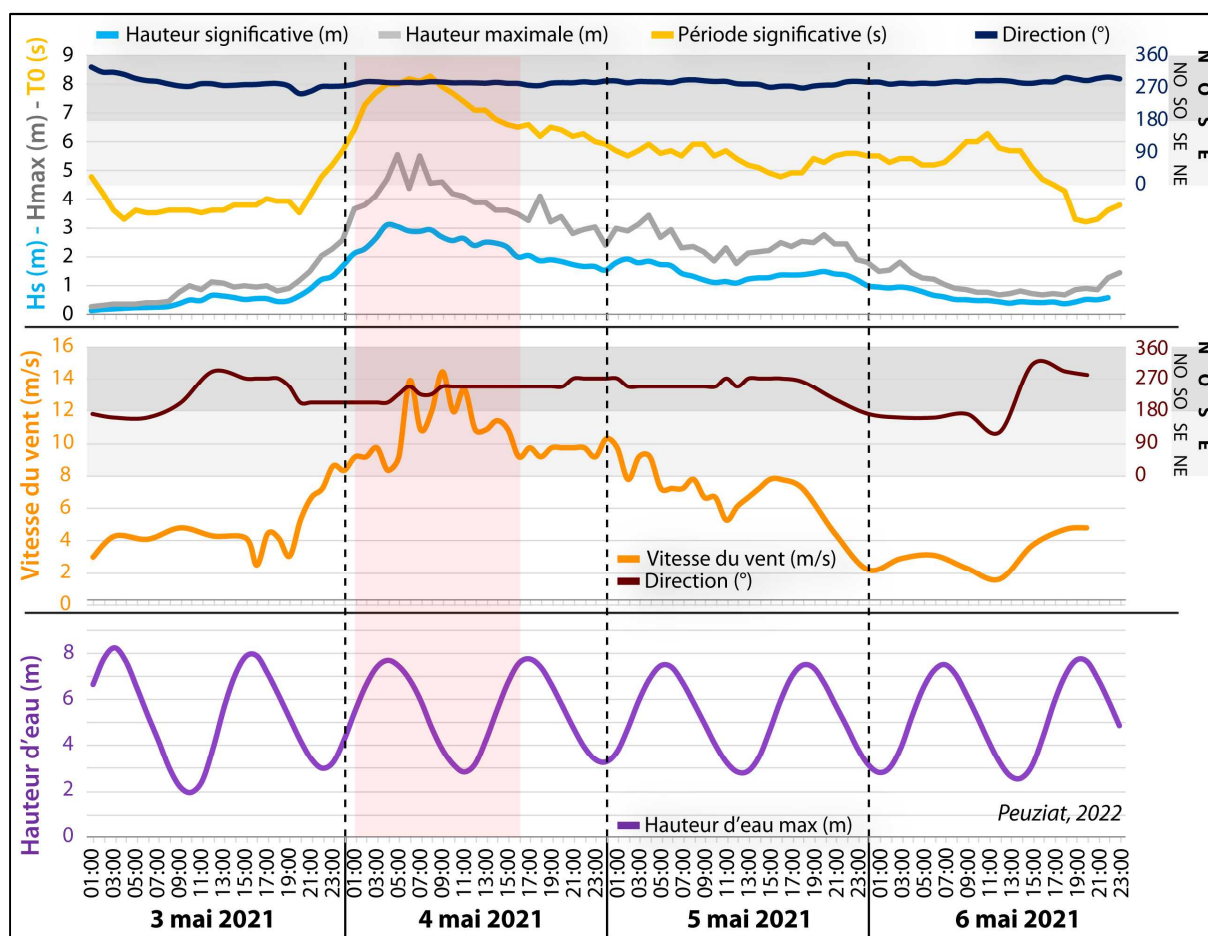


Figure 7.11 - Conditions de houle (CEREMA CANDHIS), de vent (MétéoFrance) et de marée (SHOM) entre le 03/05 et le 06/05/2021. La zone rouge indique la période de plus forte intensité, avec des houles significatives >2 m.

- **Comparaison des images acoustiques**

Les deux levés acoustiques distincts, réalisés par l'équipe d'Ifremer et Philippe Clabaut avant et après le 4 mai 2021, comprennent plusieurs recouvrements permettant pour la première fois d'identifier l'action de la houle sur les fonds marins. Quatre profils sonar longitudinaux, d'une longueur cumulée de 9,8 km, ont été levés à la fois les 30 avril et 3 mai, avant le coup de vent, et le 6 mai, immédiatement après celui-ci. Ils représentent plus de 1,7 km² levés avant et après le coup de vent, à différentes profondeurs. Sur ces 4 profils, les levés se superposent presque totalement, avec un très faible décalage. Outre ces quatre profils, huit profils transversaux du 6 mai recourent à plusieurs reprises les levés antérieurs.

Plusieurs exemples de sonogrammes d'une même zone, témoignant d'une forte évolution et notamment des modelés sédimentaires, comprenant des rides de houles et des mégarides de courant, vont être présentés et discutés.

Les premiers extraits de sonogramme interprétés par Philippe Clabaut (Figure 7.12) montrent la composition des fonds à une profondeur d'environ -13 m (CM), au droit de Penly. Le levé du 3 mai fait apparaître un fond recouvert d'une couverture sableuse homogène (sable moyen à fin), légèrement marquée par une trace de chalut et par deux bandes laissant apparaître des sédiments plus grossiers, étirées dans le sens du flot. Ces bandes ont été remaniées par la houle du 04 mai, remaniement marqué par la formation de rides de houle. Ces rides se différencient de celles formées par les courants de marée, par leur pente relativement douce et homogène de part et d'autre de la crête. La couverture sableuse semble localement plus épaisse, et la trace de chalutage n'est plus visible.

Ces modifications du fond traduisent l'action de la houle du 4 mai, à une profondeur de plus de 13 m. La limite de profondeur d'action des houles était définie sur cette zone jusqu'à -10 m maximum selon la littérature (Larsonneur, 1971 ; Auffret *et al.*, 1975 ; Augris *et al.*, 1993 ; Costa *et al.*, 2005a).

La couche remaniée semble toutefois assez peu épaisse, de l'ordre de 10 cm ; les rides de houle, d'une longueur d'onde d'environ 50 cm, traduisant une hauteur estimée à 7 cm, se sont formées uniquement dans des zones où le sable préexistant laissait entrevoir le sédiment grossier sous-jacent.

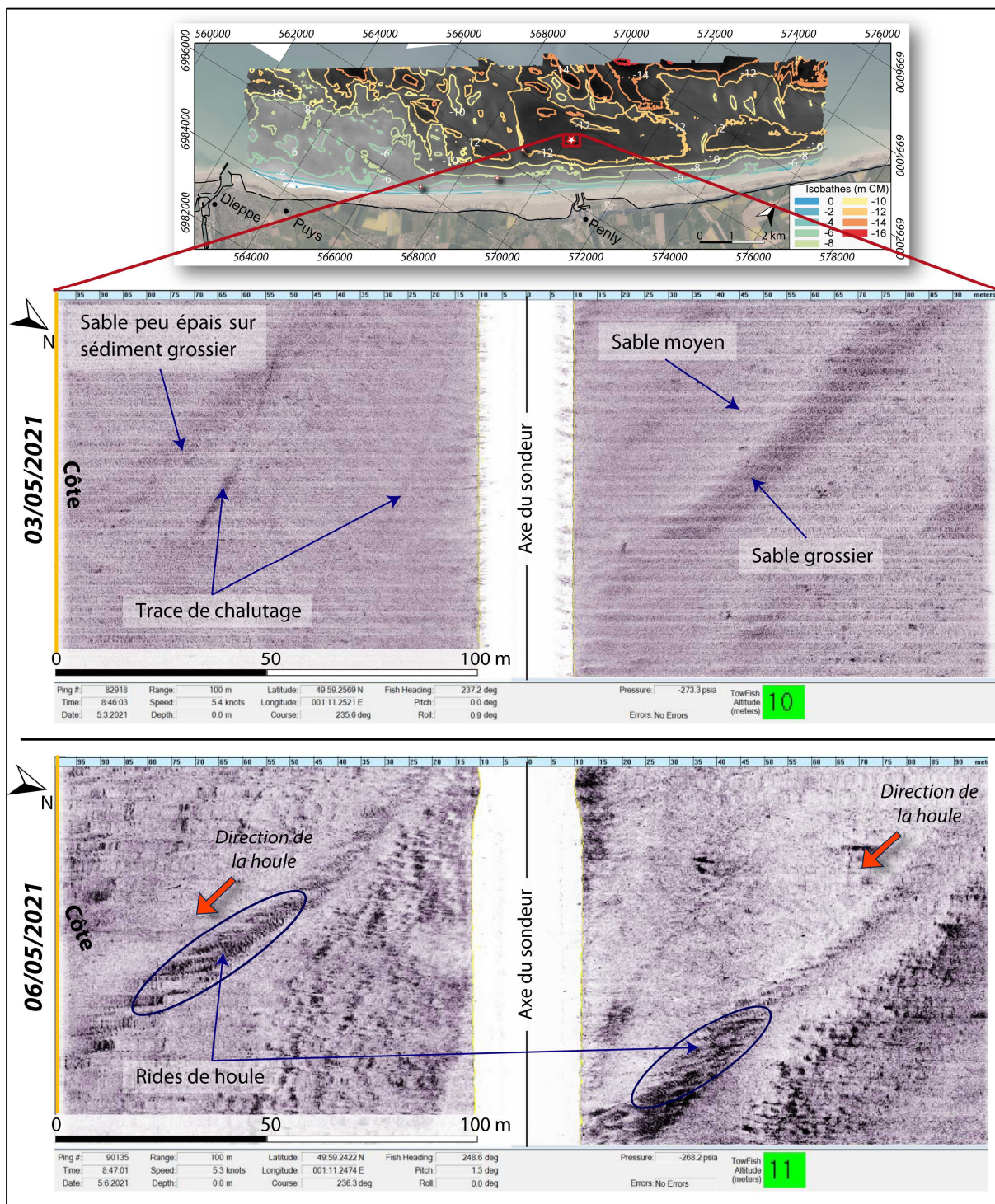


Figure 7.12 - Extraits de sonogrammes acquis sur une même zone par levé acoustique, à une profondeur de -13,4 m (CM), avant (03 mai) et après (06 mai) l'épisode venteux du 4 mai 2021 (d'après Clabaut, 2022).

Autour de -11 m (CM), à l'ouest immédiat de Penly, la couverture sableuse est toujours homogène, marquée à nouveau par les traces de chalutage, très présentes sur ce secteur. Quelques mégarides de courant sont observables (Figure 7.13).

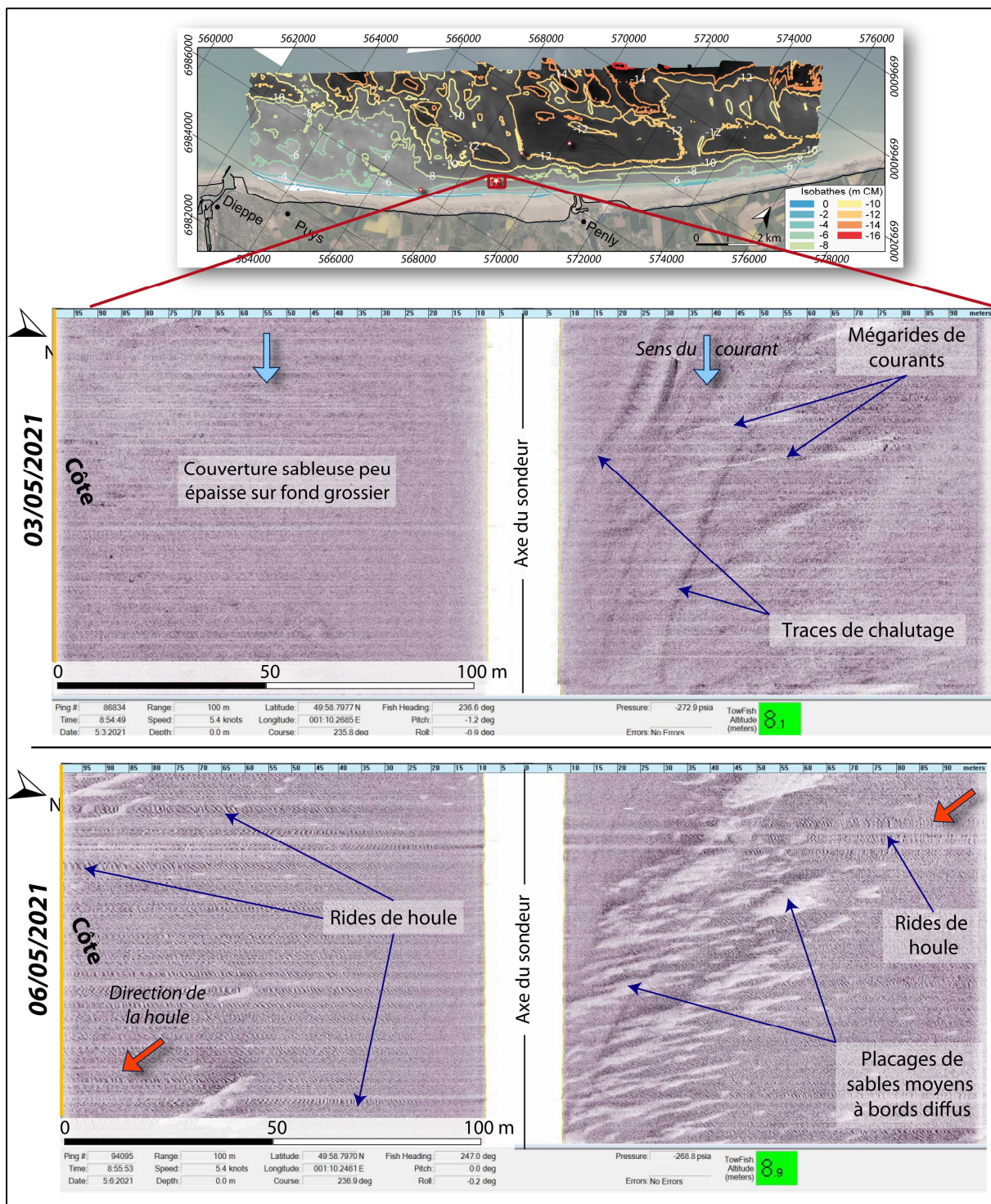


Figure 7.13 - Extraits de sonogrammes acquis sur une même zone par levé acoustique, à une profondeur de 11,4 m (CM), avant (03 mai) et après (06 mai) l'épisode venteux du 4 mai 2021 (d'après Clabaut, 2022).

Après la période météo-marine agitée, le fond est façonné de rides de houle sur sa quasi-totalité, marquant ainsi un faciès sédimentaire plus grossier. Localement, les rides sont interrompues par des placages sableux très allongés à bords diffus. Leur orientation perpendiculaire aux crêtes de rides de houle, et le caractère diffus de leur bord, suggèrent qu'ils résultent de l'action de la houle sur le fond. Une partie de ces rubans semble aussi correspondre à des mégarides de courant, visibles avant le coup de vent. La forte présence de rides de houle montre ici un impact plus généralisé et intense de la houle à des profondeurs de -11 m (CM). Cette activité traduit également le transport de sable moyen à fin et le remaniement des sables grossiers, notamment marquée par l'atténuation de la trace de chalutage, légèrement comblée par des sables.

Plus proche de la côte, autour de -5 m (CM), les évolutions liées au coup de vent sont moins marquées que sur les précédents sonogrammes, en raison de la nature des fonds, composées de sédiments très grossiers (caillouteux), de sable moyen et de sable fin souvent envasés. La Figure 7.14 montre qu'avant la perturbation météorologique, les amas rocheux ont les bords diffus, légèrement masqués par les sédiments sableux. Après le coup de vent, ces bords deviennent plus nets, témoin d'une remobilisation de la fine couche sédimentaire.

Les levés acoustiques réalisés avant et après la période météo-marines agitées ($H_s > 3$ m ; vitesse du vent > 14 m/s) du 4 mai 2021, ont permis pour la première fois sur ce secteur d'observer l'impact direct de la houle sur les fonds marins. Ainsi, cette action, initialement décrite à des profondeurs aux alentours de -7 -10 m (CM) sur le littoral seinomarin, a été ici observée jusqu'à des profondeurs de -13 m (CM). Cela valide la carte des profondeurs de fermeture que nous avons réalisée, indiquant des stocks sableux mobilisables à -14 m (CM), lors de houle de période de retour décennal agissant à basse mer de vive-eau (Figure 7.3), et montrent donc les apports sableux des petits fonds vers la côte.

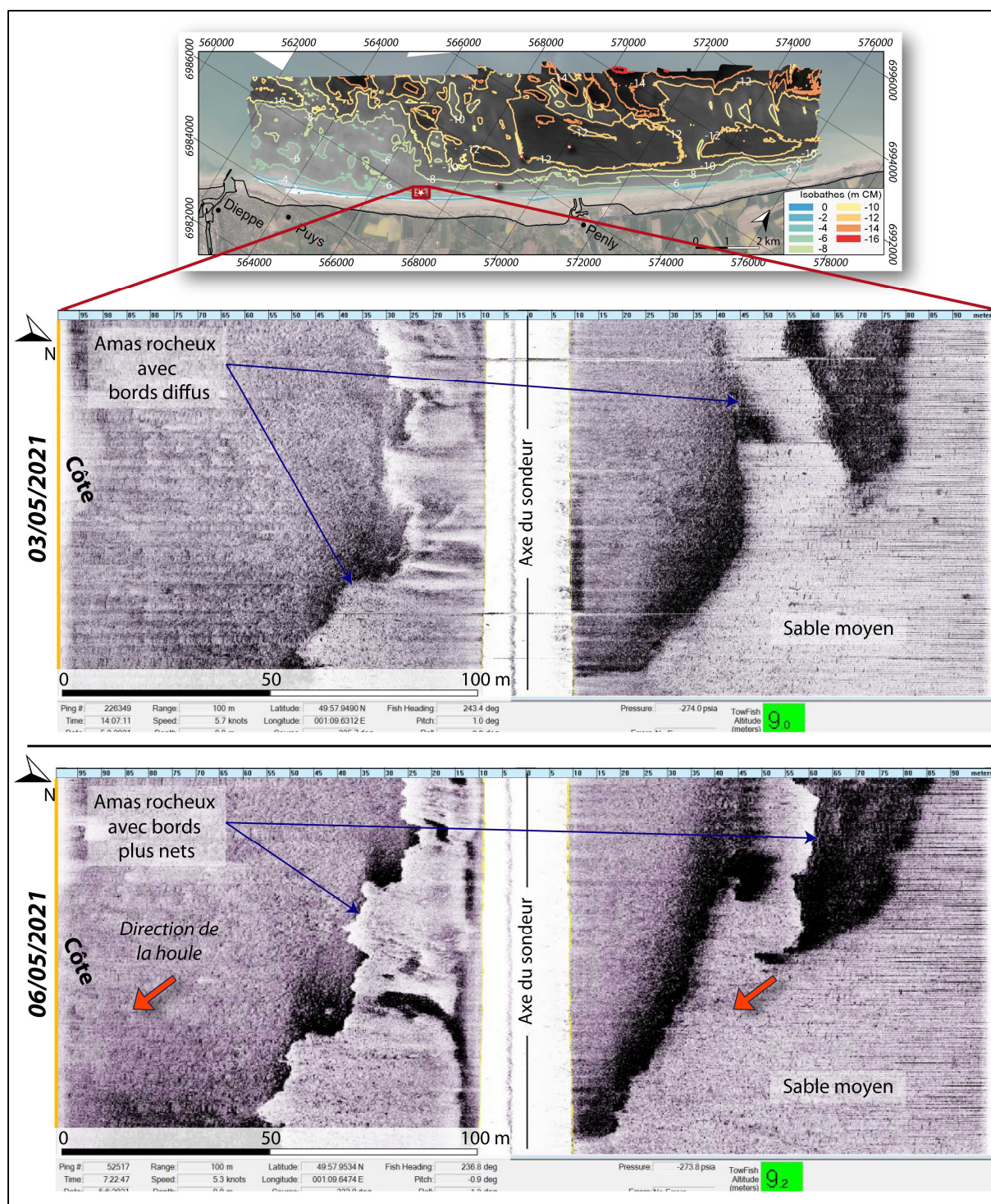


Figure 7.14 - Extraits de sonogrammes acquis sur une même zone par levé acoustique, à une profondeur de 5 m (CM), avant (03 mai) et après (06 mai) l'épisode venteux du 4 mai 2021 (d'après Clabaut, 2022).

La houle a façonné localement une fine couche de sédiment grossier (cailloutis) d'épaisseur centimétrique, pour créer des rides de houle à faible longueur d'onde. Ce phénomène d'oscillation serait également à l'origine d'un tri localisé des sédiments hétérogènes, séparant les sédiments grossiers des sables moyens à fins, et formant ainsi des taches sableuses peu épaisses (Clabaut, 2022). **Le remaniement du fond par les houles, lors du coup de vent du 4 mai 2021,**

se généralise à des profondeurs de -11 m (CM). Ces observations inédites montrent que **l'effet probablement conjugué des courants de marée**, parallèles ou obliques à la côte, **et de la houle**, presque frontale au trait de côte, est un **facteur important de transport du sable des petits fonds marins vers les estrans.**

Bien évidemment la question qui reste en suspens concerne les modalités précises de ces transports sableux, ainsi que les volumes mobilisés. Cependant, tout semble corroborer l'idée selon laquelle ces transports sableux cross-shore constituent une des origines des ensablements intertidaux observés, notamment sur la section côtière SVC/Dieppe, et plus localement entre Penly et Le Tréport.

Conclusion du Chapitre 7

Ce chapitre se proposait de décrire et d'analyser les échanges sableux transversaux entre la zone subtidale et l'estran, et ainsi confirmer la source majeure de l'ensablement provenant des petits fonds marins. Premièrement, la définition de la limite de fermeture de la houle, représentant sa limite d'action sur les stocks sableux mobilisables, a permis de montrer une profondeur limite comprise entre -10 et -14 m (CM), lors de conditions de basse mer de vive-eau, pour des houles de retour annuel (3 m) et décennal (5 m), confirmant les premiers travaux en la matière.

Une **modélisation numérique** simple a ensuite été effectuée, tout d'abord sur une large zone, entre Fécamp et Criel-sur-Mer, avec le logiciel TELEMAT, pour définir les potentiels secteurs dynamiques. Sans surprise, les secteurs au sud-ouest du Cap d'Ailly présentent des débits très faibles, peu importe la marée. A contrario, les secteurs les plus ensablés, au nord-est du Cap d'Ailly, peuvent être mis en mouvement, à basse mer de vive-eau. Les dynamiques cross-shores ont ensuite été modélisées sur plusieurs profils répartis représentatif du littoral, afin d'observer la dynamique sableuse sous plusieurs environnements (faible/forte pente, présence d'un abrupt terminal, etc.). Ces modélisations, sous XBeach, ont montré **le rôle de blocage de sédiments par l'abrupt plurimétrique**, mais également le dépôt possible de sable sur des secteurs déjà fortement ensablés (comme à Pourville-sur-Mer). Ainsi, ces modélisations, simples et parcellaires, corroborent malgré tout l'idée selon laquelle la répartition spatiale des ensablements subtidaux et intertidaux est commandée, d'une part, par les processus hydrodynamiques plus intenses dans la partie sud-occidentale de la Seine-Maritime, et d'autre part, par la morphologie de la plateforme marine, à savoir des échanges sableux cross-shore limités par la pente forte et les ruptures de pente (et bien évidemment les abrupts). Les pentes faibles et l'absence de ruptures de pente majeures entre Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe seraient propices aux apports sableux subtidaux. Même si des travaux complémentaires doivent être entrepris pour confirmer cette hypothèse, tout semble

suggérer que l'ensablement intertidal observé sur cette section côtière à une origine, au moins en partie, subtidale.

De plus, ces modélisations et hypothèses, d'apports sableux subtidaux, ont pu être confirmées grâce aux **observations in-situ** inédites, lors de la dernière campagne Ifremer/EDF de 2021 (Ditrecaux). L'impact direct de la houle sur le fond a pu être observé par imagerie sonar, avant et après une période de fort coup de vent en mai 2021. Les conditions de houle de retour annuel ont permis un remaniement des fonds sableux jusqu'à des profondeurs de -11 m (CM), en direction de la côte, confirmant l'apport de sédiments sableux vers la côte sous l'action de la houle. Ces observations inédites montrent que **l'effet, probablement conjugué, des courants de marée et de la houle** est un **facteur important de transport du sable des petits fonds marins vers les estrans**.

Conclusion de la Troisième partie

La troisième partie avait pour double objectif (1) d'étudier **les origines et les sources** de la fraction sableuse, et (2) d'observer et de décrire les **processus permettant leur transport**.

Les analyses géochimiques des sables intertidaux ont permis dans un premier temps, de décrire les sources possibles de la fraction sableuse, et leurs transports associés, montrant ainsi différentes sources majeures potentielles en fonction du type de grain : (i) les **particules d'origine terrigène** (quartz par exemple) ont une source plutôt **marine**, amenées par le transit cross-shore ; (ii) les **particules biogènes** (craie par exemple) peuvent être de source **continentale** (ici les falaises). L'analyse des deux modes granulométriques (160-200 μm et 315-400 μm), donc représentatifs de nos échantillons, ont montré, pour la fraction plus grossière, que les carbonates sont essentiellement coquilliers, tandis que pour la fraction plus fine, ces derniers sont dominés par les fragments de craie. L'hétérogénéité de la composition des sables n'a toutefois pas permis, avec cette méthode, de détecter des signatures géochimiques, pouvant tracer les différentes sources évoquées. Le développement de la méthode géochimique, par fluorescence X, pourrait néanmoins permettre, par exemple, d'effectuer des cartographies de la dynamique des sédiments en fonction de leur composition (particules terrigènes/biogènes), au regard des travaux de Baux (2018), par un échantillonnage maillé (homogène) et beaucoup plus fin (sur un secteur comprenant une partie inter et subtidale).

Des études ont ensuite été menées sur ces deux différentes sources, en se focalisant tout d'abord sur les **apports continentaux en sable**, notamment l'érosion des falaises crayeuses et les apports fluviaux. Les falaises seinomarines sont formées de craies datant du Crétacé Supérieur, surmontées par des formations superficielles sommitales composées de résidus à silex et de lœss. Le contenu des craies en fraction sableuse, analysé en laboratoire, est très faible ($<1\%$ en moyenne, sauf pour les craies du Cénomaniens, avec 4% , mais peu présentes sur le linéaire seinomarin). De plus, il s'agit d'un **sable fin de granulométrie inférieure à 160 μm** . Les formations superficielles surmontant les falaises, de moindre épaisseur, contiennent toutefois une quantité parfois importante de sables fins (jusqu'à 15%). Les taux de recul de ces falaises, localement très importants (plusieurs dizaines de cm/an), corrélés à ces teneurs en sables, révèlent un apport sableux annuel non négligeable, de l'ordre de $11\,000\text{ m}^3$. Toutefois, la part respective de chaque contribution montre une **faible production issue de l'érosion des craies** (environ 3%), une **part non négligeable issue des altérites à silex** (environ 31%), et un **apport majoritaire issu des formations lœssiques** (environ 66%). De plus, la répartition spatiale de ces apports potentiels sableux est très variable, et le secteur le plus pourvoyeur en sable (Fécamp - Saint-Valéry-en-Caux), est dépourvu de placages sableux sur la zone intertidale. Ainsi, ces quantités ne peuvent pas expliquer l'ensablement massif de la zone intertidale depuis 1966, principalement entre Saint-Valéry-en-Caux et le Tréport ($+670\,000\text{ m}^3$ pour la partie supérieure de l'estran (communes aux images analysées), et de l'ordre de $1\,000\,000\text{ m}^3$ estimés sur tout l'estran). Les **apports par les fleuves côtiers**, autre apport

« continental », sont majoritairement, d'après la littérature, constitués de matière en suspension (MES). Leur apport en sable est donc très négligeable. Toutefois, le fleuve **Seine** et sa baie se présentent comme un contributeur important. Les nombreux aménagements du lit de la Seine, depuis la fin du XIX^{ème} siècle (chenalisation, agrandissement des digues), ont en effet modifié les conditions hydrodynamiques et morphologiques de la Seine et de sa baie. Ainsi, les **deux grands bancs sableux longitudinaux** (du Ratier et d'Amfard), formés à l'embouchure de l'estuaire, migrent progressivement **vers le domaine marin** depuis plusieurs décennies (Delsinne, 2005). Par ailleurs, les produits de ces aménagements portuaires et de leur entretien par dragage (agrandissement et entretien des ports du Havre et de Rouen), sont clapés en mer. Ils représentent des volumes de sédiments très importants, majoritairement constitués de sédiments vaseux, mais également environ 10 % de sables fins à moyens. Ces dépôts clapés représentent plusieurs centaines de milliers de m³ de sable (entre 200 000 et 500 000 m³ de sables clapés annuellement). Leur remobilisation par les processus hydrodynamiques du large, en particulier les courants de marée, flot dominant qui porte vers le nord-est, permettrait à une quantité importante de sable d'être transportée au-delà du port d'Antifer.

Les **apports marins** apparaissent comme une **source majeure en sédiments sableux** fins à moyens, en raison des volumes mis en jeu. Différentes campagnes océanographiques menées par l'Ifremer depuis les années 1988 le long du littoral seinomarin, et particulièrement aux abords de Penly, ont permis de cartographier la nature des fonds, mais également sa dynamique morpho-sédimentaire. La répartition sédimentaire en domaine subtidal présente une évolution similaire à celle de la zone intertidale, avec premièrement la présence de deux compartiments distincts de part et d'autre de Saint-Valéry-en-Caux, l'un au sud-ouest présentant une couverture de sédiments grossiers voire de galets, et au nord-est avec la présence en grande quantité de sables fins à moyens. Deuxièmement, cette couverture sableuse semble diminuer depuis les années 2000 sur le secteur de Penly. Les prochaines missions (tous les 6 ans) permettront par la suite de confirmer ou non ce départ de sable. Des **modélisations numériques**, basées sur les caractéristiques physiques des sables (fraction modale) et des conditions hydrodynamiques mesurées, ont montré la remobilisation plus aisée des sables au nord-est de Saint-Valéry-en-Caux, en raison d'une plateforme rocheuse moins pentu et peu marquée par l'existence de ruptures de pentes, voire d'abrupts de fin de platier parfois d'amplitude plurimétrique, et pouvant bloquer la remontée des sédiments. Ces modélisations se sont toutefois limitées à une seule taille de grain. La modélisation de plusieurs classes granulométriques, voire de multi-classes, permettrait d'améliorer les modèles. Cette dynamique cross-shore a par ailleurs pu être observée *in-situ*, lors de la dernière campagne Ifremer de 2021 au droit de Dieppe, montrant **l'action de la houle sur les fonds et le transport des sables vers la côte** depuis des profondeurs de -14 m (CM), lors d'un coup de vent de période de retour annuel à biannuel.

C'est à l'issue de cette thèse qu'il nous semble possible de proposer un **schéma de synthèse** (Peuziat *et al.*, 2021), permettant d'identifier les origines, le cheminement et les arrivées sableuses sur la zone intertidale seinomarine, notamment au nord-est de Saint-Valéry-en-Caux

(Figure III.1.1). Nous avons en effet vu, dans le chapitre 6, que les stocks sableux en baie de Seine constituent une réserve conséquente de sables fins (jusqu'à 200-250 μm), de l'ordre de 20 millions de m^3 (remobilisation des zones de clapages, reprise de l'extrémité marine des bancs sableux qui migrent progressivement vers le domaine marin depuis plusieurs décennies, conséquence de la forte anthropisation du lit de la Seine, entraînant la modification des conditions hydrodynamiques). Ils peuvent ainsi potentiellement être repris au large par l'action des courants tidaux (flot dominant), et transportés vers le nord-est jusqu'en baie de Somme (flèche noire sur la figure), suffisamment au large pour ne pas être stoppés par la jetée du port d'Antifer. L'effet, sur les fonds, des houles de fortes tempêtes (décennales ?) agissant à basse mer de vive-eau, sont capables, à des profondeurs de -15 à -20 m (CM) (flèches vertes), et de façon saccadée dans le temps, de rapprocher directement ou progressivement les sables dans les très petits fonds, sur l'ensemble du littoral de Seine-Maritime (les forts courants entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux limitent néanmoins le dépôt de sables fins dans ce secteur). Ces sables peuvent arriver sur la zone intertidale, par l'intermédiaire de l'action de coups de vents plus modestes, dès lors que le platier rocheux est peu pentu, relativement large, et dépourvu de ruptures de pente, voire d'abrupts plurimétriques. Cette caractéristique morphologique de la plateforme d'érosion marine semble pouvoir expliquer la répartition spatiale des ensablements intertidaux seinomarins. Ainsi, la quasi absence de sable sur l'estran au sud-ouest de Saint-Valéry-en-Caux, pourrait s'expliquer par des courants de marée forts, limitant le dépôt des sables, mais également par une pente de la plateforme plus forte, et par la présence de nombreuses ruptures de pente, et d'abrupts plurimétriques de bas de platier, parallèles au rivage, et parfois continues sur de longs linéaires, limitant considérablement les apports sableux issus de la zone subtidale. A ces apports sableux, majoritairement subtidaux, s'ajouteraient ceux, plus modestes, issus de l'érosion des falaises, notamment des formations sédimentaires meubles sus-jacentes, qui, une fois déposés sur l'estran, transiteraient vers le nord-est suivant la dérive littorale dominante (flèche rouge). Ces volumes sableux, subtidaux et continentaux, évolueraient ensuite spatialement et temporellement sur l'estran, au gré de la variabilité des conditions météo-marines.

Finalement, ces **ensablements intertidaux** sont le résultat d'une **combinaison de facteurs physiques** (hydrodynamiques, géomorphologiques) et **anthropiques** (rejets de dragages, aménagements du lit de la Seine et de son estuaire), mais également de **relais de processus variables, à diverses échelles de temps** (de la continuité des transports tidaux, aux effets saccadés sur le fond des tempêtes), et de **diverses échelles spatiales** (de l'ensemble du littoral seinomarin, incluant la baie de Seine pour les possibles sources de sables, à la rugosité de l'estran, permettant localement (ou pas) l'arrivée de sables subtidaux).

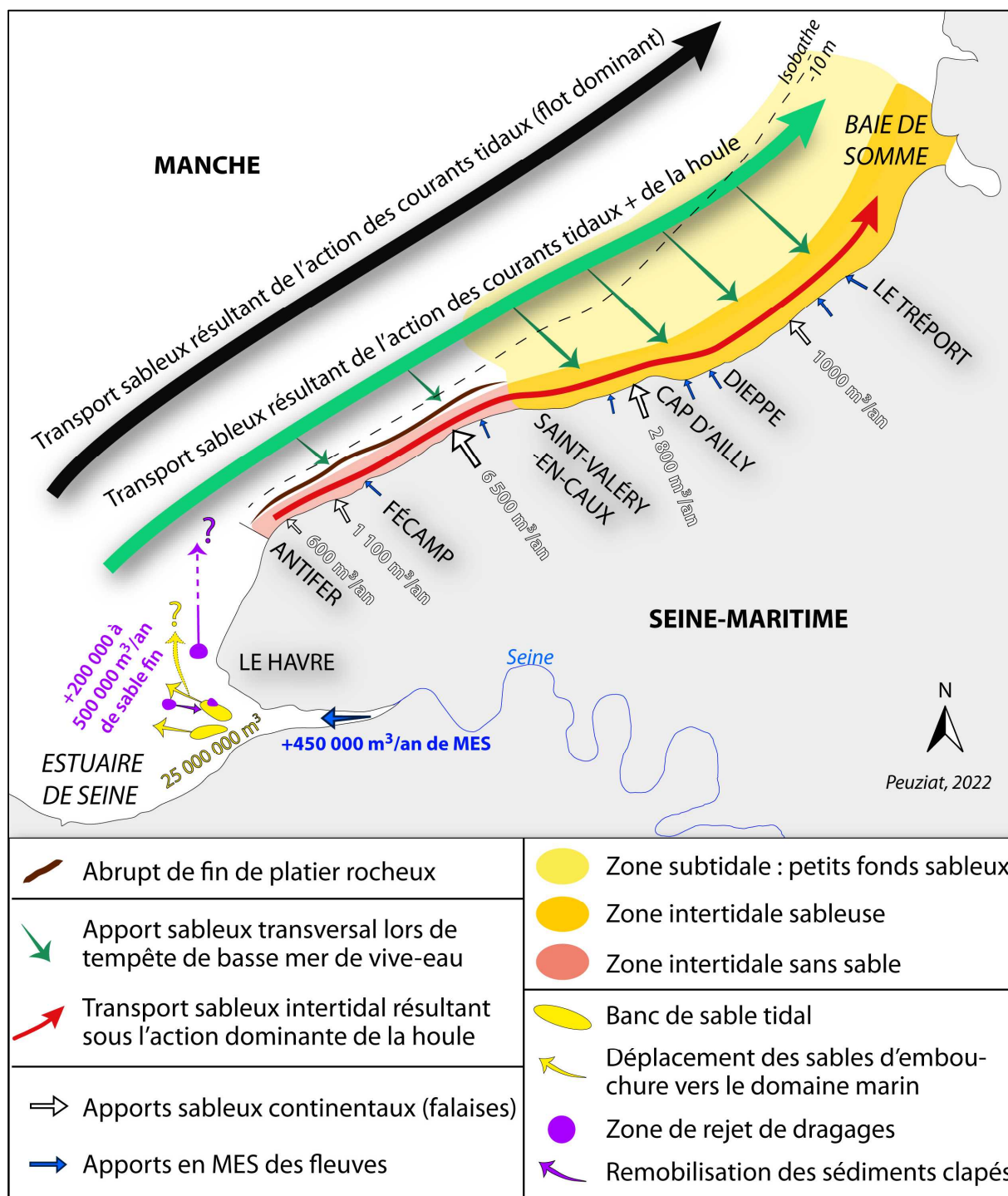


Figure III.1.1 - Schéma de synthèse des apports sableux, du transport et des échanges sableux sur le littoral de Seine-Maritime (Peuziat *et al.*, 2021).

Conclusion générale

L'ensablement historique, observé depuis plusieurs décennies sur la zone intertidale du littoral rocheux à falaises de Seine-Maritime, nous a conduit à plusieurs questionnements qui constituent le socle de ce projet de thèse :

- Ces arrivées sableuses intertidales se confirment-elles de nos jours ? Résultent-elles de tendances évolutives constantes, ou sont-elles le résultat d'arrivées sporadiques ?
- Quelles sont les origines de la fraction sableuse dans un environnement littoral à platier rocheux et à falaises de craie, dont le recul produit principalement des galets ?
- Quels facteurs et processus de transports peuvent expliquer ces arrivées sableuses sur le domaine intertidal ?

L'utilisation d'un panel d'outils transdisciplinaires, à différentes échelles de temps (de l'échelle l'historique à l'événement instantané), et d'espace (de l'ensemble des 100 km de linéaire côtier au site atelier), a permis de caractériser ces phénomènes d'ensablement, le long d'un secteur où la fraction sableuse n'était pas encore très abondante il y a une cinquantaine d'année, et en particulier au droit des larges vallées. Plusieurs approches complémentaires ont été développées :

- Des **études diachroniques des évolutions spatiales et temporelles des surfaces ensablées**, à plusieurs échelles par :
 - o Une **approche historique**, utilisant, d'une part, les documents historiques (cartographies, photographies) depuis le XVIII^{ème} siècle, et mettant en évidence la présence pérenne mais local de sable, et d'autre part, plusieurs missions de photographies aériennes verticales de l'IGN, de 1966 à 2020 (55 ans), sur l'intégralité de la zone d'étude, entre Antifer et Le Tréport, permettant le suivi des surfaces sableuses.

- Une **approche haute fréquence et haute résolution**, s'appuyant sur l'utilisation d'images satellites, disponibles depuis 2015, couplée à une méthode de Machine Learning, pour détecter semi-automatiquement des surfaces sableuses, et leur évolution à un pas de temps court (interannuel à mensuel), et selon des échelles spatiales différentes (de Étretat au Tréport, avec les images Sentinel-2 (10 m de résolution), au secteur du Cap d'Ailly avec les images PlanetScope (3 m de résolution) et Pléiades (0,5 m de résolution)).
- Un **suivi haute fréquence** de 2 zones ateliers, mettant en œuvre des profils de plage, un piège photographique et des levés drone, pour déterminer, i) les volumes de sables mobilisés lors de périodes à forte dynamique sédimentaire (hiver principalement) et ii) les conditions hydrodynamiques responsables de cette mobilité.
- **L'étude des origines et sources des ensablements** par :
 - Des analyses **en laboratoire** des sables intertidaux échantillonnés (granulométrie et géochimie). La teneur en sables des falaises crayeuses a également été mesurée.
 - Une **synthèse de la littérature** concernant la présence de fractions sableuses dans les zones subtidales et intertidales, mais aussi sur les apports potentiels sableux continentaux et fluviaux.
- La détermination des **processus de transport des sables**, et des **facteurs responsables** de l'ensablement, par :
 - La **mise en relation des domaines inter et subtidaux**, au moyen de l'analyse des cartographies morpho-sédimentaires des petits fonds (-10 -15 m CM) (Ifremer/EDF) depuis 1988.
 - Une **approche par modélisation numérique**, en utilisant les logiciels Telemac2D et XBeach, pour déterminer les possibilités d'apports sableux subtidaux vers la côte, en fonction des différentes caractéristiques morphologiques de la plateforme d'érosion marine (pente, présence d'abrupt) et de différentes conditions hydrodynamiques (houle, courant de marée).

Par **emboîtement d'échelles spatiales et temporelles**, ces travaux de thèse ont tenté de contribuer à la compréhension de la présence de fraction sableuse sur un littoral dominé par les falaises et les plateformes d'érosion marine, et notamment :

1. La variabilité spatiale à l'échelle historique, montrant la disparité des documents d'archives et leur évolution au cours du temps ;
2. La dynamique sableuse à plus court terme, au cours de la dernière décennie, et les potentielles conséquences de la forte mobilité sur le platier rocheux et les activités côtières ;
3. Les échanges sédimentaires entre le domaine marin et le domaine intertidal ; dynamiques et interrelations mieux connues pour les côtes sableuses.

Principaux résultats

Le système côtier particulier des côtes seinomarines, d'Antifer au Tréport, se caractérise par un **linéaire à falaises** taillées dans les craies du Crétacé Supérieur, prolongé vers la mer par une **large plateforme d'érosion marine**. Les **cordons de galets** qui se développent soit en pied de falaise, soit au débouché de vallées sous la contrainte d'ouvrages de défense contre la mer, jouent le rôle ambivalent de protection du pied de falaise, lorsque les accumulations sont importantes, mais aussi d'outil d'abrasion par la houle, pour saper la base des falaises et les plateformes d'érosion marines. Particularité du littoral seinomarin, la **présence de sable sous trois formes principales**, (1) les étendues pérennes, composées de sable fin à moyen, d'épaisseur pluri-métrique, et masquant les paléo-chenaux inscrits dans le platier rocheux, au droit des vallées, (2) les placages sableux mobiles, d'épaisseur décimétrique à métrique, et transitant le long de la zone intertidale principalement vers le nord-est, sous l'action de la dérive littorale d'estran et (3) les sables présents à la surface des cordons de galets sous la forme de placages sableux peu épais, constitués de sable moyen à grossier, ou encore les sables constituant, avec un mélange de sédiments grossiers (graviers, cailloutis), plus de la moitié du cœur des cordons. La fraction sableuse observée sur l'estran est de granulométrie fine et bien triée, de composition dominée par la silice (quartz et silex) et les carbonates (sous la forme de fragments coquilliers ou crayeux). Les sables observés sur les cordons de galets sont toutefois plus grossiers et moins bien triés, composés en grande quantité d'esquilles de silex et de fragments coquilliers. Ces éléments sont parfois retrouvés en bas estran sableux, constituant un marqueur d'échanges sableux entre bas estran et cordons de galets.

❖ *Variabilités spatiales et temporelles des surfaces ensablées*

L'approche historique contemporaine, à travers la photo-interprétation d'images aériennes verticales d'archives, a permis de confirmer les hypothèses émises dans les années 1990 (Costa, 1997 ; Augris *et al.*, 2004) d'une **arrivée massive et relativement récente** de sable sur la zone intertidale, entre 1966 et 2013, représentant un apport d'environ 670 000 m³ de sable (Peuziat *et al.*, 2021). Depuis 2013, la tendance globale est à la **stabilité** voire à la **diminution des surfaces sableuses**. La répartition spatiale de cet ensablement n'est toutefois pas homogène, le littoral seinomarin peut ainsi être divisée en **deux compartiments** : le secteur **occidental**, entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux, se caractérise par une faible quantité de **surfaces ensablées**, principalement situées au droit de petites vallées, ou sous la forme de placages sableux piégés dans les anfractuosités du platier rocheux. À l'inverse, le secteur **oriental**, de Saint-Valéry-en-Caux au Tréport, présente des **zones fortement ensablées**, particulièrement pour la cellule hydrosédimentaire « Saint-Valéry-en-Caux - Dieppe ».

Cette répartition spatiale peut en partie s'expliquer par des différences entre les deux compartiments, en termes de **morphologie du platier** (pente, largeur), et de conditions

hydrodynamiques. Le platier est moins large et plus pentu sur le secteur occidental, limitant possiblement la remontée de sables. De plus, les abrupts de bas de platier, quasi continus entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux, semblent également contraindre le dépôt de sable sur l'estran.

La classification supervisée par **Machine Learning** des **images satellites** disponibles depuis 2015, a confirmé l'existence de ces **deux compartiments** de part et d'autre de Saint-Valéry-en-Caux. Le secteur occidental présente un platier rocheux quasi dépourvu de fraction sableuse, contrairement au secteur oriental fortement ensablé. Sur le secteur oriental très ensablé, la méthode a également mis en évidence une **forte variabilité spatiale et temporelle des ensablements intertidaux**, entre 2016 et 2021, apportant ainsi des précisions sur la période de stabilisation voire de diminution des surfaces sableuses, observée depuis 2013 par les orthophotographies. L'utilisation conjointe de toutes les images satellites disponibles a permis d'observer, sur des secteurs plus restreints, **l'évolution saisonnière** des surfaces sableuses, voire quasi mensuelle, notamment autour du Cap d'Ailly (images PlanetScope). Plusieurs phases successives d'évolutions montrent une hétérogénéité des surfaces sableuses sur la zone intertidale. Ainsi, la **disparition des ensablements** s'effectue **entre l'automne et l'hiver** (correspondant à des périodes de plus forte agitation marine), et un **retour des ensablements au cours des périodes printanières et estivales** (marquant une résilience induite par une période d'agitation modérée à faible). Cette variabilité spatiale des ensablements correspond principalement à des échanges longitudinaux, ainsi qu'à des échanges transversaux, entre le bas et le haut estran. Cependant, quelques cas (apports généralisés sur l'ensemble de l'estran et de la zone étudiée) pourraient correspondre à des apports sableux subtidiaux.

Cette forte dynamique sableuse a également été observée sur des pas de temps plus courts, de l'échelle mensuelle à celle de la marée. Des suivis par **levés drone**, et **mesures de terrain** (profils de plage, piège photographique), sur deux sites ateliers fortement ensablés (autour du Cap d'Ailly), ont permis d'apporter des éléments de compréhension des dynamiques des ensablements, et notamment des volumes mis en jeu. A l'est du Cap d'Ailly, l'analyse des conditions hydrodynamiques, lors des mouvements des placages sableux, a montré que **l'orientation** des houles et des vents, vers le nord-est, semble avoir **plus d'impact** que leur intensité sur la mobilité des placages sableux. Des épisodes de fortes houles déplacent logiquement une quantité plus importante de sable. Les différents levés par drone, à Sainte-Marguerite-sur-Mer, ont permis de suivre l'évolution d'une surface de 0,2 km² sur 4 mois (durant la période hivernale, de novembre à février). Les analyses des modèles numériques de terrain et des conditions hydrodynamiques, ont montré que les **épisodes de fortes intensités**, de houles et de vent, sur une **période relativement courte** (quelques jours), peuvent provoquer une **érosion intense des ensablements intertidaux**, tandis que des **épisodes plus modérés** mais sur une **durée plus longue** (de l'ordre d'une dizaine de jours), permettraient un **apport de sable** à la côte. De même, à la suite d'une période de fortes agitations marines, alors que l'ensablement est resté spatialement homogène, le bas estran, au niveau des rigoles d'écoulement (carniaux) d'amplitude décimétrique, a été comblé par du sable dont l'origine est très probablement subtidale.

Ces dynamiques sableuses journalières ne sont pas sans **conséquences sur le fonctionnement morphologique et sédimentaire de la zone intertidale**. En effet, un suivi photogrammétrique du platier rocheux à l'Ailly, a montré que le passage fréquent de placages sableux d'épaisseur pluricentimétrique à métrique, tend à **abraser la surface du platier crayeux**. Par extrapolation sur une année, les taux d'abrasion seraient donc deux à trois fois plus importants que ceux mesurés sur des craies et calcaires (Moses *et al.*, 2014 ; Cullen *et al.*, 2018). De plus, lorsque la craie est fragilisée au préalable par la bioérosion, localement très importante, les épaisseurs de craie érodées en quelques mois sont pluricentimétriques.

La présence de placages sableux, et leur forte mobilité, joue également un **rôle majeur dans le fonctionnement morpho-sédimentaire** des cordons de galets (Carter et Orford, 1984 ; Costa, 1997 ; Mason, 1997 ; Pontee *et al.*, 2004 ; Buscombe et Masselink, 2006 ; Costa *et al.*, 2008 ; Stark et Hay, 2016). Cette fraction sableuse est observée à la surface de ces derniers, sous la forme de placage d'une épaisseur d'une dizaine de centimètres. Elle est également présente au sein même du cœur du cordon, et mélangée à des sédiments grossiers (rapiers, cailloutis). Elle influe ainsi sur la **porosité** et la **perméabilité** des cordons, conditionnant ainsi leur **penne** et leur **capacité d'adaptation** face aux facteurs hydrodynamiques, notamment la houle.

Une tentative d'analyse haute fréquence par Deep-Learning, sur des images prises quotidiennement par des caméras de suivi du littoral, a permis de mettre à jour la complexité de l'étude de ces formes sableuses, en raison de leur forte mobilité (à l'échelle de la marée), mais aussi la **difficulté d'associer des conditions hydrodynamiques** responsables des dynamiques des **formes sableuses observées**. L'évolution de l'intensité et de la **période de la houle** reste toutefois une piste privilégiée pouvant en partie expliquer l'apparition du sable à la surface des cordons, et parfois la conjonction de phénomènes de réflexion de la houle sur le perré, ou encore l'érosion massive de la partie sommitale du cordon.

❖ *Origines et processus de transport de la fraction sableuse intertidale*

Les analyses géochimiques des sables échantillonnés le long du littoral ont montré qu'ils ont deux principales sources : les **particules biogènes** (craie par exemple) pouvant provenir du **domaine continental**, et les **particules d'origine terrigène** (quartz par exemple) pouvant provenir du **domaine marin**. L'analyse des deux modes granulométriques (160-200 μm et 315-400 μm), fractions représentatives de nos échantillons, ont montré, pour la fraction la plus grossière, que les carbonates sont essentiellement coquilliers, tandis que pour la fraction plus fine, ces derniers sont dominés par les fragments de craie. De plus, l'**augmentation du rapport Si/Ca** (éléments dominants dans nos échantillons) des bas estrans aux hauts estrans, pour la fraction 315-400 μm , montre une **polarité terre-mer**, traduisant une **source marine** des fragments coquilliers, plus présents en bas estran, et une **source « cordon de galets »**, pour les esquilles de silex, dominante en haut d'estran.

La synthèse bibliographique sur les **apports continentaux** potentiels (principalement des falaises et des formations superficielles sommitales), ainsi que l'analyse en laboratoire de la teneur en sable des falaises crayeuses, ont permis d'identifier des apports annuels **non négligeables** de sable (de l'ordre de 11 000 m³ pour les falaises de Seine-Maritime). Toutefois, les sables contenus dans les craies sont de **granulométrie fine, inférieure à 160 µm**. De plus, la part respective de chaque contribution montre une **faible production issue de l'érosion des craies** (environ 3 %), avec néanmoins une **part non négligeable issue des formations superficielles sommitales** (31 % des **altérites à silex**, et 66 % des **lœss**). La répartition spatiale de ces apports potentiels sableux est également très variable. En effet, le secteur potentiellement le plus pourvoyeur en sable (Fécamp - Saint-Valéry-en-Caux), ne présente pas ou peu de placages sableux sur la zone intertidale. Ainsi, ces apports continentaux ne peuvent pas expliquer l'ensablement massif de la zone intertidale depuis 1966, principalement entre Saint-Valéry-en-Caux et le Tréport (+670 000 m³ pour la partie supérieure de l'estran (zone commune aux images analysées) et de l'ordre de 1 000 000 m³ estimés sur tout l'estran).

Les apports sédimentaires des **fleuves côtiers** (hors Seine), sont faibles, et majoritairement composés de **vase**. Leurs apports en sable sont très négligeables. La Seine et son embouchure, quant à elles, peuvent constituer une source potentielle en sable. Les nombreux aménagements depuis la fin du XIX^{ème} siècle (chenalisation, agrandissement des digues, etc.) ont entraîné une modification des conditions hydrodynamiques de l'estuaire, et ainsi de son fonctionnement morpho-sédimentaire. En conséquence, les **deux grands bancs sableux de l'embouchure** (bancs du Ratier et d'Amfard), migrent activement depuis plusieurs décennies **vers le domaine marin**, et pourraient ainsi être repris par les courants tidaux au large, vers le nord-est, et par conséquent alimenter les stocks sableux des petits fonds au droit du littoral seinomarin. De plus, les quantités de sédiments extraits et dragués lors de la construction et de l'entretien de ces aménagements (notamment des ports du Havre et de Rouen), sont clapés dans la baie, et constituent un stock important de sédiments, dont 10 % de sables fins à moyens. Ces stocks de plusieurs millions de m³, et leur remobilisation par les processus hydrodynamiques vers le nord-est, dépassant par le large le port d'Antifer, semblent être un contributeur en sable très important (près de 20 millions de m³ depuis les années 1970). Ainsi l'apport issu de la remobilisation des sables à l'embouchure marine de la Seine et des sables contenus dans les dépôts de clapages, et repris par les courants tidaux pour les disposer au droit du littoral seinomarin, est l'hypothèse privilégiée. Les volumes en jeu sont ici en correspondance avec les ensablements intertidaux, mais également avec sa dimension récente et massive.

Cependant, les transferts sableux des petits fonds vers l'estran sont à déterminer. Tout au long de ce travail doctoral, plusieurs observations sur des documents variés, plaident en faveur de cette origine subtidale. L'analyse des différentes cartographies morpho-sédimentaires des petits fonds (jusqu'à -15 m CM), réalisées par Ifremer (depuis 1988), montre, là encore, plusieurs arguments en faveur d'échanges sédimentaires cross-shores :

- Une **similitude entre la répartition spatiale** des surfaces ensablées, entre les petits fonds et la zone intertidale (présence de sable dans les domaines subtidaux et intertidaux, au nord-est de Saint-Valéry-en-Caux) ;
- Une **évolution synchrone** des surfaces ensablées entre les deux domaines (accroissement fort jusqu'au début des années 2000, puis un ralentissement, voire une réduction forte des surfaces ensablées) ;
- Des ouvrages perpendiculaires au trait de côte (jetées portuaires de Dieppe, du Tréport, jetée de la centrale EDF de Penly), subissant de **récents et d'importants ensablements**, mais qui se réduisent depuis une décennie ;
- Des **formes sableuses subtidales** (mégarides de houle) ayant un angle d'incidence avec le rivage (autour de Penly), indiquant des transports vers le rivage, alors que les courants, notamment de marée, sont parallèles à ce dernier.

D'autres éléments sont venus confirmer les possibles **échanges sableux transversaux** entre la zone subtidale et l'estran, et ainsi confirmer la source majeure de l'ensablement provenant des petits fonds marins :

- La **profondeur limite d'action de la houle** sur les stocks sableux mobilisables a été calculée. Ainsi, la remobilisation est théoriquement possible entre -10 et -14 m (CM) lors de conditions de basse mer de vive-eau, pour des houles de retour annuel (3 m) et décennal (5 m), confirmant les valeurs de la bibliographie (Latteux in Augris *et al.*, 2004).
- Des **modélisations numériques** sur une large zone (avec le logiciel Telemac2D) ont montré, sans surprise, que les secteurs au sud-ouest du Cap d'Ailly présentent des débits sableux très faibles quel que soit l'amplitude de la marée. A contrario, les secteurs les plus ensablés, au nord-est du Cap d'Ailly, peuvent être mis en mouvement à basse mer de vive-eau.
- Les **dynamiques cross-shores** ont également été modélisées (avec XBeach) sur plusieurs profils transversaux. Les résultats ont montré que la présence d'un abrupt plurimétrique, une rupture de pente ou un platier pentu, limiteraient fortement la remontée de sable vers l'estran, comme c'est le cas au sud-ouest de Saint-Valéry-en-Caux (et notamment aux alentours de Fécamp). A contrario, les transferts sableux semblent plus aisés pour des platiers plus larges, peu pentus et dénués de ruptures de pente. Ce sont justement dans ce type d'environnement que les ensablements subtidaux et intertidaux sont les plus importants, au nord-est de Saint-Valéry-en-Caux, et en particulier autour de Pourville-sur-Mer.
- **Les observations *in-situ*** inédites, lors de la dernière campagne Ifremer/EDF de 2021, avant et après une période de forte agitation marine, ont confirmés ces modélisations et hypothèses d'apports sableux subtidaux. L'impact direct de la houle sur le fond a pu être observé par imagerie sonar, avant et après une tempête de retour annuel, montrant le **remaniement des fonds sableux par la houle jusqu'à des profondeurs de -13 voire**

-14 m (CM), et bien évidemment dans les très petits fonds (-2 -3 m CM), et ce en direction de la côte.

Finalement, la répartition spatiale des ensablements subtidaux et intertidaux est commandée par les **processus hydrodynamiques** plus intenses dans la partie sud-occidentale de la Seine-Maritime, et par la **morphologie de la plateforme d'érosion marine**, dont la pente forte, les ruptures de pente et abrupts limitent les échanges sableux cross-shore. Au nord-est, les pentes faibles et l'absence de ruptures de pente majeures, notamment entre Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe, seraient au contraire propices aux apports sableux subtidaux. Bien que des travaux complémentaires soient encore nécessaires pour confirmer cette hypothèse, tout semble suggérer que l'ensablement intertidal observé sur cette section côtière a une origine, au moins en partie, subtidale.

❖ Schéma conceptuel général des phénomènes d'ensablement intertidaux et du fonctionnement de ce littoral rocheux

Un schéma de synthèse, permettant d'identifier les origines des arrivées sableuses sur la zone intertidale de Seine-Maritime, et leur modalité de transport, peut être proposé à l'issue de ces travaux de recherche.

Les **stocks sableux présent en baie de Seine** constituent une réserve conséquente de sable fin (jusqu'à 200 μm) de l'ordre de 20 millions de m^3 . Ils se composent principalement de l'extrémité marine des grands bancs sableux à l'embouchure de la Seine et des rejets de dragage. Ces stocks peuvent potentiellement être **repris vers le large par l'action des courants tidaux** (flot dominant), puis **transportés vers le nord-est**, parallèlement au rivage, dans les fonds de -10 à -20 m (CM), en direction de la baie de Somme. Les sables seraient transportés suffisamment au large pour contourner la jetée du port d'Antifer, et viendraient alimenter les stocks sableux subtidaux le long du littoral seinomarin.

L'action des houles de tempêtes (de retour annuel à décennal) agissant sur les fonds (à des profondeurs de -15 à -20 m (CM)) et lors de **basse mer de vive-eau**, est en mesure de **rapprocher directement ou progressivement les sables** dans les très petits fonds, sur l'ensemble du littoral de Seine-Maritime. Les forts courants entre Antifer et Saint-Valéry-en-Caux limitent toutefois le dépôt de sables fins dans ce secteur.

Ces sables peuvent ensuite être **mobilisés vers la zone intertidale** par l'intermédiaire de **l'action de coups de vents plus modestes**, et se déposer sur le platier rocheux dès lors qu'il est relativement large et que sa pente est faible et dépourvue d'abrupts métriques à plurimétriques. Ces **caractéristiques morphologiques de la plateforme d'érosion marine** (pente et largeur) semblent pouvoir expliquer la répartition spatiale des ensablements intertidaux seinomarins. De plus, les **abrupts terminaux limiteraient considérablement les apports sableux** issus de la zone subtidale.

Les **apports sableux intertidaux** peuvent plus modestement **provenir de l'érosion des falaises**, notamment des formations sédimentaires meubles sus-jacentes. Une fois déposés sur l'estran, ces dépôts sableux **transiteraient vers le nord-est suivant la dérive littorale dominante**.

Les volumes sableux subtidaux et continentaux évolueraient ensuite spatialement et temporellement sur l'estran, au grès de la variabilité des conditions météo-marines.

Les **ensablements intertidaux** de Seine-Maritime résultent finalement d'une **combinaison de facteurs physiques** (hydrodynamiques et géomorphologiques) et **anthropiques** (rejets de dragages, aménagements du lit de la Seine et de son estuaire). Ils résultent également de **relais de processus variables à diverses échelles de temps** (de la continuité des transports tidaux, aux effets saccadés sur le fond des tempêtes) et de **diverses échelles spatiales** (de l'ensemble du littoral seinomarin, incluant la baie de Seine pour les possibles sources de sables, à l'échelle de la morphologie de la plateforme d'érosion marine, permettant localement (ou pas) l'arrivée de sables subtidaux).

Malgré tout se pose la question de cette arrivée « massive » de sable depuis 1966, stabilisée depuis le début des années 2000 et semblant même en régression aussi bien dans le domaine subtidal qu'intertidal, depuis plus d'une décennie. Alors que les sources demeurent constantes (progression des bancs d'embouchure vers le large, zones de clapage toujours en fonction, érosion des falaises), doit-on voir dans cette évolution surfacique sableuse, l'impact d'une **réduction du nombre des tempête et coups de vent en Manche** depuis le début des années 2000 ? Des travaux complémentaires sont donc nécessaires pour étudier ces **possibles corrélations**. A ce titre, les vents forts mesurés au sémaphore de Dieppe depuis 1956, indiquent effectivement l'existence de vents forts nombreux jusqu'à la fin des années 1990, et une réduction importante depuis (Figure 1).

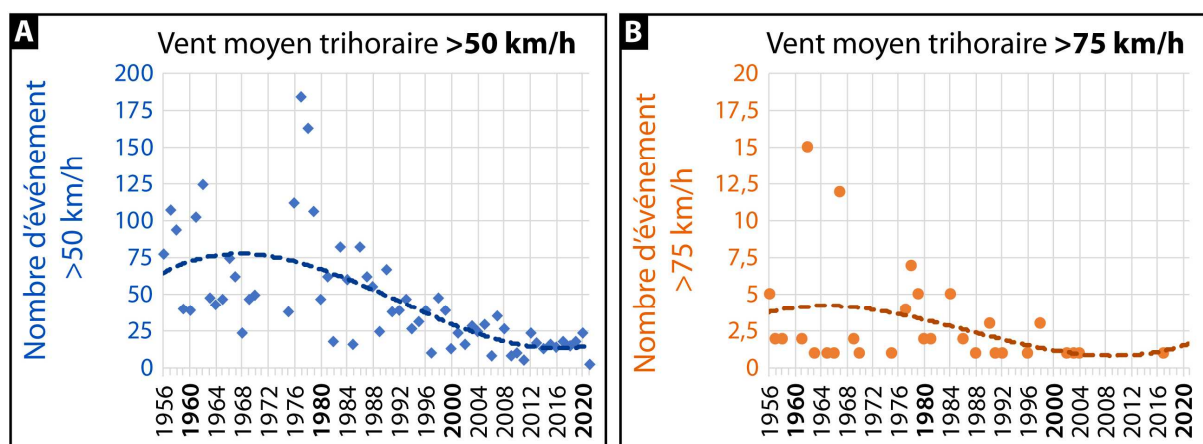


Figure 1 - Fréquence du nombre de coup de vents moyen trihoraire supérieur (A) à 50 km/h et (B) à 75 km/h, enregistré à Dieppe depuis 1956 (MétéoFrance).

❖ *Contexte géographique étendu*

Au-delà de la connaissance du fonctionnement de ce littoral rocheux, il s'agit également de considérer ces évolutions inter et subtidales sur un domaine étendu, de la baie de Seine au prisme Picard. En effet, les travaux de Auffret *et al.* (1980) ont montré que la limite du prisme sédimentaire sableux se déplace progressivement vers l'est, en même temps que les fonds s'érodent. De plus, la source en sédiments fins se tarit, à l'ouest, et les apports aux confins de ce prisme faiblissent par rapport à la capacité de transport (Augris *et al.*, 2004). Les stocks sableux subtidaux entre Saint-Valéry-en-Caux et Le Tréport devraient alors avoir progressivement migrés vers la baie de Somme. La présence actuelle de ces stocks, malgré leur diminution depuis les années 2000, conforte les hypothèses fortes d'une source anthropique, depuis l'estuaire de Seine. Ces stocks, notamment de sables fins ($< 200 \mu\text{m}$), seraient repris au large par les courants dominants et viendraient alimenter les petits fonds seinomars. Des études sont actuellement menées sur la quantification des stocks sédimentaires des littoraux normands, notamment dans le cadre du RIN SELINE. Elles visent à caractériser les processus de mobilité des sédiments, fins et grossiers, qui, depuis les domaines estuariens internes aux fonds subtidaux de la Manche, participent à l'alimentation des littoraux et conditionnent leur évolution du Pays de Caux au Cotentin.

Perspectives de recherche

❖ *Processus responsables des variabilités court termes*

Ces travaux de thèse auront permis d'observer l'évolution globale des surfaces sableuses à l'échelle de tout le littoral et à celle de deux sites ateliers, au travers de levés par drone et de suivis par profils de plage. Pour comprendre plus finement quel type de conditions météo-marines sont responsables de la mobilité d'importants volumes de sables, il s'agirait d'instrumentaliser la zone intertidale, en particulier des sites de Sainte-Marguerite-sur-Mer, Varengeville ou Penly, avec des pièges à sédiments, courantomètre et capteur de pression (Senechal *et al.*, 2011 ; Masselink *et al.*, 2016 ; Christensen *et al.*, 2019). L'objectif est de mettre en évidence les échanges entre les petits fonds et l'estran, et d'approfondir les modélisations numériques, dans la continuité des travaux de thèse de Thibault Oudart (2016) réalisés sur le littoral sableux des Hauts-de-France (thèse effectuée à l'université de Grenoble Alpes avec Philippe Larroude et Arnaud Héquette). La modélisation de plusieurs classes granulométriques, voire de multi-classes (même si les modélisations multi-classes sont encore expérimentales, Reniers *et al.*, 2013 ; Bergillos *et al.*, 2016), permettrait également de comprendre le comportement des différentes granulométries et leur mise en mouvement vers l'estran (zones de dépôts préférentielles, vitesse de déplacement et de sédimentation, etc.) mais aussi d'effectuer des cartographies précises, en fonction de la bathymétrie, des zones de mises en mouvement des grains de différentes tailles.

De plus, développer un suivi instrumentalisé du secteur intertidal aux abords de la centrale EDF de Penly, permettrait de mettre en corrélation les données acquises sur l'estran, avec la continuité des suivis morpho-sédimentaires des petits fonds effectués depuis 1988 par l'Ifremer pour le compte d'EDF.

Dans un même temps, et en toute complémentarité, pour affiner la compréhension de la mobilité des placages sableux, notamment lors de périodes de tempête, le développement d'un protocole de suivi par drone sur la semaine encadrant une tempête (avant/après) permettrait d'analyser plus finement les volumes de sables mis en jeu avec des conditions météo-marines connues et mesurées. L'utilisation d'un drone de type Ailes Volantes (drone à voilure fixe) permettait la couverture d'un secteur de 5 km², comme le secteur couvrant le Cap d'Ailly, entre Sainte-Marguerite-sur-Mer et Pourville-sur-Mer (Gómez-Gutiérrez et Gonçalves, 2020 ; Adade *et al.*, 2021 ; Gonçalves *et al.*, 2021 ; Kandrot *et al.*, 2021). De plus, ce type de drone propose des images multispectrales, pouvant être analysées en suivant la méthode de télédétection mise en œuvre lors de la thèse. Ce type de suivi est actuellement utilisé par la société *Créocéan* afin de proposer des solutions quant au déplacement des parcs ostréicoles à Veules-les-Roses, fortement perturbés par l'ensablement.

❖ *Origines des sables*

Les analyses menées durant ce travail ont déterminé que les apports sableux majoritaires, pouvant expliquer les ensablements intertidaux, proviennent du domaine subtidal. Ces stocks sableux seraient alimentés par les sédiments issus de la baie de Seine et transportés au large par les courantstidaux. Ainsi, l'approfondissement de la méthode géochimique, par fluorescence X, permettrait par exemple d'analyser les prélèvements de sable effectués en baie de Seine (Lesourd *et al.*, 2016 ; Baux, 2018) et ainsi comparer les signatures géochimiques aux stocks sableux des petits fonds, notamment aux échantillons prélevés pendant les campagnes Ifremer, pour appuyer l'hypothèse d'apports issus de la baie de Seine. De plus, cette technique permettrait, par un échantillonnage maillé (homogène) et beaucoup plus fin (sur un secteur comprenant une partie inter et subtidale), d'effectuer des cartographies de la dynamique des sédiments en fonction de leur composition, au regard des travaux de Baux (2018). Dans la continuité de notre thèse, celle initiée par Clément Frigola (débutée en 2021), et dirigée par Anne Murat et Gwendoline Grégoire au CNAM-Intechmer-LUSAC, vise à développer cette méthode et approfondir ces analyses géochimiques, notamment autour de Saint-Valéry-en-Caux.

❖ *Conséquence sur la biodiversité*

La forte mobilité des placages sableux à la surface du platier rocheux abrase la craie, localement sur plusieurs centimètres, lorsque cette dernière est fragilisée par la bioérosion. Mais cette dynamique sableuse impacte également la biodiversité implantée préférentiellement sur un socle

rocheux. L'analyse spectrale, par image satellite ou drone, pourrait être effectuée sur la biodiversité, et particulièrement sur les algues et micro-organismes accrochés au platier crayeux (Nofal et Abboud, 2016 ; Tait *et al.*, 2019 ; Taddia *et al.*, 2020). La méthode de Machine Learning par classification supervisée pourrait donc être adaptée, mais nécessite des images aux résolutions suffisantes (comme les images Pléiades (0,5 m), ou par imagerie drone) pour distinguer les surfaces colonisées par les organismes vivants suivis tels que les laminaires.

Au-delà des perspectives d'amélioration des travaux réalisés à l'échelle du littoral de Seine-Maritime, il s'agirait de compléter les connaissances pluridisciplinaires sur le fonctionnement de la cellule hydrosédimentaire « baie de Seine – baie de Somme » (Grenard-Grand *et al.* in prep) et plus largement de la Manche.

Les travaux en cours sur les stocks sédimentaires subtidaux à l'échelle de la Normandie vont affiner la compréhension des dynamiques de ce système complexe, à la fois par ses conditions hydrodynamiques et son évolution morpho-sédimentaire.

La compréhension du fonctionnement complexe des plages mixtes reste ainsi un défi mais la fraction sableuse doit être prise en compte comme un élément majeur de leur dynamique.

Références bibliographiques

A

- AAGAARD T., BRINKKEMPER J., CHRISTENSEN D. F., HUGHES M. G., RUESSINK G., 2021, "Surf Zone Turbulence and Suspended Sediment Dynamics—A Review", *Journal of Marine Science and Engineering*, Vol.9, N°11, 1300.
- ABADIE L. M., JACKSON L. P., SAINZ DE MURIETA E., JEVREJEVA S., GALARRAGA I., 2020, "Comparing urban coastal flood risk in 136 cities under two alternative sea-level projections: RCP 8.5 and an expert opinion-based high-end scenario", *Ocean & Coastal Management*, Vol.193, 105249.
- ABBOTT J. E., FRANCIS J. R. D., 1977, "Saltation and suspension trajectories of solid grains in a water stream", *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, Vol.284, N°1321, 225-254.
- ABDI A. M., 2020, "Land cover and land use classification performance of machine learning algorithms in a boreal landscape using Sentinel-2 data", *GIScience & Remote Sensing*, Vol.57, N°1, 1-20.
- ABELLAN A., DERRON M.-H., JABOYEDOFF M., 2016, "Use of 3D Point Clouds in Geohazards" Special Issue: Current Challenges and Future Trends", *Remote Sensing*, Vol.8, N°2, 130.
- ADADE R., AIBINU A. M., EKUMAH B., ASAANA J., 2021, "Unmanned Aerial Vehicle (UAV) applications in coastal zone management—a review", *Environmental Monitoring and Assessment*, Vol.193, N°3, 154.
- ADAM E., MUTANGA O., ODINDI J., ABDEL-RAHMAN E. M., 2014, "Land-use/cover classification in a heterogeneous coastal landscape using RapidEye imagery: evaluating the performance of random forest and support vector machines classifiers", *International Journal of Remote Sensing*, Vol.35, N°10, 3440-3458.
- ALCARAS E., PARENTE C., VALLARIO A., 2021, "Automation of Pan-Sharpener Methods for Pléiades Images Using GIS Basic Functions", *Remote Sensing*, Vol.13, N°8, 1550.
- ALDUC D., 1979, *La Manche orientale : étude géomorphologique du réseau de paléovallées*. Thèse de doctorat, Université de Caen, 146 p.
- ALLEN H., DELANNOY B., 1990, "Mesure de houle en différents sites du littoral français", *Rapport EDF-LNH HE-45/88.03*, Vol.532, 288 p.
- ANDREWS C., WILLIAMS R. B. G., 2000, "Limpet erosion of chalk shore platforms in southeast England", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.25, N°12, 1371-1381.
- ANTHONY E. J., 2000, "Marine sand supply and Holocene coastal sedimentation in northern France between the Somme estuary and Belgium", *Geological Society, London, Special Publications*, Vol.175, N°1, 87-97.
- ANTHONY E. J., 2008, *Shore processes and their palaeoenvironmental applications*. Elsevier. 94 p.
- ANTHONY E. J., AAGAARD T., 2020, "The lower shoreface: Morphodynamics and sediment connectivity with the upper shoreface and beach", *Earth-Science Reviews*, Vol.210, 103334.
- ANTHONY E. J., DUBAR M., COHEN O., 1998, "Les cordons de galets de la Baie des Anges : histoire environnementale et stratigraphique ; évolution morphodynamique récente en réponse à des aménagements/The gravel barriers of the Baie des Anges (French Riviera): environmental and stratigraphic history; recent morphodynamic responses to coastal management", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.4, N°2, 167-187.
- ANTHONY E. J., LEVOY F., MONFORT O., 2004, "Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France", *Marine Geology*, Vol.208, N°1, 73-100.
- ANTHONY E. J., VANHEE S., RUZ M.-H., 2006, "Short-term beach–dune sand budgets on the North Sea coast of France: Sand supply from shoreface to dunes, and the role of wind and fetch", *Geomorphology*, Vol.81, N°3-4, 316-329.
- ANTOINE P., COUTARD J.-P., GIBBARD P., HALLEGOUET B., LAUTRIDOU J.-P., OZOUF J.-C., 2003, "The Pleistocene rivers of the English Channel region", *Journal of Quaternary Science*, Vol.18, N°3-4, 227-243.

- ANTOINE P., LAUTRIDOU J. P., LAURENT M., 2000, "Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes", *Geomorphology*, Vol.33, N°3-4, 183-207.
- ASHLEY M., 1990, "Classification of large-scale subaqueous bedforms; a new look at an old problem". *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 60, N°1, 160-172.
- AUFFRET J. P., ALDUC D., 1977, "Ensembles sédimentaires et formes d'érosion du Quaternaire sous-marin de la Manche orientale", *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, Vol.14, N°4, 71-75.
- AUFFRET J., ALDUC D., LARSONNEUR C., SMITH A., 1980, "Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale", 21-35
- AUFFRET J.-P., ALDUC D., LARSONNEUR C., SMITH A. J., 1982, "La Manche Orientale : carte des paléo-vallées et des bancs sableux.", Ed. Cnexo-BRGM.
- AUFFRET J.-P., ALDUC D., LARSONNEUR C., SMITH A. J., 1983, "La Manche orientale, carte des paléovallées et bancs sableux.", CNEXO/BRGM.
- AUFFRET J.-P., HOMMERIL P., LARSONNEUR C., 1975, "La mer de la manche, modèle de bassin sédimentaire épicontinental sous climat tempéré", 9^{ème} congrès international de sédimentologie, Nice, France, 10 p.
- AUGRIS C., CLABAUT P., 2013, *Cartographie morpho-sédimentaire des petits fonds marins du Cap d'Antifer au Cap d'Ailly, Haute-Normandie*. Editions Quae, 80 p.
- AUGRIS C., CLABAUT P., BOURILLET J.-F., DREVES L., 1993, "Carte morpho-sédimentaire du domaine marin côtier entre Dieppe et le Tréport (Seine-Maritime)", IFREMER.
- AUGRIS C., CLABAUT P., COSTA S., GOURMELON F., LATTEUX B., 2004, *Évolution morpho-sédimentaire du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime*. Editions Quae, 159 p.
- AVOINE J., 1981, *L'estuaire de la Seine : sédiments et dynamique sédimentaire*. Thèse de doctorat, Université de Caen, 223 p.
- AVOINE J., 1985, "Evaluation des apports fluviaux dans l'estuaire de la Seine", colloque IFREMER, 117-123.
- AVOINE J., 1995, *Synthèse des connaissances sur l'estuaire de la Seine*. Sédimentologie. Rapport IFREMER-Port Autonome du Havre.
- AVOINE J., ALLEN G. P., NICHOLS M., SALOMON J. C., LARSONNEUR C., 1981, "Suspended-sediment transport in the Seine estuary, France : Effect of man-made modifications on estuary—shelf sedimentology", *Marine Geology*, Vol.40, N°1-2, 119-137.

B

- BAETEMAN C., WALLER M., KIDEN P., 2011, "Reconstructing middle to late Holocene sea-level change: A methodological review with particular reference to 'A new Holocene sea-level curve for the southern North Sea' presented by K.-E. Behre: Reconstructing middle to late Holocene sea-level change", *Boreas*, Vol.40, N°4, 557-572.
- BAFFREAU A., 2015a, 23M000012, Sables propres à *Nephtys cirrosa* de Manche orientale. INPN, SPN-MNHN Paris, 18 p.
- BAFFREAU A., 2015b, 23M000015, Moulrières littorales de Varengeville-sur-Mer à Bracquemont. INPN, SPN-MNHN Paris, 7 p.
- BAFFREAU A., 2015c, 23M000016, Moulrières littorales de Criel-sur-Mer au Tréport. INPN, SPN-MNHN Paris, 8 p.
- BAFFREAU A., 2015d, 23M000001, Platier rocheux d'Étretat Porte D'amont à Senneville-sur-Fécamp. INPN, SPN-MNHN Paris, 23.
- BAFFREAU A., DAUVIN J.-C., POISSON E., BALAY P., DUHAMEL S., RUELLET T., 2015, Proposition de nouveaux périmètres ZNIEFF-Marines et mise à jour des ZNIEFF existantes en Manche centrale et orientale haut-normande. Rapport final. Rapport UMR 6143 M2C CNRS-Université de Caen Basse-Normandie, CSLN, GEMEL, 28 p.
- BAILLY DU BOIS, P., 2000, Représentation continue des classes granulométriques des sédiments superficiels de la Manche à partir des travaux de C. Larssonneur, 1971. IPSN/DPRE, 14 p.
- BAUX N., 2018, *Dynamique d'habitats benthiques sous contraintes anthropiques : le cas du site de dépôt de dragage d'Octeville*. Thèse de doctorat, Université de Caen, 384 p.
- BAUX N., MÉAR Y., POIZOT E., MURAT A., BERYOUNI K., DAUVIN J.-C., 2017, "Improving the dumping Octeville site monitoring in a dynamic environment (Bay of Seine, English Channel)", *Marine pollution bulletin*, Vol.129, n°2, 425-437.
- BEHRE K.-E., 2012, "Sea-level changes in the southern North Sea region: a response to Bungenstock and Weerts (2010)", *International Journal of Earth Sciences*, Vol.101, N°4, 1077-1082.
- BELDERSON R., JOHNSON M., KENYON N., 1982, "Bedforms. [In]: Stride, AH (Ed.), *Offshore tidal sand, processes and deposits*",

- BELLESSERT B., 1985, Projet d'extension du port de Dieppe. Étude sédimentologique. Rapport LCHF, 41 p.
- BENAVENTE J., DEL RÍO L., GRACIA F. J., MARTÍNEZ-DEL-POZO J. A., 2006, "Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain)", *Continental Shelf Research*, Vol.26, N°9, 1061-1076.
- BENOIT M., MARCOS F., BECQ F., 1997, TOMAWAC : Un module de prédiction des houles de tempêtes en eau profonde et en zone côtière. EDF, 10 p.
- BERGILLOS R. J., ORTEGA-SÁNCHEZ M., MASSELINK G., LOSADA M. A., 2016, "Morpho-sedimentary dynamics of a micro-tidal mixed sand and gravel beach, Playa Granada, southern Spain", *Marine Geology*, Vol.379, 28-38.
- BERTHOIS L., BERTHOIS C., 1955, "Etude lithologique des sédiments récoltés par le « Président-Théodore-Tissier » en rade de Brest et en Manche (campagne-1949)", *Revue des Travaux de l'Institut des Pêches Maritimes*, Vol.19, N°4, 469-499.
- BESNARD B., 2008, 230000838, Le Cap d'Ailly. INPN, SPN-MNHN Paris, 11 p.
- BIAN L., MELESSE A. M., LEON A. S., VERMA V., YIN Z., 2021, "A Deterministic Topographic Wetland Index Based on LiDAR-Derived DEM for Delineating Open-Water Wetlands", *Water*, Vol.13, N°18, 2487.
- BIASQUE M., SENECHAL N., 2020, "Analysis of Two Contrasting Seasonal Recovery Periods of an Open Sandy Beach, using High Frequency DGPS Surveys", *Journal of Coastal Research*, Vol.95, N°SI, 377-381.
- BIGNOT G., 1962, "Etude micropaléontologique de la formation de Varengeville du gisement Eocène du Cap d'Ailly (Seine-Maritime)", *Revue de Micropaléontologie*, Vol.5, N°3, 161-184.
- BIGNOT G., 1965, "Le gisement éocène du cap d'Ailly (près de Dieppe, Seine-Maritime)", *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol.7, N°2, 273-283.
- BLANCO-CHAO R., PÉREZ-ALBERTI A., TRENHAILE A.S., COSTA-CASAS M., & VALCÁRCCEL-DÍAZ M., 2007, « Shore platform abrasion in a para-periglacial environment, Galicia, northwestern Spain ». *Geomorphology*, Vol. 83, N°1-2, p. 136-151.
- BLANPAIN O., 2009, Dynamique sédimentaire multiclasse : de l'étude des processus à la modélisation en Manche. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 397 p.
- BLOSSIER B., BRYAN K. R., DALY C. J., WINTER C., 2016, "Nearshore sandbar rotation at single-barred embayed beaches", *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Vol.121, N°4, 2286-2313.
- BOLLE A., MERCELIS P., ROELVINK D., HAERENS P., TROUW K., 2011, "Application and validation of XBeach for three different field sites", *Coastal Engineering Proceedings*, N°32, 40-40.
- BON DE SOUSA L., LOUREIRO C., FERREIRA O., 2018, "Morphological and economic impacts of rising sea levels on cliff-backed platform beaches in southern Portugal", *Applied Geography*, Vol.99, 31-43.
- BOUVIER, C., BALOUIN, Y., CASTELLE, B., HOLMAN, R., 2019. "Modelling camera viewing angle deviation to improve nearshore video monitoring". *Coastal Engineering*, 147, 99-106.
- BREIMAN L., 2001, "Random forests", *Machine learning*, Vol.45, N°1, 5-32.
- BRODU N., 2017, "Super-resolving multiresolution images with band-independent geometry of multispectral pixels", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol.55, n°8, 4610-4617.
- BURKE M., DRISCOLL A., LOBELL D. B., ERMON S., 2021, "Using satellite imagery to understand and promote sustainable development", *Science*, Vol.371, N°6535, 43 p.
- BUSCOMBE D., MASSELINK G., 2006, "Concepts in gravel beach dynamics", *Earth-Science Reviews*, Vol.79, N°1-2, 33-52.

C

- CABALLERO I., FERNÁNDEZ R., ESCALANTE O. M., MAMÁN L., NAVARRO G., 2020, "New capabilities of Sentinel-2A/B satellites combined with in situ data for monitoring small harmful algal blooms in complex coastal waters", *Scientific Reports*, Vol.10, N°1, 8743.
- CAILLEUX A., TRICART J., 1959, Initiation à l'étude des sables et des galets. Paris, Centre de la documentation universitaire, 369 p.
- CALDWELL N. E., WILLIAMS A. T., 1986, "Spatial and seasonal pebble beach profile characteristics", *Geological Journal*, Vol.21, N°2, 127-138.
- CANTAT O., 2015, La diversité spatio-temporelle du climat bas-normand et ses impacts environnementaux et sociétaux. Habilitation à Diriger des Recherches, Université Paris 7 Diderot, 288 p.
- CANTAT O., BEAUVAIS F., HERICHER S., 2020, Le climat en Normandie : présentation et évolutions. DREAL Normandie.
- CANTAT O., COSTA S., LETORTU P., 2012, Subir, réagir et s'adapter aux changements globaux : l'exemple de la côte des havres (Ouest Cotentin, Manche occidentale). LITEAUIII-Surcote, 98 .
- CARIOU C., LE MOAN S., CHEHDI K., 2020, "Improving K-Nearest Neighbor Approaches for Density-Based Pixel Clustering in Hyperspectral Remote Sensing Images", *Remote Sensing*, Vol.12, N°22, 3745.

- CARTER R. W. G., ORFORD J. D., 1984, "Coarse clastic barrier beaches: a discussion of the distinctive dynamic and morphosedimentary characteristics", *Developments in Sedimentology*. Elsevier, 377-389 p.
- CARTER R. W. G., ORFORD J. D., 1988, "Conceptual Model of Coarse Clastic Barrier Formation from Multiple Sediment Sources", *Geographical Review*, Vol.78, N°2, 221.
- CARTER R. W. G., ORFORD J. D., 1993, "The Morphodynamics of Coarse Clastic Beaches and Barriers: A Short- and Long-term Perspective", *Journal of Coastal Research*, Vol.15, 158-179.
- CASTELLE B., MARIEU V., BUJAN S., SPLINTER K. D., ROBINET A., SÉNÉCHAL N., ET AL., 2015, "Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp embayments", *Geomorphology*, Vol.238, 135-148.
- CAVELIER C., LORENZ J., 1987, "Aspect et évolution géologiques du Bassin parisien : stratigraphie, tectonique, géomorphologie, facettes régionales, géologie sous-marine, les progrès récents", *Association des géologues du Bassin de Paris*, N°6, 271 p.
- CAVELIER C., POMEROL C., 1979, "Chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoïques dans le Bassin de Paris", *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol.7, N°1, 33-48.
- CAZENAVE A., LLOVEL W., 2010, "Contemporary Sea Level Rise", *Annual Review of Marine Science*, Vol.2, N°1, 145-173.
- CAZES M., TORREILLES G., BOIS C., DAMOTTE B., GALDEANO A., HIRN A., ET AL., 1985, "Structure de la croûte hercynienne du nord de la France ; premiers résultats du profil ECORS", *Bulletin de la Société géologique de France*, Vol.1, N°6, 925-941.
- CEREMA., 2019, *Dynamiques et évolution du littoral - Fascicule 3 : Synthèse des connaissances du cap d'Antifer au cap de la Hague*, Editions CEREMA, 609 p.
- CEREMA., 2020, "Fiches synthétiques de mesure des états de mer du réseau CANDHIS - Tome 1, Mer du Nord, Manche et Atlantique", Editions CEREMA, 274 p.
- CHAPON P., 1964, "L'ouverture du nouveau chenal d'accès au port de Rouen dans l'estuaire de la Seine", *La Houille Blanche*, Vol.50, N°4, 509-520.
- CHIABRANDO F., LINGUA A., NOARDO F., SPANO A., 2014, "3D modelling of trompe l'oeil decorated vaults using dense matching techniques", *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol.II-5, 97-104.
- CHRISTENSEN D. F., BRINKKEMPER J., RUESSINK G., AAGAARD T., 2019, "Field observations of intra-wave sediment suspension and transport in the intertidal and shallow subtidal zones", *Marine Geology*, Vol.413, 10-26.
- CHRISTOPHE E., INGLADA J., GIROS A., 2008, "Orfeo toolbox: a complete solution for mapping from high resolution satellite images", *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol.37, N°PART B4, 1263-1268.
- CIAVOLA P., CASTIGLIONE E., 2009, "Sediment dynamics of mixed sand and gravel beaches at short time-scales", *Journal of Coastal Research*, N°56, 5.
- CLABAUT P., 2010, *Facteurs naturels et anthropiques de distribution et de dynamique des fonds marins côtiers. Application aux fonds sableux de Manche orientale et aux herbiers de Posidonies de Corse*. Université de Corse, 95 p.
- CLABAUT P., 2022, *Analyse des levés acoustiques de la mission DITRECAUX 2021*.
- COBO-VIVEROS, A., CANTERA-KINTZ, J. R. 2015. "Main factors determining bioerosion patterns on rocky cliffs in a drowned valley estuary in the Colombian Pacific (Eastern Tropical Pacific)". *Geomorphology*, 246, 220-231
- COHN N., RUGGIERO P., DE VRIES S., GARCÍA-MEDINA G., 2017, "Beach growth driven by intertidal sandbar welding", *Coastal Dynamics*, N°199, 12 p.
- COLLIN, A., ARCHAMBAULT, P., PLANES, S. 2013. "Bridging Ridge-to-Reef Patches: Seamless Classification of the Coast Using Very High-Resolution Satellite". *Remote Sensing*, Vol 5, N°7, 3583-3610.
- COLLIN A., JAMES D., MURY A., LETARD M., HOUET T., GLORIA H., ET AL., 2021, *Multiscale Mapping of the Salt Marshes Using Sentinel-2, Dove and UAV Imagery in the Bay of Mont-Saint-Michel*. LIFE SCIENCES preprint.
- CONGALTON R. G., 1991, "A review of assessing the accuracy of classifications of remotely sensed data", *Remote Sensing of Environment*, Vol.37, N°1, 35-46.
- CONGALTON R. G., GREEN K., 2019, *Assessing the accuracy of remotely sensed data: principles and practices*. Ville edition, CRC press, 348 p.
- CONGEDO L., 2020, "Semi-Automatic Classification Plugin Documentation", 234 p.
- CONGEDO L., 2021, "Semi-Automatic Classification Plugin: A Python tool for the download and processing of remote sensing images in QGIS", *Journal of Open Source Software*, Vol.6, N°64, 3172.
- COSTA S., 1997, *Dynamique littorale et risques naturels : L'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la baie de Seine et la baie de Somme (Haute-Normandie, Picardie ; France)*. Thèse de doctorat, Université de Paris I, Panthéon-Sorbonne, 347 p.

- COSTA S., 1998, "Élévation du niveau marin et stratégies de réponse : le cas du littoral normano-picard", *Annales de Géographie*, Vol.107, N°600, 179-200.
- COSTA S., 1999, "Sédimentologie des plages de galets des côtes françaises de la Manche : application à la défense contre la mer / The sedimentology of shingle beaches on the French Channel coasts : its application to sea defense", *Revue de géographie de Lyon*, Vol.74, N°1, 35-43.
- COSTA S., 2000a, Réactualisation des connaissances et mise en place d'une méthode de suivi de la dynamique du littoral haut-normand et picard. Rapport final. Préfecture de Picardie, Contrat de Plan Interrégional du Bassin de Paris (CPIBP).
- COSTA S., 2000b, "Le recul des falaises du pays de Caux", *Bulletin d'information des géologues du bassin de Paris*, Vol.37, N°1, 31-34.
- 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. Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Bretagne Occidentale, 330 p.
- COSTA S., AUGRIS C., CLABAUT P., 1996, "Formation récente d'une plage sableuse devant les falaises crayeuses du site de Penly (Seine-Maritime) ; origine et interprétation dynamique", *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*.
- COSTA S., DAVIDSON R., 2002, Suivi des opérations de dragage au droit des jetées du port de Dieppe. Rapport d'étude pour la Direction Départementale de l'Équipement, service Maritime de Dieppe, 32 p.
- COSTA S., DAVIDSON R., 2004, "Ouvrages transversaux portuaires et impacts hydrosédimentaires : le cas du port de Dieppe (Haute Normandie) (Impact of the harbour management at Dieppe, Northern Normandy, France)", *Bulletin de l'Association de géographes français*, Vol.81, N°3, 321-333.
- COSTA S., DELAHAYE D., 2002, Pérennité des plages de galets de l'espace Rives-Manche (BERM). Programme Européen Interreg II. <http://www.sussex.ac.uk/geography/researchprojects/BERM/conferenceprog03.pdf>
- COSTA S., DELAHAYE D., 2005, Plage à risques/Beaches at risk (PAR/BAR). Programme Européen Interreg IIIa. Rapport final, Université du Littoral de la côte d'Opale. 57 p.
- COSTA S., DELAHAYE D., FREIRE-DIAZ S., DAVIDSON R., LAIGNEL B., DI-NOCERA L., 2002, "Quantification par analyse photogrammétrique du recul des falaises et des apports en galets corrélatifs (Haute-Normandie, France)".
- COSTA S., FREIRE-DIAZ S., DI-NOCERA L., 2001, "Le littoral haut-normand et picard : une gestion concertée/The Haute-Normandie and Picardie Coast : a consulting management", *Annales de Géographie*, Vol.110, N°618, 117-135.
- COSTA STEPHANE, GOURMELON F., AUGRIS C., CLABAUT P., LATTEUX B., 2005, "Apport de l'approche systémique et pluridisciplinaire dans l'étude du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime (France)", *Noroi*, N°196, 91-108.
- COSTA S., HENAFF A., LAGEAT Y., 2005, "Les plages de galets du NO de la France : un élément fondamental du système falaise/platier rocheux.", 15 p.
- COSTA S., LAIGNEL B., HAUCHARD E., DELAHAYE D., 2006, "Facteurs de répartition des entonnoirs de dissolution dans les craies du littoral du Nord-Ouest du Bassin de Paris", *Annales de géomorphologie*, n°50, 95-116.
- COSTA S., LETORTU P., LAIGNEL B., 2015, "The Hydro-sedimentary System of the Upper-Normandy Coast: Synthesis", 121-147 in: M. Maanan & M. Robin (Éd.), *Sediment Fluxes in Coastal Areas*. Dordrecht, Springer Netherlands. 27 p.
- COSTA S., LEVOY F., MONFORT O., CUROY J., DE SAINT LÉGER E., DELAHAYE D., 2007, "The sandy fraction impact on the gravel beaches morpho-sedimentary functioning (Haute-Normandie, English Channel)", 28 p.
- COSTA S., LEVOY F., MONFORT O., CUROY J., DE SAINT LÉGER E., DELAHAYE D., 2008, "Impact of sand content and cross-shore transport on morphodynamics of macrotidal gravel beaches.pdf", *Annales of geomorphology, Supplementary Issues*, Vol.52, N°3, 41-62.
- COSTA S., MAQUAIRE O., LETORTU P., THIRARD G., COMPAIN V., ROULLAND T., ET AL., 2019, "Sedimentary Coastal Cliffs of Normandy: Modalities and Quantification of Retreat", *Journal of Coastal Research*, Vol.88, N°sp1, 46 p.
- CUENOT D., CAVAGNAC C., 2018, Projet de désensablement de la plage de Saint-Martin au niveau du CNPE de Penly - Complément au dossier de demande de dérogation au titre de l'article L.411-2 du code de l'environnement. 52 p.
- CUGIER P., BLANPAIN O., 2008, "Flux sédimentaires en Manche Est", *IFREMER*, 25 p.
- CULLEN N. D., VERMA A. K., BOURKE M. C., 2018, "A comparison of structure from motion photogrammetry and the traversing micro-erosion meter for measuring erosion on shore platforms", *Earth Surface Dynamics*, Vol.6, N°4, 1023-1039.

D

- DAUVIN J.-C., 2019, "The English Channel: La Manche", 153-188 in: *World Seas: an Environmental Evaluation*. Elsevier. p 153-188.
- DAVIES P., SUNAMURAJ T., TAKEDACO I., TSUJIMOTO H., WILLIAMS A. T., 2022, "Controls of Shore Platform Width: the Role of Rock Resistance Factors at Selected Sites in Japan and Wales, UK", *Journal of Coastal Research*, N°39, 6.
- DEHOUCQ A., 2006, *Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne occidentale, 262 p.
- DELSINNE N., 2001, *Évolution morphosédimentaire du prisme tidal de la Seine*. DEA, Université de Lille et Caen, 56 p.
- DELSINNE N., 2005, *Évolution pluri-millénaire à pluri-annuelle du prisme sédimentaire d'embouchure de la Seine. Facteurs de contrôle naturels et d'origine anthropique*. Thèse de doctorat, Université de Caen, 179 p.
- DESMAZES F., MULLER H., GARCIN M., BELON R., BAUDOUIN V., 2013, *Méthodologie de détermination du recul maximal des dunes pour les événements extrêmes*. BRGM, 132 p.
- DEWEZ T. J., ROHMER J., REGARD V., & CNUUDE C., 2013. "Probabilistic coastal cliff collapse hazard from repeated terrestrial laser surveys: case study from Mesnil Val (Normandy, northern France)". *Journal of Coastal Research*, N°65, 702-707.
- DEWEZ T. J. B., REGARD V., DUPERRET A., LASSEUR E., 2015, "Shore platform lowering due to frost shattering during the 2009 winter at Mesnil-Val, English Channel coast, NW France", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.40, N°12, 1688-1700.
- DICKSON M. E., KENCH P. S., KANTOR M. S., 2011, "Longshore transport of cobbles on a mixed sand and gravel beach, southern Hawke Bay, New Zealand", *Marine Geology*, Vol.287, N°1-4, 31-42.
- DICKSON M. E., OGAWA H., KENCH P. S., HUTCHINSON A., 2013, "Sea-cliff retreat and shore platform widening: steady-state equilibrium?", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.38, N°9, 1046-1048.
- DOLIQUE F., 1998, *Dynamique morphosédimentaire et aménagements induits du littoral picard au sud de la baie de Somme*. Thèse de doctorat, Université du Littoral - Côte d'Opale Dunkerque, 420 p.
- DOLIQUE F., 1999, "Le littoral des Bas-Champs de Cayeux (Somme) : conflits et controverses pour une stratégie de défense contre la mer / The Bas-Champs de Cayeux coast (Picardy) : conflicts and controversy over a sea defense strategy", *Revue de géographie de Lyon*, Vol.74, N°1, 59-64.
- DOLIQUE F., ANTHONY E. J., 1999, "Influence à moyen terme (10-100 ans) d'un estran sableux macrotidal sur la stabilité d'un cordon de galets : la flèche de Cayeux (Picardie, France) / Medium term (10-100 yrs) influence of a macrotidal sandy foreshore on the stability of a gravel barrier : Cayeux spit (Picardy, France)", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.5, N°1, 23-38.
- DONATO G., BELONGIE S., 2002, "Approximate Thin Plate Spline Mappings", 21-31 in: A. Heyden, G. Sparr, M. Nielsen, & P. Johansen (Éd.), *Computer Vision — ECCV 2002*. Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, p 21-31.
- DORNBUSCH U., MOSES C., ROBINSON D. A., WILLIAMS R., 2008, "Soft copy photogrammetry to measure shore platform erosion on decadal timescales", *Journal of Coastal Conservation*, Vol.11, N°4, 193-200.
- DU H., WANG J., HAN C., 2022, "High-precision remote sensing mapping of aeolian sand landforms based on deep learning algorithms", *Open Geosciences*, Vol.14, N°1, 224-233.
- DUBOIS J.-M. M., NADEAU L., 1999, "Morphosédimentologie d'une plate-forme intertidale rocheuse en zone tempérée froide, Ile d'Anticosti, Québec", *Canadian Geographer*, Vol.43, N°1, 84-98.
- DUBRULLE-BRUNAUD C., 2007, *Les sédiments fins dans un système macrotidal actuel (continuum Seine-Baie de Seine) : caractérisation géochimiques et minéralogiques, identification des sources*. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 341 p.
- DUGUET T., 2019, *Le recul des falaises de craie de Normandie à l'échelle du Quaternaire, par approche terre-mer*. Thèse de doctorat, Université Le Havre, 240 p.
- DUGUET T., DUPERRET A., COSTA S., REGARD V., MAILLET G., 2021, "Coastal chalk cliff retreat rates during the Holocene, inferred from submarine platform morphology and cosmogenic exposure along the Normandy coast (NW France)", *Marine Geology*, Vol.433, 106405.
- DUHAMEL F., FARVACQUES C., BLONDEL C., DELPLANQUE S., CATTEAU E., GELEZ W., ET AL., 2017, *Guide des végétations littorales du nord-ouest de la France*. Bailleul, Centre régional phytosociologique agréé Conservatoire botanique national de Bailleul, p 7-704.
- DUPERRET A., TAIBI S., MORTIMORE R. N., DAIGNEAULT M., 2005, "Effect of groundwater and sea weathering cycles on the strength of chalk rock from unstable coastal cliffs of NW France", *Engineering Geology*, Vol.78, N°3-4, 321-343.

- DUPERRET A., VANDYCKE S., MORTIMORE R. N., GENTER A., 2012, "How plate tectonics is recorded in chalk deposits along the eastern English Channel in Normandy (France) and Sussex (UK)", *Tectonophysics*, Vol.581, 163-181.
- DUPERRET A., RAIMBAULT C., LE GALL B., AUTHEMAYOU C., VAN VLIET-LANOË B., REGARD V., ET AL., 2016, "High-resolution onshore–offshore morpho-bathymetric records of modern chalk and granitic shore platforms in NW France", *Comptes Rendus Geoscience*, Vol.348, N°6, 422-431.

E

- EARLIE C., MASSELINK G., RUSSELL P., 2018, "The role of beach morphology on coastal cliff erosion under extreme waves: Coastal cliff erosion: beach morphology and extreme waves", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.43, N°6, 1213-1228.
- EDWARDS A. B., 1941, "Storm-wave platforms", *Jour. Geomorphology*, Vol.4, 223-236.
- ELSAYED S. M., OUMERACI H., 2017, "Effect of beach slope and grain-stabilization on coastal sediment transport_ An attempt to overcome the erosion overestimation by XBeach", *Coastal Engineering*, Vol.121, 179-186.
- ELTNER A., KAISER A., CASTILLO C., ROCK G., NEUGIRG F., ABELLÁN A., 2016, "Image-based surface reconstruction in geomorphometry – merits, limits and developments", *Earth Surface Dynamics*, Vol.4, N°2, 359-389.
- ERDMANN W., KELLETAT D., SCHEFFERS A., 2018, "Boulder transport by storms–Extreme-waves in the coastal zone of the Irish west coast". *Marine Geology*, Vol. 399, p. 1-13.
- EVARD H., SINELLE C., 1980, "Stabilité des falaises du Pays de Caux", CETE, LRPC, Le Petit Quevilly, 88 p.

F

- FAIVRE R., 2018, "Introduction à la réalisation de spatio-cartes", 126 p.
- FERRET Y., 2011, Morphodynamique de dunes sous-marines en contexte de plate-forme mégatidale (manche orientale). Approche multi-échelles spatio-temporelles. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 354 p.
- FLEMMING B. W., 1988, "Zur Klassifikation subaquatischer, strömungstransversaler Transportkörper.", *Bochumer. Geol. u. geotechn. Arb*, Vol.29, 44-47.
- FOLK R. L., 1966, "A review of grain-size parameters", *Sedimentology*, Vol.6, N°2, 73-93.
- FOODY G. M., MATHUR A., 2004, "Toward intelligent training of supervised image classifications: directing training data acquisition for SVM classification", *Remote Sensing of Environment*, Vol.93, N°1-2, 107-117.
- FOOTE Y., PLESSIS E., ROBINSON D., HÉNAFF A., COSTA S., 2006, "Rates and patterns of downwearing of chalk shore platforms of the Channel: comparisons between France and England.", *Annals of Geomorphology*, Vol.144, 93-115.
- FORNÓS J. J., PONS G. X., GÓMEZ-PUJOL L., BALAGUER P., 2006, "The role of biological processes and rates of downwearing due to grazing organisms on Mallorcan carbonate coasts (western Mediterranean) (with 6 figures and 4 tables)", *Annals of Geomorphology*, Vol.144, 161.
- FOUSSARD V., CUVILLIEZ A., FAJON P., FISSON C., LESUEUR P., MACUR O., 2010, "Evolution morphologique d'un estuaire anthropisé de 1800 à nos jours", *Programme scientifique Seine-Aval*, Issue, Vol.2, N°3, 43.
- FOX-KEMPER B., HEWITT, H., XIAO C., ADALGEIRSDÓTTIR G., DRIJFHOUT S., EDWARDS T., ET AL., 2021, "Ocean, Cryosphere and Sea Level Change.", *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N.13Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K.14Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)], 271.
- FRIEDMAN G. M., 1962, "On Sorting, Sorting Coefficients, and the Lognormality of the Grain-Size Distribution of Sandstones", *The Journal of Geology*, Vol.70, N°6, 737-753.
- FÜLLENBACH C. S., SCHÖNE B. R., SHIRAI K., TAKAHATA N., ISHIDA A., SANO Y., 2017, "Minute co-variations of Sr/Ca ratios and microstructures in the aragonitic shell of *Cerastoderma edule* (Bivalvia) – Are geochemical variations at the ultra-scale masking potential environmental signals?", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol.205, 256-271.

G

- GALLAND J.-C., GOUTAL N., HERVOUET J.-M., 1991, "TELEMAC: A new numerical model for solving shallow water equations", *Advances in Water Resources*, Vol.14, N°3, 138-148.
- GANDOUIN E., VAN VLIET-LANOË B., FRANQUET E., ANDRIEU-PONEL V., KEEN D., PONEL P., ET AL., 2007, "Analyse en haute résolution de l'enregistrement de la transgression holocène dans un secteur subsident du littoral français : Le bassin-marais de Saint-Omer (Pas-de-Calais, France)", *Géologie de la France*, Vol.1, 11-32.
- GARCÍA-ARTOLA A., STÉPHAN P., CEARRETA A., KOPP R. E., KHAN N. S., HORTON B. P., 2018, "Holocene sea-level database from the Atlantic coast of Europe", *Quaternary Science Reviews*, Vol.196, 177-192.
- GARNAUD S., 2003, *La sédimentation fine sur une plate-forme interne actuelle macrotidale : la Baie de Seine sud-orientale (France)*. Thèse de doctorat, Université de Caen, 379 p.
- GARNAUD S., GARLAN T., BREST E., 2005, "Bilan de l'envasement en Baie de Seine sud-orientale depuis deux cents ans", *M@ppemonde*, 10.
- GEHRELS R., 2010, "Sea-level changes since the Last Glacial Maximum: an appraisal of the IPCC Fourth Assessment Report: SEA-LEVEL CHANGES SINCE THE LAST GLACIAL MAXIMUM", *Journal of Quaternary Science*, Vol.25, N°1, 26-38.
- VAN GENT M. R. A., VAN THIEL DE VRIES J. S. M., COEVELD E. M., DE VROEG J. H., VAN DE GRAAFF J., 2008, "Large-scale dune erosion tests to study the influence of wave periods", *Coastal Engineering*, Vol.55, N°12, 1041-1051.
- GILLIKIN D. P., LORRAIN A., NAVEZ J., TAYLOR J. W., ANDRE L., KEPPENS E., ET AL., 2005, "Strong biological controls on Sr/Ca ratios in aragonitic marine bivalve shells: CONTROLS ON SR/CA RATIOS", *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol.6, N°5, 16 p.
- GIP SEINE-AVAL., 2015, *Fonctionnement hydro-sédimentaire de l'estuaire de la Seine*.
- GOMEZ C., PURDIE H., 2018, "Point cloud technology and 2D computational flow dynamic modeling for rapid hazards and disaster risk appraisal on Yellow Creek fan, Southern Alps of New Zealand", *Progress in Earth and Planetary Science*, Vol.5, N°1, 50.
- GOMEZ-GUTIERREZ Á., GONÇALVES G. R., 2020, "Surveying coastal cliffs using two UAV platforms (multicopter and fixed-wing) and three different approaches for the estimation of volumetric changes", *International Journal of Remote Sensing*, Vol.41, N°21, 8143-8175.
- GONÇALVES G., GONÇALVES D., GOMEZ-GUTIERREZ Á., ANDRIOLO U., PEREZ-ALVAREZ J. A., 2021, "3D Reconstruction of Coastal Cliffs from Fixed-Wing and Multi-Rotor UAS: Impact of SfM-MVS Processing Parameters, Image Redundancy and Acquisition Geometry", *Remote Sensing*, Vol.13, N°6, 1222.
- GONÇALVES G. R., PEREZ J. A., DUARTE J., 2018, "Accuracy and effectiveness of low cost UASs and open source photogrammetric software for foredunes mapping", *International Journal of Remote Sensing*, Vol.39, N°15-16, 5059-5077.
- GONÇALVES J. A., HENRIQUES R., 2015, "UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas", *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, Vol.104, 101-111.
- GOOSEN D., 1967, *Aerial photo interpretation in soil survey*. Food & Agriculture Organization of the United Nations, 55 p.
- GOSLIN J., VAN VLIET LANOË B., SPADA G., BRADLEY S., TARASOV L., NEILL S., ET AL., 2015, "A new Holocene relative sea-level curve for western Brittany (France): Insights on isostatic dynamics along the Atlantic coasts of north-western Europe", *Quaternary Science Reviews*, Vol.129, 341-365.
- GRENARD-GRAND E., TESSIER B., LE BOT S., PONSOLLE J., 2021, "Analyse de l'évolution des dynamiques et des stocks sédimentaires subtidiaux depuis le XIXème siècle au large des côtes de Normandie (NW France).", in : *Lyon, 27ème édition de la réunion des Sciences de la Terre*.
- GRIGGS G., REGUERO B. G., 2021, "Coastal Adaptation to Climate Change and Sea-Level Rise", *Water*, Vol.13, N°16, 2151.
- GRIGGS G., TRENHAILE A., 1994, *Coastal cliffs and platforms*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 425-450 p.
- GROCHOWSKI N., COLLINS M., BOWALL S., SALOMON J.-C., BRETON M., LAFITE R., 1993, "Sediment transport pathways in the Eastern English Channel", *Oceanologica Acta*, Vol.16, N°5-6, 7.
- GUERRERO J., 2008, *Recherches sur l'origine de l'ensablement de la zone intertidale en Seine-Maritime*. Mémoire de Master 2, Université de Bretagne Occidentale.
- GUEST T., 2020, *Morpho-sedimentary dynamics of a megatidal, mixed sand-gravel beach*. Dalhousie University, 182 p.

- GUEZENNEC L., 1998, Hydrodynamique et transport en suspension du matériel particulaire fin dans la zone fluviale d'un estuaire macrotidal : l'exemple de l'estuaire de la Seine (France). Thèse de doctorat, Université de Rouen, 240 p.
- GUILCHER A., 1954, Morphologie littorale et sous-marine. Paris, 216 p.
- GUILLOU N., 2007, Rôles de l'hétérogénéité des sédiments de fond et des interactions houle-courant sur l'hydrodynamique et la dynamique sédimentaire en zone subtidale - applications en Manche orientale et à la pointe de la Bretagne. Université de Bretagne Occidentale, 473 p.
- GÜL M., ÖZBEK A., KARAYAKAR F., KURT M. A., 2008, "Biodegradation effects over different types of coastal rocks", *Environmental Geology*, Vol.55, N°7, 1601-1611.

H

- HAGOLLE O., HUC M., PASCUAL D. V., DEDIEU G., 2010, "A multi-temporal method for cloud detection, applied to FORMOSAT-2, VEN μ S, LANDSAT and SENTINEL-2 images", *Remote Sensing of Environment*, Vol.114, N°8, 1747-1755.
- HAIGH I., NICHOLLS R., WELLS N., 2009, "Mean sea level trends around the English Channel over the 20th century and their wider context", *Continental Shelf Research*, Vol.29, N°17, 2083-2098.
- HALL A.M., HANSOM J.D., JARVIS J., 2008, "Patterns and rates of erosion produced by high energy wave processes on hard rock headlands: The Grind of the Navir, Shetland, Scotland". *Marine Geology*, Vol. 248, N°1-2, p. 28-46.
- HALLERMEIER R. J., 1981, Critical Wave Conditions for Sand Motion Initiation. USA, Coastal Engineering Research Center, 18 p.
- HANIN C., POISSON E., 2012, Actualisation de la cartographie des moulières intertidales de Seine-Maritime. Rapport CSLN / ARS / AESN, 70 p.
- HAPKE C., RICHMOND B., 2000, "Monitoring beach morphology changes using small-format aerial photography and digital softcopy photogrammetry", *Environmental Geosciences*, Vol.7, N°1, 32-37.
- HARMS J., SOUTHARD J., WALKER R., 1982, "Stratification and sequence in prograding shoreline deposits",
- HAUCHARD E., LAIGNEL B., 2008, "Morphotectonic evolution of the north-western margin of the Paris Basin", *Annals of Geomorphology*, Vol.52, N°4, 463-488.
- HAUCHARD E., LAIGNEL B., DELAHAYE D., 2002, "Proposition d'un nouveau schéma structural du Nord-Ouest du bassin de Paris reposant sur l'analyse fractale des réseaux de thalwegs et les données récentes de la géologie régionale", *Comptes Rendus Géoscience*, Vol.334, N°4, 295-302.
- HAUER M. E., FUSSELL E., MUELLER V., BURKETT M., CALL M., ABEL K., ET AL., 2020, "Sea-level rise and human migration", *Nature Reviews Earth & Environment*, Vol.1, N°1, 28-39.
- HE K., GKIOXARI G., DOLLÁR P., GIRSHICK R., 2017, "Mask R-CNN", in: 2017 IEEE International Conference on Computer Vision (ICCV), p 2961-2969.
- HÉNAFF A., LAGEAT Y., COSTA S., 2006, "Geomorphology and shaping processes of chalk shore platforms of the Channel coasts", *Annals of geomorphology. Supplementband*, N°144-146, 30.
- HÉNAFF A., LAGEAT Y., COSTA S., PLESSIS E., 2002, "Le recul des falaises crayeuses du Pays de Caux : détermination des processus d'érosion et quantification des rythmes d'évolution / Retreat of chalk cliffs in the Pays de Caux : processes and rates", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.8, N°2, 107-118.
- HENDRICKX H., VIVERO S., DE COCK L., DE WIT B., DE MAEYER P., LAMBIEL C., ET AL., 2019, "The reproducibility of SfM algorithms to produce detailed Digital Surface Models: the example of PhotoScan applied to a high-alpine rock glacier", *Remote Sensing Letters*, Vol.10, N°1, 11-20.
- HINO M., BENAMI E., BROOKS N., 2018, "Machine learning for environmental monitoring", *Nature Sustainability*, Vol.1, N°10, 583-588.
- HUAULT M., LEFEBVRE D., HOMMERIL P., GUYADER J., GIRESE P., LARSONNEUR C., 1974, "L'évolution de la basse vallée de la Seine depuis la dernière glaciation.", *Mémoires de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine*, N°7, 6.
- HUGENHOLTZ C. H., LEVIN N., BARCHYN T. E., BADDOCK M. C., 2012, "Remote sensing and spatial analysis of aeolian sand dunes: A review and outlook", *Earth-Science Reviews*, Vol.111, N°3-4, 319-334.

I

- IDIER D., BERTIN X., THOMPSON P., PICKERING M. D., 2019, "Interactions Between Mean Sea Level, Tide, Surge, Waves and Flooding: Mechanisms and Contributions to Sea Level Variations at the Coast", *Surveys in Geophysics*, Vol.40, N°6, 1603-1630.
- IDRA., 2015, Suivi des impacts environnementaux dans le Cadre de l'immersion des sédiments du port de Dieppe. IDRA.
- IPCC., 2014, *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Geneva, Switzerland, [Core Writing Team, PACHAURI R.K. and MEYER L.A. (eds.)], 151 p.
- IPCC., 2021, "Summary for Policymakers". in: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, [Masson-Delmotte, V., Zhai P., Pirani A., Connors S. L., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M. I, Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T. K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., Zhou B. (eds.)], 31 p.

J

- JAMAGNE M., LAUTRIDOU J., SOMME J., 1981, "Préliminaire à une synthèse sur les variations sédimentologiques des lèss de la France du Nord-Ouest dans leur cadre stratigraphique et paléogéographique", *Bulletin de la Société géologique de France*, Vol.7, N°2, 143-147.
- JAMES D., COLLIN A., MURY A., QIN R., 2022, "Satellite-Derived Topography and Morphometry for VHR Coastal Habitat Mapping: The Pleiades-1 Tri-Stereo Enhancement", *Remote Sensing*, Vol.14, N°1, 219.
- JAUD M., DELACOURT C., LE DANTEC N., ALLEMAND P., AMMANN J., GRANDJEAN P., ET AL., 2019, "Diachronic UAV photogrammetry of a sandy beach in Brittany (France) for a long-term coastal observatory", *ISPRS International Journal of Geo-Information*, Vol.8, N°6, 267.
- JEANSON M., DOLIQUE F., ANTHONY E. J., 2018, "Processus morphodynamiques et sédimentaires dans les mangroves en érosion de Mayotte, océan Indien", *VertigO*, Vol.18, n°2, 20 p.
- JENKINS R., DE VRIES J. L., 1969, "Instrumental factors in the detection of low concentrations by X-ray fluorescence spectrometry", *The Analyst*, Vol.94, N°1119, 447.
- JENNINGS R., SHULMEISTER J., 2002a, "A field-based classification scheme for gravel beaches", *Marine Geology*, Vol.186, N°3-4, 211-228.
- JUIGNET P., 1974, *La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricaïn : Aptien, Albien, Cénomanién de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomanién. (Figures et planches). Thèse de doctorat, Université de Caen, 806 p.*

K

- KAISER A., NEUGIRG F., ROCK G., MÜLLER C., HAAS F., RIES J., ET AL., 2014, "Small-Scale Surface Reconstruction and Volume Calculation of Soil Erosion in Complex Moroccan Gully Morphology Using Structure from Motion", *Remote Sensing*, Vol.6, N°8, 7050-7080.
- KANDROT S., HAYES S., HOLLOWAY P., 2021, "Applications of Uncrewed Aerial Vehicles (UAV) Technology to Support Integrated Coastal Zone Management and the UN Sustainable Development Goals at the Coast", *Estuaries and Coasts*. Vol. 45, 1230-1249.
- KANYAYA J. I., TRENHAILE A. S., 2005, "Tidal wetting and drying on shore platforms: An experimental assessment", *Geomorphology*, Vol.70, N°1-2, 129-146.
- KAPLAN G., AVDAN U., 2018, "Sentinel-2 Pan Sharpening—Comparative Analysis", *Proceedings*, Vol.2, N°7, 345.
- KARASIAK N., 2016, "Cartographie des végétations particulières du Parc amazonien de Guyane", *Mémoire de Master 2 – rapport de stage, Université de Toulouse, 55 p.*
- KARASIAK N., DEJOUX J.-F., FAUVEL M., WILLM J., MONTEIL C., SHEEREN D., 2019, "Statistical Stability and Spatial Instability in Mapping Forest Tree Species by Comparing 9 Years of Satellite Image Time Series", *Remote Sensing*, Vol.11, N°21, 2512.
- KENNEDY D. M., 2016, "The subtidal morphology of microtidal shore platforms and its implication for wave dynamics on rocky coasts", *Geomorphology*, Vol.268, 146-158.
- KENNEDY D. M., STEPHENSON W. J., NAYLOR L. A., 2014, "Rock coast geomorphology : a global synthesis", *Geological Society of London*, Vol.40, 193-202.

- KING C. A. M., WILLIAMS W. W., 1949, "The Formation and Movement of Sand Bars by Wave Action", *The Geographical Journal*, Vol.113, 70.
- KIRK R., 1980, "Mixed sand and gravel beaches: morphology, processes and sediments", *Progress in physical geography*, Vol.4, N°2, 189-210.
- KLEIN C., 1970, "La surface de l'argile à silex", *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, Vol.XII, 185-220.
- KLEIN R. T., LOHMANN K. C., THAYER C. W., 1996, "Sr/Ca and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios in skeletal calcite of *Mytilus trossulus*: Covariation with metabolic rate, salinity, and carbon isotopic composition of seawater", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol.60, N°21, 4207-4221.
- KLEMAS V., 2012, "Remote Sensing of Algal Blooms: An Overview with Case Studies", *Journal of Coastal Research*, Vol.278, 34-43.
- KOVANIČ L., BLISTAN P., URBAN R., ŠTRONER M., BLIŠŤANOVÁ M., BARTOŠ K., ET AL., 2020, "Analysis of the Suitability of High-Resolution DEM Obtained Using ALS and UAS (SfM) for the Identification of Changes and Monitoring the Development of Selected Geohazards in the Alpine Environment—A Case Study in High Tatras, Slovakia", *Remote Sensing*, Vol.12, N°23, 3901.
- KRABBENHÖFT A., EISENHAUER A., BÖHM F., VOLLSTAEDT H., FIETZKE J., LIEBETRAU V., ET AL., 2010, "Constraining the marine strontium budget with natural strontium isotope fractionations ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$, $^{888}/^{86}\text{Sr}$) of carbonates, hydrothermal solutions and river waters", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol.74, N°14, 4097-4109.

L

- LACOMBE O., OBERT D., 2000, "Héritage structural et déformation de couverture : plissement et fracturation tertiaires dans l'Ouest du bassin de Paris", *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, Vol.330, N°11, 793-798.
- LAIGNEL B., 1997, *Les altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris : caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats*. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 242 p.
- LAIGNEL B., 2003, "Caractérisation et dynamique érosive de systèmes géomorphologiques continentaux sur substrat crayeux. Exemple de l'Ouest du Bassin de Paris dans le contexte nord-ouest européen", *Mémoire d'Habilitation à Diriger les Recherches*, Université de Rouen, 143 p.
- LAIGNEL B., COSTA S., LEQUIEN A., MASSEI N., DURAND A., DUPONT J., ET AL., 2008, "Apports sédimentaires continentaux aux plages et à la mer de la Manche. Exemple des falaises et des rivières littorales de l'Ouest du Bassin de Paris", *Annales de géomorphologie*, Vol.3, N°52, 21-40.
- LAIGNEL B., COSTA S., LEQUIEN A., MASSEI N., DURAND A., DUPONT J. P., ET AL., 2008, "Current inputs of continental sediment to the English Channel and its beaches: A case study of the cliffs and littoral rivers of the Western Paris Basin", *Annals of geomorphology, Supplementary Issues*, Vol.52, N°3, 21-39.
- LAIGNEL B., DUPUIS E., DURAND A., DUPONT J.-P., HAUCHARD E., MASSEI N., 2006, "Erosion balance in the watersheds of the western Paris Basin by high-frequency monitoring of discharge and suspended sediment in surface water", *Comptes Rendus Geoscience*, Vol.338, N°8, 556-564.
- LAMBECK K., 1997, "Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol.129, N°1-2, 1-22.
- LANDEMAINE V., 2016, *Érosion des sols et transferts sédimentaires sur les bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris : analyse, quantification et modélisation à l'échelle pluriannuelle*. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 236 p.
- LAPORTE-FAURET Q., MARIEU V., CASTELLE B., MICHALET R., BUJAN S., ROSEBERY D., 2019, "Low-Cost UAV for High-Resolution and Large-Scale Coastal Dune Change Monitoring Using Photogrammetry", *Journal of Marine Science and Engineering*, Vol.7, N°3, 63.
- LARROUDE P., 2011, "Simulation for climate change and indicator of vulnerability on four French sandy beaches", *Proceedings of the XVIIIth Telemac & Mascaret User Club 2011, 19-21 October 2011, EDF R&D, Chatou, 2011*, p. 132-136.
- LARSEN S. Ø., SALBERG A.-B., EIKVIL L., 2013, "Automatic system for operational traffic monitoring using very-high-resolution satellite imagery", *International Journal of Remote Sensing*, Vol.34, N°13, 4850-4870.
- LARSONNEUR C., 1971, *Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles*. Université de Caen, 394 p.
- LARSONNEUR C., VASLET D., AUFFRET J., 1978, "Les sédiments superficiels de la Manche 1/500000", *Carte géologique de la marge continentale française : Ministère de l'industrie-Bureau de recherches géologiques et minières*.
- LASSEUR E., 2007, *La Craie du Bassin de Paris (Cénomaniens-Campaniens, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, 436 p.

- LATTEUX B., 1999, "Baie d'Authie – Synthèse et analyse des données naturelles.",
- LATTEUX B., 2001, "Synthèse sur les problématiques et enjeux d'évolution du littoral haut-normand et picard", Rapport final, Préfecture de la Région Picardie et DDE de la Somme, 464 p.
- LATTEUX B., DE CROUTTE E., 1995, Etude sédimentologique de la baie de Somme – Synthèse des données naturelles – Analyse des mécanismes d'évolution sédimentaire – Paramètres à retenir pour le modèle réduit.
- LAUTRIDOU J., 1967, "Les lèss du Pays de Caux : origine et signification paléoclimatique", *Comptes Rendus de la Société Géologique de France*, Vol.6, 248-249.
- LAUTRIDOU J., 1985, Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du nord-ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse de doctorat. Université de Caen, 487 p.
- LAUTRIDOU J., AUFFRET J., COUTARD J., LAVOLLE M., OZOUF J., VERAGUE J., 2000, "Synthèse sur les formations superficielles cénozoïques de Basse-Normandie (feuille de Caen à 1/250 000)", *Géologie de la France*, Vol.4, 57-69.
- LAUTRIDOU J. P., 1993, "L'eau dans les lèss de Normandie", *Quaternaire*, Vol.4, N°2, 91-96.
- LAUTRIDOU J.-P., RODET J., 1998, "L'homme en pays de craie : influences sur les sols et le karst en Normandie, France (Man in a chalk region : influences on soils and karst in Normandy, France)", *Bulletin de l'Association de géographes français*, Vol.75, N°3, 297-305.
- LE BERRE I., DAVID L., HARIZ M. R., NOGUES L., 2010, "Atlas des ouvrages côtiers de Seine-Maritime", MIMEL / DDTM76 / GEOMER LETG UMR6554 CNRS, IUEM-UBO, Brest, 47 p.
- LE MOUËL J.-L., LOPES F., COURTILLOT V., 2021, "Sea-Level Change at the Brest (France) Tide Gauge and the Markowitz Component of Earth's Rotation", *Journal of Coastal Research*, Vol.37, N°4. 683-690.
- LEBRET P., 1984, La bordure nord de la province normande : évolution quaternaire, sédimentation lèssique et tectonique récente. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 194 p.
- LEEDER M., 1982, "Sedimentology—process and product. Allen&Unwin, London, 344 p",
- LEMOINE J.-P., 2021, Dynamique morpho-sédimentaire de l'estuaire de la Seine : Rôle des dragages d'entretien. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 241 p.
- LEMOINE J.-P., VERNEY R., 2015, "Fonctionnement hydro-sédimentaire de l'estuaire de la Seine", *Fascicule Seine-Aval*, 2015, vol. 3, 64 p.
- LEQUIEN A., 2006, Dynamique érosive actuelle et transferts fluviaux dans l'ouest du bassin de Paris. Exemple de bassins versants littoraux en Haute-Normandie : le Dun, la Ganzeville et l'Yères. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 192 p.
- LEROUX L., CONGEDO L., BELLÓN B., GAETANO R., BÉGUÉ A., 2018, "Land cover mapping using Sentinel-2 images and the semi-automatic classification plugin: A Northern Burkina Faso case study", *QGIS and Applications in Agriculture and Forest*, Vol.2, 119-151.
- LESCURE S., ARNAUD-FASSETTA G., CORDIER S., 2011, "Sur quelques modifications hydromorphologiques dans le Val de Seine (Bassin parisien, France) depuis 1830 : quelle part accorder aux facteurs hydrologiques et anthropiques ?", *EchoGéo*, N°18, 17 p.
- LESOURD S., 2000, Processus d'envasement d'un estuaire macrotidal : zoom temporel du siècle à l'heure ; application à l'estuaire de la Seine. Thèse de doctorat, Université de Caen
- LESOURD S., LESUEUR P., BRUN-COTTAN J.-C., AUFFRET J.-P., POUPINET N., LAIGNEL B., 2001, "Morphosedimentary Evolution of the Macrotidal Seine Estuary Subjected to Human Impact", *Estuaries*, Vol.24, N°6, 940.
- LESOURD S., LESUEUR P., FISSON C., DAUVIN J.-C., 2016, "Sediment evolution in the mouth of the Seine estuary (France): A long-term monitoring during the last 150years", *Comptes Rendus Géoscience*, Vol.348, N°6, 442-450.
- LETORTU P., 2013, Le recul des falaises crayeuses haut-normandes et les inondations par la mer en Manche centrale et orientale : de la quantification de l'aléa à la caractérisation des risques induits. Thèse de doctorat, Université de Caen, 408 p.
- LETORTU P., COSTA S., BENSALD A., CADOR J.-M., QUENOL H., 2014, "Vitesses et modalités de recul des falaises crayeuses de Haute-Normandie (France) : méthodologie et variabilité du recul", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.20, N°2, 133-144.
- LETORTU P., COSTA S., CANTAT O., 2012, "Les submersions marines en manche orientale : approche inductive et naturaliste pour la caractérisation des facteurs responsables des inondations par la mer", *Climatologie*, Vol.9, 31-57.
- LETORTU P., COSTA S., MAQUAIRE O., DAVIDSON R., 2019, "Marine and subaerial controls of coastal chalk cliff erosion in Normandy (France) based on a 7-year laser scanner monitoring", *Geomorphology*, Vol.335, 76-91.
- LETORTU P., COSTA S., MAQUAIRE O., DELACOURT C., AUGEREAU E., DAVIDSON R., ET AL., 2015, "Retreat rates, modalities and agents responsible for erosion along the coastal chalk cliffs of Upper Normandy: The contribution of terrestrial laser scanning", *Geomorphology*, Vol.245, 3-14.

- LETORTU P., JAUD M., GRANDJEAN P., AMMANN J., COSTA S., MAQUAIRE O., ET AL., 2018, "Examining high-resolution survey methods for monitoring cliff erosion at an operational scale", *GIScience & Remote Sensing*, Vol.55, N°4, 457-476.
- LEVOY F., ANTHONY E., BARUSSEAU J.-P., HOWA H., TESSIER B., 1998, "Morphodynamique d'une plage macrotidale à barres", *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, Vol.327, N°12, 811-818.
- LEVOY F., ANTHONY E. J., MONFORT O., LARSONNEUR C., 2000, "The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France", *Marine Geology*, 21.
- LI J., PEI Y., ZHAO S., XIAO R., SANG X., ZHANG C., 2020, "A Review of Remote Sensing for Environmental Monitoring in China", *Remote Sensing*, Vol.12, N°7, 1130.
- LIN Y.-C., CHENG Y.-T., ZHOU T., RAVI R., HASHEMINASAB S., FLATT J., ET AL., 2019, "Evaluation of UAV LiDAR for Mapping Coastal Environments", *Remote Sensing*, Vol.11, N°24, 2893.
- LISSAK C., BARTSCH A., DE MICHELE M., GOMEZ C., MAQUAIRE O., RAUCOULES D., ET AL., 2020, "Remote Sensing for Assessing Landslides and Associated Hazards", *Surveys in Geophysics*, Vol.41, N°6, 1391-1435.
- LIU T., ABD-ELRAHMAN A., MORTON J., WILHELM V. L., 2018, "Comparing fully convolutional networks, random forest, support vector machine, and patch-based deep convolutional neural networks for object-based wetland mapping using images from small unmanned aircraft system", *GIScience & Remote Sensing*, Vol.55, N°2, 243-264.
- LNH, LCHF., 1986, "Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Côtes de la Manche et de la mer du Nord.", Collection de la direction des Études et Recherches d'EDF.
- LONG A. J., INNES J. B., KIRBY J. R., LLOYD J. M., RUTHERFORD M. M., SHENNAN I., ET AL., 1998, "Holocene sea-level change and coastal evolution in the Humber estuary, eastern England: an assessment of rapid coastal change", *The Holocene*, Vol.8, N°2, 229-247.
- LÓPEZ-RUIZ A., ORTEGA-SÁNCHEZ M., LOSADA M. Á., 2020, "14 Mixed sand and gravel beaches", *Sandy Beach Morphodynamics*. Elsevier, 2020. p. 317-341.
- LOWE D. G., 1999, "Object recognition from local scale-invariant features", 1150-1157 vol.2 in: *Proceedings of the Seventh IEEE International Conference on Computer Vision*. Kerkyra, Greece, IEEE. <http://ieeexplore.ieee.org/document/790410/>
- LOWE D. G., 2004, "Distinctive Image Features from Scale-Invariant Keypoints", *International Journal of Computer Vision*, Vol.60, N°2, 91-110.

M

- MARANGOZ A. M., SEKERTEKIN A., AKÇIN H., 2017, "Analysis of land use land cover classification results derived from sentinel-2 image", *Proceedings of the 17th International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM*, 25-32.
- MARIE G., 1999, *Les formes de corrosion littorale : origine, inventaire des formes et perspectives d'étude*. Mémoire de DEA, Université de Bretagne Occidentale, 128 p.
- MARQUES F., 2006, "A simple method for the measurement of cliff retreat from aerial photographs", *Annals of Geomorphology*, Vol.144, 39-59.
- MARTIN P., LE BISSONNAIS Y., BENKHADRA H., LIGNEAU L., OUVRY J.-F., 1997, "Mesures du ruissellement et de l'érosion diffuse engendrés par les pratiques culturales en Pays de Caux (Normandie)/Measurement of runoff and interrill erosion generated by cultivation practices in the Pays de Caux (Normandie)", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.3, N°2, 143-154.
- MARTINS V., BARBOSA C., DE CARVALHO L., JORGE D., LOBO F., NOVO E., 2017, "Assessment of Atmospheric Correction Methods for Sentinel-2 MSI Images Applied to Amazon Floodplain Lakes", *Remote Sensing*, Vol.9, N°4, 322.
- MARZIALETTI F., GIULIO S., MALAVASI M., SPERANDII M. G., ACOSTA A. T. R., CARRANZA M. L., 2019, "Capturing Coastal Dune Natural Vegetation Types Using a Phenology-Based Mapping Approach: The Potential of Sentinel-2", *Remote Sensing*, Vol.11, N°12, 1506.
- MASON T., 1997, *Hydrodynamics and sediment transport on a macro-tidal, mixed (sand and shingle) beach*. Department of Oceanography, University of Southampton, 256 p.
- MASPATAUD A., IDIER D., LARROUDE P., SABATIER F., RUZ M.-H., CHARLES E., ET AL., 2010, "L'apport de modèles numériques pour l'étude morphodynamique d'un système dune-plage macrotidale sous l'effet des tempêtes : plage de la dune Dewulf, Est de Dunkerque, France", in : *XIèmes Journées, Les Sables d'Olonne*. Editions Paralia. 353-360
- MASSELINK G., ANTHONY E. J., 2001, "Location and height of intertidal bars on macrotidal ridge and runnel beaches", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.26, N°7, 759-774.

- MASSELINK G., CASTELLE B., SCOTT T., DODET G., SUANEZ S., JACKSON D., ET AL., 2016, "Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe", *Geophysical Research Letters*, Vol.43, N°5, 2135-2143.
- MASSELINK G., KROON A., DAVIDSON-ARNOTT R. G. D., 2006, "Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings — A review", *Geomorphology*, Vol.73, N°1-2, 33-49.
- MASSELINK G., MCCALL R., POATE T., VAN GEER P., 2014, "Modelling storm response on gravel beaches using XBeach-G", *Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Maritime Engineering*, Vol.167, N°4, 173-191.
- MASSELINK G., RUJU A., CONLEY D., TURNER I., RUESSINK G., MATIAS A., ET AL., 2016, "Large-scale Barrier Dynamics Experiment II (BARDEX II): Experimental design, instrumentation, test program, and data set", *Coastal Engineering*, Vol.113, 3-18.
- MASSELINK G., RUSSELL P., BLENKINSOPP C., TURNER I., 2010, "Swash zone sediment transport, step dynamics and morphological response on a gravel beach", *Marine Geology*, Vol.274, N°1-4, 50-68.
- MASSELINK G., SHORT A., 1993, "The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology: A Conceptual Beach Model", *Journal of Coastal Research*, Vol.9, N°3, 17.
- MATSUMOTO H., DICKSON M. E., KENCH P. S., 2018, "Modelling the relative dominance of wave erosion and weathering processes in shore platform development in micro- to mega-tidal settings: Process dominance investigation of shore platform development", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.43, N°12, 2642-2653.
- MATSUMOTO H., DICKSON M. E., MASSELINK G., 2017, "Systematic analysis of rocky shore platform morphology at large spatial scale using LiDAR-derived digital elevation models", *Geomorphology*, Vol.286, 45-57.
- MATTHIEU C., DE CONINCK F., 1972, "Caractérisations physico-chimiques et sédimentologiques des craies turoniennes et coniaciennes de Thiérache et du Marlois (Nord-Est du bassin de Paris)", *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Vol.34, 3-14.
- MAXWELL A. E., WARNER T. A., FANG F., 2018, "Implementation of machine-learning classification in remote sensing: an applied review", *International Journal of Remote Sensing*, Vol.39, N°9, 2784-2817.
- MAZZUOLI M., VITTORI G., BLONDEAUX P., 2022, "The dynamics of sliding, rolling and saltating sediments in oscillatory flows", *European Journal of Mechanics - B/Fluids*, Vol.94, 246-262.
- MCCALL R. T., 2015, *Process-based modelling of storm impacts on gravel coasts*. Plymouth, Plymouth University, 280 p.
- MCCALL R. T., MASSELINK G., POATE T. G., ROELVINK J. A., ALMEIDA L. P., 2015, "Modelling the morphodynamics of gravel beaches during storms with XBeach-G", *Coastal Engineering*, Vol.103, 52-66.
- MCFEETERS S. K., 1996, "The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features", *International journal of remote sensing*, Vol.17, N°7, 1425-1432.
- MEDJKANE M., MAQUAIRE O., COSTA S., ROULLAND TH., LETORTU P., FAUCHARD C., ET AL., 2018, "High-resolution monitoring of complex coastal morphology changes: cross-efficiency of SfM and TLS-based survey (Vaches-Noires cliffs, Normandy, France)", *Landslides*, Vol.15, N°6, 1097-1108.
- MEGNIEN C., 1980, "Hydrogéologie du centre du bassin de Paris", *Mémoire du BRGM*, 532 p.
- MENG X., SHEN H., LI H., ZHANG L., FU R., 2019, "Review of the pansharpening methods for remote sensing images based on the idea of meta-analysis: Practical discussion and challenges", *Information Fusion*, Vol.46, 102-113.
- METEOFRANCE., 2018, "Tempête Eleanor du 3 janvier 2018", <http://tempetes.meteo.fr/spip.php?article268>
- METEOFRANCE, 2020, "Les situations météorologiques types en France", <https://meteofrance.com/comprendre-climat/france/les-situations-meteorologiques-types-en-france>
- MOORE L. J., 2000, "Shoreline Mapping Techniques", *Journal of Coastal Research*, Vol.16, 14.
- MOORE L. J., GRIGGS G. B., 2002, "Long-term clij retreat and erosion hotspots along the central shores of the Monterey Bay National Marine Sanctuary", *Marine Geology*, 19.
- MOREL V., 1997, *De la géomorphologie à la gestion des cordons de galets littoraux du bassin de la Manche et de ses abords : études de cas (Bretagne, Haute-Normandie, Picardie, Sud Angleterre) et réflexions générales*. Thèse de doctorat, Université de Brest, 386 p.
- MOREL V., 1999a, "Dynamiques morphosédimentaires et fragilité des cordons de galets du bassin de la Manche (Note)", *Méditerranée*, Vol.93, N°4, 61-64.
- MOREL V., 1999b, "Evolutions morphosédimentaires de quelques cordons de galets du bassin de la Manche au cours du XXe siècle / Shingle spits and human activity along the Channel coast in the 20th century", *Revue de géographie de Lyon*, Vol.74, N°1, 45-57.
- MORTIMORE R. N., STONE K. J., LAWRENCE J., DUPERRET A., 2004, "Chalk physical properties and cliff instability", *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, Vol.20, N°1, 75-88.
- MOSES C. A., 2014, "The rock coast of the British Isles: Shore platforms.", *Geological Society, London, Memoirs*, Vol.40, N°1, 39-56.

- MOSES C., ROBINSON D., BARLOW J., 2014, "Methods for measuring rock surface weathering and erosion: A critical review", *Earth-Science Reviews*, Vol.135, 141-161.
- MOUNTRAKIS G., IM J., OGOLE C., 2011, "Support vector machines in remote sensing: A review", *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, Vol.66, N°3, 247-259.
- MOURA D., GABRIEL S., GAMITO S., SANTOS R., ZUGASTI E., NAYLOR L., ET AL., 2012, "Integrated assessment of bioerosion, biocover and downwearing rates of carbonate rock shore platforms in southern Portugal", *Continental Shelf Research*, Vol.38, 79-88.
- MUDERERI B. T., DUBE T., ADEL-RAHMAN E. M., NIASSY S., KIMATHI E., KHAN Z., ET AL., 2019, "A comparative analysis of PlanetScope and Sentinel-2 space-borne sensors in mapping striga weed using guided regularised random forest classification ensemble.", *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol.XLII-2/W13, 701-708.
- MURY A., COLLIN A., JAMES D., 2019, "Morpho-Sedimentary Monitoring in a Coastal Area, from 1D to 2.5D, Using Airborne Drone Imagery", *Drones*, Vol.3, N°3, 62.

N

- NESTEROFF W. D., MELIERES F., 1967, "L'érosion littorale du pays de Caux", *Bulletin De La Société Géologique De France*, Vol.7, N°2, 159-169.
- NG W.-T., RIMA P., EINZMANN K., IMMITZER M., ATZBERGER C., ECKERT S., 2017, "Assessing the Potential of Sentinel-2 and Pléiades Data for the Detection of *Prosopis* and *Vachellia* spp. in Kenya", *Remote Sensing*, Vol.9, N°1, 74.
- NICHOLLS R., 2011, "Planning for the Impacts of Sea Level Rise", *Oceanography*, Vol.24, N°2, 144-157.
- NICHOLLS R. J., BIRKEMEIER W. A., HALLERMEIER R. J., 1997, "Application of the Depth of Closure Concept", 3874-3887 in: *Coastal Engineering 1996*. Orlando, Florida, United States, American Society of Civil Engineers.
- NICOLAE LERMA A., CASTELLE B., MARIEU V., ROBINET A., BULTEAU T., BERNON N., ET AL., 2022, "Decadal beach-dune profile monitoring along a 230-km high-energy sandy coast: Aquitaine, southwest France", *Applied Geography*, Vol.139, 102645.
- NOFAL R., ABOUD I. A., 2016, "Geomorphological evolution of marine heads on the eastern coast of Red Sea at Saudi Arabian region, using remote sensing techniques", *Arabian Journal of Geosciences*, Vol.9, N°2, 163.

O

- ORFORD J. D., FORBES D. L., JENNINGS S. C., 2002, "Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems", *Geomorphology*, Vol.48, N°1-3, 51-85.
- ORFORD J. D., WRIGHT P., 1978, "What's in a name? — Descriptive or genetic implications of 'ridge and runnel' topography", *Marine Geology*, Vol.28, N°1-2, M1-M8.
- OUDART T., 2016, *Dynamique morpho-sédimentaire de littoraux sableux macrotidaux à barres intertidales : modélisation numérique et expérimentations in situ*. Grenoble, Université de Grenoble, Thèse de doctorat, Université de Grenoble, 211 p.
- OUDART T., LARROUDÉ P., HÉQUETTE A., 2014, "Numerical simulation versus in-situ sedimentary flux on sandy beaches as a function of the breaker parameter", In : *Proceedings of the 21st TELEMAR-MASCARET User Conference 2014*, 15th-17th October 2014, Grenoble-France. 2014. p. 179-184.

P

- PACHECO A. DA P., JUNIOR J. A. DA S., RUIZ-ARMENTEROS A. M., HENRIQUES R. F. F., 2021, "Assessment of k-Nearest Neighbor and Random Forest Classifiers for Mapping Forest Fire Areas in Central Portugal Using Landsat-8, Sentinel-2, and Terra Imagery", *Remote Sensing*, Vol.13, N°7, 1345.
- PAL M., FOODY G. M., 2010, "Feature Selection for Classification of Hyperspectral Data by SVM", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol.48, N°5, 2297-2307.
- PAL M., MATHER P. M., 2005, "Support vector machines for classification in remote sensing", *International Journal of Remote Sensing*, Vol.26, N°5, 1007-1011.
- PAN X., ZHU X., YANG Y., CAO C., ZHANG X., SHAN L., 2018, "Applicability of Downscaling Land Surface Temperature by Using Normalized Difference Sand Index", *Scientific Reports*, Vol.8, N°1, 9530.

- PANCRAZZI L., WEILL P., TESSIER B., LE BOT S., BENOIT L., 2022, "Morphostratigraphy of an active mixed sand–gravel barrier spit (Baie de Somme, northern France)" *Sedimentology*, 26 p.
- PANNET P., MEIRE B., BOULET M., QUESNEL F., JACOB T., SAMYN K., ET AL., 2015, Détermination de l'aléa lié au recul de la falaise côtière. Application à la région dieppoise. BRGM. 151 p.
- PELLETIER C., VALERO S., INGLADA J., CHAMPION N., DEDIEU G., 2016, "Assessing the robustness of Random Forests to map land cover with high resolution satellite image time series over large areas", *Remote Sensing of Environment*, Vol.187, 156-168.
- PÉREZ-ALBERTI A., TRENHAILE, A.S., PIRES A., LOPEZ-BEDOYA J., CHAMINE H. I., & GOMES A., 2012, "The effect of boulders on shore platform development and morphology in Galicia, north west Spain". *Continental Shelf Research*, Vol. 48, p. 122-137.
- PHIRI D., MORGENROTH J., 2017, "Developments in Landsat Land Cover Classification Methods: A Review", *Remote Sensing*, Vol.9, N°9, 967.
- PICKERING M. D., HORSBURGH K. J., BLUNDELL J. R., HIRSCHI J. J.-M., NICHOLLS R. J., VERLAAN M., ET AL., 2017, "The impact of future sea-level rise on the global tides", *Continental Shelf Research*, Vol.142, 50-68.
- PITMAN S. J., HART D. E., KATURJI M. H., 2019, "Application of UAV techniques to expand beach research possibilities: A case study of coarse clastic beach cusps", *Continental Shelf Research*, Vol.184, 44-53.
- POATE T., MASSELINK G., DAVIDSON M., MCCALL R., RUSSELL P., TURNER I., 2013, "High frequency in-situ field measurements of morphological response on a fine gravel beach during energetic wave conditions", *Marine Geology*, Vol.342, 1-13.
- POLLARD J. A., SPENCER T., BROOKS S. M., CHRISTIE E. K., MÖLLER I., 2020, "Understanding spatio-temporal barrier dynamics through the use of multiple shoreline proxies", *Geomorphology*, Vol.354, 107058.
- POMEROL C., FEUGUEUR L., 1986, "Guides Géologiques Régionaux, Bassin de Paris", Masson, 224 p.
- PONSOLLE J., LE BOT S., SIMPLET L., GAILLOT A., GUERIN C., GRECARD-GRAND E., ET AL., 2020, "Dynamique sédimentaire sur le prisme sédimentaire picard : migration des dunes subtidales et flux sédimentaires associés", 25 p.
- PONTEE N. I., PYE K., BLOTT S. J., 2004, "Morphodynamic behaviour and sedimentary variation of mixed sand and gravel beaches, Suffolk, UK", *Journal of Coastal Research*, Vol.20, N°1 (201), 256-276.
- PORTER N. J., TRENHAILE A. S., PRESTANSKI K., KANYAYA J. I., 2010, "Patterns of surface downwearing on shore platforms in eastern Canada", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.35, N°15, 1793-1810.
- POTEL B., SIMON S., 2001, Rapport du suivi de la faune et de la flore de la zone intertidale de trois sites du littoral cauchois. Rapport CSLN / DIREN HN, 26 p.
- POULAIN C., GILLIKIN D. P., THÉBAULT J., MUNARON J. M., BOHN M., ROBERT R., ET AL., 2015, "An evaluation of Mg/Ca, Sr/Ca, and Ba/Ca ratios as environmental proxies in aragonite bivalve shells", *Chemical Geology*, Vol.396, 42-50.
- PRECHEUR C., 1960, "Le littoral de la Manche, de Sainte-Adresse à Ault : étude morphologique", 138 p.
- PULETTI N., CHIANUCCI F., CASTALDI C., 2018, "Use of Sentinel-2 for forest classification in Mediterranean environments", *Ann. Silvic. Res*, 2018, vol. 42, no 1, p. 32-38.

Q

- QUEMENER A.-M., 2019, "L'entrée du port du Tréport bouchée par le sable : une situation « exceptionnelle »", in *Courrier Picard*, le 22/03/2019. <https://www.courrier-picard.fr/art/173284/article/2019-03-22/lentree-du-port-du-treport-bouchee-par-le-sable>
- QUESNEL F., 1997, "Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris", Thèse de doctorat, Université de Rouen.

R

- RAFFERTY J. P., 2010a, *Oceans and oceanography*. Britannica Educational Publishing. 288 p.
- RAFFERTY J. P., 2010b, *Storms, violent winds, and earth's atmosphere*. Britannica Educational Publishing.
- RAHIMZADEH N., BABAIE KAFAYI S., SAHEBI M. R., MATAJI A., 2020, "Forest structure parameter extraction using SPOT-7 satellite data by object- and pixel-based classification methods", *Environmental Monitoring and Assessment*, Vol.192, N°1, 43.
- RAIMBAULT C., DUPERRÉ A., REGARD V., MOLLIEUX S., WYNS R., AUTHEMAYOU C., ET AL., 2018, "Quaternary geomorphological evolution of a granitic shore platform constrained by in situ ¹⁰Be concentrations, Penmarc'h, SW Brittany, France", *Marine Geology*, Vol.395, 33-47.

- RAMEZAN C., WARNER T., MAXWELL A., 2019, "Evaluation of Sampling and Cross-Validation Tuning Strategies for Regional-Scale Machine Learning Classification", *Remote Sensing*, Vol.11, N°2, 185.
- RAPINEL S., CLÉMENT B., MAGNANON S., SELLIN V., HUBERT-MOY L., 2014, "Identification and mapping of natural vegetation on a coastal site using a Worldview-2 satellite image", *Journal of Environmental Management*, Vol.144, 236-246.
- REGARD V., DEWEZ T., BOURLÈS D. L., ANDERSON R. S., DUPERRÉ A., COSTA S., ET AL., 2012, "Late Holocene seacliff retreat recorded by ^{10}Be profiles across a coastal platform: Theory and example from the English Channel", *Quaternary Geochronology*, Vol.11, 87-97.
- REGARD V., DEWEZ T. J. B., CNUUDE C., HOURIZADEH N., 2013, "Coastal chalk platform erosion modulated by step erosion and debris shielding: example from Normandy and Picardy (northern France)", *Journal of Coastal Research*, Vol.165, 1692-1697.
- REGARD V., PEDOJA K., SAILLARD M., 2012, "Les terrasses marines, marqueurs de l'interaction entre soulèvement et oscillation du niveau de la mer", n°124, 35-37.
- REN S., HE K., GIRSHICK R., SUN J., 2017, "Faster R-CNN: Towards Real-Time Object Detection with Region Proposal Networks", *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, Vol.39, N°6, 1137-1149.
- ROBINSON L., 1977, "The morphology and development of the northeast Yorkshire shore platform", *Marine Geology*, Vol.23, N°3, 237-255.
- RODET J., LAUTRIDOU J. P., 2003, "Contrôle du karst quaternaire sur la genèse et l'évolution du trait de côte d'une région crayeuse de la Manche (Pays de Caux, Normandie, France)", *Quaternaire*, Vol.14, N°1, 31-42.
- RODRIGUEZ-PADILLA, I., CASTELLE, B., MARIEU, V., MORICHON, D. 2022. "Video-Based Nearshore Bathymetric Inversion on a Geologically Constrained Mesotidal Beach during Storm Events". *Remote Sensing*, Vol 14, N°16, 3850.
- ROTHWELL R., RACK F., 2006, "New techniques in sediment core analysis: an introduction", *Geological society*, Vol.267, 29 p.
- ROULLAND T., MAQUAIRE O., COSTA S., COMPAIN V., DAVIDSON R., MEDJKANE M., 2019, "Dynamique des falaises des Vaches Noires : analyse diachronique historique et récente à l'aide de documents multi-sources (Normandie, France)", *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol.25, N°1, 37-55.
- ROUSE J., HAAS R. H., SCHELL J. A., DEERING D. W., 1974, "Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS", *NASA special publication*, Vol.351, N°1974, 309.
- RUELLET T., 2011, *Cartographie des épaisseurs de vase à Polydora ciliata sur le platier rocheux à proximité du Tréport*. GEMEL.
- RUESSINK B. G., KURIYAMA Y., RENIERS A. J. H. M., ROELVINK J. A., WALSTRA D. J. R., 2007, "Modeling cross-shore sandbar behavior on the timescale of weeks", *Journal of Geophysical Research*, Vol.112, N°3.
- RUESSINK, G., SCHWARZ, C. S., PRICE, T. D., DONKER, J. J. A., 2019. "A Multi-Year Data Set of Beach-Foredune Topography and Environmental Forcing Conditions at Egmond aan Zee, The Netherlands". *Data*, Vol 4, N°2, 73.
- RUGGIERO P., KAMINSKY G. M., GELFENBAUM G., 2003, "Linking proxy-based and datum-based shorelines on a high-energy coastline: implications for shoreline change analyses", *Journal of Coastal Research*, 57-82.

S

- SABAT-TOMALA A., RACZKO E., ZAGAJEWSKI B., 2020, "Comparison of Support Vector Machine and Random Forest Algorithms for Invasive and Expansive Species Classification Using Airborne Hyperspectral Data", *Remote Sensing*, Vol.12, N°3, 516.
- SAÏAG J., 2016, *Caractérisation des hétérogénéités sédimentaires et pétrophysiques d'un réservoir carbonaté microporeux. Le cas de la Craie (Crétacé supérieur, Bassin de Paris)*. Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, 398 p.
- SCARELLI F. M., SISTILLI F., FABBRI S., CANTELLI L., BARBOZA E. G., GABBIANELLI G., 2017, "Seasonal dune and beach monitoring using photogrammetry from UAV surveys to apply in the ICZM on the Ravenna coast (Emilia-Romagna, Italy)", *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, Vol.7, 27-39.
- SCHUERCH M., SPENCER T., TEMMERMAN S., KIRWAN M. L., WOLFF C., LINCKE D., ET AL., 2018, "Future response of global coastal wetlands to sea-level rise", *Nature*, Vol.561, N°7722, 231-234.
- SEJATI A. W., BUCHORI I., KURNIAWATI S., BRANA Y. C., FARIHA T. I., 2020, "Quantifying the impact of industrialization on blue carbon storage in the coastal area of Metropolitan Semarang, Indonesia", *Applied Geography*, Vol.124, 102319.
- SEMPIO J. N. H., ARANAS R. K. D., LIM B. P., MAGALLON B. J., TUPAS M. E. A., VENTURA I. A., 2019, "Assessment of different image transformation methods on diwata-1 SMI images using structural similarity

- measure", ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Vol.XLII-4/W19, 393-400.
- SENECHAL N., ABADIE S., GALLAGHER E., MACMAHAN J., MASSELINK G., MICHALLET H., ET AL., 2011, "The ECORS-Truc Vert'08 nearshore field experiment: presentation of a three-dimensional morphologic system in a macro-tidal environment during consecutive extreme storm conditions", *Ocean Dynamics*, Vol.61, N°12, 2073-2098.
- SENECHAL N., COCO G., CASTELLE B., MARIEU V., 2015, "Storm impact on the seasonal shoreline dynamics of a meso- to macrotidal open sandy beach (Biscarrosse, France)", *Geomorphology*, Vol.228, 448-461.
- SEYMOUR A. C., RIDGE J. T., RODRIGUEZ A. B., NEWTON E., DALE J., JOHNSTON D. W., 2018, "Deploying Fixed Wing Unoccupied Aerial Systems (UAS) for Coastal Morphology Assessment and Management", *Journal of Coastal Research*, Vol.34, N°3, 704.
- SHAO Y., LUNETTA R. S., 2012, "Comparison of support vector machine, neural network, and CART algorithms for the land-cover classification using limited training data points", *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, Vol.70, 78-87.
- SHAW L., HELMHOLZ P., BELTON D., ADDY N., 2019, "Comparison of UAV LiDAR and imagery for beach monitoring", *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol.XLII-2/W13, 589-596.
- SHELHAMER E., LONG J., DARRELL T., 2017, "Fully Convolutional Networks for Semantic Segmentation", *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, Vol.39, N°4, 640-651.
- SHENDRYK Y., RIST Y., TICEHURST C., THORBURN P., 2019, "Deep learning for multi-modal classification of cloud, shadow and land cover scenes in PlanetScope and Sentinel-2 imagery", *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, Vol.157, 124-136.
- SHORT A., WRIGHT L., 1981, "Beach systems of the Sydney region", *Australian Geographer*, Vol.15, N°1, 8-16.
- SHULMEISTER J., KIRK R. M., 1993, "Evolution of a mixed sand and gravel barrier system in North Canterbury, New Zealand, during Holocene sea-level rise and still-stand", *Sedimentary Geology*, Vol.87, N°3-4, 215-235.
- SIMON B., 2008, "Les niveaux marins extrêmes le long des côtes de France et leur évolution.", *La houille blanche*, Vol.88, n°2, 90-92.
- SMITH M. W., CARRIVICK J. L., QUINCEY D. J., 2016, "Structure from motion photogrammetry in physical geography", *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, Vol.40, N°2, 247-275.
- SO C. L., 1965, "Coastal Platforms of the Isle of Thanet, Kent", *Transactions of the Institute of British Geographers*, N°37, 147-156.
- SOLOY A., 2022, *Study of the hydro-morpho-sedimentary dynamics on pebble beaches*. Rouen, Université de Rouen, 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*, Vol.12, N°21, 3659.
- SOULSBY R., 1997, "Dynamics of marine sands", Thomas Telford, H. R. Wallingford, 249.
- SOZZI M., MARINELLO F., PEZZUOLO A., SARTORI L., 2018, "Benchmark of Satellites Image Services for Precision Agricultural use", *AgEng conference*, 6 p.
- STANFORD J. D., HEMINGWAY R., ROHLING E. J., CHALLENGOR P. G., MEDINA-ELIZALDE M., LESTER A. J., 2011, "Sea-level probability for the last deglaciation: A statistical analysis of far-field records", *Global and Planetary Change*, Vol.79, N°3-4, 193-203.
- STARK N., HAY A. E., 2016, "Pebble and cobble transport on a steep, mega-tidal, mixed sand and gravel beach", *Marine Geology*, Vol.382, 210-223.
- STCPMVN., 1986, "Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Côtes de la Mer du Nord et de la Manche, de la frontière belge au Mont-Saint-Michel", Eyrolles, Direction des études et recherches d'Electricité de France (EDF), 420 p.
- STEHMAN S. V., 1996, "Estimating the Kappa Coefficient and its Variance under Stratified Random Sampling", *PE&RS*, 41-407.
- STEPANIAN A., 2002, *Evolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres : Omaha beach (Normandie)*. Thèse de doctorat, Université de Caen, 284 p.
- STEPHAN P., 2009, *Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible*. Brest, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 561 p.
- STEPHAN P., GOSLIN J., 2014, "Évolution du niveau marin relatif à l'Holocène le long des côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche : réactualisation des données par la méthode des «sea-level index points»", *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, Vol.25, N°4, 295-312.
- STEPHENSON W. J., FINLAYSON B. L., 2009, "Measuring erosion with the micro-erosion meter—Contributions to understanding landform evolution", *Earth-Science Reviews*, Vol.95, N°1, 53-62.
- STEPHENSON W. J., KIRK R. M., 2000, "Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand: Part one: the role of waves", *Geomorphology*, Vol.32, N°1-2, 21-41.

- STEPHENSON W. J., KIRK R. M., 2001, "Surface swelling of coastal bedrock on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand", *Geomorphology*, Vol.41, N°1, 5-21.
- STEPHENSON W. J., KIRK R. M., HEMMINGSEN M. A., 2019, "Forty-three years of micro-erosion meter monitoring of erosion rates on shore platforms at Kaikōura Peninsula, South Island, New Zealand", *Geomorphology*, Vol.344, 1-9.
- STOLL H. M., SCHRAG D. P., 2001, "Sr/Ca variations in Cretaceous carbonates: relation to productivity and sea level changes", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol.168, N°3, 311-336.
- STURDIVANT E., LENTZ E., THIELER E. R., FARRIS A., WEBER K., REMSEN D., ET AL., 2017, "UAS-SfM for Coastal Research: Geomorphic Feature Extraction and Land Cover Classification from High-Resolution Elevation and Optical Imagery", *Remote Sensing*, Vol.9, N°10, 1020.
- SUANEZ S., CARIOLET J.-M., CANCOUËT R., ARDHUIN F., DELACOURT C., 2012, "Dune recovery after storm erosion on a high-energy beach: Vougot Beach, Brittany (France)", *Geomorphology*, Vol.139-140, 16-33.
- SUNAMURA T., 1983, "Processes of sea cliff and platform erosion", *CRC Handbook of coastal processes and erosion*, 233-266.
- SUNAMURA T., 1992, *Geomorphology of rocky coasts*. John Wiley & Son Ltd. 314 p.
- SUNAMURA T., TSUJIMOTO H., AOKI H., 2014, "Chapter 12 The rock coast of Japan", *Geological Society, London, Memoirs*, Vol.40, N°1, 203-223.
- SWANTESSON J., MOSES C., BERG G., JANSSON K. M., 2006, "Methods for measuring shore platform micro erosion : A comparison of the micro-erosion meter and laser scanner", *Annals of Geomorphology N. F.*, Vol.144, 17.
- SWIRAD Z. M., ROSSER N. J., BRAIN M. J., 2019, "Identifying mechanisms of shore platform erosion using Structure-from-Motion (SfM) photogrammetry", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.44, N°8, 1542-1558.

T

- TADDIA Y., RUSSO P., LOVO S., PELLEGRINELLI A., 2020, "Multispectral UAV monitoring of submerged seaweed in shallow water", *Applied Geomatics*, Vol.12, N°1, 19-34.
- TADDIA Y., STECCHI F., PELLEGRINELLI A., 2019, "Using DJI Phantom 4 RTK drone for topographic mapping of coastal areas", *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol.XLII-2/W13, 625-630.
- TAIT L., BIND J., CHARAN-DIXON H., HAWES I., PIRKER J., SCHIEL D., 2019, "Unmanned Aerial Vehicles (UAVs) for Monitoring Macroalgal Biodiversity: Comparison of RGB and Multispectral Imaging Sensors for Biodiversity Assessments", *Remote Sensing*, Vol.11, N°19, 2332.
- TAKAHASHI T., 1977, "Shore platforms in Soutwestern Japan - Geomorphological study", *Costal Landform Study Society of Southwestern Japan*, 177 p.
- TANNER W. F., 1967, "Ripple mark indices and their uses", *Sedimentology*, Vol.9, N°2, 89-104.
- TESSIER B., DELSINNE N., SORREL P., 2010, "Holocene sedimentary infilling of a tide-dominated estuarine mouth. The example of the macrotidal Seine estuary (NW France)", *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol.181, N°2, 87-98.
- THANH NOI P., KAPPAS M., 2017, "Comparison of Random Forest, k-Nearest Neighbor, and Support Vector Machine Classifiers for Land Cover Classification Using Sentinel-2 Imagery", *Sensors*, Vol.18, N°2, 18.
- THIBAUT A., 1954, "Géographie locale : Vocation urbaine de Eu-Mers-Le Tréport", *L'information géographique*, Vol.18, N°3, 118-120.
- THIRION-MERLE V., 2014, "Spectrométrie de fluorescence X", in : P. Dillmann & L. Bellot-Gurlet (Éd.), *Circulation et provenance des matériaux dans les sociétés anciennes*. Editions des archives contemporaines. 291-298.
- TRENHAILE A. S., 1972, "The Shore Platforms of the Vale of Glamorgan, Wales", *Transactions of the Institute of British Geographers*, N°56, 127.
- TRENHAILE A. S., 1980, "Shore platforms: a neglected coastal feature", *Progress in physical geography*, vol. 4, no 1, p. 1-23
- TRENHAILE A. S., 1987, "The geomorphology of rocky coast.", in: Oxford University Press.
- TRENHAILE A. S., 1999, "The Width of Shore Platforms in Britain, Canada, and Japan", *Journal of Coastal Research*, Vol.15, N°2, 355-364.
- TRENHAILE A. S., 2004, "Modeling the accumulation and dynamics of beaches on shore platforms", *Marine Geology*, Vol.206, N°1, 55-72.
- TRENHAILE A. S., 2005, "Modelling the effect of waves, weathering and beach development on shore platform development", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.30, N°5, 613-634.

- TRENHAILE A. S., KANYAYA J. I., 2007, "The Role of Wave Erosion on Sloping and Horizontal Shore Platforms in Macro- and Mesotidal Environments", *Journal of Coastal Research*, Vol.2007, N°232, 298-309.
- TRENHAILE A. S., PORTER N. J., 2018, "Shore platform downwearing in eastern Canada; A 9-14-year micro-erosion meter record", *Geomorphology*, Vol.311, 90-102.
- TRENHAILE A. S., PORTER N. J., KANYAYA J. I., 2007, "Shore Platform Processes in Eastern Canada", *Géographie physique et Quaternaire*, Vol.60, N°1, 19-30.
- TURNER I. L., HARLEY M. D., DRUMMOND C. D., 2016, "UAVs for coastal surveying", *Coastal Engineering*, Vol.114, 19-24.

U

- UHL F., GRÆSDAL RASMUSSEN T., OPPELT N., 2021, "Classification Ensembles for Beach Cast and Drifting Vegetation Mapping with Sentinel-2 and PlanetScope", *Geosciences*, Vol.12, N°1, 15.

V

- VAN DER MEER J., PILARCZYK K., 1986, "Dynamic stability of rock slopes and gravel beaches", *Coastal Engineering Proceedings*, N°20, 124-124.
- VAN DEVENTER H., CHO M. A., MUTANGA O., 2019, "Multi-season RapidEye imagery improves the classification of wetland and dryland communities in a subtropical coastal region", *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, Vol.157, 171-187.
- VAN RIJN L. C., 1984, "Sediment transport, part I: bed load transport", *Journal of hydraulic engineering*, Vol.110, N°10, 1431-1456.
- VAN RIJN L. C., WALSTRA D. J. R., GRASMEIJER B., SUTHERLAND J., PAN S., SIERRA J. P., 2003, "The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based Profile models", *Coastal Engineering*, Vol.47, n°3, 295-327.
- VAPNIK V., 1998, "The Support Vector Method of Function Estimation", 55-85 in: J. A. K. Suykens & J. Vandewalle (Éd.), *Nonlinear Modeling: Advanced Black-Box Techniques*. Boston, MA, Springer US. p. 55-85
- VAPNIK V., GUYON I., HASTIE T., 1995, "Support vector machines", *Mach. Learn*, Vol.20, N°3, 273-297.
- VASLET D., LARSONNEUR C., AUFFRET J., 1979, "Carte des sédiments superficiels de la Manche au 1/5000000", BRGM.
- VIGUIER J., ROQUES J.-M., MIGNIOT C., 1984, "Rapport III.13 Influence de l'extraction des granulats en mer sur l'équilibre du littoral", *Journées de l'hydraulique*, 1984, vol. 18, no 3, p. 1-8.
- VILLARET C., 1993, *Évolution sédimentologique du chenal de prise d'eau de la centrale de Penly et de la plage Ouest*. EDF-LNH.
- VILLARET C., HERVOUET J.-M., KOPMANN R., MERKEL U., DAVIES A. G., 2013, "Morphodynamic modeling using the Telemac finite-element system", 10 p.
- VINCENT C., MCCONNELL B., DABIN W., ELDER J.-F., ROUSSEL M., DUPUIS L., 2010, "Suivis télémétriques de phoques veaux-marins (*Phoca vitulina*) sauvages dans le « Réseau Phoques »", 12 p.

W

- WAHBA G., 1990, "Spline models for observational data. Society for industrial and applied mathematics.", *Society for industrial and applied mathematics*.
- WALKDEN M. J. A., HALL J. W., 2005, "A predictive Mesoscale model of the erosion and profile development of soft rock shores", *Coastal Engineering*, Vol.52, N°6, 535-563.
- WANG L., SOUSA W. P., GONG P., 2004, "Integration of object-based and pixel-based classification for mapping mangroves with IKONOS imagery", *International Journal of Remote Sensing*, Vol.25, N°24, 5655-5668.
- WANG P., ALGANCI U., SERTEL E., 2021, "Comparative Analysis on Deep Learning based Pan-sharpening of Very High-Resolution Satellite Images", *International Journal of Environment and Geoinformatics*, Vol.8, N°2, 150-165.
- WANG Q., WENZHONG L., ATKINSON P. M., 2016, "Area-to-point regression kriging for pan-sharpening", *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, Vol.114, 151-165.
- WANG Q., WENZHONG L., LI Z., ATKINSON P. M., 2016, "Fusion of Sentinel-2 images", *Remote Sensing of Environment*, Vol.187, 241-252.

- WANG X., GAO X., ZHANG YUANZHI, FEI X., CHEN Z., WANG J., ET AL., 2019, "Land-Cover Classification of Coastal Wetlands Using the RF Algorithm for Worldview-2 and Landsat 8 Images", *Remote Sensing*, Vol.11, N°16, 1927.
- WANG Y., 2020, "Coastal environments: Remote sensing", *Coastal and Marine Environments*.797-804.
- WELTJE G. J., TJALLINGII R., 2008, "Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.274, N°3-4, 423-438.
- WENTWORTH C. K., 1922, "A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments", *The Journal of Geology*, Vol.30, N°5, 377-392.
- WILSON K. L., SKINNER M. A., LOTZE H. K., 2019, "Eelgrass (*Zostera marina*) and benthic habitat mapping in Atlantic Canada using high-resolution SPOT 6/7 satellite imagery", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol.226, 106292.
- WÖPPELMANN G., POUVREAU N., COULOMB A., SIMON B., WOODWORTH P. L., 2008, "Tide gauge datum continuity at Brest since 1711: France's longest sea-level record", *Geophysical Research Letters*, Vol.35, N°22, L22605.
- WÖPPELMANN G., POUVREAU N., SIMON B., 2006, "Brest sea level record: a time series construction back to the early eighteenth century", *Ocean Dynamics*, Vol.56, N°5-6, 487-497.
- WOZNICKI S. A., BAYNES J., PANLASIGUI S., MEHAFFEY M., NEALE A., 2019, "Development of a spatially complete floodplain map of the conterminous United States using random forest", *Science of The Total Environment*, Vol.647, 942-953.
- WRIGHT L., 1970, "Variation in the level of the cliff/shore platform junction along the south coast of Great Britain", *Marine Geology*, Vol.9, N°5, 347-353.
- WRIGHT L. D., SHORT A. D., 1984, "Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis", *Marine geology*, Vol.56, N°1-4, 93-118.

Y

- YANG X., ZHAO S., QIN X., ZHAO N., LIANG L., 2017, "Mapping of Urban Surface Water Bodies from Sentinel-2 MSI Imagery at 10 m Resolution via NDWI-Based Image Sharpening", *Remote Sensing*, Vol.9, N°6, 19 p.
- YOUNG A. P., CARILLI J. E., 2019, "Global distribution of coastal cliffs", *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.44, N°6, 1309-1316.
- YUAN R., KENNEDY D. M., STEPHENSON W. J., FINLAYSON B. L., 2020, "The multidecadal spatial pattern of erosion on sandstone shore platforms in south-eastern Australia", *Geomorphology*, Vol.371, 107437.
- YUAN R., KENNEDY D. M., STEPHENSON W. J., FINLAYSON B. L., 2022, "The precision and accuracy of measuring micro-scale erosion on shore platforms", *Marine Geology*, Vol.443, 106691.

Z

- ZANUTTA A., LAMBERTINI A., VITTUARI L., 2020, "UAV Photogrammetry and Ground Surveys as a Mapping Tool for Quickly Monitoring Shoreline and Beach Changes", *Journal of Marine Science and Engineering*, Vol.8, N°1, 52.
- ZHANG T., SU J., XU Z., LUO Y., LI J., 2021, "Sentinel-2 Satellite Imagery for Urban Land Cover Classification by Optimized Random Forest Classifier", *Applied Sciences*, Vol.11, N°2, 543.
- ZHANG T.-X., SU J.-Y., LIU C.-J., CHEN W.-H., 2019, "Potential Bands of Sentinel-2A Satellite for Classification Problems in Precision Agriculture", *International Journal of Automation and Computing*, Vol.16, N°1, 16-26.
- ZHEN Z., QUACKENBUSH L. J., STEHMAN S. V., ZHANG L., 2013, "Impact of training and validation sample selection on classification accuracy and accuracy assessment when using reference polygons in object-based classification", *International Journal of Remote Sensing*, Vol.34, N°19, 6914-6930.
- ZHENG Z., DU S., TAUBENBÖCK H., ZHANG X., 2022, "Remote sensing techniques in the investigation of aeolian sand dunes: A review of recent advances", *Remote Sensing of Environment*, Vol.271, 112913.

Table des figures

| | |
|---|----|
| Figure 1.1 - Présentation de la zone d'étude. Modèle Numérique de Terrain bathymétrique à 100m (à partir des données du SHOM 2015) ; MNT topographique à 10m (à partir des données altimétriques de l'IGN). Le réseau hydrographique principal et le nom des principaux cours d'eau sont indiqués en bleu clair..... | 24 |
| Figure 1.2 - Plateau crayeux à Saint-Aubin-sur-Mer (Cliché : B. Peuziat, 2019)..... | 25 |
| Figure 1.3 - Exemple du tracé assez rectiligne, sud-ouest – nord-est, du trait de côte seinomarin, avec quelques irrégularités comme ici à Sotteville-sur-Mer et au Cap d'Ailly (Cliché aérien : CEVA, 2010)..... | 26 |
| Figure 1.4 - Cartes des formations superficielles en Manche (Larsonneur <i>et al.</i> , 1978 ; Vaslet <i>et al.</i> , 1979). 1. Manche occidentale, 2. Manche centrale et 3. Manche orientale..... | 28 |
| Figure 1.5 - Proportion et répartition de chacune des classes granulométriques considérées sur la Manche centrale et orientale (d'après Cugier et Blanpain, 2008). | 28 |
| Figure 1.6 - Carte du réseau des paléo-vallées pléistocènes de la Manche orientale. 1. réseau fluvial immergé de la Manche (remplissage : 10 à 90 m d'épaisseur) selon Auffret <i>et al.</i> (1982) et Lericolais (1997) ; 2. paléovallées non remplies (Paléovallée Nord, selon Auffret <i>et al.</i> , 1982) ; 3. failles principales (selon B. Hallegouet) (Antoine <i>et al.</i> , 2003)..... | 29 |
| Figure 1.7 - Hauteur moyenne des falaises, de Antifer au Tréport. L'orientation principale du trait de côte est indiquée en degré par rapport au nord, pour les 4 grands ensembles..... | 30 |
| Figure 1.8 - Coupe géologique simplifiée entre Le Havre et Le Tréport (d'après Costa, 1997, Letortu, 2013). | 31 |
| Figure 1.9 - Carte géologique continentale (au 1:1 000 000, BRGM, 2012) et carte marine des sédiments superficiels (d'après Larsonneur <i>et al.</i> , 1982 et SHOM, 2015) du domaine d'étude. | 31 |
| Figure 1.10 - Caractéristiques lithologiques des craies à silex de Haute-Normandie (Quesnel 1997, d'après B. Laignel) Moyennes et barres d'erreur ; Po : porosité ; Pb : perméabilité en millidarcy. Les barres d'erreur indiquent une faible variabilité des résultats pour le Sénonien. Les variations ne sont pas régionales mais sont stratigraphiques. | 32 |
| Figure 1.11 - Géométrie de l'argile à silex sur le littoral haut-normand (Laignel, 2002 ; Costa <i>et al.</i> , 2006). La courbe correspond à l'épaisseur du manteau d'argile à silex. L'histogramme représente la profondeur des entonnoirs de dissolution. | 33 |
| Figure 1.12 - Exemple de falaises simples, à Sainte-Marguerite-sur-Mer (Cliché : B. Peuziat, 2019)..... | 34 |
| Figure 1.13 - Falaises à piédestal résistant, au Cap Fagnet (Cliché : CEVA, 2019). | 35 |
| Figure 1.14 - Falaises dites complexes, entre Saint-Jouin-Bruneval et Sainte-Adresse (Cliché : CEVA, 2019). | 35 |
| Figure 1.15 - Répartition des principaux fleuves de la baie de Seine à la baie de Somme et de leur bassin versant. | 37 |
| Figure 1.16 - Illustrations du platier rocheux (A) Vue aérienne à Életot (Cl : CEVA, 2019) : platier étroit, dépourvu de surface ensablée et présentant des crans. (B) Sainte-Marguerite-sur-Mer (Cl : Peuziat, 2020). | 38 |
| Figure 1.17 - Différents types de plateformes d'érosion marine, selon la classification de Sunamura (1992). (A) Plateforme dite à « pente régulière », de 1,5° à plus de 4°. (B) Plateforme dite "Subhorizontale", avec une pente inférieure à 1°. (Duguet, 2019 d'après Sunamura, 1992)..... | 39 |

| | |
|---|----|
| Figure 1.18 – Schéma du développement d’une plateforme d’érosion marine par recul des falaises, sous l’action des vagues mais également l’action météoritique et du gel/dégel..... | 40 |
| Figure 1.19 - Caractéristiques morphométriques du platier rocheux. (A) Pente moyenne mesurée à partir des données Lidar topo-bathymétriques du ROLNP-SHOM de 2017 et, (B) largeur totale mesurée à partir de l’orthophotographie du 27/05/2013 prise à basse mer de coefficient 103. | 41 |
| Figure 1.20 - Carte de localisation des abrupts métriques à plurimétriques de fin de platier, avec trois profils cross-shore illustrant les différentes morphologies du platier rocheux. | 42 |
| Figure 1.21 - Rigoles d’écoulement métriques, appelées localement « crans » ou « carniaux », avec placages/dépôts de sable (à Sainte-Marguerite-sur-Mer) (Cliché : B. Peuziat, 2020). | 42 |
| Figure 1.22 - Exemples de bioérosion du platier crayeux..... | 43 |
| Figure 1.23 - Accumulation de galets en pied de falaises (A) à Vaucottes et (B) à Varengeville-sur-Mer (Cliché : B. Peuziat, 2020). | 44 |
| Figure 1.24 - Cordons de galets adossés aux jetées portuaires de (A) Fécamp (Cl : CEVA, 2019), (B) Saint-Valéry-en-Caux (Cl : CEVA, 2018) et (C) Dieppe (Cl : Peuziat, 2020). | 45 |
| Figure 1.25 - Érosion du cordon de galets aux Petites-Dalles (mai 2021) (Cliché : B. Peuziat, 2021). | 45 |
| Figure 1.26 - Accumulations superficielles sableuses plurimétriques (A) à Saint-Aubin-sur-Mer, (B) à Pourville-sur-Mer. (Cl : B. Peuziat, 2019) et (C) à Saint-Aubin vue du ciel (CEVA, 2019). | 47 |
| Figure 1.27 - Placages sableux mobiles, métriques : (A) vue aérienne de Varengeville-sur-Mer (Cl : CEVA, 2019), (B-C) Sainte-Marguerite-sur-Mer (Cl : Peuziat, 2019-2020). | 47 |
| Figure 1.28 – Exemple de placage sableux à la surface des cordons de galets : (A) Exemple à Pourville-sur-Mer. (B) « Beach cusps », langue de sables à la surface des cordons de galets à Sainte-Marguerite-sur-Mer. (C) et (D) Vues du ciel des cordons et placages sableux associés. (Clichés : B. Peuziat, 2021). | 48 |
| Figure 1.29 - Illustration des épis présents le long du littoral de Seine-Maritime. (A) Batterie d’épis installée à Sainte-Marguerite-sur-Mer. (B) Épis vu du ciel montrant le blocage des galets. | 50 |
| Figure 1.30 - Accumulation de galets projetés au-delà du perré à Pourville-sur-Mer (février 2020). (Cliché : B. Peuziat, 2020). | 50 |
| Figure 1.31 - Cumul des précipitations (mm) entre (A) avril et septembre (= saison estivale) et (B) octobre et mars (= saison hivernale) en Normandie sur la période de référence 1976-2005 (d’après Beauvais et Cantat <i>in</i> DREAL, 2020). | 51 |
| Figure 1.32 – Types de circulation atmosphérique dominante, en hiver et en été (Cantat <i>et al.</i> , 2012)..... | 52 |
| Figure 1.33 – Cartes synoptiques exposant les 5 types de flux atmosphériques (source : MétéoFrance). (A) Conditions anticycloniques, (B) Flux d’ouest perturbé, (C) Flux de nord-nord-est, (D) Flux d’ouest sud-ouest et (E) Flux de retour d’est. | 53 |
| Figure 1.34 - Répartition des vents sur la bande littorale de la Manche entre Dinard et Dieppe (Cantat <i>in</i> Letortu <i>et al.</i> , 2012). Carte réalisée à partir de données anémométriques tri-horaires de Météo-France. Périodes 1981-2000 pour La Hague et Dinard ; 1981-1990 pour La Hève, Pointe du Roc (Granville), Caen et Dieppe ; 2002-2010 pour Bernières-sur-Mer. | 54 |
| Figure 1.35 - Fréquence et saisonnalité des vents forts tri-horaires (≥ 8 m/s), à Dieppe sur la période 1981-2010 (Letortu <i>et al.</i> , 2012). | 55 |
| Figure 1.36 - Roses des vents d’après les données modélisées, au large de Dieppe et du Cap de la Hève, sur la période 2000 - 2017 (Données : MétéoFrance, modèle AROME). | 55 |
| Figure 1.37 - Longueur du fetch pour différentes directions de houle en Manche..... | 56 |

| | |
|---|----|
| Figure 1.38 - Hauteur significative des vagues, direction et période des vagues, modélisées au large de Dieppe entre 2008 et 2018 (Données : modèle WWIII – HOMERE). | 57 |
| Figure 1.39 - Roses des houles à partir des données enregistrées sur 3 bouées houlographiques : Le Havre-Metzinger, Paluel et Penly (données CANDHIS - CEREMA). | 58 |
| Figure 1.40 - Marnage de vive-eau moyenne en Manche (coeff. 95) (Données : SHOM, 2015). | 59 |
| Figure 1.41 - Vitesses de courants maximales en Manche en marée de vive-eau moyenne (Données : SHOM, 2005). | 60 |
| Figure 1.42 - Contrainte maximale calculée au fond pour le courant de marée avec l'effet de la houle (4B) (d'après Cugier et Bamplain, 2008). | 61 |
| Figure 1.43 - Évolution relative du niveau marin (A) totale, résultats basés sur l'itération d'un arrêt de la fonte des glaces il y a 6000 ans BP ; (B) prédictions spatiales plus fines sur les 8000 dernières années (Lambeck, 1997). | 62 |
| Figure 1.44 - Élévation holocène du niveau marin relatif pour la Manche centrale et orientale (Stéphan et Goslin, 2014). | 63 |
| Figure 1.45 - Évolution du niveau marin relatif enregistrée aux marégraphes du port de Brest (en bleu) depuis 1807, de Dieppe (en orange) depuis 1954 et du Havre (en vert) depuis 1938. | 64 |
| Figure 1.46 - Prévisions de l'élévation niveau moyen global prédit par les différents scénarios SSP du changement climatique (GIEC, 2021) : « <i>Changement probable du niveau moyen mondial de la mer pour les scénarios SSP résultant de processus dont la projection bénéficie d'une confiance moyenne. Les projections et les fourchettes probables à 2150 sont indiquées à droite. Les fourchettes légèrement ombragées et les fourchettes plus fines légèrement ombragées sur la droite montrent les fourchettes des 17e-83e et 5e-95e percentiles pour les projections incluant des processus à faible confiance pour SSP1-2.6 et SSP5-8.5 uniquement, dérivées d'une p-box incluant les projections Structured Expert Judgement et Marine Ice Cliff Instability. Les lignes noires montrent les changements historiques du GMSL, et les lignes noires épaisses et en pointillés montrent les extrapolations de la moyenne et de la gamme probable. La moyenne et la fourchette probable en extrapolant la tendance et l'accélération de l'altimètre satellite 1993-2018</i> » | 64 |
| Figure 2.1 – Schéma général des analyses granulométriques et géochimiques des sables intertidaux, échantillonnés le long du littoral de Seine-Maritime. | 70 |
| Figure 2.2 - Carte des estrans sableux échantillonnés. | 71 |
| Figure 2.3 - (A) prélèvement à la surface du cordon de galets (1. Veules-les-Roses, 2. Les Petites-Dalles), (B) à mi-estran, soit à 10 m du pied du cordon de galets (1. Dieppe, 2. Saint-Aubin-sur-Mer), (C) en bas estran, à la limite de basse mer (1. Veules-les-Roses, 2. Pourville-sur-Mer) (Cl. Peuziat, 2019). | 73 |
| Figure 2.4 - (A) Colonne à tamis et tamiseuse <i>Retsch</i> utilisées pour l'analyse granulométrique ; (B) granulomètre laser <i>Malvern Mastersizer 2000</i> utilisée pour les tests. | 75 |
| Figure 2.5 - Fractions granulométriques des sables entre 2000 et 50 µm : (A) échantillon prélevé à la surface du cordon de galets, (B) à mi estran, (C) en bas estran, à Veulettes-sur-Mer. L'observation visuelle montre immédiatement un phénomène de granoclassement assez classique sur les plages, à savoir l'augmentation de la présence de matériaux fin à très fins vers le bas estran. | 76 |
| Figure 2.6 - Résultats granulométriques des échantillons prélevés sur 17 sites le long de la Seine-Maritime, sur les placages sableux à la surface des cordons de galets, en mi estran (à 10 m du pied du cordon de galets) et en bas estran (à la limite de basse mer). L.P.-D. = Les Petites-Dalles ; V./Mer = Veulettes-sur-Mer ; St-V.-C. = Saint-Valéry-en-Caux ; V.-les-R. = Veules-les-Roses ; St-A./Mer = Saint-Aubin-sur-Mer ; S.-M./Mer = Sainte-Marguerite-sur-Mer ; Varenge. = Varengeville ; Criel/Mer = Criel-sur-Mer ; Le Trépo. = Le Tréport. | 78 |

| | |
|--|-----|
| Figure 2.7 - Courbes des pourcentages granulométriques cumulés pour les échantillons prélevés à la surface des cordons de galets (vert), en milieu d'estran (rouge) et en bas estran (bleu)..... | 79 |
| Figure 2.8 – Représentation de l'Analyse en Composante Principale montrant la répartition des sites échantillonnés en fonction de leur granulométrie..... | 80 |
| Figure 2.9 – Suivi granulométrique des sites de Sainte-Marguerite-sur-Mer et Pourville-sur-Mer à différentes périodes de l'année..... | 81 |
| Figure 2.10 - Types de grains observés à la loupe binoculaire..... | 82 |
| Figure 2.11 - (2/2) Observations des fractions granulométriques de 63 à 1600 µm à la loupe binoculaire (Sainte-Marguerite-sur-Mer - Bas estran – 02/10/2019). Quartz E.L. = Quartz émousé luisant ; Glauco. = Glauconie ; Magn. = Magnétite..... | 84 |
| Figure 2.12 - Comptage des grains d'après les observations et identifications des minéraux à la loupe binoculaire. Exemple des sites de Sainte-Marguerite-sur-Mer (échantillonné le 02/10/2019) et Pourville-sur-Mer (échantillonné le 27/05/2019), pour les échantillons prélevés à la surface du cordon de galets, en mi et bas estrans. Les différentes fractions granulométriques sont représentées en nuance de couleur, du plus grossier en vert au plus fins en bleu..... | 86 |
| Figure 2.13 - Comptage des grains d'après les observations et identifications des minéraux à la loupe binoculaire. Exemple des sites de Sainte-Marguerite-sur-Mer (échantillonné le 18/12/2020) et Pourville-sur-Mer (échantillonné le 14/02/2020), pour les échantillons prélevés en bas estran..... | 87 |
| Figure 2.14 - (A) Vibro-broyeur (Retsch MM400) à billes d'oxydes de zirconium ; (B) Spectromètre à fluorescence X (xSORT - Spectro)..... | 89 |
| Figure 2.15 - Analyseur du taux de carbone LECO CS744..... | 90 |
| Figure 2.16 - Concentrations en silicium par rapport au calcium pour tous les échantillons analysés. Les échantillons de bas estran (ronds) sont regroupés en classes granulométrique plus larges, ceux de mi estran (losange) et de la surface des cordons (triangle) correspondent aux fractions 160-200 et 315-400 µm. Des échantillons dits « source » ont été ajoutés (silex, craies, grès et coquilles)..... | 91 |
| Figure 2.17 – Évolution du rapport Si/Ca le long du littoral de Seine-Maritime, de Vaucottes au Tréport..... | 92 |
| Figure 2.18 - Teneur en Carbone Total (Ctot) par rapport à la teneur en Calcium (Ca) contenue dans tous les échantillons prélevés le long du littoral de Seine-Maritime. La droite théorique du Ca-CO ₃ C est représentée en orange et correspond à la droite selon laquelle tout le carbone serait contenu dans les carbonates. Au-dessus de cette droite, le carbone est de plus en plus contenu dans la matière organique..... | 93 |
| Figure 2.19 - Concentrations de Strontium en fonction du Calcium pour chaque fraction de chaque échantillon de bas estran, ainsi que pour les échantillons de mi estran, de cordon et « source » (craie et coquilles)..... | 94 |
| Figure 2.20 – Concentration du silicium et du calcium dans 3 échantillons de bas estran, pour chaque fraction granulométrique (rapport de leur masse à celle de l'échantillon total)..... | 96 |
| Figure 3.1 - Cartographies anciennes issues de la Bibliothèque Nationale de France (Gallica) montrant la présence de sables sur le platier (A) à Paluel (1660), (B) à Saint-Valéry-en-Caux (SVC), (C) à Dieppe (gravure sur cuivre réalisée en 1696 par Nicolas de Fer), et (D) dans la baie de Saône (1768). Les différentes caractéristiques de la zone ont été digitalisées (sable, cordon de galet, platier rocheux, rivière). Ces cartes sont comparées à droite avec les images actuelles, provenant des orthophotographies de 2013 réalisées par l'IGN..... | 108 |
| Figure 3.2 - Extrait de la carte marine publiée en 1841 à Mesnil-Val (d'après les campagnes océanographiques de 1834 et 1835), montrant les points d'échantillonnage et la nature des sédiments, ainsi que les points bathymétriques..... | 109 |

| | |
|--|-----|
| Figure 3.3 – Comparaison des cartographies de la nature des fonds marins et côtiers entre Antifer et Le Tréport, de 1834-1835 et de 2016. La carte ancienne de 1834-1835 résulte de l’interpolation des données de la nature sédimentaire des fonds d’après les levés océanographiques de Beautemps-Beaupré (SHOM). La carte de 2016 est une compilation des données disponibles sur la zone, acquises par le SHOM (carte G) et complétées par les données actuelles de l’Ifremer-EDF (1996, 2000, 2006 et 2014). Les isobathes de la carte de 1834-1835 sont issues des relevés bathymétriques d’époque, et les isobathes de la carte de 2016 proviennent des levés récents du SHOM..... | 110 |
| Figure 3.4 – Zoom sur les cartographies de la nature des fonds marins et côtiers entre Antifer et Le Tréport, entre 1834-1835 et 2016. | 112 |
| Figure 3.5 - Cartes postales du début XX ^{ème} siècle, premiers témoins visuels de la présence de sables sur l’estran, et de leur répartition spatiale : (A) exemple à Veules-les-Roses avec une vue depuis la falaise en 1908. Le platier rocheux est bien affleurant en arrière-plan. L’image de droite est une image drone (cl : Charles Seguy) montrant une présence plus importante de fraction sableuse ; (B) même constat à Saint-Valéry-en-Caux avec un estran dépourvu de sable en 1919 et une image tirée en 2019 (cl : Peuziat) montrant du sable recouvrant légèrement l’estran au premier plan ; (C) exemple de platier très ensablé à Quiberville en 1907 et toujours actuellement en 2019 (cl : Peuziat) ; (D) Veules-les-Roses en 1910 et (E) Criel-sur-Mer en 1922, exemple de platier ensablé, avec une épaisseur de sable pluri-décimétrique à métrique comme en témoignent les tas de sables..... | 114 |
| Figure 3.6 - Graphique des quantités de sédiments dragués dans les bassins portuaires de Dieppe entre 2001 et 2014. A) Quantité totale de sédiments dragués et B) répartition des quantités en fonction des bassins portuaires. En tireté les bassins portuaires de plus faibles importances pour notre thématique..... | 116 |
| Figure 3.7 - Transports sédimentaires induits par l’agrandissement de la jetée ouest du port de Dieppe en 1991 (d’après Costa et Davidson, 2004, orthophotographie 2020 du ROLNHF)..... | 117 |
| Figure 3.8 - Bathymétrie de l’entrée et de l’avant-port de Dieppe, d’après le levé de du Port de Dieppe du 18/05/2022. | 118 |
| Figure 3.9 - Différence bathymétrique entre janvier 1998 et mai 2022 à l’entrée du port de Dieppe, d’après les levés bathymétriques du Port de Dieppe. La limite du levé de 1989 est indiquée en pointillée, montrant la faible extension et le choix de sélectionner l’année 1998 pour la représentation cartographique..... | 119 |
| Figure 3.10 - Évolution des profils bathymétriques entre 1989 et 2022. La position des profils est indiquée sur la carte de la Figure 7.12. A) profil recoupant la jetée ouest et l’accumulation sédimentaire contre la jetée est, B) profil nord-sud sur l’accumulation sédimentaire de la jetée est..... | 120 |
| Figure 3.11 – Photographies du port du Tréport à marée basse, montrant la présence massive de sable de part et d’autre du chenal de navigation (Cl. B. Peuziat, 2019). La position des prises de vue est indiquée sur la Figure 7.19..... | 122 |
| Figure 3.12 - Photographie de la plage de Saint-Martin-en-Campagne, formée par accumulation de sable contre le chenal de la centrale nucléaire EDF de Penly (Cl. B. Peuziat, 2019)..... | 123 |
| Figure 3.13 - Origine de l’accumulation sableuse contre la jetée ouest de la centrale EDF de Penly (modifié d’après Costa, 1997 et Augris <i>et al.</i> , 2004, orthophotographie de 2013 de l’IGN). (1) = Fond de baie, (2) = Vortex, (3) = Apport par les courants de marée, (4) = Reprise par la houle..... | 124 |
| Figure 3.14 – Évolution de la plage de Saint-Martin-en-Campagne entre 2017 et 2020. Les données Lidar 1 m de 2017 ont été acquises par le SHOM/ROLNP, et les données de 2020 par le ROLNP..... | 125 |
| Figure 3.15 - Évolutions sédimentaires liées aux ouvrages anthropiques (jetées) (Augris <i>et al.</i> , 2004)..... | 126 |

| | |
|---|-----|
| Figure 3.16 – Ensablement des parcs ostréicoles à Veules-les-Roses (d’après l’orthophotographie IGN de 2013). | 127 |
| Figure 3.17 - Cartographie de l’emprise des différentes prises de vues aériennes (IGN) utilisées pour cette étude. | 129 |
| Figure 3.18 – Conditions de vents maximum par jour (m/s), les 15 jours précédents les missions aériennes (données MétéoFrance). | 129 |
| Figure 3.19 – (2/2) - Digitalisation (en rouge) des surfaces ensablées à Puys (à l’est de Dieppe) entre 1999 et 2020. La surface de digitalisation est normalisée sur toutes les images par rapport à la plus petite surface d’estran découverte, en 1999 entre Antifer et Dieppe et en 1985 entre Dieppe et Le Tréport..... | 131 |
| Figure 3.20 - Évolution des surfaces ensablées (normalisées) sur l’ensemble de la zone intertidale étudiée (21 km ²) de Seine-Maritime entre 1966 et 2020 (Peuziat <i>et al.</i> , 2021). | 133 |
| Figure 3.21 - Évolution temporelle des surfaces ensablées depuis 1966 pour chaque cellule hydrosédimentaire. | 134 |
| Figure 3.22 - Évolution des surfaces ensablées (normalisées) sur l’ensemble de la zone intertidale de Seine- Maritime entre 1995 et 2020. Une homogénéisation des surfaces a été effectuée à partir de la marée basse de 1995 présentant l’estran le moins visible. Les valeurs obtenues précédemment sont indiquées par les points et chiffres en transparence. Ces valeurs sont plus faibles car obtenues à partir d’une zone intertidale plus réduite, ne comportant pas le bas estran (voir Figure 3.7). | 136 |
| Figure 3.23 - Évolution temporelle des surfaces ensablées entre 1995 et 2020, pour chaque cellule hydrosédimentaire, sur une plus grande zone intertidale. Les surfaces ensablées sont représentées en km ² /km linéaire et ont été homogénéisées à partir de la marée basse de 1995 présentant l’estran le moins visible. Les valeurs obtenues précédemment sont appelées ici « Plus petite zone » indiquées en transparence | 137 |
| Figure 3.24 – Représentation cartographique des résultats de la digitalisation des surfaces sableuses entre 1966 et 2020 (en jaune), sur un secteur compris entre Antifer et Fécamp. | 139 |
| Figure 3.25 - Représentation cartographique de l’évolution des surfaces sableuses (accrétion, stabilité, érosion) entre 1966 et 2020 sur le secteur Antifer et Fécamp. | 139 |
| Figure 3.26 - Représentation cartographique des résultats de la digitalisation des surfaces sableuses pour chaque série photographique prise entre 1966 et 2020 (en jaune), sur un secteur compris entre Fécamp et Saint- Valéry-en-Caux. | 140 |
| Figure 3.27 - Représentation cartographique de l’évolution des surfaces sableuses (accrétion, stabilité, érosion) entre 1966 et 2020 sur le secteur Fécamp et Saint-Valéry-en-Caux. | 141 |
| Figure 3.28 - Représentation cartographique des résultats de la digitalisation des surfaces sableuses pour chaque série photographique prise entre 1966 et 2020 (en jaune), sur un secteur compris entre Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe..... | 142 |
| Figure 3.29 - Représentation cartographique de l’évolution des surfaces sableuses (accrétion, stabilité, érosion) entre 1966 et 2020 sur le secteur Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe. | 143 |
| Figure 3.30 - Évolution des surfaces sableuses entre 1966 et 1995 et entre 1995 et 2020, sur le secteur Saint- Valéry-en-Caux – Dieppe..... | 144 |
| Figure 3.31 - Représentation cartographique des résultats de la digitalisation des surfaces sableuses pour chaque série photographique prise entre 1966 et 2020 (en jaune), sur un secteur compris entre Dieppe et Le Tréport. | 145 |

| | |
|--|-----|
| Figure 3.32 - Représentation cartographique de l'évolution des surfaces sableuses (accrétion, stabilité, érosion) entre 1966 et 2020 sur le secteur Dieppe et Le Tréport..... | 146 |
| Figure 3.33 - Graphique représentant la répartition des surfaces ensablées digitalisées sur l'ortholittorale de 2013, en fonction de la largeur (orange) et de la pente (bleu)..... | 147 |
| Figure 3.34 – Analyse en Composante Principale (ACP) réalisée avec les 4 variables (largeur, pente du platier, présence de sable et présence d'abrupts intertidaux)..... | 148 |
| Figure 3.35 – Valeurs des corrélations entre les 4 variables. Le niveau de significativité est indiqué par les étoiles (plus le niveau est élevé, plus il y a d'étoile). Les histogrammes de distribution de chaque variable et les diagrammes de dispersions bivariés, avec les moyennes mobiles (trait rouge) sont également représentés. | 149 |
| Figure 3.36 - Surfaces sableuses observées par photo-interprétation, entre Le Havre et le port pétrolier d'Antifer, sur les orthophotographies de 2000 (IGN) et 2020 (ROLNHDF)..... | 151 |
| Figure 3.37 - Carte de l'évolution des surfaces ensablées (normalisées), entre 2000 et 2020, (A) entre Le Havre et le port pétrolier d'Antifer. En (B), zoom sur les secteurs du cap de la Hève et d'Aquacaux. | 152 |
| Figure 3.38 - Carte de la répartition des deux principaux types de surfaces sableuses (digitalisation réalisée pour l'année 2013) : les placages sableux mobiles, pluri-décimétriques (en rouge) et les étendues pérennes plurimétriques comblant les paléo-chenaux inscrits dans le platier rocheux (en jaune)..... | 154 |
| Figure 3.39 - Estimation de l'évolution des volumes (m ³ x 100 000) des placages sableux mobilisées entre 1966 et 2020, pour chaque cellule hydrosédimentaire, d'Antifer au Tréport. | 155 |
| Figure 4.1 - Valeurs des différentes bandes spectrales des satellites utilisés. VNIR : visible and near-infrared range = Bandes du visible et du proche infrarouge ; SWIR : Short-wave infrared = Infrarouge "court". | 163 |
| Figure 4.2 - Exemple d'une image Sentinel-2 (15/03/2016). Les lignes vertes délimitent la zone intertidale étudiée et le « masque » côté terre et mer utilisé pour limiter les temps de calcul pour la reconnaissance semi-automatique. Les cadres pointillés rouges (A, B) représentent la position des deux exemples présentés dessous. A1 & B1 sont en couleurs naturelles (bandes B2-B3-B4) et A2 & B2 sont en couleurs infrarouges (bandes B8-B3-B4). La fraction sableuse apparaît jaune/brun sur les images en couleurs naturelles et plus ou moins grise/brune sur les images en fausses couleurs. Le platier rocheux apparaît blanc, et vert lorsque recouvert d'une zone d'algues, en couleurs naturelles (A1 & B1), et blanc, et rouge (réponses spectrales de la végétation) en couleurs infrarouges (A2 & B2). | 165 |
| Figure 4.3 - Exemple d'une image PlanetScope (22/08/2019). Les lignes vertes délimitent la zone intertidale étudiée et le « masque » côté terre et mer utilisé pour limiter les temps de calcul pour la reconnaissance semi-automatique. Les cadres pointillés rouges (A, B) représentent la position des deux exemples présentés dessous. A1 & B1 sont en couleurs naturelles (bandes B2-B3-B4) et A2 & B2 sont en couleurs infrarouges (bandes B8-B3-B4). La fraction sableuse apparaît jaune/brun sur les images en couleurs naturelles et plus ou moins grise/brune sur les images en fausses couleurs. Le platier rocheux apparaît blanc, et vert lorsque recouvert d'une zone d'algues, en couleurs naturelles (A1 & B1), et blanc et rouge (réponses spectrales de la végétation) en couleurs infrarouges (A2 & B2). | 167 |
| Figure 4.4 - Exemple d'une image Pléiades (22/08/2019). Les cadres pointillés rouges (A, B) représentent la position des deux exemples présentés dessous. A1 & B1 sont en couleurs naturelles (bandes B2-B3-B4) et A2 & B2 sont en couleurs infrarouges (bandes B8-B3-B4). La fraction sableuse apparaît jaune/brun sur les images en couleurs naturelles et plus ou moins grise/brune sur les images en fausses couleurs. Le platier rocheux apparaît blanc, et vert lorsque recouvert d'une zone d'algues, en couleurs naturelles (A1 & B1), et blanc et rouge (réponses spectrales de la végétation) en couleurs infrarouges (A2 & B2)..... | 168 |

Figure 4.5 - Emprises spatiales des différentes images satellites utilisées. L'emprise intertidale est la même pour toutes les images Sentinel-2, de Étretat au Tréport. L'emprise intertidale est également la même pour les images PlanetScope, autour du Cap d'Ailly. Pour les images Pléiades, l'emprise intertidale est variable en fonction des dates : trois zones communes sont ainsi définies : 1. Cap d'Ailly, 2. Penly, 3. Criel-Le Tréport. 170

Figure 4.6 - Chaîne de traitement de la classification supervisée..... 171

Figure 4.7 – Exemple du traitement d'une image multispectrale par une méthode pansharpening pour obtenir, à partir d'une image panchromatique haute résolution, une image multispectrale haute résolution. 173

Figure 4.8 – Exemple d'un rééchantillonnage d'une bande spectrale (B12) d'une image Sentinel-2, de résolution initiale à 20 m, à une résolution finale de 10 m. 174

Figure 4.9 - Précision globale, coefficient de Kappa et surfaces ensablées calculées par classification supervisée orientée pixel, sur toutes les bandes spectrales d'une image Sentinel-2 (15/03/2016). RF = Random Forest ; SVM = Support Vector Machine ; KNN = K-Nearest Neighbor..... 179

Figure 4.10 - Précision globale, coefficient de Kappa et surfaces sableuses calculées par classification supervisée orientée pixel, sur 13 images Sentinel-2 (bandes B2, 3, 4 et 8) du 15/03/2016 au 11/08/2020, le long de la côte de Seine-Maritime (surface étudiée = 29 km²). RF = Random Forest ; SVM = Support Vector Machine ; KNN = K-Nearest Neighbor. 180

Figure 4.11 – Précision globale, coefficient de Kappa et surfaces sableuses calculées par classification supervisée des images PlanetScope, du 17/06/2017 au 06/03/2021, entre Saint-Aubin-sur-Mer et Pourville-sur-Mer (surface étudiée = 3,2 km²). RF = Random Forest ; SVM = Support Vector Machine ; KNN = K-Nearest Neighbor..... 182

Figure 4.12 - Précision globale, coefficient de Kappa et surfaces sableuses (tous secteurs confondus) calculées par classification supervisée des images Pléiades, du 22/05/2014 au 20/07/2021, avec en bleu l'algorithme Random Forest (RF), et en vert l'algorithme K-Nearest Neighbor (KNN)..... 183

Figure 4.13 – Exemple des différences de détection des surfaces sableuses (représentées en rouge) par classification supervisée sur plusieurs secteurs, entre une image PlanetScope (résolution 3 m) et une image Sentinel-2 (résolution 10 m) (12/07/2020). Le contour noir indique l'emprise des surfaces sableuses détectées via le satellite Sentinel-2. Les différences sont principalement localisées sur les bords des surfaces sableuses. 186

Figure 4.14 - Exemple de différences de détection des surfaces sableuses (représentées en rouge) par classification supervisée sur plusieurs secteurs, entre une image Pléiades (résolution 0,5 m) et une image Sentinel-2 (résolution 10 m) (14/05/2019). Le contour noir indique l'emprise des surfaces sableuses détectées via le satellite Sentinel-2. 187

Figure 4.15 - Exemple de différences de détection des surfaces sableuses (représentées en rouge) par classification supervisée sur plusieurs secteurs, entre une image PlanetScope (résolution 3 m) et une image Pléiades (résolution 0,5 m) (03/09/2018). Le contour noir indique l'emprise des surfaces sableuses détectées via le satellite PlanetScope. Les différences sont principalement localisées sur les bords des surfaces sableuses..... 187

Figure 4.16 – Comparaison entre la digitalisation manuelle (en rouge) et la classification supervisée avec l'algorithme SVM (en bleu) des surfaces ensablées sur une image Sentinel-2, le 18/06/2017..... 189

Figure 4.17 – Comparaison entre la digitalisation manuelle (en rouge) et la classification supervisée avec l'algorithme SVM (en bleu) des surfaces ensablées sur une image PlanetScope, le 17/06/2017..... 191

| | |
|--|-----|
| Figure 4.18 - Comparaison entre la digitalisation manuelle (en rouge) et la classification supervisée avec l'algorithme RF (en bleu) des surfaces ensablées sur une image Pléiades, le 18/06/2017. | 192 |
| Figure 4.19 - Graphique des comparaisons entre les digitalisations manuelles et les classifications supervisées sur les images Sentinel-2, PlanetScope et Péliades, à différentes dates. SVC = Saint-Valéry-en-Caux. | 193 |
| Figure 4.20 - Exemples de résultats de classification supervisée orientée pixel sur 5 sites du littoral de la Seine-Maritime. Les figures montrent l'évolution de l'ensablement entre le 18/06/2017 et le 17/07/2021 et les différences entre les 2 secteurs, de part et d'autre du port de Saint-Valéry-en-Caux. | 195 |
| Figure 4.21 - Surfaces sableuses pour chaque cellule hydrosédimentaire, entre 2016 et 2020, observées à partir de la classification supervisée des images Sentinel-2. La carte de localisation des cellules est représentée en (A), avec les couleurs correspondantes. Les tempêtes majeures indiquées en (B) sont définies à partir des épisodes remarquables de MétéoFrance (vitesses de vent supérieures à 90 km/h)..... | 196 |
| Figure 4.22 - Résultats de classifications supervisées (algorithme Random Forest) montrant l'évolution des surfaces ensablées depuis 2014, pour toutes images satellites confondues, sur trois secteurs communs définis. | 200 |
| Figure 4.23 - (A) Emprise de la zone intertidale étudiée autour du Cap d'Ailly par les images PlanetScope et (B) graphique de l'évolution des surfaces ensablées en km ² /km linéaire entre 2017 et 2021, uniquement à partir de la classification des images satellites PlanetScope, sur une même zone, à la même résolution (3 m). Les tempêtes majeures sont définies à partir des épisodes remarquables de MétéoFrance (vitesses de vent supérieures à 90 km/h)..... | 201 |
| Figure 4.24 (2/2) - Évolution des surfaces ensablées (érosion, stabilité, accrétion) entre 2018 et 2021, sur le secteur Saint-Aubin-sur-Mer et Pourville-sur-Mer. | 203 |
| Figure 4.25 - Graphique des conditions de houle (Hs enregistrées à la bouée holographique de Penly – CEREMA CANDHIS) sur la période octobre 2015 - août 2021. La hauteur significative de la houle est indiquée en orange, la direction en point bleu. Le degré minimum retenu pour décrire les conditions météorologiques agitées est de 5 sur l'échelle de Beaufort, à partir de 29 km/h de vent (bonne brise), équivalent à des houles de 1,25 m minimum, décrivant une mer agitée..... | 210 |
| Figure 4.26 – Zoom sur les périodes de fortes évolutions des surfaces sableuses, avec les conditions de houle (Hs enregistrées à la bouée holographique de Penly – CEREMA CANDHIS). La hauteur significative de la houle est indiquée en orange, la direction en point bleu. Les hauteurs maximales de marnage (en m) pour les marées de vives-eaux sont également indiquées en mauve. | 211 |
| Figure 5.1 – Carte de localisation du site de Varengville-sur-Mer (valleuse « Petit Ailly), situé à 6km à l'Ouest de Dieppe, sur la partie orientale du Cap d'Ailly..... | 220 |
| Figure 5.2 - Bloc 3D du site de Varengville-sur-Mer..... | 220 |
| Figure 5.3 - Photographies montrant la grande variabilité spatiale et temporelle des placages sableux sur l'estran à Varengville-sur-Mer..... | 221 |
| Figure 5.4 – Surfaces ensablées obtenues par classification supervisée des images satellites PlanetScope, entre le 25/02/2019 et le 24/08/2019, sur le site de Varengville-sur-Mer..... | 223 |
| Figure 5.5 - Appareils-photo installés en haut de falaise pour le suivi des surfaces sableuses à Varengville-sur-Mer..... | 223 |
| Figure 5.6 - Angle de vue des caméras « Ouest » et « Est » installées au sommet de la falaise à Varengville-sur-Mer..... | 224 |
| Figure 5.7 – Évolution des placages sableux sur le site de Varengville-sur-Mer, observée au travers deux pièges photographiques, « Est » et « Ouest ». (1) Fin octobre 2020, à l'Est, les photos montrent le recouvrement | |

du platier rocheux par le sable, pouvant traduire une arrivée, entre le 25 (A1) et le 30 (F1)/10/2020 sur la partie « Est ». (2) Fin octobre 2020, à l'Ouest, un recouvrement se produit également sur la même période sur la partie « Ouest ». (3) Fin octobre 2021, les photographies montrent un départ de sable qui se marque par la mise à l'affleurement progressive du platier rocheux, entre le 26/11 (A3) et le 01/12 (F3)/2021. Les couleurs chaudes marquent les surfaces sableuses les moins importantes, les couleurs froides les plus grandes. 225

Figure 5.8 – Évolution des surfaces sableuses entre le 24/10 et le 30/10/2020, en fonction de la hauteur d'eau (m) (données SHOM Dieppe), de la hauteur significative de la houle (m) et sa direction (°) (données CEREMA -CANDHIS Penly), ainsi la vitesse du vent (m/s) et sa direction (°) (données MétéoFrance Dieppe)..... 226

Figure 5.9 - Évolution des placages sableux observée à partir du piège photographique « Ouest », entre le 24/09 et 30/09/2020. Les différences de digitalisation entre chaque image sont représentées en nuance de couleur. Les surfaces sableuses digitalisées sont indiquées sur le graphique de droite (en pixel), et sont mises en relation avec les conditions de houle, de vent et de marée..... 227

Figure 5.10 - Évolution des placages sableux observée à partir du piège photographique « Ouest », entre le 05/10 et 10/10/2020. Les différences des digitalisations entre chaque image sont représentées en nuance de couleur. Les surfaces sableuses digitalisées sont indiquées sur le graphique de droite (en pixel), et sont mises en relation avec les conditions de houle, de vent et de marée. 228

Figure 5.11 - Évolution des placages sableux observée à partir du piège photographique « Ouest », entre (A) le 21/12 et 26/12/2020. Les différences des digitalisations entre chaque image sont représentées en nuance de couleur. Les surfaces sableuses digitalisées sont indiquées sur le graphique de droite (en pixel), et sont mises en relation avec les conditions de houle, de vent et de marée. 229

Figure 5.12 – Marqueurs morphologiques observés après une forte houle d'ouest, supérieure à 1,5 m. Des rides se forment dans les placages sableux montrant ainsi la dynamique, à la fois transversale de ces placages, marquant les échanges entre l'estran et les petits fonds marins, et longitudinale. 229

Figure 5.13 - Évolution des surfaces sableuses entre le 10/03 et le 15/03/2021, en fonction de la hauteur d'eau (m) (données SHOM Dieppe), de la hauteur significative de la houle (m) et sa direction (°) (données CEREMA -CANDHIS Penly), ainsi la force du vent (m/s) et sa direction (°) (données MétéoFrance Dieppe)..... 230

Figure 5.14 - Évolution des placages sableux observée à partir du piège photographique « Ouest », entre (A) le 06/02 et 07/02/2022 et (B) entre le 16/02 et le 22/02/2022. Les digitalisations sont représentées en nuance de couleur. Les couleurs froides correspondent aux plus grandes surfaces sableuses et les couleurs les plus chaudes aux plus petites. Les surfaces sableuses digitalisées sont indiquées sur le graphique de droite (en pixel), et sont mises en relation avec les conditions de houle, de vent et de marée..... 231

Figure 5.15 - (A) Tube métallique permettant le prélèvement de sable en profondeur. (B) Profil de plage suivi avec un point GPS et un prélèvement tous les 5 m..... 233

Figure 5.16 - Profil topographique et d'épaisseur réalisé le 22/10/2020. 4 exemples de prélèvements en profondeur (jusqu'au socle crayeux) et leur position sur le profil sont également représentés, montrant des niveaux de sables fins envasés surmontées d'une couverture de sables fins à moyen considérée comme régulièrement mobilisée..... 233

Figure 5.17 - Évolution de l'épaisseur de sable le long d'un profil de 240 m, entre le 22/10/2020 et le 25/01/2022, sur le site de Varengeville-sur-Mer. Zoom sur (A) le secteur le plus proche de la côte et (B) le secteur vers la mer..... 235

| | |
|---|-----|
| Figure 5.18 – Évolution des épaisseurs totales de sable entre le 22/10/2020 et 25/01/2022, sur le profil réalisé à Varengueville-sur-Mer..... | 235 |
| Figure 5.19 (3/3) - Variation d'épaisseur de sable le long du même profil de plage entre chaque levé, du 25/10/2021 au 25/01/2022, sur le site de Varengueville-sur-Mer. La ligne en pointillé correspond à la position du profil..... | 239 |
| Figure 5.20 - Carte de localisation du site de Sainte-Marguerite-sur-Mer. (1) Vue en plan et (2) vue oblique de la zone analysée..... | 241 |
| Figure 5.21 - Surfaces ensablées obtenues par classification supervisée des images satellites PlanetScope, entre le 25/02/2019 et le 24/08/2019, montrant la variabilité mensuelle des surfaces sableuses..... | 242 |
| Figure 5.22 – Recouvrement des photographies aériennes pour chaque levé. Plus les couleurs sont froides et plus le recouvrement est important. La trajectoire de vol de chaque levé ainsi que la position des cibles au sol géoréférencées sont également représentées en blanc..... | 244 |
| Figure 5.23 - Relevé GPS des cibles pour le géoréférencement des photos aériennes..... | 245 |
| Figure 5.24 - Exemple de densification du nuage de points obtenu par SfM, avec (1) le nuage de points épars et (2) le nuage de points dense..... | 246 |
| Figure 5.25 – Récapitulatif des différentes étapes, de l'acquisition par drone au traitement SfM des images aériennes..... | 248 |
| Figure 5.26 - Orthophotographies générées à partir du traitement photogrammétrique des images aériennes acquises par drone les 25/10/2021, 02/12/2021 et 25/01/2022..... | 250 |
| Figure 5.27 – Modèles Numériques de Terrain obtenus à partir du traitement photogrammétrique des images aériennes acquises par drone les 25/10/2021, 02/12/2021 et 25/01/2022..... | 251 |
| Figure 5.28 – Différences altimétriques entre les levés drone du 25/10/2021 et du 02/12/2021, sur le site de Sainte-Marguerite-sur-Mer. Les couleurs chaudes représentent les pertes en fraction sableuse et les couleurs froides les gains (en m)..... | 253 |
| Figure 5.29 - Vue aérienne du Cap d'Ailly montrant la zone intertidale à dominante rocheuse, dépourvu de placage sableux vers le nord-est, notamment en bas estran (Cl. Peuziat, 02/12/2021)..... | 253 |
| Figure 5.30 - Graphique de la hauteur d'eau maximale par jour (en m) (SHOM), de la hauteur significative de la houle (en m) (modèle WW3 au large de Dieppe), et de la vitesse du vent (m/s) (Dieppe - MétéoFrance), entre le 25/10/2021 et le 02/12/2021. Le secteur grisé correspondant à une direction de quadrant Ouest..... | 254 |
| Figure 5.31 - Différences altimétriques entre les levés drone du 02/12/2021 et du 25/01/2022, sur le site de Sainte-Marguerite-sur-Mer. Les couleurs chaudes représentent les pertes en fraction sableuse et les couleurs froides les gains (en m)..... | 255 |
| Figure 5.32 - Graphique de la hauteur d'eau maximale par jour (en m) (SHOM), de la hauteur significative de la houle (en m) (modèle WW3 au large de Dieppe), et de la vitesse du vent (m/s) (Dieppe - MétéoFrance), entre le 02/12/2021 et le 25/01/2022. Le secteur grisé correspondant à une direction de secteur ouest..... | 256 |
| Figure 5.33 - Vue aérienne du Cap d'Ailly montrant le platier rocheux affleurant, encadré par deux barres sableuses obliques au trait de côte (Cl. Peuziat, 25/01/2022)..... | 257 |
| Figure 5.34 - Différences altimétriques entre les levés drone du 25/01/2022 et du 22/02/2022, sur le site de Sainte-Marguerite-sur-Mer. Les couleurs chaudes représentent les pertes en fraction sableuse et les couleurs froides les gains (en m)..... | 258 |

| | |
|---|-----|
| Figure 5.35 - Vue aérienne du Cap d'Ailly montrant une zone intertidale à dominante rocheuse. Le platier rocheux est toutefois recouvert par une barre sableuse longiligne, légèrement oblique au trait de côte (Cl. Peuziat, 22/02/2022)..... | 258 |
| Figure 5.36 – Graphique de la hauteur d'eau maximale par jour (en m) (SHOM), de la hauteur significative de la houle (en m) (modèle WW3 au large de Dieppe), et de la vitesse du vent (m/s) (Dieppe - MétéoFrance), entre le 25/01/2022 et le 22/02/2022. Le secteur grisé correspondant à une direction de quadrant Ouest. | 259 |
| Figure 5.37 - Évolution des barres sableuses sur la zone intertidale (site de Sainte-Marguerite-sur-Mer) avec en (A) les apports sableux et en (B) les départs de sable. | 261 |
| Figure 5.38 – Exemples de bioérosion du platier crayeux observés au Cap d'Ailly (25/01/2022). Des perforations pluricentimétriques (jusqu'à 5-6 cm) sont visibles localement. | 266 |
| Figure 5.39 – Exemple d'érosion du platier rocheux à Sainte-Marguerite-sur-Mer. (A) Photo oblique (25/01/2022) montrant une surface crayeuse lisse et visiblement fraîchement abrasée, sans relief apparent, bordé d'un platier plus accidenté de quelques dizaines de cm de hauteur, avec une craie jaunâtre, légèrement recouverte d'algue ou de coquillage, et non affecté par le passage de sable sur la période considérée. (B) Photos prises par drone entre le 25/10/2021 et le 22/02/2022 du même secteur (en rouge), montrant le recouvrement du platier par le sable les 25/10 et 02/12/2021, puis l'affleurement du platier le 25/01/2022 avec la craie blanche et lisse, synonyme d'érosion, et enfin la colonisation biologique du platier le 22/02/2022. | 267 |
| Figure 5.40 – Bloc de grès, couvert dans sa partie sommitale par des balanes (crustacés). La délimitation nette correspond à la délimitation du passage d'un placage sableux (Photo : B. Peuziat, 2022). | 268 |
| Figure 5.41 - Emplacement des 3 secteurs de platier rocheux analysés, sur le site de Varengeville-sur-Mer. (A) Vue satellite de l'ensemble du site. (B) photos obliques du secteur 1, (C) du secteur 2 et (D) du secteur 3 (Cl. B. Peuziat, 2021)..... | 269 |
| Figure 5.42 - (A) Installation des clous fixes (rond rouge) dans le platier rocheux. (B) relevé DGPS millimétrique des clous..... | 270 |
| Figure 5.43 – Construction du modèle photogrammétrique. (1) Nuage de points épars obtenu après alignement des photographies (pour le Secteur 1, le 25/10/2021). La position de l'appareil photo, et l'angle de prise de vue, peuvent être observés sur le logiciel, permettant ainsi de vérifier toute incohérence (rectangles bleus). (2) Nuage de points dense obtenu après traitement photogrammétrique. Les positions des clous fixes sont indiquées en rouge..... | 271 |
| Figure 5.44 - Évolution du « Secteur 1 ». Recouvrement progressif par le sable le 02/12/2021 (B) puis recouvert de 5 à 10 cm de sable le 25/01/2022 (C). Le platier affleure complètement le 22/02/2022 (D). | 273 |
| Figure 5.45 – Différence altimétrique entre les MNT du 25/10/2021 et du 22/02/2022, sur le Secteur 1. Les couleurs les plus chaudes correspondent à une érosion (ou départ de sable) et les couleurs les plus froides à un apport. Le différentiel a été découpé (trait pointillé blanc) afin de n'observer que l'évolution sur le platier et non sur les pacages sableux environnants, entre le 25/10/2021 et le 22/02/2022. | 273 |
| Figure 5.46 - Différence altimétrique entre les MNT du 25/10 et du 02/12/2021, et ceux du 02/12/2021 et du 25/01/2022, sur le Secteur 2. Les couleurs les plus chaudes correspondent à une érosion (ou départ de sable) et les couleurs les plus froides à un apport. | 274 |
| Figure 5.47 - Différence altimétrique entre les MNT du 25/10 et du 02/12/2021, et ceux du 02/12/2021 et du 25/01/2022, sur le Secteur 3. Les couleurs les plus chaudes correspondent à une érosion (ou départ de sable) et les couleurs les plus froides à un apport. | 275 |

| | |
|---|-----|
| Figure 5.48 – Exemple de placage sableux à la surface des cordons de galets : (A) Exemple à Pourville-sur-Mer. (B) « Beach cusps », langue de sables à la surface des cordons de galets à Sainte-Marguerite-sur-Mer. (C) et (D) Vues du ciel des cordons et placages sableux associés. (Clichés : B. Peuziat, 2021)..... | 277 |
| Figure 5.49 – Exemples d'évolution de la surface des cordons de galets. (A) banc sableux continu observé à Dieppe le 01/10/2017 (cl. S. Costa). (B) recouvrement quasi-total par le sable du cordon de galets d'Etretat le 07/01/2020 (cl. S. Costa). (C) destruction de la pente du cordon laissant apparaître le cœur (cl. B. Peuziat le 25/05/2021). Pour chaque exemple, les conditions de houle (hauteur, période et direction) et de marée, 4 jours avant la photo, sont indiquées..... | 279 |
| Figure 5.50 – Dispositif des 3 caméras installées à Pourville-sur-Mer. | 280 |
| Figure 5.51 – Détection des surfaces sableuses par le modèle de deep-learning pour la caméra 1, entre janvier 2019 et mars 2020..... | 283 |
| Figure 5.52 – Détection des surfaces sableuses par le modèle de deep-learning pour la caméra 2, entre janvier 2019 et mars 2020..... | 284 |
| Figure 5.53 - Détection des surfaces sableuses par le modèle de deep-learning pour la caméra 3, entre janvier 2019 et mars 2020..... | 286 |
| Figure 5.54 – Exemple d'évolution des surfaces sableuses sur le cordon de galets à Pourville-sur-Mer, d'après les images extraites des caméras de suivi, entre le 09 et le 11/02/2019. Les conditions de houle (hauteur, direction et période (CANDHIS - CEREMA)) et de hauteur d'eau (SHOM) sont représentées pour les deux périodes..... | 288 |
| Figure 5.55 – Exemple d'évolution des surfaces sableuses sur le cordon de galets à Pourville-sur-Mer, d'après les images extraites des caméras de suivi, entre le 09 et le 13/04/2019. Les conditions de houle (hauteur, direction et période (CANDHIS - CEREMA)) et de hauteur d'eau (SHOM) sont représentées pour les deux périodes..... | 289 |
| Figure 5.56 – Graphiques des surfaces sableuses observées par la méthode deep-learning, des données de marée et de houle (Hs et période) sur l'ensemble de la période analysées. Les bandes grises correspondent à des périodes avec des hauteurs de houle inférieures à 1,5 m, et pendant lesquelles le modèle a détecté du sable sur la surface des cordons..... | 290 |
| Figure 6.1 - Variabilité du rapport Si/Ca pour chaque site échantillonné, entre Vaucottes et Le Tréport. Les fractions granulométriques 160-200 µm et 315-400 µm des bas estran, mi estran et surfaces de cordons sont représentées. La flèche grise représente le gradient longitudinal et les flèches bleues représentent les gradients transversaux..... | 306 |
| Figure 6.2 - Évolution du rapport Sr/Ca pour les bas estrans de chaque site échantillonné, entre les Petites Dalles et Le Tréport. Pour plus de lisibilité, des regroupements de classes granulométriques ont été effectués : entre 50 et 100 µm, entre 100 et 200 µm, entre 200 et 315 µm et supérieur à 315 µm. Les échantillons « source » (craie et coquilles) ont également été moyennés pour obtenir des seuils de concentration. | 308 |
| Figure 6.3 – Évolution du rapport Sr/Ca pour chaque site échantillonné, entre Vaucottes et Le Tréport. Les fractions granulométriques 160-200 µm et 315-400 µm sont représentées. Les échantillons « source » (craie et coquilles) ont également été moyennés pour obtenir des seuils de concentration. Les flèches représentent les transits longitudinaux..... | 309 |
| Figure 6.4 - Carte représentant la répartition des étages géologiques affleurant sur le littoral, ainsi que la vitesse moyenne de recul des falaises en cm/an sur la période 1966-1995 (Costa et al., 2003). Les sites des | |

| | |
|--|-----|
| prélèvements des craies pour les attaques à l'acide sont également représentés. Une coupe géologique (A.) des étages affleurant sur le littoral, du Havre au Tréport, est représentée en rappel..... | 311 |
| Figure 6.5 – Pourcentage de résidus insolubles après attaque à l'acide des craies (Quesnel 1997, d'après B. Laignel, 1997). Les barres d'erreur indiquent une faible variabilité des résultats pour le Sénonien. Les variations ne sont pas régionales mais sont stratigraphiques. | 312 |
| Figure 6.6 – Coupe litho-stratigraphique typique de Seine-Maritime, montrant les formations superficielles (lœss, limons et résidus à silex) surplombant les niveaux de craie (d'après Quesnel, 1997 ; Laignel, 1997). | 314 |
| Figure 6.7 - Répartition géographique des épaisseurs (en m) des Résidus à silex et des compositions granulométriques des matrices (<2 mm) (en %m) (d'après Quesnel, 1997 ; Laignel, 1997)..... | 315 |
| Figure 6.8 - Géométrie de l'argile à silex sur le littoral haut-normand (Laignel, 2002 ; Costa et al., 2006)..... | 316 |
| Figure 6.9 - Morphologie des falaises dites « complexes » (exemple du Cap d'Ailly) (d'après Costa in Augris <i>et al.</i> , 2004) | 316 |
| Figure 6.10 - Anomalie résiduelle (mGal) obtenue par mesure géophysique sur le site de l'effondrement de Dieppe (BRGM, 2015). Les anomalies positives (A1 -19) indiquent une surépaisseur pluri-décamétriques d'argiles et de sables (poche argilo-sableuse) (Pannet <i>et al.</i> , 2015)..... | 317 |
| Figure 6.11 - Répartition des épaisseurs (en m) des formations lœssiques (d'après Laignel, 2003)..... | 318 |
| Figure 6.12 – Schéma récapitulatif des apports potentiels annuels en sables par les falaises (craies + formations superficielles)..... | 319 |
| Figure 6.13 - Distribution granulométrique des sédiments en suspension pendant les phases de crue et d'étiage, mesurée pour le fleuve du Dun (Laignel et al., 2008b)..... | 323 |
| Figure 6.14 – Évolution des concentrations en MES à pleine mer en subsurface dans l'estuaire de la Seine, entre 1955 et 2013 (GIP Seine-Aval, 2015)..... | 324 |
| Figure 6.15 – Synthèse schématique du développement de l'aménagement industriel dans la partie aval de l'estuaire de la Seine (résumé des travaux de génie civil au cours de différentes périodes successives) : A) jusqu'à la fin du XIX ^{ème} siècle ; B) entre 1900 et 1913 ; C) entre 1913 et 1980 ; et D) entre 1980 et 2000 (d'après Lesourd <i>et al.</i> , 2001)..... | 325 |
| Figure 6.16 - Répartition des vitesses de courants au niveau de l'embouchure (A) lors du flot et (B) lors du jusant. Les vitesses ont été simulées pour un débit de 397 m ³ /s, et un coefficient de marée de 83, avec le modèle hydrosédimentaire MARS3D (Lemoine et Verney, 2015 dans GIP Seine-Aval, 2015)..... | 325 |
| Figure 6.17 – Évolution des fonds bathymétriques de l'estuaire de Seine entre 1995 et 2016, mettant en évidence la progression des grands bancs sableux d'Amfard et du Ratier vers le domaine marin (d'après GIP-Seine-Aval – projet ARES, 2021). | 326 |
| Figure 6.18 - Logs sédimentologiques de carottes prélevées (A) sur le Banc d'Amfard, et (B) sur le Banc du Ratier. Ces carottes montrent un corps composé principalement de sable fin (S. f) (d'après Delsinne, 2005). | 327 |
| Figure 6.19 - Répartition des zones de clapage en mer en baie de Seine. (1) Site d'Octeville, (2) site du Kannik et (3) site du Machu (d'après Lemoine, 2021)..... | 328 |
| Figure 6.20 – Modélisation de la dispersion des sables immergés sur le site 1) du Kannik, 2) du Machu, et 3) d'Octeville, entre juillet 2009 et juillet 2018. La moyenne pendant le mois de juillet 2018 est représentée (d'après Lemoine, 2021). | 329 |
| Figure 6.21 - Trajectoires des particules de diamètre 200 µm déplacées par charriage (communication personnel Bailly de Bois, d'après le rapport de Cugier, 2000). | 330 |

| | |
|--|-----|
| Figure 6.22 - Synthèse des apports continentaux en sable, des falaises (craies + formations superficielles), des rivières (uniquement des MES) et des stocks sableux issus de dragage en baie de Seine. | 332 |
| Figure 6.23 – Carte de la répartition des formations superficielles (A) en 1988 (Campagne PENLY 1988) et (B) en 2014 (Campagne MORCAUX 2014). | 335 |
| Figure 6.24 – Surface de sable fin à moyen (en km ²) calculée sur chaque cartographie, d’après les levés océanographiques Ifremer depuis 1988. | 336 |
| Figure 6.25 - Comparaison de la couverture sableuse pour les campagnes (A) PENLY 1988 et PYCASO 2000 et (B) PYCASO 2000 et MORCAUX 2014. | 337 |
| Figure 6.26 – Évolution de la couverture de sable fin à moyen aux abords de Penly, entre chaque levé océanographie depuis 1988. | 338 |
| Figure 6.27 - Carte des formations superficielles entre le Cap d'Antifer et le Cap d'Ailly, d'après les levés de la campagne Ifremer PLAHANO 2006. | 340 |
| Figure 6.28 - Types de rides, de courant, de houle, et combinées (d’après Harms <i>et al.</i> , 1982). | 341 |
| Figure 6.29 - Exemple de dunes de sable observées au nord-est de la zone subtidale étudiée. Les longueurs d’onde sont supérieures à 100 m, avec des flancs est plus abrupt que les flancs ouest. | 341 |
| Figure 6.30 - Nature des formations superficielles et épaisseur des sédiments meubles entre le Cap d'Antifer et le Cap d'Ailly en 2006, d’après les levés de sismique-réflexion de la campagne PLAHANO de 2006 de l’Ifremer (Augris et Clabaut, 2013). | 342 |
| Figure 6.31 – Mesures ponctuelles de l’épaisseur de la couverture sédimentaire, d’après les levés de sismique-réflexion de 1996 (campagne Ifremer) (Augris <i>et al.</i> , 2004). | 343 |
| Figure 6.32 – Comparaison des MNT bathymétriques réalisés à partir des levés de 2014 et de 2021. Ce différentiel permet d’observer une progression des grandes figures sédimentaires (grandes dunes hydrauliques de sable) vers l’Est. Deux exemples tirés du MNT bathymétrique de 2021 (vus en plan et profil) montrent, d’une part, les dunes de sable à grande longueur d’onde, pluri-hectométrique (profil de gauche), et d’autre part, le champ de mégarides de courant, plus petites et à longueur d’onde plurimétrique (profil de droite). | 344 |
| Figure 6.33 - Évolution des surfaces sableuses intertidales (en bleu) et subtidales (en orange) depuis 1966. Les courbes de tendance polynomiales sont indiquées. | 345 |
| Figure 6.34 – Répartition des surfaces sableuses en domaine subtidal (jaune) et intertidal (vert). Les données en domaine subtidal proviennent de la combinaison de différents campagnes Ifremer (1996, 2000, 2006 et 2014), et les données sur la zone intertidale proviennent de la digitalisation des orthophotographies de 2013 (cf. Chapitre 3). | 346 |
| Figure 7.1 – Principaux modes de transport sédimentaire (d’après Leeder, 1982 dans Guillou, 2007). | 352 |
| Figure 7.2 - Processus hydrodynamiques dans la zone côtière (Stépanian, 2002). | 353 |
| Figure 7.3 - Cartographie des stocks de sable subtidaux, mobilisables à partir d'une profondeur limite de remaniement par l'action de la houle, définie en fonction de 4 scénarios : Houle (Hs) de retour annuel à pleine mer de vive-eau et basse mer de vive-eau (coefficient 90). | 356 |
| Figure 7.4 – Localisation du secteur « Fécamp - Criel-sur-Mer » et des 4 profils transversaux retenus pour la modélisation de transports sableux sur le fond. SVC = Saint-Valéry-en-Caux. | 357 |
| Figure 7.5 - Carte du débit solide modélisé à basse mer de vive-eau (coeff. 100) pour des houles de retour annuel (3m) et un sable de granulométrie 160-200 µm, entre Fécamp et Penly par le logiciel TELEMAC (couplage Telemac, Tomawac et Sisyphé). | 361 |
| Figure 7.6 – Carte de localisation des abrupts de fin de platier entre Antifer et Le Tréport. | 363 |

| | |
|---|-----|
| Figure 7.7 – Évolution du fond obtenue par modélisation XBeach sur un profil transversal à proximité de Fécamp, pour une houle significative de 3 et 5 m. Modélisations (A) à marée basse, (B) à marée haute. Un zoom des zones les plus dynamiques est représenté. | 364 |
| Figure 7.8 - Évolution du fond obtenue par modélisation XBeach sur un profil transversal à proximité de St-Valéry-en-Caux (SVC), pour une houle significative de 3 et 5 m. Modélisations (A) à marée basse, (B) à marée haute. Un zoom des zones les plus dynamiques est représenté. | 366 |
| Figure 7.9 - Évolution du fond obtenue par modélisation XBeach sur un profil transversal au droit de Pourville/Mer, pour une houle significative de 3 et 5 m. Modélisations (A) à marée basse, (B) à marée haute. Un zoom des zones les plus dynamiques est représenté. | 367 |
| Figure 7.10 - Évolution du fond obtenue par modélisation XBeach sur un profil transversal à proximité de Penly, pour une houle significative de 3 et 5 m. Modélisations (A) à marée basse, (B) à marée haute. Un zoom des zones les plus dynamiques est représenté. | 368 |
| Figure 7.11 - Conditions de houle (CEREMA CANDHIS), de vent (MétéoFrance) et de marée (SHOM) entre le 03/05 et le 06/05/2021. La zone rouge indique la période de plus forte intensité, avec des houles significatives >2 m. | 370 |
| Figure 7.12 - Extraits de sonogrammes acquis sur une même zone par levé acoustique, à une profondeur de - 13,4 m (CM), avant (03 mai) et après (06 mai) l'épisode venteux du 4 mai 2021 (d'après Clabaut, 2022). | 372 |
| Figure 7.13 - Extraits de sonogrammes acquis sur une même zone par levé acoustique, à une profondeur de 11,4 m (CM), avant (03 mai) et après (06 mai) l'épisode venteux du 4 mai 2021 (d'après Clabaut, 2022). | 373 |
| Figure 7.14 - Extraits de sonogrammes acquis sur une même zone par levé acoustique, à une profondeur de 5 m (CM), avant (03 mai) et après (06 mai) l'épisode venteux du 4 mai 2021 (d'après Clabaut, 2022). | 375 |
| Figure III.1.1 - Schéma de synthèse des apports sableux, du transport et des échanges sableux sur le littoral de Seine-Maritime (Peuziat et al., 2021). | 382 |
| Figure 1 - Fréquence du nombre de coup de vents moyen trihoraire supérieur (A) à 50 km/h et (B) à 75 km/h, enregistré à Dieppe depuis 1956 (MétéoFrance). | 391 |

Liste des tableaux

| | |
|---|-----|
| Tableau 1.1 - Synthèse des caractéristiques physiques des craies de l'ouest du bassin de Paris (Letortu, 2013 d'après Laignel, 1997, 2002 ; Laignel <i>et al.</i> , 2008)..... | 34 |
| Tableau 1.2 - Caractéristiques des fleuves de Seine-Maritime et de Picardie, et de leur bassin versant (modifié d'après Laignel <i>et al.</i> , 2006)..... | 38 |
| Tableau 1.3 - Hauteurs des houles extrêmes le long du littoral de Seine-Maritime (Latteux, 2001)..... | 57 |
| Tableau 1.4 - Références Altimétriques Maritimes pour les sites de la zone de marée entre Antifer et Le Tréport (d'après SHOM, 2020) PHMA/PBMA : niveau des Plus Hautes/Basses Mers Astronomiques, PMVE/BMVE : niveau des Pleines/Basses Mers de vive-eau, PMME/BMME : niveau des Pleines/Basses Mers de morte-eau..... | 59 |
| Tableau 2.1 - Site, nom et date de prélèvement des 65 échantillons, entre Étretat et Le Tréport. Les carrés bleus représentent les échantillons obtenus..... | 74 |
| Tableau 2.2 - Classification granulométrique en μm (Classification de Wentworth (1922), modifiée par Folk (1966))..... | 77 |
| Tableau 2.3 - Indice de classement de Trask (So), d'après Friedman (1962)..... | 77 |
| Tableau 3.1 - Estimation de la marge d'erreur de subjectivité : différence de lecture entre quatre opérateurs pour la même zone (sur l'orthophoto de 2013), en un temps donné..... | 132 |
| Tableau 3.2 - Surfaces ensablées mesurées entre 2000 et 2020 entre Le Havre et Antifer..... | 151 |
| Tableau 3.3 - Estimation des surfaces et volumes représentés par les placages sableux, digitalisés sur l'ortholittorale de 2013..... | 153 |
| Tableau 3.4 – Différences entre les volumes estimés sur la surface intertidale totale observée en 2013 et sur la surface intertidale réduite et homogénéisée en 2013..... | 156 |
| Tableau 4.1 - Comparaison de différents types de satellite, en fonction de leur résolution, leurs caractéristiques spectrales et de leur accessibilité..... | 162 |
| Tableau 4.2 - Dates des différents images satellites utilisées avec la hauteur de basse mer et le pourcentage de couverture nuageuse sur toute l'image. Les images prises le même jour par différents satellites sont grisées. (Sen-2 = Sentinel-2 ; PS = PlanetScope ; Pl = Pléiades)..... | 169 |
| Tableau 4.3 - Exemples en couleur naturelle des 5 classes identifiées sur les images Sentinel-2, PlanetScope et Pléiades (d'après James et al., 2022)..... | 176 |
| Tableau 4.4 - Tableau des comparaisons des surfaces sableuses obtenues par classification supervisée, entre les différentes images satellites utilisées : Sentinel-2, PlanetScope et Pléiades. Les comparaisons ont été effectuées sur des images prises à la même date et sur des secteurs communs..... | 184 |
| Tableau 4.5 -Différences des surfaces sableuses entre les classifications des différentes images satellites sur un même secteur, en km^2 et en %..... | 185 |
| Tableau 4.6 - Différences moyennes en % des classifications des surfaces sableuses sur des secteurs communs, sur les trois types d'images satellites utilisées..... | 185 |
| Tableau 4.7 – Différences moyennes (en %) entre la méthode de digitalisation manuelle et la méthode de classification supervisée pour les trois types d'images satellites..... | 193 |

| | |
|--|-----|
| Tableau 4.8 - Échelle de Beaufort permettant de quantifier les vitesses de vent (km/h) à partir de l'état de la mer observé, auxquelles sont estimées des hauteurs de vague (m) (Rafferty, 2010a, 2010b). Le degré minimum retenu pour décrire les conditions météo-marines agités est de 5 sur l'échelle de Beaufort, à partir de 29 km/h de vent (bonne brise), équivalent à des houles de 1,25 m minimum, décrivant une mer agitée..... | 209 |
| Tableau 5.1 – Somme des gains et pertes en sable entre chaque profil d'épaisseur réalisé à Varengeville-sur-Mer, entre le 22/10/2020 et le 25/01/2022. Les volumes sont calculés le long du profil de 240 m, sur une largeur de 1 m..... | 240 |
| Tableau 5.2 - Caractéristiques du drone DJI Air 2S..... | 242 |
| Tableau 5.3 - Conditions de vents et hauteur d'eau lors des levés aériens..... | 243 |
| Tableau 5.4 - Estimation des marges d'erreur (RMSE) du géoréférencement du nuage de points dans le logiciel « Agisoft Photoscan® 1.2.6»..... | 247 |
| Tableau 5.5 - Surfaces et volumes obtenus par l'outil SIG "Remblais/Déblais". L'érosion de la fraction sableuse (Perte), l'accrétion (Gain), ainsi que le bilan, sont représentés en m ² pour les surfaces, et en m ³ pour les volumes..... | 252 |
| Tableau 5.6 – Taux d'érosion de différentes plateformes d'érosion marine mesuré par MEM (micro-érosion meter) à travers le monde..... | 264 |
| Tableau 5.7 – Estimation des marges d'erreur (RMSE) de géoréférencement du nuage de points dans le logiciel « Agisoft Photoscan® 1.2.6 » pour les trois platiers..... | 271 |
| Tableau 6.1 - Pourcentage de fraction sableuse (0,050 - 2 mm) contenue dans les craies des différents étages géologiques affleurant sur le littoral seinomarin. Résultats obtenus après dissolution des craies par acide chlorhydrique..... | 313 |
| Tableau 6.2 - Calcul des apports potentiels annuels en sable par les falaises (craie, résidus à silex et loess). | 320 |
| Tableau 6.3 - Flux moyen annuel de Matière en Suspension (MES) en t/an, estimé pour les fleuves côtiers de Seine-Maritime (Laignel et al., 2008b)..... | 323 |
| Tableau 6.4 – Surfaces ensablées (km ²) et pourcentage de sable sur la zone commune aux levés, pour chaque mission depuis 1988. La surface commune au levé est de 50 km ² | 336 |
| Tableau 7.1 – Profondeurs limites de remaniement pour 2 hauteurs de houles (3 et 5 m respectivement une période de retour annuel et décennal) et pour 4 diamètres de grains de sables (0,16, 0,2, 0,25, 0,315 mm), et ce pour une marée haute et basse de vive-eau. (PMVE = Pleine Mer de Vive-Eau ; BMVE = Basse Mer de Vive-Eau). | 354 |
| Tableau 7.2 – Profondeurs limites moyennes de remaniement à Pleine Mer de Vive-Eau (PMVE) et Basse Mer de Vive-Eau (BMVE), pour des houles (Hs) de retour annuel et décennal. | 354 |

Table des matières

| | |
|---|-----------|
| Sommaire | 3 |
| Remerciements | 5 |
| Liste des abréviations | 9 |
| Introduction générale | 11 |
| | |
| Première partie..... | 17 |
| CHAPITRE 1..... | 21 |
| Introduction du Chapitre 1..... | 23 |
| 1.1. Cadre morphostructural et modelés littoraux | 24 |
| 1.1.1. Un secteur d'étude au contact de la terminaison nord occidentale du bassin sédimentaire parisien et d'une mer épicontinentale : la Manche..... | 24 |
| 1.1.2. Un littoral à falaises crayeuses à recul rapide..... | 29 |
| 1.1.3. Des falaises entrecoupées par des vallées drainées et sèches (valleuses)..... | 36 |
| 1.1.4. Une plateforme d'érosion marine partiellement masquée par des formations sédimentaires meubles : cordons de galets de silex et fractions sableuses | 38 |
| 1.1.5. Une frange côtière anthropisée : activités maritimes et ouvrages associés, ouvrages de défense face la mer..... | 48 |
| 1.2. Caractéristiques climatiques et hydrodynamiques du secteur d'étude..... | 51 |
| 1.2.1. Conditions climatiques : types de circulations, température, précipitations, vents | 51 |
| 1.2.2. États de mer : un environnement marqué par des mers du vent..... | 56 |
| 1.2.3. Un environnement littoral mégatidal marqué par des marées semi-diurnes | 58 |
| 1.2.4. Niveaux extrêmes instantanés et niveau moyen de la mer..... | 61 |
| Conclusion du Chapitre 1 | 65 |
| CHAPITRE 2..... | 67 |
| Introduction du Chapitre 2..... | 69 |
| 2.1. Présentation de la zone échantillonnée et de la méthode | 70 |
| 2.1.1. Une zone d'étude : d'Étretat au port du Tréport..... | 70 |
| 2.1.2. Méthode d'échantillonnage | 71 |
| 2.2. Tailles et nature des grains des sables intertidaux..... | 74 |
| 2.2.1. Méthodologie du tamisage des sédiments sableux à la colonne à tamis | 74 |
| 2.2.2. Résultats granulométriques..... | 77 |
| 2.2.3. Analyse de la nature et comptage des grains | 81 |
| 2.3. Approche géochimique : méthode novatrice pour déterminer l'origine des particules sableuses..... | 88 |
| 2.3.1. Méthodologie..... | 88 |
| 2.3.2. Composition chimique des sables intertidaux et identification des sources..... | 90 |
| Conclusion du Chapitre 2..... | 97 |

| | |
|---|------------|
| Deuxième partie..... | 101 |
| CHAPITRE 3..... | 105 |
| Introduction du Chapitre 3..... | 107 |
| 3.1. Présence de fraction sableuse sur les archives cartographiques et photographiques depuis la fin du XVII^{ème} siècle..... | 107 |
| 3.1.1. Cartographies du XVII ^{ème} et XVIII ^{ème} siècle indiquant la présence de sable sur l'estran.. | 107 |
| 3.1.2. Analyse des levés hydrographiques et sédimentologiques de Beautemps-Beaupré en 1834-1835..... | 109 |
| 3.1.3. Témoins contemporains de la présence de sable sur la zone intertidale..... | 113 |
| 3.2. Éléments marquant l'arrivée importante d'une fraction sableuse sur le littoral de Seine-Maritime | 115 |
| 3.2.1. Des ouvrages transversaux marqués par un ensablement..... | 115 |
| 3.2.2. Une activité ostréicole perturbée..... | 126 |
| 3.3. Analyse diachronique surfacique contemporaine de l'ensablement de la zone intertidale à l'échelle de la Seine-Maritime..... | 127 |
| 3.3.1. Méthode de digitalisation manuelle des surfaces ensablées à partir de photographies aériennes verticales (1966-2020)..... | 128 |
| 3.3.2. Évolution historique contemporaine de l'ensablement..... | 132 |
| 3.3.3. Représentation cartographique des surfaces ensablées depuis 1966..... | 138 |
| 3.3.4. Évolution des surfaces ensablées au sud-ouest de la zone d'étude, du port d'Antifer au Havre..... | 150 |
| 3.3.5. Estimations des volumes de sables..... | 153 |
| Conclusion du Chapitre 3..... | 157 |
| CHAPITRE 4..... | 159 |
| Introduction du Chapitre 4..... | 161 |
| 4.1. Utilisation de l'imagerie satellitaire haute résolution et haute fréquence temporelle (mensuelle à annuelle) : sélection des types d'images..... | 162 |
| 4.1.1. Types de satellites utilisés..... | 164 |
| 4.1.2. Méthode de classification des images satellites pour un suivi haute fréquence (interannuelle à mensuelle) des surfaces sableuses intertidales (hors cordon de galets)..... | 170 |
| 4.1.3. Comparaison de la méthode de digitalisation manuelle à la classification supervisée semi-automatique..... | 188 |
| 4.2. Évolutions interannuelles et saisonnières des surfaces sableuses | 193 |
| 4.2.1. Variabilité interannuelle de l'ensablement du littoral de Seine-Maritime, d'Étretat au Tréport..... | 193 |
| 4.2.2. Évolution saisonnière des surfaces sableuses : focus sur 3 secteurs caractéristiques de la zone d'étude..... | 197 |
| 4.2.3. Variabilité à court terme (évènementiel) des surfaces sableuses au Cap d'Ailly : tentative de corrélation avec les conditions météo-marines..... | 201 |
| Conclusion du Chapitre 4..... | 213 |
| CHAPITRE 5..... | 217 |
| Introduction du Chapitre 5..... | 219 |
| 5.1. Détermination de la dynamique des surfaces sableuses à Varengeville-sur-Mer (Cap d'Ailly) par suivi de profils de plage et appareil photographique | 219 |
| 5.1.1. Présentation du site atelier..... | 219 |

| | | |
|-------------|--|------------|
| 5.1.2. | Méthodologie du suivi des surfaces sableuses par profils de plage et photographies très haute résolution temporelle..... | 223 |
| 5.2. | Suivi photogrammétrique par image drone des surfaces et volumes de sables à Sainte-Marguerite-sur-Mer (Cap d'Ailly) | 240 |
| 5.2.1. | Levé aérien par drone : mise en place d'une méthode de suivi haute fréquence temporelle des surfaces et volumes de sables..... | 240 |
| 5.2.2. | Estimation des volumes de sables mobilisés par MNT différentiels..... | 248 |
| 5.2.3. | Impacts des conditions météo-marines sur la dynamique des barres sableuses sur la zone intertidale..... | 260 |
| 5.3. | Dynamique haute fréquence des surfaces sableuses intertidales et conséquences géomorphologiques : l'impact sur l'érosion des platiers et l'évolution morpho-sédimentaire des cordons de galets..... | 263 |
| 5.3.1. | Quelle conséquence de la forte mobilité des bancs sableux sur le platier crayeux ?..... | 263 |
| 5.3.2. | Tentative de détermination des facteurs hydrodynamiques responsables de l'apparition/disparition du sable sur les cordons de galets ?..... | 276 |
| | Conclusion du Chapitre 5..... | 291 |
| | Troisième partie..... | 299 |
| | CHAPITRE 6..... | 303 |
| | Introduction du Chapitre 6..... | 305 |
| 6.1. | Analyses géochimiques des marqueurs des sources et des transports des sables intertidaux | 305 |
| 6.1.1. | Le rapport Si/Ca : traceur des échanges transversaux et des sources | 306 |
| 6.1.2. | Les carbonates : traceurs des sources, du transport sédimentaire le long du littoral et des limites de cellules hydrosédimentaires | 307 |
| 6.2. | Recherches sur les apports sableux continentaux : falaises crayeuses, formations superficielles sommitales et fleuves côtiers..... | 310 |
| 6.2.1. | Les falaises crayeuses : sources potentielles de sable fin..... | 311 |
| 6.2.2. | Altérites à silex, formations éocènes et lœss surmontant des falaises | 314 |
| 6.2.3. | Les fleuves côtiers..... | 322 |
| 6.2.4. | Synthèse des apports sableux continentaux et fluviaux potentiels..... | 331 |
| 6.3. | Évolutions spatiales et temporelles des stocks sédimentaires sableux en domaine subtidal et intertidal : le marqueur d'interrelations ? | 333 |
| 6.3.1. | Évolution historique des petits fonds aux abords de la Seine-Maritime, entre 0 et -15 m de profondeur (CM) | 333 |
| 6.3.2. | Analyse de l'épaisseur des formations superficielles par les figures sédimentaires modelées dans les sédiments sableux..... | 342 |
| 6.3.3. | Des évolutions surfaciques sableuses intertidales et subtidales analogues..... | 344 |
| | Conclusion du Chapitre 6..... | 347 |
| | CHAPITRE 7..... | 349 |
| | Introduction du Chapitre 7..... | 351 |
| 7.1. | Cartographie des valeurs de seuil critique d'entraînement des stocks sableux mobilisables par les houles | 351 |
| 7.2. | Apports des outils de modélisation numérique dans la compréhension de l'action des houles sur les échanges sableux petits fonds – estran | 356 |

| | |
|--|------------|
| 7.2.1. La suite logiciel TELEMAC : Première cartographie de mise en mouvement des sables | 358 |
| 7.2.2. Modélisation XBeach : évolution 1D des fonds sur les 4 profils transversaux | 362 |
| 7.3. Observations <i>in-situ</i> des échanges sableux petits fonds-estran | 369 |
| Conclusion du Chapitre 7 | 376 |
| | |
| Conclusion générale | 383 |
| Références bibliographiques | 395 |
| Table des figures | 417 |
| Liste des tableaux | 433 |
| Table des matières | 435 |