



Normandie Université

THESE

Pour obtenir le diplôme de doctorat

Spécialité Sciences de l'Univers

Préparée au sein de l'Université Le Havre Normandie

Le recul des falaises de craie de Normandie à l'échelle du Quaternaire, par approche terre-mer

**Présentée et soutenue par
Timothée DUGUET**

**Thèse soutenue publiquement le 16 octobre 2019
devant le jury composé de**

Thomas LEBOURG	Professeur, Université de Côte d'Azur, Nice Sophia Antipolis	Rapporteur
Thierry MULDER	Professeur, Université de Bordeaux	Rapporteur
Christophe DELACOURT	Professeur, Université de Bretagne Occidentale, Brest	Examineur
Alain HENAFF	Maître de Conférences, HDR, Université de Bretagne Occidentale, Brest	Examineur
Vincent REGARD	Maître de Conférences, HDR, Université de Toulouse	Examineur
Stéphane COSTA	Professeur, Université de Caen Normandie	Co-directeur de thèse
Anne DUPERRET	Maître de Conférences, HDR, Université Le Havre Normandie	Directrice de thèse

Thèse dirigée par Anne DUPERRET, laboratoire CNRS UMR 6294 LOMC, UNILEHAVRE
Co-dirigée par Stéphane COSTA, laboratoire CNRS UMR 6554 LETG-Caen, UNICAEN



Remerciements

Cette thèse est le fruit de quatre années de travail entre terre et mer, en collaboration avec différentes personnes qui ont tous à leur manière, contribué à la rédaction de ce manuscrit.

Je remercie en premier lieu ma directrice de thèse, Anne Duperret, sans qui l'opportunité de faire une thèse ne m'aurait sans doute pas été possible. Un grand merci pour ton écoute, ton soutien, tes conseils et ta franchise. Merci de m'avoir fait confiance et d'avoir été présente même dans les moments les plus difficiles.

Je tiens à remercier Stéphane Costa d'avoir accepté de co-encadrer ma thèse. Merci de m'avoir permis de me former aux techniques de photogrammétrie. Enfin, un grand merci pour ta disponibilité malgré ton emploi du temps aussi chargé que celui d'un ministre.

Je tiens également à remercier les membres du jury d'avoir accepté d'examiner et de juger ce travail. Merci à Thierry Mulder et Thomas Lebourg de m'avoir fait l'honneur d'être les rapporteurs de ce travail ainsi que Christophe Delacourt, Alain Hénaff d'en être les examinateurs. Un merci particulier à Vincent Regard d'avoir accepté d'être l'examineur de cette thèse, pour ton accueil à Toulouse et pour les nombreux échanges que nous avons eu.

Je remercie également l'Université du Havre pour le financement de cette thèse. Un grand merci au laboratoire LOMC et à ses membres pour l'accueil qui m'a été réservé. Je tiens à remercier particulièrement, Innocent Mutabazi, directeur du laboratoire lors de mon contrat de thèse. Merci au personnel administratif et technique pour leur gentillesse et leur efficacité : merci à Carole et Séverine. Merci Valérie pour ta gentillesse et ta bonne humeur au quotidien.

Merci aux membres du LETG-GEOPHEN pour leur accueil lors de mes visites à Caen. Merci à Stéphane Costa, Olivier Maquaire et Robert Davidson de m'avoir permis de mettre en place un site atelier de suivi photogramétrique à Senneville-sur-Fécamp. Un grand merci à Mohand Medjkane pour ma formation aux techniques d'acquisition et de traitement des données de photogrammétries.

Enfin, merci aux doctorants et docteurs du LOMC anciens et nouveaux. Tout d'abord, merci à tous mes co-bureaux : Benoit, Anthony, JB, Benjamin (collègue de blessures de skate), Nezha (ou Nézouille) merci pour les nombreuses gardes de Wilours, les soirées couscous et surtout les makrouts, Céline (géologie dans le sang), Bouchra (à bientôt à Rabat), Arnaud (pas du bureau mais y était plus souvent que dans le sien), Safa et Nihad.

Merci également aux autres doctorants et docteurs du LOMC : Abdessamad, Rachid, Ellyn, Valentin, Mélanie et tous les autres...

Résumé

Le littoral à falaises crayeuses de Normandie est caractérisé par une falaise verticale au pied de laquelle se développe une plateforme littorale intertidale, qui est soumise à une forte érosion s'illustrant par le recul rapide de ses falaises.

Cette thèse porte sur la quantification de l'érosion court terme (annuelle) et long terme (plurimillénaire) des falaises de craie de Normandie par l'utilisation de diverses méthodologies :

- 1) Une première approche quantitative par photogrammétrie a été réalisée sur la falaise de Senneville-sur-Fécamp dans le but de quantifier l'érosion du pan de falaise sur une période d'un an et demi, et identifier les principaux facteurs responsables de cette érosion.
- 2) L'acquisition de données bathymétriques en domaine côtier a permis d'identifier des morphologies spécifiques de plateformes rocheuses sous-marines, indicatives de la dynamique érosive passée des falaises.
- 3) Une analyse morphométrique par méthode numérique des bassins versants de Seine-Maritime a été réalisée sur les vallées suspendues du littoral crayeux. Elle a permis de localiser par projection du profil de pente, la paléo-position de falaise sur la plateforme érodée. Ainsi des vitesses de recul long terme du littoral ont été étendues à l'ensemble du littoral de Seine-Maritime.
- 4) Des datations cosmogéniques par l'isotope ^{10}Be ont été réalisées sur des reliques de silex de la plateforme dénudée ont permis de valider les taux d'érosion déterminés sur la période de plusieurs millénaires.

Table des matières

<i>Résumé.....</i>	<i>3</i>
<i>Introduction générale.....</i>	<i>11</i>
<i>I - Les littoraux rocheux à falaises.....</i>	<i>13</i>
1. Les falaises côtières.....	15
1.1. Morphologie des falaises	15
1.2. Les enjeux	18
2. Les plateformes littorales rocheuses.....	19
2.1. Les plateformes littorales à pente régulière	20
2.2. Les plateformes littorales subhorizontales	21
2.3. Modalités de développement d'une plateforme littorale	22
3. Les falaises côtières : un environnement en érosion.....	23
3.1. Les différents types de mouvements gravitaires	23
3.2. Les taux d'érosion	25
3.3. Les processus d'érosion	26
4. Le littoral à falaises de craie de Normandie	28
4.1. Localisation	28
4.2. Géomorphologie des falaises de craie de Normandie	30
4.3. Géomorphologie des plateformes littorales de Normandie	32
4.4. Erosion et vitesses de recul des falaises de craie de Normandie	34
5. Contexte morphostructural du littoral à falaises de craie de Normandie.....	39
5.1. Le bassin de Paris	39
5.2. Géologie de la Seine-Maritime	41
5.3. Lithostratigraphie de la craie du bassin de Paris	42
6. Caractéristiques hydrodynamiques et climatiques du littoral de Seine-Maritime	46
6.1. Des falaises crayeuses dans un environnement tempéré à flux d'ouest perturbé	46
6.2. Des falaises crayeuses dans un environnement macrotidal et de mer du vent	49
6.3. La dynamique sédimentaire	52
7. Bilan	54
<i>II - Evolution court terme du site de Senneville-sur-Fécamp par analyse photogrammétrique.....</i>	<i>57</i>

1. Le site atelier : Senneville-sur-Fécamp	59
1.1. Localisation et caractéristiques morphologiques	59
1.2. Erosion de la falaise	59
1.3. Caractéristiques géologiques	61
2. La photogrammétrie	62
2.1. Histoire et principes de la photogrammétrie	62
2.2. Méthodologie d'acquisition (SfM)	62
2.3. Dispositif et processus d'acquisition à Senneville-sur-Fécamp	63
2.4. Méthodologie de traitement	64
3. Evolution du plan de falaise d'août 2016 à janvier 2018.....	72
3.1. Caractéristiques des nuages de points	72
3.2. Comparaison des nuages de points	76
3.3. Interprétation des résultats	83
4. Conclusion	87
<i>III - Acquisition et traitement des données topo-bathymétriques, géophysiques et géochimiques.....</i>	89
1. Les systèmes d'information géographique (SIG)	91
2. Imagerie terrestre	91
2.1. La BD Alti	92
2.2. Le RGE Alti	92
3. Imagerie marine.....	93
3.1. Les différentes campagnes en mer	93
3.2. L'acquisition bathymétrique	94
3.3. Traitement des données bathymétriques Geoswath	95
4. Fusion des données terrestres et bathymétriques.....	97
4.1. Mise en valeur du relief par l'effet d'ombrage	98
4.2. Homogénéisation du référentiel altimétrique	99
4.3. Fusion des différentes sources de données grâce à l'outil Mosaïque d' <i>ArcGIS</i>	99
4.4. Cartographie de la zone littorale de Seine-Maritime	100
5. Acquisition sismique : sondeur de sédiments Chirp.....	119
5.1. Traitement appliqué aux données de sondeur de sédiments (Chirp)	119
5.2. Interprétation des données de sondeur de sédiments et création de cartes isopaque/profondeur du socle	120
6. Datations cosmogéniques par utilisation de l'isotope ^{10}Be	123

6.1. Principe de datation par nucléides cosmogéniques ¹⁰ Be	123
6.2. Stratégie d'échantillonnage et traitement des échantillons	125
7. Conclusion	127
<i>IV - Taux de recul des falaises de craie de Normandie.....</i>	<i>129</i>
Introduction	131
Article soumis à la revue scientifique Marine Geology	132
Résumé (français)	132
Abstract	132
1. Introduction	133
2. Materials and method	134
3. Study sites and geological framework	135
4. Marine and climate conditions	138
5. Normandy shore and subtidal platforms	139
6. Normandy rock platform model	149
7. Normandy rock platform evolution	153
7. Conclusion	160
Acknowledgments	160
References	161
<i>V - Morphométrie des bassins versants de la Seine-Maritime.....</i>	<i>167</i>
1. Introduction et problématique.....	169
2. Le relief de Seine-Maritime.....	169
3. Le réseau hydrographique de Seine-Maritime.....	174
3.1. Définition	174
3.2. Organisation du réseau de drainage	175
3.3. Bassins Versants	177
3.4. Géologie des bassins versants	178
3.5. Morphométrie des bassins versants	180
4. Les vallées suspendues (valleuses)	195
4.1. Les valleuses de Normandie	197
4.2. Les différents types de valleuses (Rodet, 1992)	198
4.3. Valleuses et aire drainée	199
4.4. Morphologie des valleuses	201
4.5. Stades et inter-stades glaciaires récents en Normandie	202

5. Reconstitution d'un paléo-trait de côte à partir de la projection du profil longitudinal des valleuses	205
5.1. Validation de la méthode	205
5.2. Extension de la méthode de projection à l'ensemble des valleuses du littoral de Seine- Maritime	211
6. Conclusion	216
<i>Conclusion générale.....</i>	<i>217</i>
<i>Bibliographie</i>	<i>222</i>

Introduction générale

Contexte général et objectif

Depuis quelques années, les travaux portant sur l'érosion des côtes rocheuses et notamment les côtes à falaises se sont multipliées notamment face à la prise de conscience de l'élévation du niveau des océans et aux risques que cela pouvait engendrer. Car contrairement aux côtes meubles, lorsque l'érosion affecte une côte rocheuse, il est alors impossible de la contrecarrer ou de la compenser comme il est possible de le faire sur une plage sableuse par exemple. L'érosion d'une falaise est un phénomène irréversible qui s'illustre par des effondrements menaçant alors les collectivités et les infrastructures.

Les travaux présentés dans ce manuscrit sont concentrés sur le littoral à falaises de craie de Normandie qui s'étend sur 130 km le long. Ce littoral est taillé dans des falaises verticales de 40 à 120 m de haut dont les effondrements plus ou moins récents qui jonchent leurs pieds témoignent de la forte activité érosive de ce littoral. 331 effondrements ont été recensés sur la seule moitié nord du littoral pour la période de 2002 à 2009 (Letortu et al., 2014). L'érosion de ce type de falaise se traduit par un recul progressif horizontal qui contraste avec l'érosion de falaises de type cristallin où l'activité érosive est beaucoup moins perceptible.

De nombreuses études ont visé à quantifier le recul de ces falaises de craie à partir de méthodes comparatives utilisant des photos aériennes historiques géoréférencées et des techniques basées sur des méthodes de photogrammétrie (Bialek, 1969 ; Costa, 1997 ; Hénaff et al., 2002 ; Costa et al., 2004 ; Dewez et al., 2013 ; Elineau, 2013 ; Letortu et al., 2015). Ces techniques permettent d'estimer le recul des falaises sur une période relativement courte en fonction de la disponibilité de photos ou autres cartes historiques. Dans le meilleur des cas, il a été possible d'estimer le taux de recul des falaises de craie de Normandie au cours d'une période de 160 ans couvrant seulement la période contemporaine (Hénaff et al., 2002). Les vitesses d'érosion moyennes quantifiées sur l'ensemble du littoral de Seine-Maritime ont été estimées entre 0,10 m/an et 0,30 m/an en fonction des secteurs (Costa et al., 2004 ; Letortu et al., 2014).

Une question se pose alors, ces taux d'érosion contemporains sont-ils représentatifs de l'érosion long terme de la falaise et si oui, sont-ils transposables dans le futur ?

Plus récemment des techniques de datations cosmogéniques du ^{10}Be à partir de silex prélevés sur la plateforme littorale de Mesnil-Val en Seine-Maritime, ont permis d'estimer les taux d'érosion de la falaise sur une période de 3000 ans (Regard et al., 2012). Les vitesses de recul calculées sont similaires aux vitesses d'érosion contemporaines sur ce même secteur. Alors que de l'autre côté de la Manche, Hurst et al. (2016) ont montré en utilisant la même méthode de datation qu'une accélération des vitesses d'érosion de la falaise d'un secteur côtier de l'est Sussex avait lui sur la période contemporaine.

L'objectif principal de cette thèse est d'estimer l'érosion long terme des falaises de craie de Normandie par différentes méthodes de quantification.

Pour répondre à cet objectif, *une première méthode* basée sur l'interprétation de marqueurs géomorphologiques présents au large de la plateforme littorale rocheuse a été testée sur quatre secteurs du littoral. Les résultats obtenus ont pu être confirmés par de nouvelles datations cosmogéniques du

^{10}Be réalisées sur les sites de Senneville-sur-Fécamp et de Mesnil-Val où les nouveaux échantillons ont permis de compléter les datations réalisées par Regard et al. (2014) sur le même site.

Pour étendre l'estimation de l'érosion de la falaise à la quasi-totalité du littoral à falaise de craie de Normandie, une **deuxième méthode** préalablement définie par Rodet (1992) a été testée et modifiée pour estimer les taux d'érosion à partir de l'étude morphométrique des bassins versants de Seine-Maritime et le profil de pente de vallées suspendues littorales. Cette méthode a pu être validée par la présence des marqueurs géomorphologiques visibles au large de la plateforme littorale utilisés pour la première méthode.

Une estimation des taux de recul très court terme a également été testée sur le site d'étude de Senneville-sur-Fécamp à partir de plusieurs relevés photogrammétriques de la falaise. Cette étude a permis d'évaluer la représentativité spatiale et temporelle de l'érosion très à court terme d'un site d'étude en particulier.

Plan de thèse

Le **premier chapitre** de ce manuscrit est consacré à un état de l'art bibliographique des littoraux rocheux à falaises et leurs plateformes littorales. Un large descriptif concernant leur morphologie, leur développement et leur érosion y est abordé. Dans un second temps, le littoral étudié ainsi que le cadre géologique de la zone d'étude sont présentés.

Le **deuxième chapitre** est consacré à une analyse très court terme de l'évolution morphologique de la falaise de Senneville-sur-Fécamp et de son talus d'effondrement. Cette analyse s'est basée sur les techniques récentes de photogrammétrie avec 6 relevés différents couvrant une période d'évolution de la falaise de 17 mois.

Le **troisième chapitre** aborde les méthodes utilisées pour réaliser la cartographie terre-mer de haute résolution des quatre sites d'étude présentés. Les différentes phases d'acquisition ainsi que les phases de traitements y sont décrites. Dans un second, la méthodologie de datation par isotopes cosmogéniques (^{10}Be) est présentée, de la stratégie d'échantillonnage au calcul des concentrations et à l'estimation d'un taux de recul.

Le **quatrième chapitre** présente comment à partir des données géomorphologiques de la continuité de la plateforme littorale dans le domaine sous-marin, il nous est possible de retrouver une ancienne position de la falaise sur les secteurs où les données topo-bathymétriques avaient été générées. Un modèle d'évolution du couple falaise-plateforme est proposé et des taux d'érosions long terme sont estimés. Cette méthodologie est ensuite confirmée par des datations cosmogéniques du ^{10}Be sur deux sites d'étude. Les résultats originaux sont présentés sous forme d'un article sous presse à *Marine Geology* en août 2019.

Enfin le **cinquième chapitre** expose une méthode permettant de compléter les résultats du quatrième chapitre et ainsi étendre à presque la totalité du littoral, une estimation de l'érosion long terme. Pour cela, l'analyse morphométrique de l'ensemble des bassins versants de Seine-Maritime est réalisée avant d'appliquer une méthode de projection du profil de pente des vallées suspendues littorale et ainsi obtenir la position du raccord de ces vallées avec la mer lorsque celles-ci étaient connectées à leur niveau de base

Chapitre 1

Les littoraux rocheux à falaises

1. Les falaises côtières	15
1.1. Morphologie des falaises	15
1.2. Les enjeux.....	18
2. Les plateformes littorales rocheuses	19
2.1. Les plateformes littorales à pente régulière.....	20
2.2. Les plateformes littorales subhorizontales.....	21
2.3. Modalités de développement d'une plateforme littorale.....	22
3. Les falaises côtières : un environnement en érosion	23
3.1. Les différents types de mouvements gravitaires.....	23
3.2. Les taux d'érosion	25
3.3. Les processus d'érosion.....	26
3.3.1. Forçages et processus subaériens	26
3.3.2. Forçages et processus marins	27
3.3.3. Les autres processus d'altération et d'érosion	27
3.3.4. Propriétés physiques du massif rocheux	28
4. Le littoral à falaises de craie de Normandie	28
4.1. Localisation	28
4.2. Géomorphologie des falaises de craie de Normandie.....	30
4.3. Géomorphologie des plateformes littorales de Normandie.....	32
4.4. Erosion et vitesses de recul des falaises de craie de Normandie.....	34
5. Contexte morphostructural du littoral à falaises de craie de Normandie	39
5.1. Le bassin de Paris	39
5.2. Géologie de la Seine-Maritime.....	41
5.3. Lithostratigraphie de la craie du bassin de Paris.....	42
6. Caractéristiques hydrodynamiques et climatiques du littoral de Seine-	

Maritime.....	46
6.1. Des falaises crayeuses dans un environnement tempéré à flux d'ouest perturbé.....	46
6.1.1. Les conditions climatiques.....	46
6.1.2. Les vents.....	48
6.2. Des falaises crayeuses dans un environnement macrotidal et de mer du vent.....	49
6.2.1. La marée.....	49
6.2.2. La houle.....	50
6.3. La dynamique sédimentaire.....	52
7. Bilan.....	54

1. Les falaises côtières

Les falaises côtières marquent très souvent les côtes rocheuses qui représentent environ 52% du trait de côte mondial et sont localisées majoritairement dans les moyennes latitudes des deux hémisphères (Young & Carilli, 2019). Une falaise est communément définie comme un abrupt topographique non recouvert de végétation, avec une forte pente (entre 15° et 90°, voire jusqu'à un surplomb), de hauteur très variable, au contact de la mer et de la terre, et qui est dû à l'action marine (Guilcher, 1954). Elle peut être taillée dans des formations rocheuses consolidées ou non.

Les variations morphologiques des falaises sont issues d'un ensemble de facteurs relatifs à la géologie et la morphologie de la côte mais également liées aux conditions climatiques et marines (Emery & Kuhn, 1982 ; Schwartz, 2006). Emery & Kuhn (1982) classifient l'ensemble des falaises en 3 familles : (i) les falaises « actives » dont la roche constituant la partie basale appelée « pied de falaise » est à nue, exposée aux agents érosifs marins et aériens ; (ii) les falaises « inactives » ou falaises mortes sont protégées des processus érosifs marins par un talus d'éboulis recouvert de végétation qui drape le pied de falaise. Elles peuvent être également protégées par des ouvrages artificiels tels que des digues ou des épis ; (iii) les falaises « anciennes » ne sont plus sous l'influence des processus marins mais sont seulement soumises à une érosion d'origine subaérienne. Leur profil de crête est arrondi avec des dépôts gravitaires s'étalant bien au-delà du pied de falaise. Ces falaises ne sont plus considérées comme des falaises littorales et leurs profils s'émoussent (Fig. 1.1).

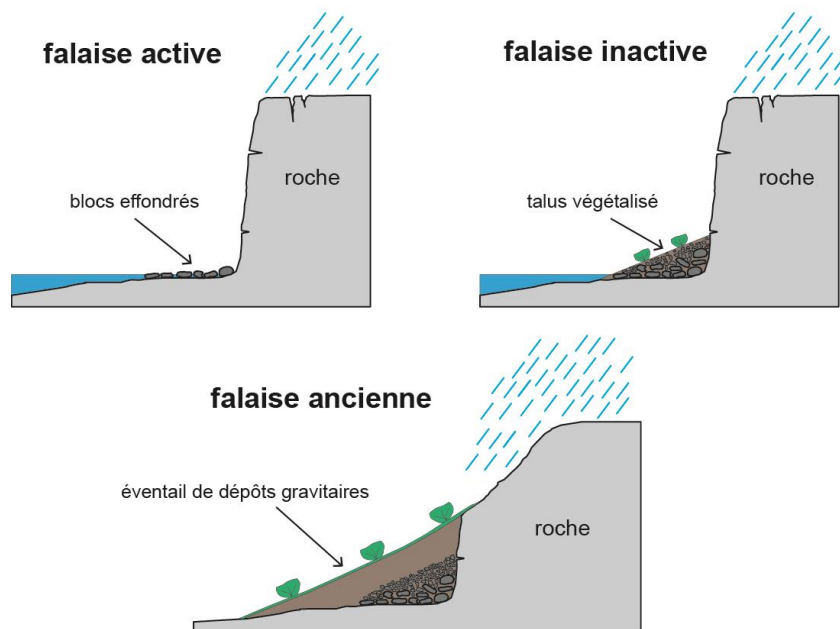


Figure 1.1 – Les trois familles de falaises selon Emery & Kuhn (1982). La falaise active est soumise aux sollicitations marines et subaériennes. La falaise inactive est temporairement protégée des sollicitations marines par son talus d'éboulis. La falaise ancienne n'est plus une falaise littorale, elle est seulement soumise aux sollicitations subaériennes.

1.1. Morphologie des falaises

Le terme « falaise côtière » fait référence à un relief pentu où une terre surélevée marque le trait de côte

(Hampton, 2004). Les falaises côtières sont fortement influencées par la géologie globale de la zone côtière, particulièrement par la structure et la lithologie des formations rocheuses qui affleurent sur la côte et leur résistance à la météorisation (Emery & Kuhn, 1982 ; Trenhaile, 1987 ; Sunamura, 1992 ; Bird, 2011). Elles sont souvent divisées en falaises « dures » (hard) ou « tendre » (soft) formées dans le premier cas de roches consolidées difficilement déformables ou dans le deuxième cas, de roches meubles consolidées ou non, moins résistantes (Young & Carilli, 2019) (Fig. 1.2).

La limite entre ces deux divisions est souvent floue et établie pour une portion de côte réduite or il est possible qu'une même falaise soit composée d'une association de roches appartenant à ces deux familles (Fig.1.2) (Dugué, 1989 ; Young et al., 2009a ; Maquaire et al., 2013).



Figure 1.2 – (a) Exemple de falaise « dure ». Falaise de Criel-sur-Mer taillée dans la craie. (b) Exemple de falaise « tendre ». Falaise d'Olimp en Roumanie taillée dans des calcaires argileux. (c) Exemple de falaise à la fois tendre et dure. Falaise des Vaches Noires à Villers-sur-Mer taillée dans des calcaires et des marnes © P.Henry.

Pour les falaises à lithologie homogène, Emery & Kuhn (1982) établissent une relation entre la morphologie du profil de falaise et le rapport entre l'intensité de l'érosion d'origine marine et l'intensité de l'érosion d'origine subaérienne. Trois morphologies sont différenciées : (i) une morphologie de falaise verticale lorsque les processus d'érosion d'origine marine dominent largement les processus d'érosion subaérienne, (ii) une morphologie de falaise convexe lorsque l'intensité des processus d'érosion d'origine marine est équivalente à l'intensité des processus d'érosion d'origine subaérienne et (iii) une morphologie concavo-convexe lorsque les processus d'érosion d'origine subaérienne dominant par rapport aux processus d'érosion d'origine marine (Fig. 1.3).

Les falaises possédant des contrastes lithologiques avec une stratification horizontale montrent également ces trois morphologies y compris dans les cas de lithologie plus résistante en sommet ou en base de falaise (Fig. 1.3 & Fig. 1.4).

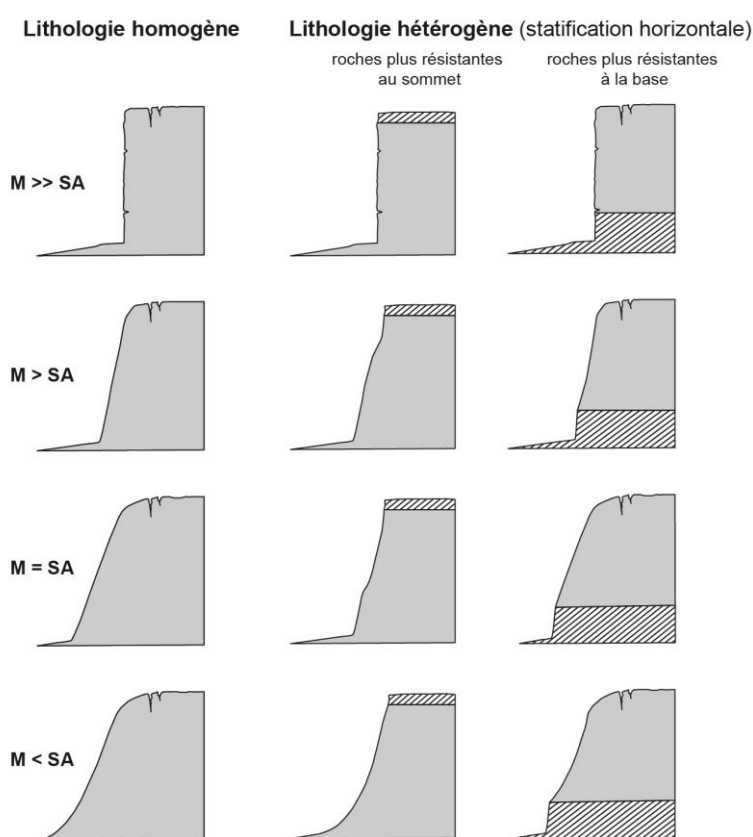


Figure 1.3 – Les différents profils de falaises (non-exhaustifs) en fonction de leur composition lithologique (homogène ou hétérogène) et des sollicitations des processus marins (M) ou subaériens (SA) (d'après Emery & Kuhn, 1982 ; Costa, 1997).



Figure 1.4 – Exemple de falaise à piédestal du Cap Fagnet (nord de Fécamp) © A. Duperret.

Selon Swartz (2006), le degré de pente de la falaise est lié à l'orientation de la stratification, avec une pente verticale pour des pendages horizontaux ou verticaux et une pente inclinée pour un pendage oblique des strates. Cependant, l'observation terrain sur le site de Zumaia au Pays Basque espagnol montre que le problème est beaucoup plus complexe. On y observe des pentes de falaise variables pour un pendage des strates homogène (Fig. 1.5). Dans ce cas, le degré de pente de la falaise est lié aux processus ponctuels d'érosion, qui n'ont pas le même impact selon l'orientation du trait de côte et la lithologie fine de la falaise.

La fracturation est un autre paramètre qui peut contrôler profondément la morphologie de la falaise. Une falaise verticale peut se former dans le même plan que le plan de joints ou le long d'un plan de faille. La fracturation peut ainsi faciliter ou contenir les ruptures et les effondrements et ainsi sculpter la morphologie des falaises (Duperret et al., 2002, 2004 ; Mortimore et al., 2004 ; Bird, 2011).

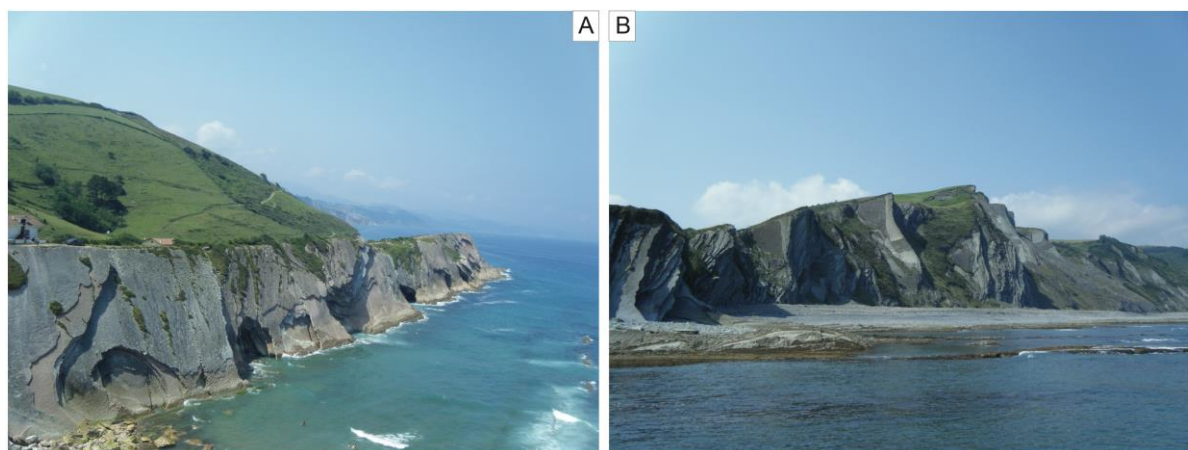


Figure 1.5 –Falaises de flysch de Zumaia (Pays Basque espagnol). (a) Plan de falaise vertical, parallèle à la stratification. (b) Plan de falaise incliné, perpendiculaire à la stratification.

1.2. Les enjeux

Au cours des dernières décennies, les falaises côtières ont reçu un intérêt croissant. Elles constituent un élément géomorphologique majeur du paysage côtier : (i) en fournissant les sédiments permettant la

formation des plages adjacentes (Costa et al., 2004 ; Young et al., 2010 ; Trenhaile, 2016), (ii) elles représentent un habitat de plantes et d'animaux spécifiques (Grant & Nettleship, 1971 ; Naylor et al., 2012 ; Viles & Spencer, 2014), (iii) elles font l'objet de destinations touristiques à travers le monde et (iv) ce sont des environnements en érosion menaçant les activités côtières, les infrastructures et les sites historiques (Fig. 1.6) (May, 1971 ; Sunamura, 1992 ; Costa et al., 2004 ; Duperret et al, 2002, 2004 ; Dornbusch et al., 2006, 2008 ; Regard et al., 2012).

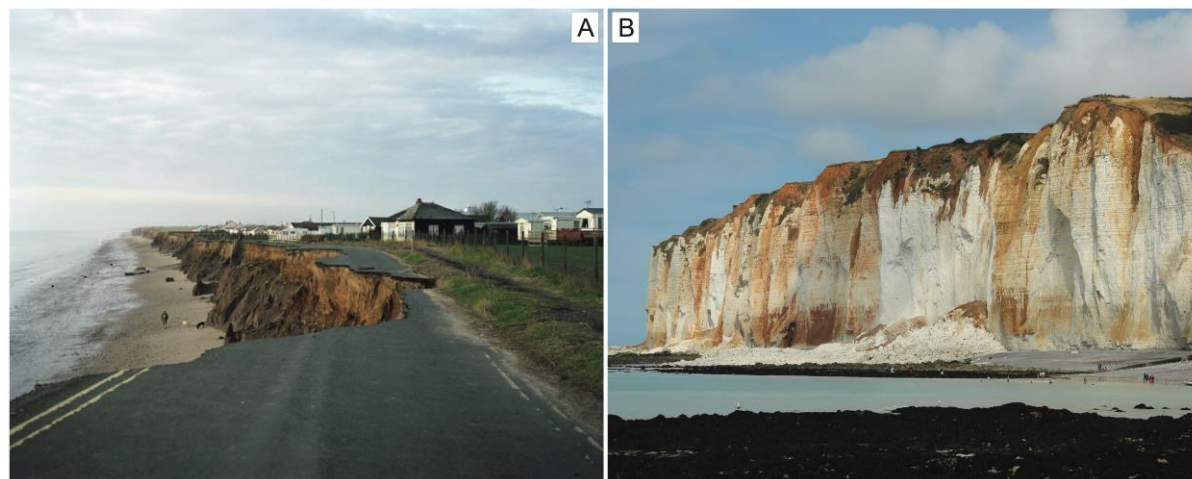


Figure 1.6 – (a) Effondrement de falaise affectant une route et un village sur les côtes de la Mer du Nord (Yorkshire) © N.A. White. (b) Effondrement de falaise des Petites-Dalles (Seine-Maritime) ayant eu lieu le 25 août 2016 à proximité de la plage.

Contrairement aux côtes sableuses où le volume de matériel érodé peut être parfois compensé par un apport sédimentaire d'origine naturelle ou artificielle, l'érosion des falaises est un phénomène irréversible et donc majeur. De plus, ce phénomène est supposé s'aggraver avec la hausse globale du niveau marin (Bray & Hooke, 1997 ; Dawson et al., 2009 ; Hurst et al., 2016). Il est donc fondamental de comprendre la dynamique de recul des falaises ainsi que les processus et les mécanismes responsables de leur érosion pour une meilleure anticipation du risque dans le futur.

2. Les plateformes littorales rocheuses

De nombreuses falaises sont bordées de plateformes littorales rocheuses qui dévoilent à marée basse un estran (zone intertidale). Elles traduisent le recul progressif des falaises littorales soumises à l'action des vagues (Trenhaile, 1987 ; Sunamura, 1992). Certaines falaises dont la roche est suffisamment résistante face à l'érosion ou qui correspondent à un escarpement de ligne de faille ne développent pas de plateforme littorale. Elles appartiennent à la famille des falaises plongeantes (Tsujimoto, 1987 ; Sunamura, 1992) (Fig. 1.7).

De très nombreuses études se sont intéressées aux deux types de plateformes littorales existantes, les plateformes subhorizontales et les plateformes à pente régulière (Fig. 1.7). Globalement, le facteur expliquant la différenciation de ces deux types de plateforme a été attribué au marnage (Trenhaile, 1987, 2002). Dans la plupart des zones côtières à régime de marée mésotidal à macrotidal, les plateformes littorales sont pentues (1.5° à plus de 4°) et s'étendent en continu du pied de la falaise jusque sous le niveau des plus basses mers astronomiques (LAT, *Low Astronomical Tide*). Dans les zones à régime de

marée microtidal, les plateformes littorales sont le plus souvent subhorizontales (pente inférieure à 1°) et possèdent un rebord distal qui correspond à un escarpement souvent nommé « marche de bout de plateforme ». Sunamura (1992) attribue à ces morphologies le « Type A » pour les plateformes littorales à pente et le « Type B » pour les plateformes littorales subhorizontales se terminant par une marche abrupte (Fig. 1.7). La classification reste complexe et dans certains cas elle n'est pas forcément vérifiée. Par exemple, certaines régions en contexte microtidal possèdent des plateformes peu pentues sans réelle marche de bout de plateforme et des régions en contexte macrotidal peuvent avoir une plateforme littorale avec un rebord de bout de plateforme (Hills, 1972 ; Kennedy & Dickson, 2006).

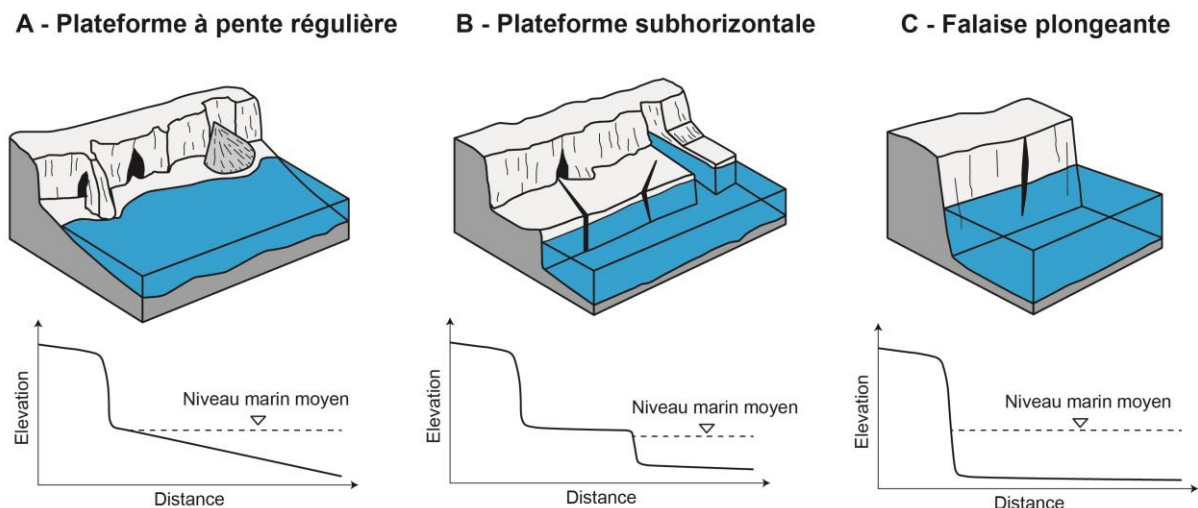


Figure 1.7 – Classification des plateformes littorales en fonction de leur typologie (Sunamura, 1992). (a) Plateforme littorale à pente régulière ($1,5^\circ$ à 4°). (b) Plateforme subhorizontale ($<1^\circ$) caractérisée par la présence d'une marche de bout de plateforme. (c) Falaise plongeante ne possédant pas de plateforme littorale.

2.1. Les plateformes littorales à pente régulière

Les plateformes littorales à pente sont localisées dans les zones du globe où le régime de marée est méso à macrotidal. Il existe une forte corrélation entre l'amplitude de la marée et la pente de la plateforme (Trenhaile, 1974, 1987). Alors que leur largeur peut être influencée par la résistance de la roche et leur pendage, et par leur exposition à l'action des vagues (Trenhaile, 1987). Elles ont été largement étudiées en Europe (So, 1965 ; Wright, 1970 ; Trenhaile, 1972 ; Robinson, 1977a, b ; Trenhaile et al., 1999 ; Blanco-Chao et al., 2007 ; Dornbusch et al., 2008 ; Regard et al., 2012 ; Duperret et al., 2016, Raimbault et al., 2018a,b) et sur les côtes canadiennes (Trenhaile et al., 2006 ; Porter et al., 2010). Les plateformes littorales à pente s'étendent du pied de falaise jusqu'à un niveau se trouvant sous la limite de plus basse mer et contrairement aux plateformes littorales subhorizontales, elles n'ont pas de marche qui délimite leur extrémité (Fig. 1.8). Cette définition n'est pas toujours vérifiée car certaines régions en contexte macrotidal possèdent des plateformes pentues avec un rebord de bout de plateforme.



Figure 1.8 – Plateforme littorale à pente d’Yport (Seine-Maritime) à marée basse © Gramont.

2.2. Les plateformes littorales subhorizontales

Les plateformes littorales subhorizontales caractérisées par la présence d’une marche de bout de plateforme ont été largement étudiées, en particulier en Australie (Hills, 1949 ; Gill, 1967 ; Dickson, 2006, Kennedy, 2010), en Nouvelle-Zélande (Stephenson & Kirk, 1998, 2000 ; Kennedy & Dickson, 2006 ; Kennedy et al., 2011) et au Japon (Takahashi, 1977 ; Tsujimoto, 1987 ; Sunamura, 1992) (Fig. 1.9). La largeur de ces plateformes est mesurée du pied de falaise à la position du sommet de la marche de bout de plateforme. Elle varie de quelques mètres pour les plus étroites à plusieurs centaines de mètres pour les plus larges. Leur élévation varie aussi considérablement. En effet, des plateformes se trouvent au niveau des plus basses mers, d’autres se situent dans la partie intertidale et certaines se forment également jusqu’à plusieurs mètres au-dessus du niveau des plus hautes mers. Dans certains cas, l’élévation de la plateforme littorale a pu être corrélée positivement à la résistance de la roche qui la constitue (Stephenson, 2000 ; Davies et al., 2006 ; Dickson, 2006 ; Kennedy & Dickson, 2006 ; Thornton & Stephenson, 2006). L’élévation de la plateforme littorale peut également coïncider avec la présence d’un niveau lithologique particulier horizontal correspondant à une roche plus résistante, on parle alors de plateforme structurale (Bird, 2011). Dans d’autres cas, des chercheurs ont remarqué que la plateforme littorale est plus haute lorsque son exposition aux vagues y est plus importante (So, 1965 ; Kirk, 1977 ; Reffel, 1978, Kennedy, 2010). Si une certaine cohérence semble émerger entre les différents facteurs pouvant contrôler l’élévation de la plateforme littorale, ce n’est pas le cas pour sa largeur. En effet, certaines études ont montré que les plateformes les plus larges sont présentes là où la roche est la moins résistante (Takahashi, 1977 ; Trenhaile, 1999) alors que d’autres études ont montré que les plateformes les plus larges correspondent aux roches les plus résistantes (Edwards, 1941 ; So, 1965). Le même désaccord existe concernant la relation entre la largeur de la plateforme littorale et son exposition à la houle (Trenhaile, 1978, 1987 ; Stephenson & Kirk, 2000). Par exemple, dans une zone abritée de la houle telle qu’une baie, les plateformes peuvent être plus larges que dans des zones plus exposées à la houle au niveau de pointes rocheuses (Kirk, 1977, Kennedy et al., 2011).

Un questionnement majeur reste encore aujourd’hui d’actualité, il concerne la stabilité dans le temps et l’espace de la marche de bout de plateforme. De nombreuses études suggèrent que cette marche recule au même titre que la falaise notamment lorsque la plateforme littorale laisse apparaître de nombreux

joints ou fractures parallèles à la marche (Hills, 1949 ; Edwards, 1951, Kennedy et al., 2010). Cette théorie s'est basée sur la présence de blocs en contrebas de la marche pouvant provenir de sa dislocation. Cependant, selon Stephenson (2000), ces blocs pourraient également provenir directement de l'érosion de la falaise.



Figure 1.9 – Plateforme subhorizontale de la péninsule de Kaikoura (Nouvelle-Zélande) © D. Townsend.

2.3. Modalités de développement d'une plateforme littorale

De nombreux modèles ont été proposés pour tenter de simuler l'évolution d'une plateforme littorale (Johnson, 1919 ; Challinor, 1949 ; Flemming, 1965 ; Trenhaile, 1974 ; Sunamura, 1992 ; De lange & Moon, 2005). Les modèles proposés, essentiellement théoriques, font intervenir et se confronter de nombreux paramètres comme les processus marins (l'exposition à la houle, le marnage et variations eustatiques) et les caractéristiques lithologiques (résistance des roches à l'érosion marine et subaérienne). Il est cependant délicat de faire un lien direct entre ces modèles théoriques et la majorité des exemples de plateformes littorales à travers le monde (Trenhaile, 2008).

Il existe deux principaux modèles théoriques repris par de nombreux auteurs décrivant l'évolution de la plateforme littorale aux cours du temps :

Le modèle dynamique se base sur un recul homogène et constant de l'ensemble de la plateforme et de son abaissement (Challinor, 1949 ; Trenhaile, 1974) (Fig. 1.10). Cela implique une largeur de plateforme constante au cours du temps. Ce modèle s'applique préférentiellement aux plateformes littorales à pente.

Le modèle statique se distingue par la stabilité de la marche de bout de plateforme dans l'espace et dans le temps. Seule la zone intertidale recule ce qui entraîne un élargissement progressif de la plateforme avec le temps (Fig. 1.10). Selon certains auteurs, ce modèle traduit le fait que la marche de bout de

plateforme représente le point de départ du développement de la plateforme littorale et donc ainsi la position initiale de la falaise (Johnson, 1919 ; de Lange & Moon, 2005). Dans ce cas, la pente diminue progressivement avec l'élargissement de plateforme littorale et peut atteindre un état d'équilibre (Fig. 1.10). Le stade d'équilibre est atteint lorsque la plateforme littorale est suffisamment large pour atténuer l'énergie des vagues sur le pied de falaise (Trenhaile, 2000 ; Moses, 2014). Cependant cet état n'a jamais été observé sur des exemples de plateformes littorales dans le monde et un changement de hauteur moyenne du niveau marin entrainerait la sortie de cet état (Sunamura, 1983 ; Trenhaile, 2000, 2001 ; Walkden & Hall, 2005).

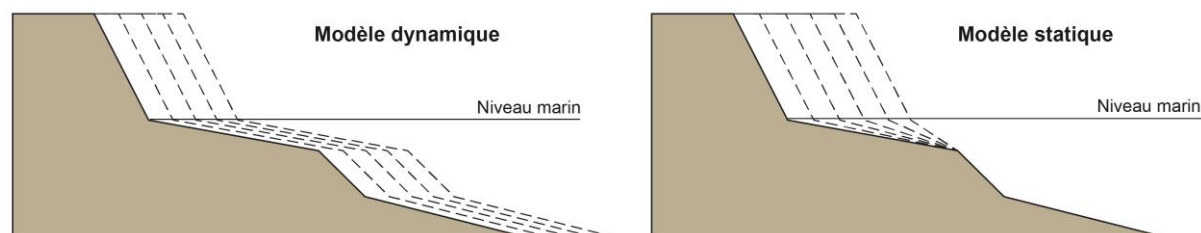


Figure 1.10 – Modèles conceptuels du développement des plateformes littorales (d'après de Lange & Moon, 2005).

De Lange & Moon (2005) attribuent le modèle de développement dynamique aux plateformes littorales à pente de régime macrotidal permettant ainsi à la zone intertidale d'être affectée par l'action des vagues. Ils attribuent le modèle statique aux plateformes subhorizontales où l'énergie des vagues entraîne le recul de la falaise elle-même fragilisée par des processus d'altération subaérienne. Cependant pour attribuer un de ces deux modèles à une plateforme littorale il faut prendre en compte la totalité des facteurs pouvant influencer son développement (Stephenson, 2008). Ainsi l'ensemble des forçages hydrodynamiques doit être considéré vis-à-vis de la résistance de la roche qui constitue la falaise et la plateforme, liée à sa dureté et sa résistance face à l'altération d'origine subaérienne et biologique (Sunamura, 1992 ; Naylor et al., 2012).

3. Les falaises côtières : un environnement en érosion

3.1. Les différents types de mouvements gravitaires

Les falaises côtières sont des environnements en érosion qui résultent du recul d'un socle rocheux au niveau d'un trait de côte (Kennedy et al., 2014). L'érosion responsable de ce recul est contrôlée par une interaction complexe entre les forçages internes (résistance du massif rocheux) et les forçages externes d'origine marine et subaérienne. L'érosion d'une falaise peut s'illustrer sous différentes formes d'instabilités gravitaires qui dépendent des critères lithologiques, géométriques et morphologiques. Dans le cas des falaises côtières, quatre types de mouvements gravitaires principaux sont identifiés : la chute de blocs, les effondrements, les glissements et les écoulements (Varnes, 1978 ; Sunamura, 1992) (Fig. 1.11). Mais souvent les mouvements gravitaires sont la combinaison de plusieurs de ces types de mouvements (Varnes, 1978).

Les chutes de blocs sont des événements de faible à moyenne ampleur qui s'illustrent par le détachement de blocs ou de pierres d'une surface pentue sur laquelle très peu ou aucune trace de cisaillement n'est présente (Varnes, 1978) (Fig. 1.11). Ce type de mouvement est d'échelle particulière. Il est également très ponctuel et peut être précédé par d'autres types de mouvements gravitaires.

Les effondrements de pan de falaise se manifestent par le basculement vers l'avant d'une colonne de roche autour d'un point de pivot (souvent à la base de la falaise) sous l'action de la gravité (Varnes, 1978). La colonne de roche est délimitée par des plans de fragilité comme des joints orthogonaux par exemple qui favorisent l'infiltration de fluides (Fig. 1.11). Ce type de mouvement peut être défini comme un basculement sans effondrement (Varnes, 1978).

Les glissements sont des mouvements gravitaires qui consistent en une déformation cisailante et un déplacement le long d'une ou plusieurs surfaces qui sont dans la plupart des cas visibles (Varnes, 1978) (Fig. 1.11). Ce type de mouvement peut être progressif car la surface de rupture peut se propager graduellement. Les glissements sont subdivisés en deux catégories, les glissements plans et les glissements rotationnels.

Les glissements plans sont des mouvements gravitaires où la masse progresse le long d'une surface de rupture plane plus ou moins pentue (Varnes, 1978). Ces mouvements sont contrôlés structuralement par des plans de faiblesses telles que les failles, les joints, les plans de stratifications ou par le contact entre la roche et une couverture sédimentaire. Lors de nombreux glissements plans, la masse en mouvement est très déformée ou cassée en plusieurs unités.

Un glissement rotationnel peut être défini comme un slump très peu déformé, dont le déplacement se fait le long d'une surface de rupture qui est de forme concave (Varnes, 1978) (Fig. 1.11). Lorsque le glissement est localisé, cette surface de rupture a la forme de cuillère (*spoon-shaped*). Dans le cas de glissement très étendu, la surface de rupture est en forme de cylindre dont l'axe de rotation est parallèle à la pente (Varnes, 1978). La surface de rupture de ce type de glissement est souvent guidée par la présence de failles, de joints ou de discontinuités dans la roche.

Dans un contexte de falaises abruptes, les mouvements gravitaires par **écoulement** sont rares, ils auront plutôt lieu dans le cas de falaises à pente taillées dans des matériaux meubles. L'eau est le principal facteur de ce type d'instabilité gravitaire, c'est elle qui va liquéfier la roche et la rendre instable. Dans les rares cas où ce mouvement gravitaire affecte une roche consolidée, la fracturation de la roche va favoriser l'infiltration de fluides lui donnant un comportement plastique (Varnes, 1978). Les vitesses de déplacement sont le plus souvent extrêmement lentes et constantes au cours du temps.

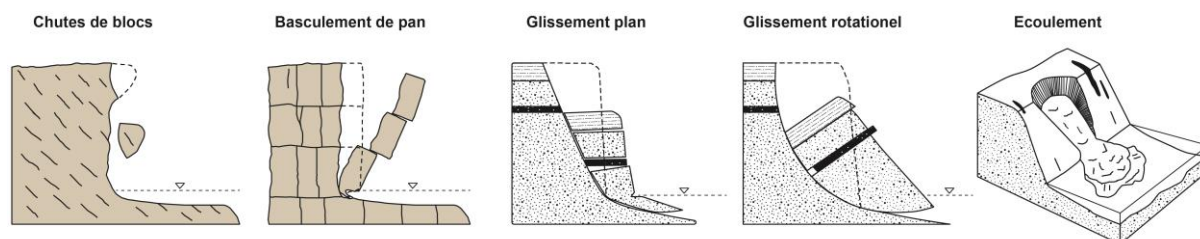


Figure 1.11 – Quatre principaux types d'instabilités gravitaires (d'après Varnes, 1978 ; Sunamura, 1992).

Pour quantifier l'évolution de la falaise faisant suite à des mouvements gravitaires, la comparaison par photographies aériennes a été largement utilisée. Elle permet notamment de localiser précisément les écroulements et d'en estimer le volume (Costa et al., 2004 ; Duperret et al., 2004 ; Dornbusch et al., 2008). L'avènement récent des méthodes de photogrammétrie (*Structure From Motion*) et de lidar ont rendu la quantification des écroulements plus accessible, plus précise et plus fréquente. De nombreux sites à falaises ont ainsi été étudiés à travers le Monde (Adams & Chandler, 2002 ; Lim et al., 2005 ; Rosser et al., 2005 ; Young et al., 2009b ; Letortu et al., 2015 ; Dewez et al., 2013 ; Medjkane et al.,

2018). Les volumes des écroulements sont très variables, de quelques centimètres cubes à plusieurs millions de mètres cubes dans certains cas comme le long des côtes californiennes où en 1982, un effondrement a entraîné un volume d'éboulis de 1,4 million de mètres cubes (Vanderhust et al., 1982).

3.2. Les taux d'érosion

Les écroulements sont des événements ponctuels dans le temps et dans l'espace, mais pour quantifier le recul des falaises sur des périodes plus longues, on s'intéresse alors aux taux d'érosion. On ne parle plus de volume érodé mais de distance érodée vers l'intérieur des terres par unité de temps (m/an). Les taux d'érosion sont mesurés en comparant des photographies aériennes ou des cartes historiques (carte d'état-major par exemple). Cette méthode a été largement utilisée car elle est peu coûteuse, nécessite peu de matériel et permet de couvrir des périodes de temps relativement longues, jusqu'à 130 ans par exemple sur les côtes anglaises de l'East Sussex (Bray & Hooke, 1997 ; Costa., 1997 ; Costa et al., 2004 ; Dornbusch et al., 2008 ; Letortu et al., 2015). Pour estimer le recul des falaises sur des milliers d'années, des méthodes de calculs basées sur l'utilisation d'isotopes cosmogéniques ont été développées (Regard et al., 2012 ; Choi et al., 2012 ; Hurst et al., 2016 ; Raimbault et al., 2018a).

Toutefois lorsque l'on parle de taux d'érosion, il est important de prendre en compte la période de temps utilisée pour les calculer. Par exemple pour une période de suivi courte, un événement majeur isolé (de type effondrement ou glissement) peut à lui seul entraîner un recul instantané de plusieurs mètres de la falaise, qui influera énormément les taux d'érosion calculés (Duperret et al., 2002). En revanche, sur une période de suivi plus longue, un tel événement aura un impact moins significatif. Sunamura (1992) expose cette problématique dans la figure 1.12 et montre que le recul de la falaise dépend de l'échelle temporelle sur laquelle nous l'observons. Il fournit également des exemples de taux d'érosion mesurés pour diverses lithologies sur plusieurs sites mondiaux (Sunamura, 1992) :

- Granite : 1 mm/an
- Calcaire : 1 mm à 1 cm/an
- Schistes : 1 cm/an
- Roches sédimentaires tertiaires dont la craie : 10 cm à 1 m/an
- Dépôts glaciaires et périglaciaires : 1 m à 10 m/an

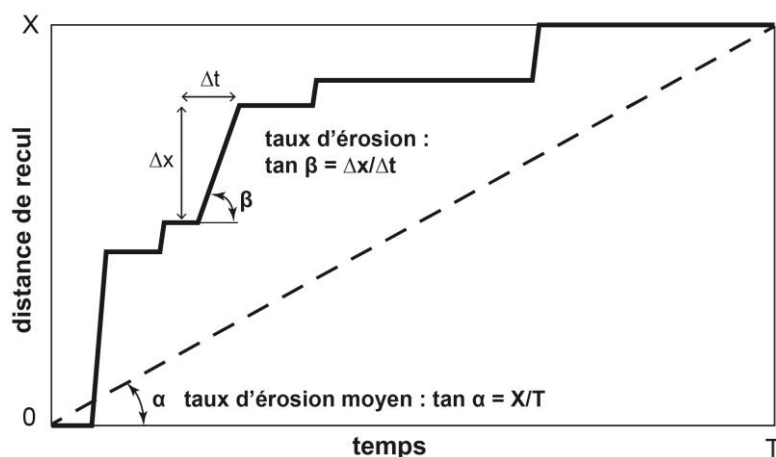


Figure 1.12 – Représentation schématique du changement temporel des mesures de taux d'érosion (d'après Sunamura, 1992).

3.3. Les processus d'érosion

Les falaises côtières sont soumises à un large éventail d'agents et de processus d'érosion (Fig. 1.13). Outre les processus d'origine marine tels que l'influence de la houle, le transport et l'abrasion, les processus subaériens peuvent réduire la résistance des roches et dans certains cas devenir le processus dominant menant à l'érosion d'une falaise littorale (Duperret et al., 2002, 2004 ; Stephenson et al., 2013). Les processus subaériens regroupent tous les processus d'altération physico-chimique et mécaniques, dont par exemple, et respectivement, la dissolution et les cycles de gel-dégel (cryoclastie). Les processus biologiques peuvent également favoriser l'érosion de la falaise ou au contraire, jouer le rôle de bio-protecteur face à l'action des processus physiques. Les degrés de contribution des différents processus d'érosion sont très compliqués à estimer et même si dans certains cas un processus en particulier semble contrôler l'érosion de la falaise, c'est généralement la combinaison de l'ensemble de ces processus qui aboutit au recul des falaises (Sallenger et al., 2002).

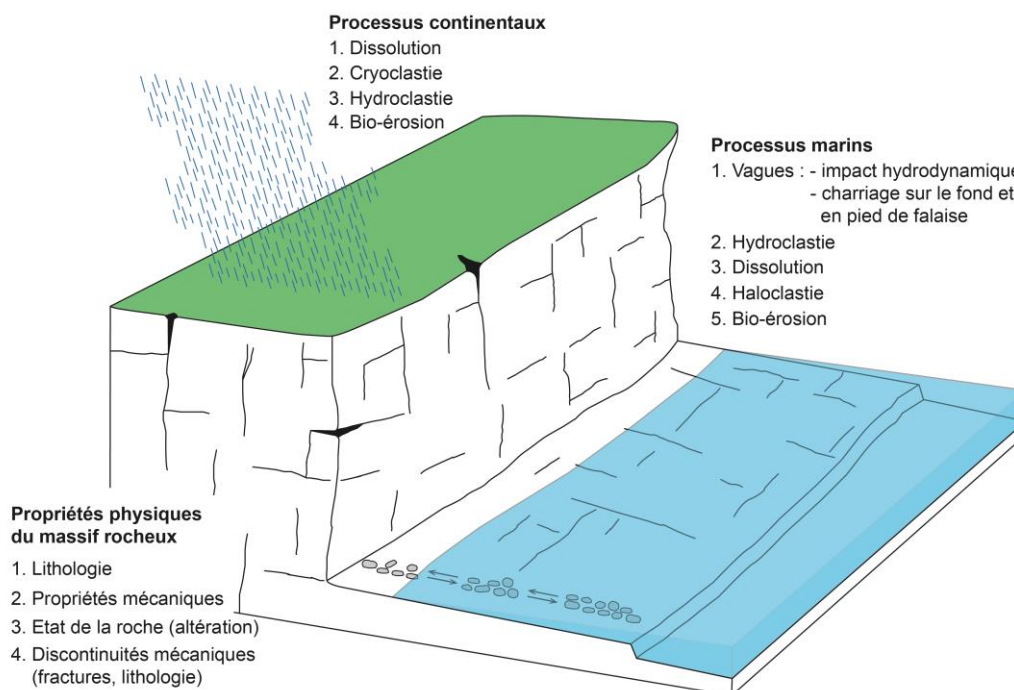


Figure 1.13 – Schéma illustrant les trois familles de paramètres pouvant influencer l'érosion d'une falaise (d'après Prémaillon, 2018).

3.3.1. Forçages et processus subaériens

Les processus d'altération subaérienne et les processus mécaniques sont des processus que l'on a tendance à sous-estimer. Même si leur effet n'est pas immédiatement visible, ils participent sur le long terme à la dégradation de la falaise par l'altération chimique et physique, notamment dans les zones fréquemment soumises aux précipitations. Les précipitations favorisent la mise en charge des aquifères de la falaise et augmentent la pression interstitielle de la roche (Duperret et al., 2002 ; Costa et al., 2004 ; Young et al., 2009a). Un lien direct a pu être établi entre l'intensité et la fréquence des précipitations et le nombre d'effondrements (Duperret et al., 2002 ; Pierre & Lahousse, 2006). Sur des échelles de temps plus longues, les précipitations peuvent également entraîner la dissolution des roches jusqu'à développer des réseaux karstiques (Rodet, 1983 ; Duperret et al., 2002). Dans les hautes latitudes, la cryoclastie peut favoriser

et accroître la fracturation des roches (Hénaff et al., 2002 ; Matsuoka & Murton, 2008). La plateforme littorale est également soumise à ce type d'altération. Dewez et al. (2015) ont montré que durant un hiver marqué par plusieurs épisodes de gel/dégel, la plateforme littorale avait connu un abaissement équivalent à 20-25% de son érosion verticale annuelle.

3.3.2. Forçages et processus marins

La mer joue un rôle fondamental dans l'évolution des falaises littorales. Elle agresse frontalement le pied de la falaise et permet également le déblaiement des débris réactivant l'instabilité de l'abrupt.

L'assaut répétés des vagues sur le pied de falaise la fragilise (Sunamura, 1992 ; Young et al., 2011). Le déferlement des vagues entraîne également une compression de l'air qui est contenu dans des joints ou des fractures dans la roche, puis un effet soudain de décompression lorsque les vagues se retirent (Trenhaile, 1987 ; Peregrine & Kalliadasis, 1996). La plateforme littorale est, elle aussi, directement soumise à l'action des vagues. L'impact hydrodynamique des vagues sur les plateformes littorales est considéré comme un processus érosif majeur (Trenhaile, 1980, 1987). De nombreuses études ont montré que l'énergie générée par la houle surtout lors d'événements extrêmes comme les tempêtes, peut arracher et déplacer des blocs rocheux de plusieurs tonnes provenant de la plateforme (Trenhaile & Kanyaya, 2007 ; Suanez et al., 2009 ; Cruslock et al., 2010 ; Naylor & Stephenson, 2010).

Sur les côtes rocheuses, les zones intertidales ainsi que la partie de la falaise frappée par les embruns sont soumises à des cycles d'humidification/dessiccation (hydroclastie). La répétition de ces cycles fragilise la roche telle que les roches sédimentaires qui sont particulièrement sensibles à cette action mécanique (Stephenson & Kirk, 2000 ; Duperret et al., 2005). Duperret et al. (2005) ont montré l'impact de la succession des cycles d'humidification/dessiccation sur la résistance à la compression uniaxiale et le module de Young (rigidité) d'échantillons de craie. Dans les régions à fort marnage, ces cycles impactent la plateforme littorale. Trenhaile (2006) a simulé les effets des cycles d'humidification/dessiccation sur différents types de roches avec de l'eau salée et de l'eau douce. Il a été mis en évidence que dans le cas de roches à grains grossiers, cette action mécanique est plus efficace avec une eau salée qu'avec une eau douce. Pour les roches à grains fins de type argilite, l'altération est plus efficace avec une eau douce plutôt qu'une eau salée.

Le sel marin joue également un rôle dans l'érosion des roches de la falaise et de la plateforme littorale. Le processus de désagrégation de la roche par le sel (haloclastie) est souvent couplé aux cycles d'humidification/dessiccation. Elle peut s'effectuer selon deux principes : (i) une augmentation de la pression due à la cristallisation du sel ou (ii) une augmentation de la pression due à la dilation des cristaux de sel sous l'effet de la chaleur (Cooke & Smalley, 1968 ; Duperret et al., 2005). La craie, le calcaire et les grès sont les roches les plus vulnérables à l'haloclastie.

3.3.3. Les autres processus d'altération et d'érosion

D'autres processus moins fréquents peuvent influencer l'érosion de la falaise et de la plateforme littorale. Par exemple, certains bio-organismes tels que les cyanobactéries, les algues, les oursins, les gastéropodes ou les bivalves sont capables d'éroder la roche de la plateforme littorale. Les taux d'érosion engendrés par ce type de processus varient énormément du micromètre à la dizaine de centimètres par an en fonction du type et de la densité des organismes responsables (Stephenson et al., 2013). Même si ces taux sont relativement faibles, la bioérosion est un processus à prendre en compte lorsque l'on étudie les

côtes rocheuses sur les temps longs (Naylor et al., 2012). Inversement les bio-organismes comme les algues peuvent également jouer un rôle protecteur face aux autres processus érosifs (Naylor & Viles, 2002 ; Naylor et al., 2002).

L'action anthropique peut également influencer indirectement l'érosion de la falaise. Par exemple, la construction d'ouvrages de défense face aux assauts de la houle tels que les digues ou les épis modifie les transits sédimentaires le long des littoraux et de ce fait certains pieds de falaises deviennent plus vulnérables (Brown, 2008 ; Brown et al., 2012a, 2012b) (Fig. 1.14).



Figure 1.14 – Falaise des Petites-Dalles. © Wallon.

3.3.4. Propriétés physiques du massif rocheux

Les propriétés physiques du massif rocheux vont définir les forces de résistance qui vont s'opposer aux forçages externes (Fig. 1.13). Ces propriétés dépendent de la nature lithologique de la roche constituant la falaise et la plateforme littorale. Elles sont définies selon les propriétés mécaniques, l'état de la roche et la présence de discontinuités mécaniques (joints, fractures, failles et plans de stratifications) (Sunamura, 1992, Kennedy & Dickson, 2006 ; Stephenson & Naylor, 2011). La lithologie de la roche est régulièrement définie comme le paramètre majeur qui contrôle la dynamique érosive de la falaise : vitesse de recul de la falaise et fréquence des instabilités gravitaires (Sunamura, 1992 ; Costa, 1997 ; Costa et al., 2004 ; Stephenson & Naylor, 2011 ; Kennedy, 2014).

4. Le littoral à falaises de craie de Normandie

4.1. Localisation

Le littoral à falaises de craie de Normandie se situe dans le nord-ouest de la France, le long de la bordure est de la Manche orientale. Ce littoral se caractérise par la présence de falaises de craie qui s'étendent sur 130 km de long de Saint-Adresse, petite ville située au Nord du Havre, à Ault localisée au sud de l'estuaire de la Somme (Fig. 1.15).



Figure 1.15 – Localisation du littoral à falaises de craie de Normandie également nommé Côte d'Albâtre. Carte bathymétrique (d'après cartes maritimes SHOM, 2019).

Cette portion de côte est nommée la côte d'Albâtre en référence à la couleur blanc laiteux que prend l'eau suite à la mise en suspension de particules de craie, couleur semblable à celle du matériau utilisé pour la sculpture. La côte d'Albâtre a été une grande source d'inspiration pour de nombreux peintres dont Claude Monnet et Pierre Auguste Renoir, qui ont réalisé de nombreuses œuvres illustrant les falaises sous de multiples vues et conditions de lumière (Fig. 1.16). Du fait de sa proximité avec Paris et sa périphérie notamment, le littoral à falaise de craie de Normandie abrite de nombreux sites touristiques dont Etretat qui de par sa falaise à géométrie bien spécifique est devenue au fil des temps un haut lieu du tourisme en France (Fig. 1.16).



Figure 1.16 – L'aiguille d'Etretat et la porte d'Aval sources d'inspiration de Claude Monnet (1883).

4.2. Géomorphologie des falaises de craie de Normandie

Les falaises de craie de Normandie culminent à une hauteur moyenne de 70 m et atteignent localement plus de 100 m au niveau du Cap d'Antifer, du Cap Fagnet, à Berneval et au Tréport (Fig. 1.17).

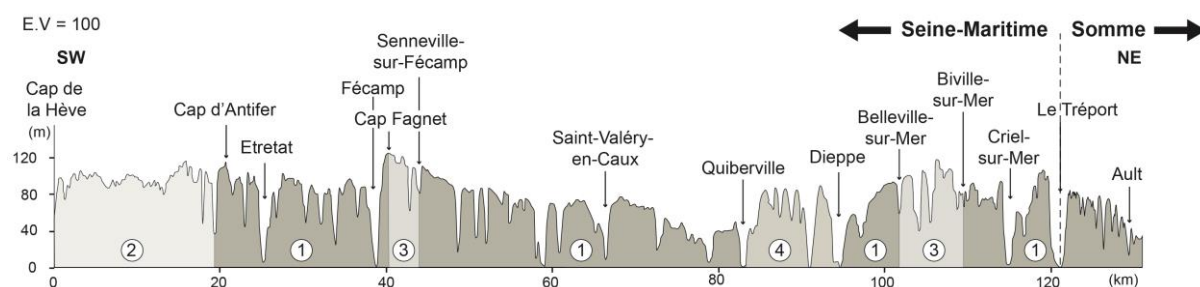


Figure 1.17 – Coupe littorale des falaises de craie de Normandie, du Cap de la Hève à Ault (BD Alti 25 m, IGN®). Chaque numéro est associé à une morphologie de falaise illustrée dans la figure 1.19 (d'après Elineau, 2013).

Les principales villes côtières telles que Etretat, Fécamp et Dieppe, sont situées dans le fond de vallées qui incisent la falaise. Le fond des vallées peut se trouver au niveau de la mer pour les plus importantes alors que les plus petites sont suspendues au-dessus du niveau marin (appelées localement valleuses) (Fig. 1.18).



Figure 1.18 – Falaise de Mesnil-Val incisée par sa valleuse perchée accueillant le village © A. Duperret.

Selon la classification d'Emery & Kuhn (1982), les falaises de craie de Normandie sont des falaises actives (falaises vives). Cependant leur morphologie n'est pas uniforme le long du littoral, quatre profils de falaises se distinguent (Fig. 1.19). La morphologie de falaise la plus fréquente est la falaise dite « simple » dont le profil est vertical du sommet à la base, où des éboulis, des galets ou du sable peuvent être présents (Fig. 1.19). Les falaises simples sont taillées dans une ou plusieurs lithologies de craie homogène du point de vue de leurs résistances à l'érosion. Ce type de falaise est visible du Cap d'Antifer au Cap Fagnet, de Senneville-sur-Fécamp à Quiberville, de Dieppe à Belleville-sur-Mer et de Biville-sur-Mer à Ault, soit un total de 87 km de linéaire côtier (Fig. 1.17). Le deuxième profil de falaise visible est un profil plutôt concave avec une partie sommitale verticale et une partie basale à faible pente (Fig. 1.19). Les éboulis provenant de la partie sommitale de la falaise recouvrent sa partie basale. Cette morphologie de falaise se nomme falaise à talus. La portion sommitale est taillée majoritairement dans la craie sur 40 à 80 m de haut, plus résistante à l'érosion que les argiles et les sables qui constituent le pied de falaise.

Ce type de falaise est présent uniquement sur une portion de côte de 19 km, qui s'étend du nord du Havre (Cap de la Hève) au sud du Cap d'Antifer. La troisième morphologie de falaise présente est une falaise à piédestal résistant correspondant à un « ressaut basal » (Costa, 1997) (Fig. 1.19). L'ensemble de la falaise est taillé dans la craie mais la portion associée au piédestal correspond à une formation de craie qui est plus résistante que la ou les formations de craie qui constituent la partie supérieure de la falaise (Fig. 1.19). Ces falaises à piédestal sont visibles sur deux portions du littoral, du nord de Fécamp (Cap Fagnet) à Senneville-sur-Fécamp et de Belleville-sur-Mer à Biville-sur-Mer, soit sur environ 12 km (Fig. 1.17). La quatrième morphologie de falaise est nommée falaise « mixte » ou « complexe » (Lee & Clark, 2002). Elle se caractérise par une succession de trois étages et trois « arrières-falaises » positionnés en retrait au fur et à mesure que l'on se rapproche du sommet de la falaise (Costa, 1997) (Fig. 1.19). La partie basale est taillée dans la craie, lithologie plus résistante que les argiles et les sables formant la partie supérieure de la falaise (Fig. 1.19). Ce type de falaise caractérise la région du Cap d'Ailly, entre Quiberville et Dieppe soit un linéaire côtier d'environ 12 km (Fig. 1.17).

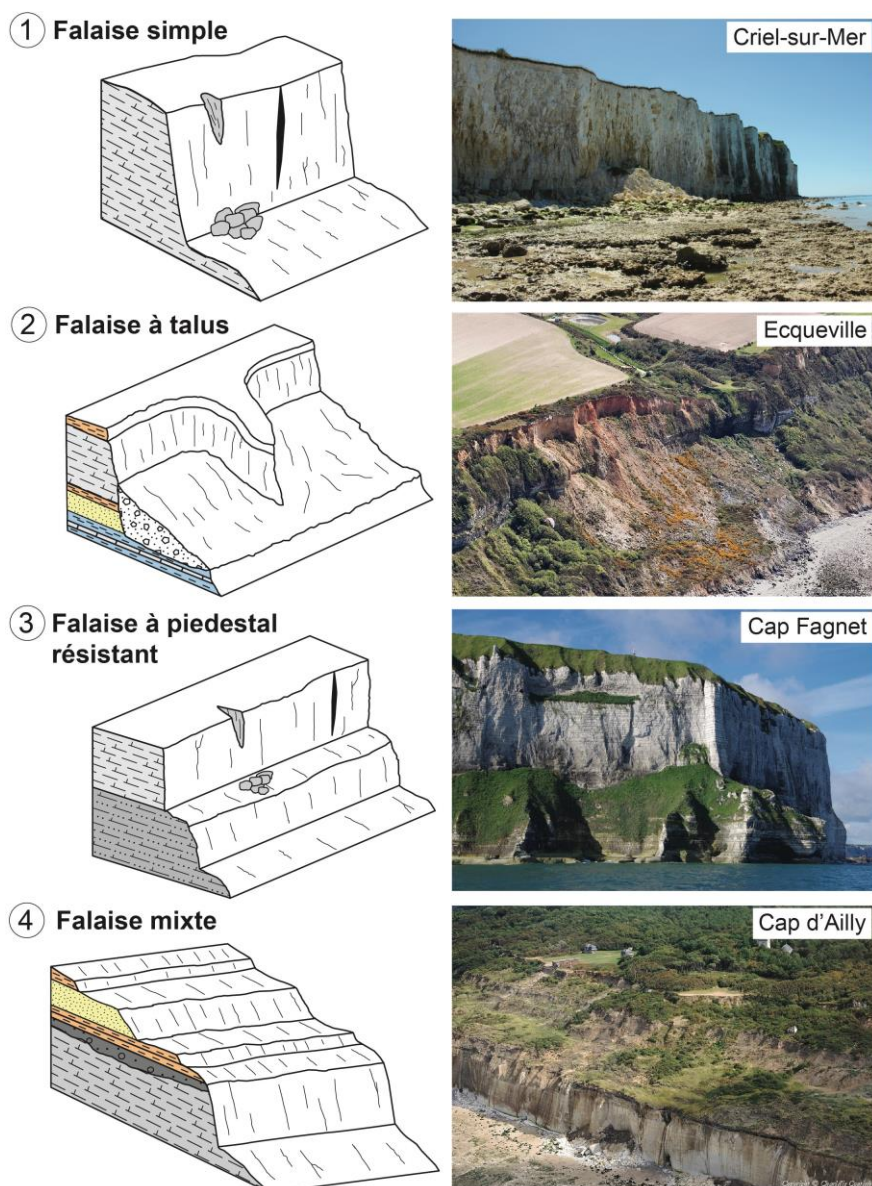


Figure 1.19 – Quatre types de morphologies de falaises rencontrées sur le littoral à falaises de craie de Normandie. Photographie du Cap Fagnet © A. Duperret. Photographies aériennes d'Ecqueville et du Cap d'Ailly © C. Coutinho.

4.3. Géomorphologie des plateformes littorales de Normandie

Les falaises de craie de Normandie sont bordées à leur pied par une plateforme littorale rocheuse qui découvre à marée basse. Contrairement aux falaises, la morphologie de la plateforme littorale de Normandie est encore aujourd'hui peu étudiée, seuls quelques auteurs s'y sont intéressés (Nesteroff & Mélières, 1967 ; Henaff et al., 2006 ; Regard et al., 2012 ; Dewez et al., 2015 ; Duperret et al., 2016). Seulement trois plateformes littorales ont été étudiées, la plateforme d'Eletot (4 km au NE de Fécamp), la plateforme des Grandes Dalles (commune de Saint-Pierre-en-Port) et la plateforme de Mesnil-Val (au NE de Criel-sur-Mer). Leur largeur varie considérablement entre les différents sites (180 à 600 m) et même au sein d'un même site comme à Mesnil-Val où la plateforme varie de 200 à 600 m de large (Duperret et al., 2016). La pente de la plateforme littorale varie également en fonction des sites, de $0,7^\circ$ à $1,4^\circ$ (Henaff et al. 2006 ; Duperret et al., 2016). Les largeurs sont mesurées du pied de falaise souvent recouvert de débris d'effondrements ou de galets formant alors un talus qui protège localement la partie supérieure de la plateforme littorale (Hénaff et al., 2006) (Fig. 1.20), à la limite distale qui correspond au niveau de plus basse mer astronomique. Dans certains cas, comme à Eletot ou Senneville-sur-Fécamp cette limite distale coïncide avec la présence d'une marche (*low tide cliff*) définissant ainsi une marche de bout de plateforme et catégorisant la plateforme littorale comme une plateforme subhorizontale de type B selon la classification de Sunamura (1992) (Fig. 1.20).

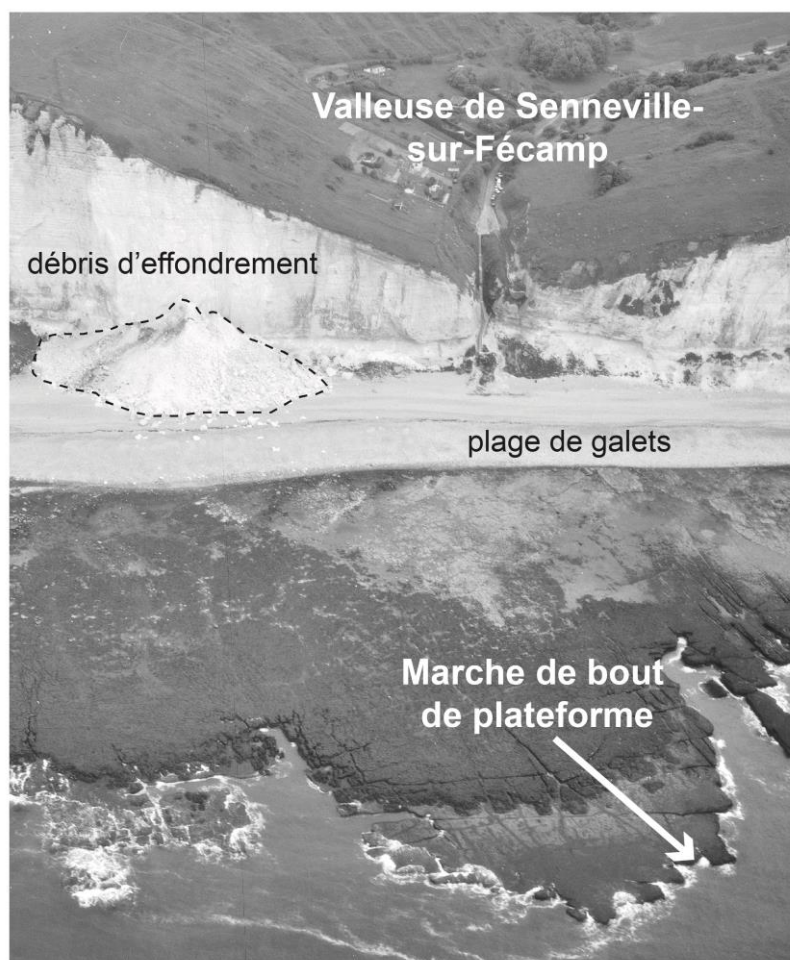


Figure 1.20 – Photo aérienne de la valleuse et de la plateforme littorale de Senneville-sur-Fécamp © Direction Départementale de L'Équipement (1986).

Dans d'autres cas, comme à Mesnil-Val, des données bathymétriques ont permis de mettre en évidence le prolongement de la plateforme littorale rocheuse dans la zone infratidale, zone constamment immergée (Duperret et al., 2016). Dans ce cas précis, la plateforme littorale est donc définie comme une plateforme à pente régulière de type A (Sunamura, 1992). De plus, la surface de la plateforme n'est pas uniforme, elle est marquée par de nombreuses irrégularités représentées par des successions de marches, des fractures et des ravines (*runnels*) (Fig. 1.21).



Figure 1.21 – Photos de la plateforme littorale de Criel-sur-Mer et de Puys illustrant des marches et des ravines.

La taille des marches présentes sur la plateforme est très variable, elle peut faire quelques centimètres à un mètre de haut (Fig. 1.21). Ces marches soulignent des discontinuités lithologiques marquées par des niveaux plus indurés que le reste de la plateforme littorale ou des niveaux d'accumulation de silex (Costa, 1997 ; Duperret et al., 2016) (Fig. 1.22). Ces marches marquent également l'érosion progressive latérale de la plateforme. Elles s'érodent et reculent à des vitesses non négligeables comme à Mesnil-Val où sur une période de 23 ans, les marches de la plateforme littorale ont reculé à des vitesses d'environ 2 cm/an, représentant 10 % de la vitesse de recul de la falaise (Regard et al., 2013). A cette érosion s'ajoute une érosion verticale d'origine subaérienne qui lors d'un hiver marqué par des jours de gel, peut atteindre des vitesses de $0,8 \pm 0,5$ mm (Dewez et al., 2015), soit 20 à 25 % de l'érosion annuelle selon le modèle de Sunamura (1992).



Figure 1.22 – Photo de la plateforme littorale de Puys illustrant un niveau d'accumulation de silex.

Les ravines sont très nombreuses, elles se forment vers la partie inférieure de la plateforme littorale juste au-dessus de la limite de basse mer. Leur profondeur est également très variable, d'une dizaine de centimètres à plus d'un mètre pour la plateforme de Puys par exemple (Fig. 1.21). Leur orientation par contre semble être contrôlée car les ravines sont parallèles entre-elles avec une orientation N110°E à Mesnil-Val, pas tout à fait orthogonale au trait de côte (Duperret et al., 2016). Ces ravines sont des rigoles d'écoulement qui empruntent et se développent dans les traces de la fracturation de la plateforme littorale (Nesteroff & Mélières, 1967).

4.4. Erosion et vitesses de recul des falaises de craie de Normandie

Comme toutes les falaises à travers le monde, les falaises de craie de Normandie sont des environnements en érosion (Kennedy et al., 2014). L'érosion peut se traduire par des événements majeurs tels que des éboulements-écroulements qui ont un impact instantané visible sur la falaise, par des chutes de blocs ou par une érosion particulière qui n'est pas instantanément visible mais qui sur le long terme affecte la falaise. Le long du littoral de Seine-Maritime, plusieurs maisons ont dû être abandonnées et des routes fermées comme une portion fortement urbanisée de la D75 qui fait la jonction entre Dieppe et Pourville (Fig. 1.27) ou la rue des Vikings à Mesnil-Val dont une partie s'est effondrée dans les années 2000 (Fig. 1.23).



Figure 1.23 – Photos aérienne du sommet de la falaise de Mesnil-Val illustrant le recul de falaise entre 1952 et 2015 © IGN.

Les écroulements de falaises sont totalement imprévisibles et inégalement répartis le long du littoral. Certains secteurs montrent une densité d'écroulements plus importante comme entre Senneville-sur-Fécamp et Veulettes-sur-Mer et entre le Cap d'Ailly et Belleville-sur-Mer où dix-neuf effondrements par kilomètre ont été recensés entre 1939 et 2008 (69 ans) (Letortu et al., 2014). Les volumes éboulés sont très variables allant de quelques dizaines de mètres cubes à plusieurs milliers. Par exemple, le 17 mai 2000, Duperret et al (2002) ont été témoin d'un effondrement à Puys, au NE de Dieppe, générant un volume de débris d'environ 85 000 m³ et entraînant un retrait instantané de 12,5 m du haut de la falaise. Un autre effondrement produisant un volume de débris d'environ 71 000 m³ a eu lieu à Mesnil-Val lors de l'hiver 2007 (Dewez et al., 2013). Les effondrements les plus massifs se déroulent à toutes les périodes de l'année. Ils peuvent également faire suite à plusieurs journées de fortes précipitations (Duperret et al., 2002 ; Letortu et al., 2012) ou de sécheresse estivale (Duperret et al., 2004). Tous les types

d'écroulements illustrés par Sunamura (1992) sont visibles sur les côtes à falaises de craie de Normandie. Les chutes de blocs sont très fréquentes, ainsi que les effondrements de pan de falaises entières dont les cicatrices restent nettement visibles sur le flanc de la falaise (Fig. 1.24).



Figure 1.24 – Effondrement d'un pan entier de la falaise des Petites-Dalles (25/08/16). La surface la plus blanche correspond à la cicatrice de l'effondrement.

Des glissements rotationnels sont présents uniquement sur la portion de littoral du Cap de la Hève au Cap d'Antifer donnant à la falaise cette morphologie définie comme falaise à talus (Fig. 1.19). Ces glissements ont été modélisés et leur composante rotationnelle s'explique par un déplacement plus rapide de la partie basale de la falaise qui est constituée d'argiles et de sable contrairement à la partie sommitale qui est taillée dans la craie et dont le déplacement est faible et orienté vers le bas illustrant son basculement (Fig. 1.25) (Le Cossec, 2010 ; Le Cossec et al., 2011 ; Merrien-Soukatchoff et al., 2012 ; Elineau, 2013).

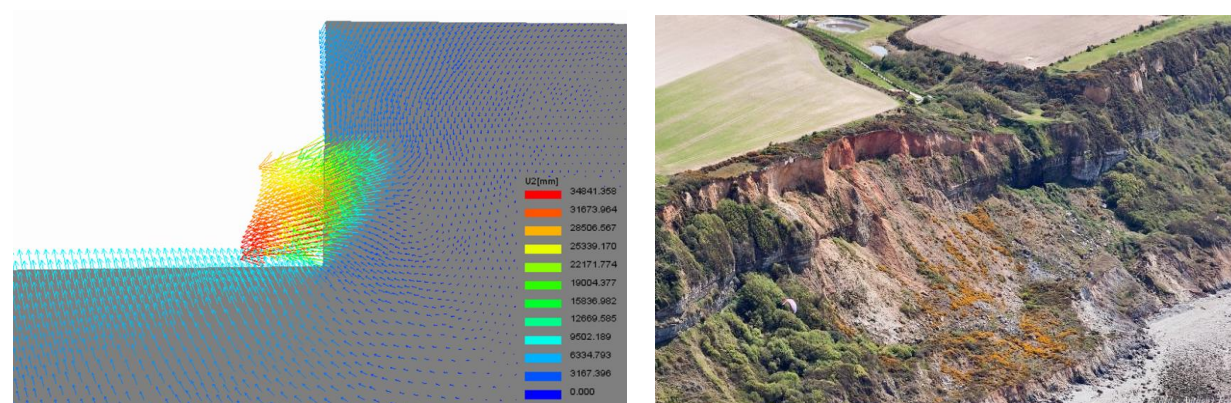


Figure 1.25 – Modèle de déplacement de la falaise d'Octeville-sur-Mer avant divergence des calculs (Merrien-Soukatchoff et al., 2012).

Les mouvements gravitaires sous la forme d'écoulement sont visibles sur la portion de côte où la falaise est dite « mixte » ou « complexe », entre Quiberville et Pourville (Fig. 1.17 & 1.19). La partie sommitale de la falaise constituée de sable et d'argiles s'écoule le long de la falaise et forme à son pied un talus d'éboulis constitués de matériaux fins. Ces écoulements sont réactivés pendant les fortes périodes de précipitations qui entraînent la fluidification des argiles. A Dieppe, un glissement de terrain majeur polyphasé a entraîné le recul du haut de falaise de 40 m lors de l'hiver 2012-2013 (Pannet et al., 2015).

Ce glissement de terrain est combiné à des écoulements sous la forme de coulées argileuses constamment réactivées après chaque période de fortes précipitations (Fig. 1.27).

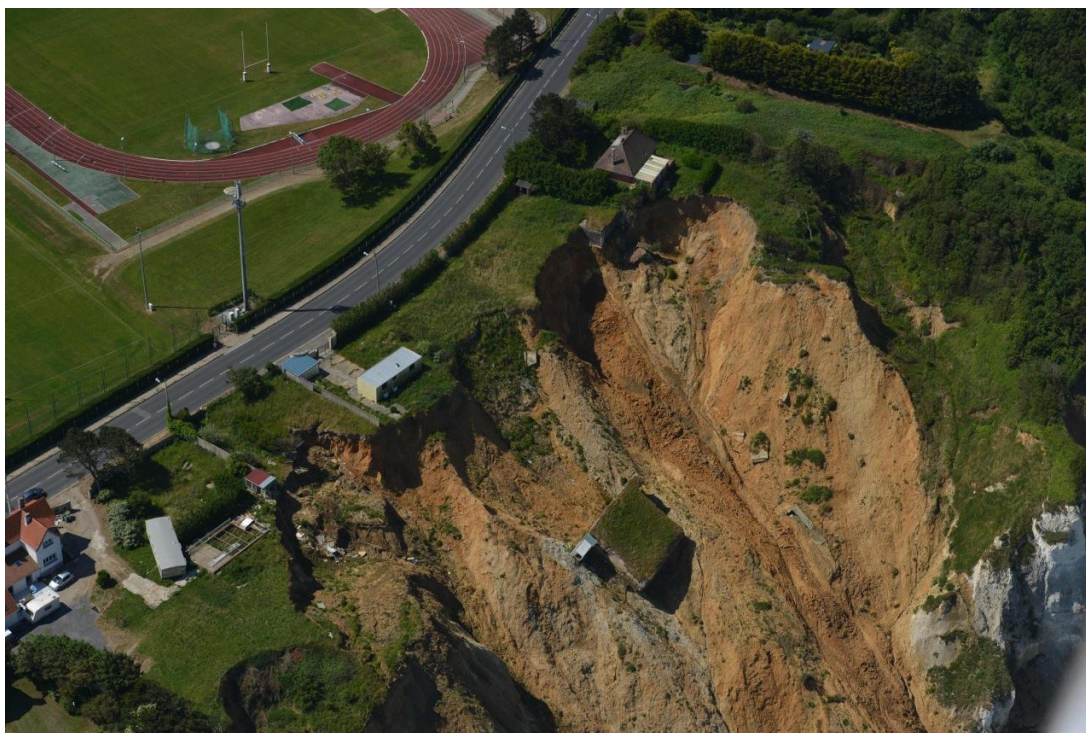


Figure 1.27 – Glissement de terrain affectant la falaise et les habitations entre Dieppe et Pourville © Ville de Dieppe.

Les mouvements gravitaires de la falaise traduisent une érosion instantanée par « à-coups ». Sur des périodes de temps plus longues, la quantification de l'érosion des falaises de craie se fait par l'estimation des vitesses de recul. Cette quantification a fait l'objet de nombreux travaux basés sur des techniques évoluant avec le temps (comparaison de cartes historiques, cadastres, photographies aériennes, levés photogrammétriques, datation isotopique ...) ainsi même que la précision des valeurs fournies. Les premières valeurs historiques suggèrent une vitesse de recul de la falaise du Cap d'Antifer à Ault de 0,08 à 0,80 m/an pour les 300 dernières années (Prêcheur, 1960). Bialek (1969) fournit des vitesses de recul de 0,07 à 1 m/an pour la période de 1830 à 1966. Ces valeurs reposent sur la comparaison de documents photographiques aériens historiques qui présentent une marge d'erreur de ± 5 m. Le géoréférencement des cartes et des photos aériennes ainsi que l'utilisation de levés photogrammétriques ont permis d'améliorer les résultats et de réduire la marge d'erreur (Costa, 1997 ; Costa, 2000, Costa et al., 2004 ; Letortu et al., 2014). Costa (1997) a ainsi estimé un recul moyen de la falaise entre Le Cap d'Antifer et Le Tréport de 0,21 m/an pour la période de 1966 à 1995 (29 ans) comprenant une marge d'erreur de $\pm 0,4$ m. Cette valeur est la moyenne des vitesses de recul de la falaise estimée pour des sous-cellules hydro-sédimentaires de 50 m de large réparties tout le long de la côte. Une forte variation spatiale des vitesses de recul est visible entre chaque sous-cellule (Costa, 2000). La variation spatiale des vitesses de recul a été directement reliée à la nature lithologique de la craie qui constitue la falaise (Costa, 1997) (Fig. 1.28).

Cependant des tendances semblables de recul à plus grande échelle spatiale ont pu être établies et trois secteurs aux caractéristiques de recul distinctes sont visibles (Costa, 1997 ; Costa, 2000, Costa et al., 2004) (Fig. 1.28).

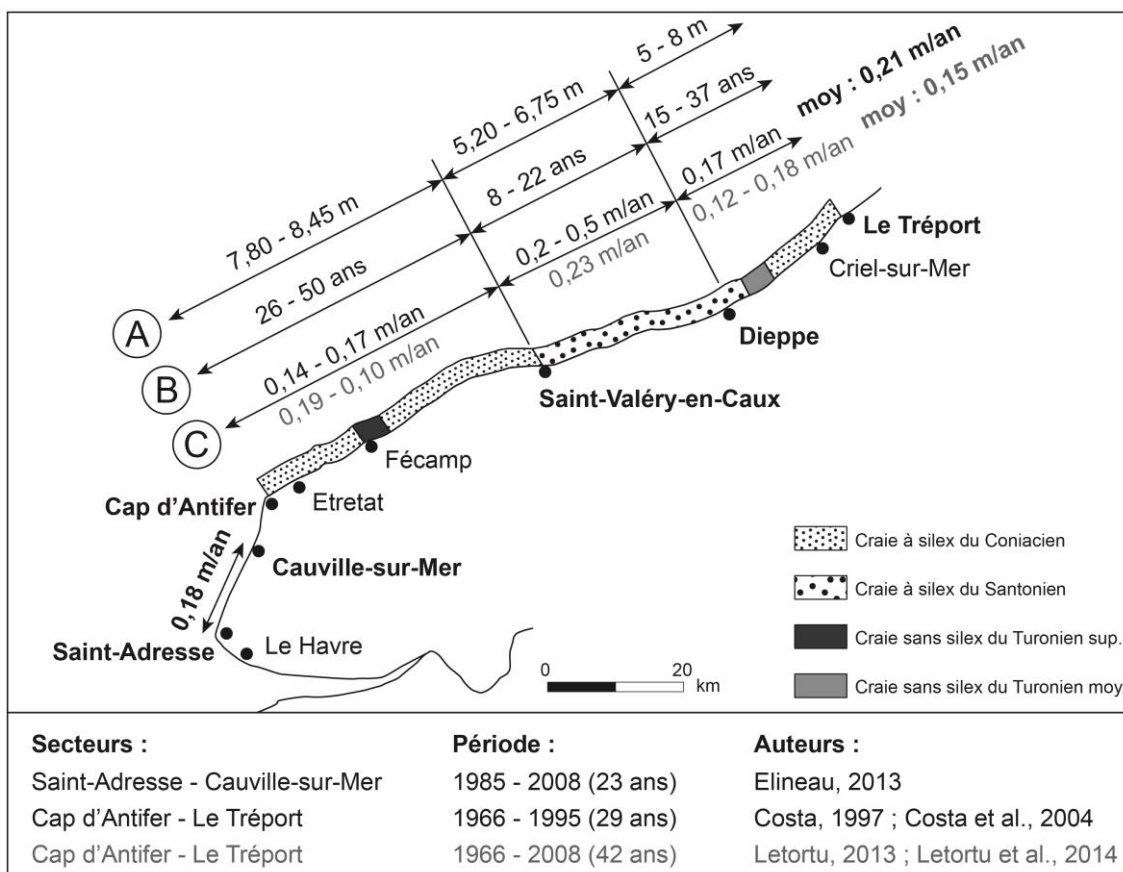


Figure 1.28 – Evolution du sommet de la falaise pour quatre portions du littoral. Evolution des secteurs entre le Cap d'Antifer et le Tréport entre 1966 et 1995 (Costa, 1997 ; Costa et al., 2004) et 1966 et 2008 (Letortu, 2013 ; Letortu et al., 2014). Evolution de la portion entre le Havre et le Cap d'Antifer entre 1966 et 2008 (Elineau, 2013). (a) Moyennes des distances de recul du sommet de la falaise. (b) Moyennes des temps de retour des effondrements. (c) Taux d'érosion moyen du sommet de la falaise (d'après Costa, 1997).

Le secteur du Cap d'Antifer à Saint Valéry en Caux présente les vitesses de recul les plus faibles (0,14 à 0,17 m/an). Il est caractérisé par de rares écroulements mais massifs entraînant un recul instantané du haut de falaise important (7,80 à 8,50 m). Le temps de retour de ces écroulements est relativement long, de 26 à 50 ans (Fig. 1.28).

Le secteur de Saint-Valéry-en-Caux à Dieppe expose les vitesses de recul les plus rapides (0,2 à 0,5 m/an). Les écroulements y sont plus fréquents (temps de retour entre 8 et 22 ans) mais moins importants entraînant un recul instantané du haut de falaise de 5,20 à 6,75 m (Fig. 1.28).

Le secteur de Dieppe au Tréport présente globalement les mêmes caractéristiques que le secteur du Cap d'Antifer à Saint-Valéry-en-Caux (Fig. 1.28). Les vitesses moyennes de recul sont légèrement plus rapides (0,17 m/an) et les écroulements plus fréquents (temps de retour entre 15 à 37 ans) (Fig. 1.28).

Letortu (2013) a étendu la période de suivi jusqu'en 2008 soit 42 ans (1966-2008) et a modifié la méthode de calcul. Comme Costa (1997 ; Costa et al., 2004), elle a utilisé une approche fondée sur l'aire qui contrairement à la méthode de la ligne de base (Foyle & Naber, 2012), quantifie les surfaces perdues entre deux dates (Fig. 1.29). La valeur du recul est obtenue en divisant les aires (m²) par la portion du linéaire étudié (m) et l'intervalle de temps entre les deux positions du haut de falaise (nombre d'années) (Fig. 1.29).

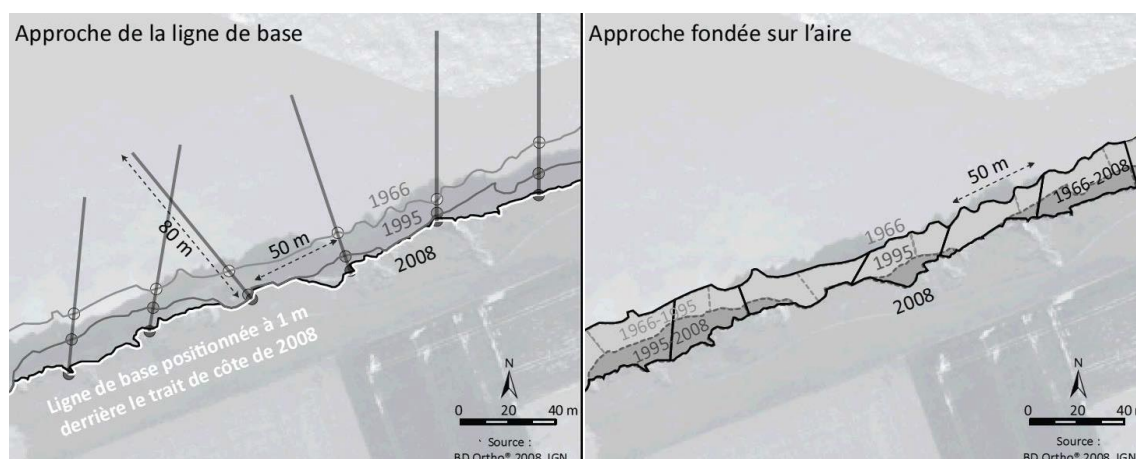


Figure 1.29 – Méthodes de calcul du recul de la falaise (Letortu et al., 2014).

Au cours de cette période plus étendue (1966 à 2008, 42 ans) et en utilisant l'approche fondée sur l'aire, les vitesses moyennes de recul calculées par secteur ainsi que la vitesse moyenne de l'ensemble de la portion de côte étudiée (Cap d'Antifer au Tréport) sont plus faibles (Letortu, 2013 ; Letortu et al., 2014). Cependant les ordres de grandeurs restent inchangés (Fig. 1.28). Le secteur du Cap d'Antifer à Saint-Valery-en-Caux reste le secteur dont les vitesses de recul sont les plus faibles (0,09 à 0,10 m/an). Le secteur de Saint-Valery-en-Caux à Dieppe présente les vitesses moyennes de recul les plus importantes (0,23 m/an). Le secteur entre Dieppe et Le Tréport a subi un recul de 0,12 à 0,18 m/an. La portion totale du littoral entre le Cap d'Antifer et Le Tréport a connu un recul moyen de 0,15 m/an (Fig. 1.28). L'approche fondée sur l'aire a également été utilisée pour estimer les vitesses moyennes de recul de la falaise entre Le Havre et Cauville-sur-Mer (10 km au Sud du Cap d'Antifer) (Fig. 1.28). Entre 1985 et 2008 (23 ans), le sommet de la falaise a connu un recul compris entre 0,10 et 0,50 m/an. La moyenne est de 0,18 m/an, vitesse semblable aux vitesses calculées sur les secteurs du Cap d'Antifer à Saint-Valery-en-Caux et de Dieppe au Tréport (Elineau, 2013) (Fig. 1.28).

Des études plus locales et sur des temps très courts ont également été réalisées sur le littoral. Il s'agit de plusieurs relevés TLS (*Terrestrial Laser Scanning*) de la falaise de Mesnil-Val et du Petit Ailly situé à deux kilomètres à l'ouest de Pourville. Dewez et al. (2013) ont ainsi estimé une vitesse de recul de la falaise de Mesnil-Val de 0,18 m/an sur la période de décembre 2005 à avril 2008 soit environ deux ans et demi. Au Petit Ailly, Letortu et al. (2015) ont mesuré un recul du haut de la falaise de 0,25 m/an pour la période d'août 2010 à novembre 2013 soit environ deux ans. Ces valeurs concordent assez bien avec les vitesses de recul calculées pour les périodes pluri-décennales (Fig. 1.28) (Costa, 1997 ; Costa et al., 2004 ; Letortu, 2013).

Une méthode récente a été développée dans le but d'estimer les vitesses de recul de la falaise sur des périodes de temps beaucoup plus longues (plurimillénaires) (Regard et al., 2012). Elle se base sur la datation cosmogénique d'isotopes du ^{10}Be présents dans la silice des silex prélevés sur la plateforme littorale. Regard et al. (2012) ont testé cette méthode sur la plateforme littorale de Mesnil-Val, ils ont pu estimer une vitesse de recul de la falaise de 0,11 à 0,13 m/an pour les trois derniers millénaires, conforme aux études précédentes établies sur la période actuelle.

L'inventaire des différents types d'écroulements affectant les falaises de craie de Normandie ainsi que leurs vitesses de recul permettent de mettre en avant les facteurs externes potentiels à l'origine de l'érosion des falaises tels que les vagues où les précipitations mais également l'importance d'un facteur

interne primordial qui est la résistance du massif rocheux qui dans notre cas s'illustre par de nombreuses variations lithologiques (Costa, 1997 ; Costa et al., 2004, , Duperret et al., 2004, 2005 ; Letortu, 2013 ; Letortu et al., 2014).

5. Contexte morphostructural du littoral à falaises de craie de Normandie

5.1. Le bassin de Paris

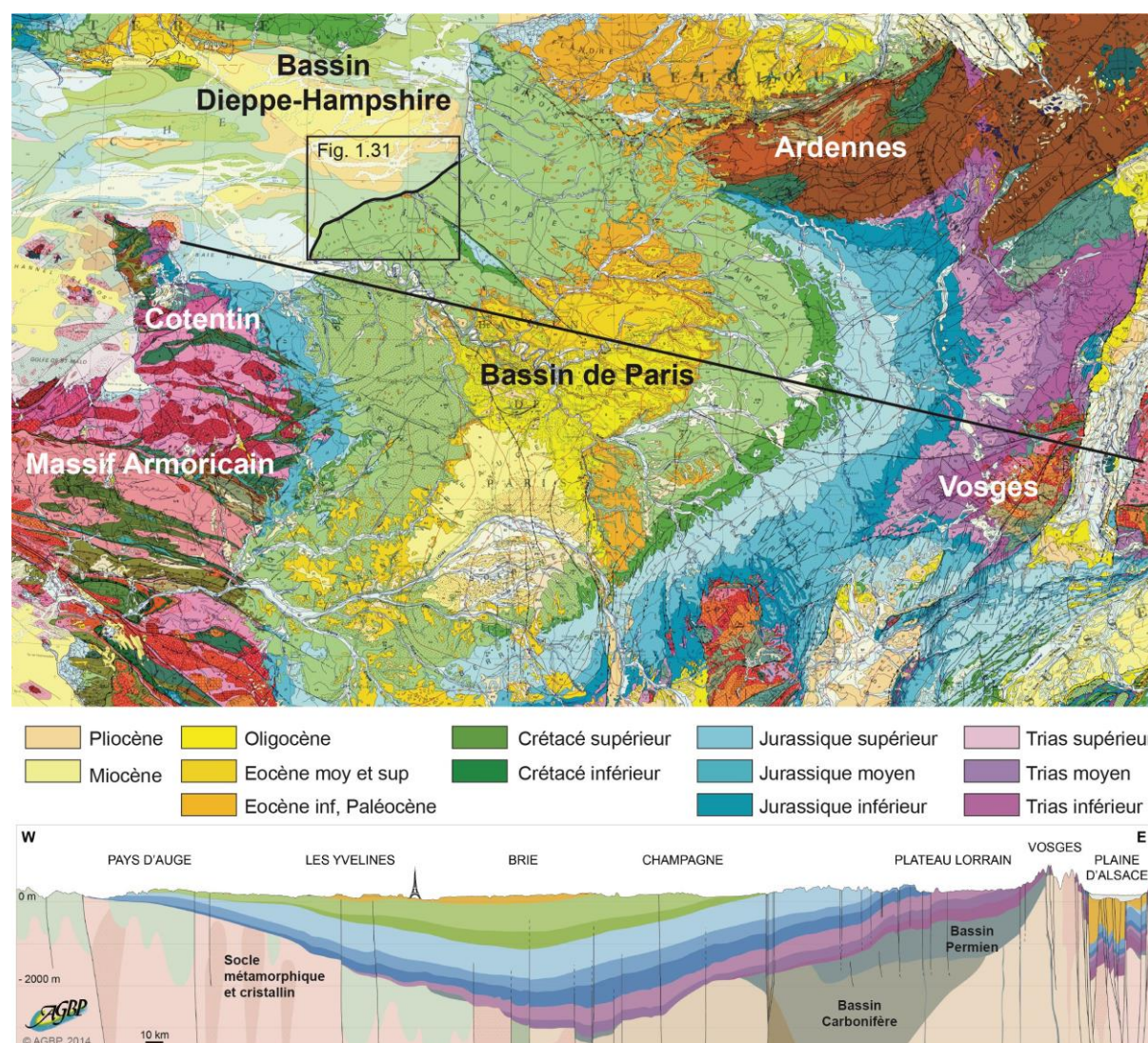


Figure 1.30 – Géologie du bassin de Paris. Carte géologique au 1/1 000 000ème (Chantraine et al., 2003) et coupe géologique simplifiée d'après J.P. Gély et F. Hanot.

Le littoral étudié appartient à la terminaison nord-occidentale du bassin de Paris (Fig. 1.30). Le bassin de Paris est un bassin sédimentaire intracratonique (Pomerol, 1978 ; Mégnien & Mégnien, 1980) situé en position intra-continentale, loin des frontières de plaques. Dans sa structure actuelle, le bassin de Paris est considéré comme une grande flexure lithosphérique de 600 km de long reposant sur un socle cadomien et varisque (Autran et al., 1994), ayant accumulé jusqu'à 3000 m de sédiments depuis 250 Ma

(Pomerol, 1980 ; De Wever et al., 2002). Ceci est clairement visible en coupe où sa structuration laisse apparaître un empilement sédimentaire du Carbonifère au Pliocène dont les dépôts les plus récents sont situés au centre du bassin (Fig. 1.30). Toutefois, son remplissage n'est pas homogène, les épaisseurs des formations sédimentaires à l'est du bassin de Paris sont nettement supérieures aux épaisseurs des formations sédimentaires occidentales. Le bassin de Paris est actuellement limité par quatre domaines de socle principaux cadomiens à varisques, le Massif Armoricaïn à l'ouest, le Massif Central au sud, le Massif des Vosges à l'est et le Massif des Ardennes au nord (Pomerol, 1980).

L'histoire du bassin de Paris commence au Permien avec une première phase de distension permettant l'ouverture de fractures et l'accumulation de sédiments de 200 à 400 m d'épaisseur dans des fosses subsidentes. Un certain nombre de grands traits structuraux sont déjà en place lors de la distension permienne et ils auront un rôle déterminant dans l'évolution du bassin de Paris (Mégnyen et Mégnyen, 1980).

Les grandes phases du remplissage sédimentaire du bassin de Paris débutent au Mésozoïque et se poursuivront pendant le Cénozoïque. Lors de ces périodes, le bassin de Paris a subi de nombreuses phases de distensions et compressions dues à l'ouverture et la fermeture de l'océan Thétys et à l'ouverture de l'océan Atlantique. A ces événements s'ajoute une phase de subsidence majeure au Mésozoïque. Ces événements sédimentaires sont répartis selon neuf cycles stratigraphiques transgressifs-régressifs (Robin et al., 2000).

Les premières transgressions ont lieu au Trias, depuis le Bassin germanique à l'est. Les dépôts progressent par lentes avancées successives sur le socle et sur les premiers dépôts permien (Mégnyen & Mégnyen, 1980). Les premiers dépôts sont essentiellement gréseux, d'origine fluviatile. Au Muschelkalk, une transgression fait communiquer le Bassin germanique à la Thétys associée à une sédimentation carbonatée de faible profondeur. Au Keuper, un régime plus lagunaire sursaturé se met en place, caractérisé par des marnes irisées, des argiles à anhydrite et des dolomies. En Normandie, les dépôts triasiques sont réduits à des altérations détritiques d'origine argileuse et feldspathique déposées dans des dépressions topographiques (Pomerol, 1987).

Au Jurassique inférieur, une première transgression majeure provenant de l'est et du sud-est envahit le bassin de Paris suivie d'une deuxième transgression se faisant à partir de la Manche recouvrant la marge orientale de la plateforme Armoricaïne (Mégnyen & Mégnyen, 1980). Le Jurassique inférieur affleure aujourd'hui essentiellement sur la bordure est et sud-est du bassin de Paris (Fig. 1.30).

Le Jurassique moyen marque le début de la phase de comblement par progradation de sédiments carbonatés d'origine bioclastique sur une plateforme peu profonde. Les faciès de mer ouverte sont réduits, localisés dans des sillons étroits. Le bassin de Paris communique par le seuil du Bray avec le Bassin anglais qui assure le relais avec la mer du Nord (Mégnyen & Mégnyen, 1980).

La configuration du bassin de Paris au Jurassique supérieur est identique à sa configuration lors du Jurassique inférieur. En Normandie, le Kimméridgien correspond à un net changement dans la sédimentation du bassin qui s'ouvre très largement aux influences marines entraînant un épaississement de dépôts marneux. Une régression majeure fini-jurassique entraîne une concentration de la sédimentation au milieu du bassin où elle est illustrée par des formations sableuses et oolithiques évoluant vers des dépôts évaporitiques.

L'émersion qui s'est produite à la limite Jurassique/Crétacé est un événement paléogéographique de première importance. Les terres émergées sont soumises à une altération intense se traduisant par des

karstifications importantes (ex : calcaires jurassiques en Normandie). Les transgressions du Crétacé inférieur alimenteront le bassin en sédiments détritiques et argiles de mer peu profonde (Mégnyen & Mégnyen, 1980). A l'Aptien, la mer gagne le centre subsidant du bassin et fait la jonction avec le bras de mer anglais. Une première phase des dépôts détritiques essentiellement de milieu marin franc a lieu à l'Aptien inférieur suivie d'une deuxième phase détritique de faciès plus littoraux rapportée à l'Aptien supérieur représentée essentiellement dans le Pays de Caux avec les sables ferrugineux du Cap de La Hève (Mégnyen & Mégnyen, 1980 ; Le Cossec, 2010).

Le Crétacé Supérieur est marqué par une transgression eustatique d'ampleur mondiale qui s'étend largement sur le nord-ouest de l'Europe au Cénomaniens et atteint son maximum du Coniacien au Campanien. Le bassin de Paris est alors au carrefour de plusieurs mers. Au Cénomaniens, les premiers faciès crayeux apparaissent en Normandie et le seuil de Bray, jusqu'à présent en subsidence, s'inverse et crée un haut-fond marin où va se déposer la craie plus ou moins glauconieuse (Juignet, 1974). Au Turonien, la sédimentation s'uniformise dans le bassin avec le dépôt d'une craie marneuse. Du Coniacien au Campanien, les faciès pélagiques de craie blanche se développent.

Au Tertiaire, le bassin de Paris est marqué par une diminution brutale des taux de subsidence. Quelques transgressions ont lieu mais aucune d'entre-elles n'arrive à occuper l'ensemble du bassin. Enfin, au tertiaire, le bassin bascule vers le nord-ouest coupant définitivement ses attaches avec le sud-est et l'est d'où sont venues la plupart des transgressions antérieures (Mégnyen & Mégnyen, 1980).

5.2. Géologie de la Seine-Maritime

La terminaison nord-occidentale du bassin de Paris est caractérisée par l'affleurement des dépôts du Crétacé supérieur du Cénomaniens au Campanien, composés essentiellement de craie (Fig. 1.31). Ces dépôts ont été déformés par des mouvements tectoniques de grande échelle, visibles aujourd'hui par les larges ondulations de la craie en falaise donnant une succession d'anticlinaux et de synclinaux (Fig. 1.31) (Duperret et al., 2012). Ils sont également affectés par deux accidents majeurs d'orientation NW-SE, la faille de Fécamp-Lillebonne et la faille du Bray (Fig. 1.31) (Hauchard & Laignel, 2008 ; Duperret et al., 2012). Ces deux failles découpent la Seine-Maritime en trois blocs tectoniques :

- le bloc du Bec de Caux le plus à l'ouest où affleure la craie du Cénomaniens au Coniacien avec un pendage global vers le NNE (Fig. 1.31). Localement des formations argilo-sableuses du Jurassique et du Crétacé inférieur sont visibles en pied de falaise entre le Havre et le Cap d'Antifer.
- le bloc de Caux, au centre, est formé par un large synclinal qui laisse affleurer les formations crayeuses les plus jeunes datées du Turonien au Campanien (Fig. 1.31). Localement, des dépôts du Jurassique composés de calcaires argileux, de marnes et de grès ainsi que des sables argileux de l'Albo-Aptien sont présents dans la prolongation de la faille du Bray au niveau de l'anticlinal du Bray. Des dépôts de l'Eocène recouvrent localement la craie entre Saint-Valery-en-Caux et Dieppe. Il s'agit de sables et d'argiles du Thanétien et de l'Yprésien (Fig. 1.31).
- le bloc de Picardie, le plus à l'est, formé de craie du Cénomaniens au Turonien, est plissé par les anticlinaux de la Londinière et de la Bresle et fracturé par les failles d'Eu et de la vallée de la Bresle (Fig. 1.31). Quelques dépôts du Thanétien et de l'Yprésien sont également visibles au SW de Criel-sur-Mer (Fig. 1.31).

Les formations crayeuses de Seine-Maritime sont recouvertes par des formations résiduelles d'altérites à

silex (argiles à silex) d'environ 10 m d'épaisseur (Quesnel, 1997 ; Laignel, 1997). Ces formations sont le résultat des transgressions et régressions du Plio-Pleistocène et des variations climatiques du Quaternaire (Quesnel et al., 2003). Elles correspondent à une dissolution d'environ 40 m d'épaisseur de craie. Des cônes de dissolution remplis d'altérites à silex sont localement présents en front de falaise et peuvent atteindre 58 m de profondeur (Costa et al., 2006).

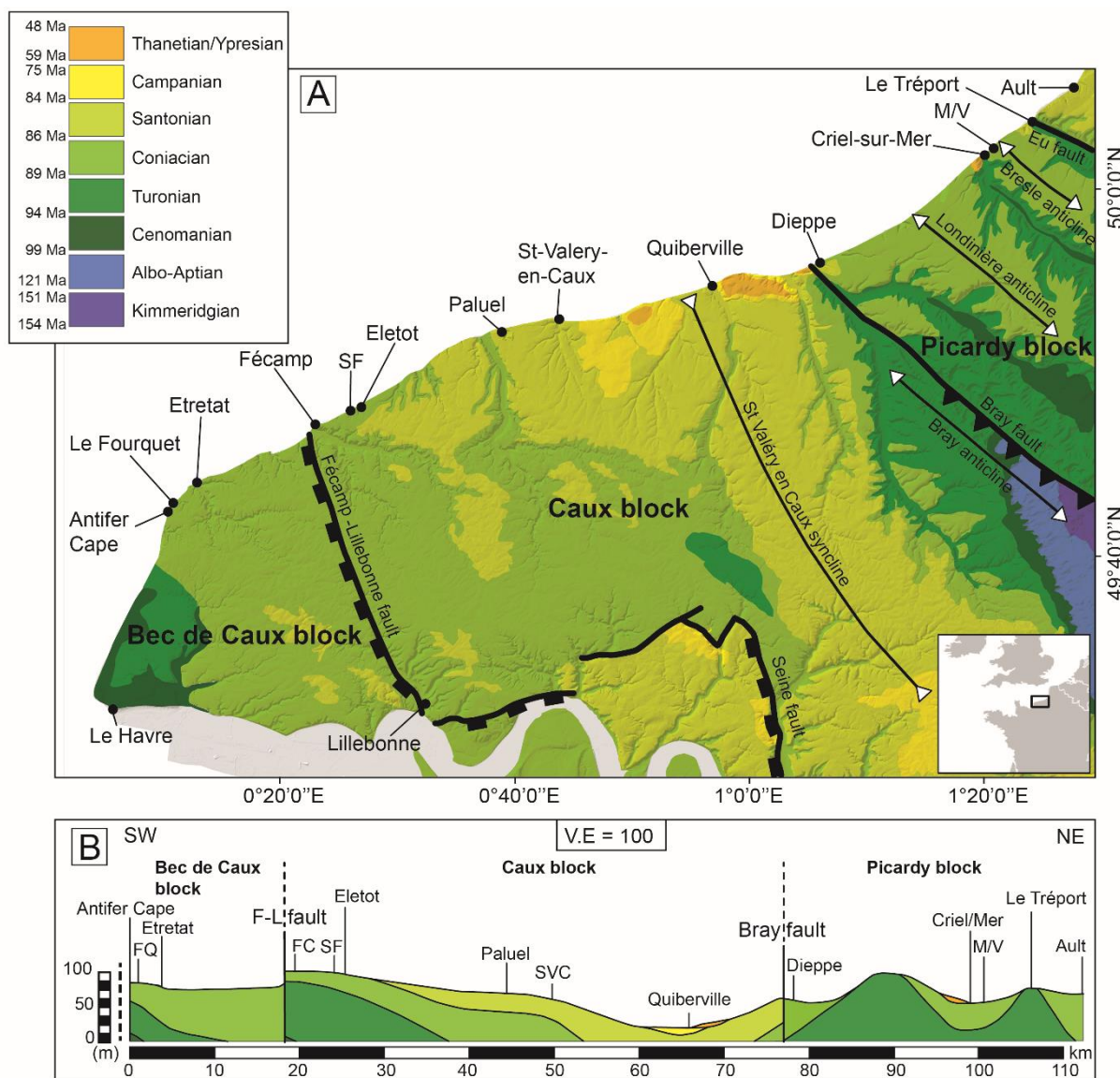


Figure 1.31 – Carte géologique de la Seine-Maritime (d'après Duperret et al., 2012). (a) Modèle Numérique de Terrain drapé de la géologie de la Seine-Maritime (Neau, 1979). (b) Coupe géologique littorale du Cap d'Antifer à Ault (Picardie) couvrant une distance de 110 km. Abréviations : FQ : Le Fourquet, FC: Fécamp, SF: Senneville-sur-Fécamp, SVC: Saint Valéry en Caux, F-L fault: Fécamp-Lillebonne fault ; M/V : Mesnil-Val.

5.3. Lithostratigraphie de la craie du bassin de Paris

L'étude lithostratigraphique de la craie du bassin de Paris repose sur la reconnaissance d'unités de craie définies initialement au Sud de l'Angleterre (Mortimore, 1986 ; Bristow et al., 1997). Des marqueurs lithostratigraphiques tels que des hardgrounds, des niveaux de marnes et de silex ont été identifiés entre les provinces du sud de l'Angleterre et les parties ouest (Normandie) et est (Champagne) du bassin de Paris (Mortimore & Pomerol, 1997 ; Mortimore et al., 2001). Pour obtenir une meilleure corrélation

entre les unités de craie du Cénomaniens au Campanien, des marqueurs biostratigraphiques ont été utilisés dans l'est du Sussex (Mortimore et al., 2004) et en Normandie (Duperret et al., 2002, 2004). Les formations de craie définies en Angleterre et en Normandie ont également des noms de formations de craie équivalentes définies localement en Normandie par Lasseur (2007) et dans le Pas-de-Calais par Amedro & Robaszynski (2000) (Fig. 1.32).

System	Stage	Formations in Sussex	Key markers	Additional features in Normandy	Formations in Normandy	Local Formations used in Normandy (Lasseur, 2007)		Local Formations used in Hauts de France (Amedro and Robaszynski, 2000)				
Upper Cretaceous	Campanian	Culver Chalk	Castle Hill marl	no outcrops								
		Newhaven Chalk	Telscombe marls									
	Meeching marls											
	Peacehaven marl											
	Old Nore marl											
	Friar's bay marl											
	Santonian	Brighton marl	Quiberville HG	Newhaven Chalk	craie de Vasterival							
		Buckle marl			craie de Sotteville							
		Exceat flint		Seaford Chalk	craie de Veulettes		Caffiers					
		Whitaker's three inch flint										
		Bedwell's columnar flint										
	Seven Sisters flint band	St valery HGs										
	Coniacian	Seaford Chalk	Belle Tout marls	Etretat Complex	Lewes Nodular Chalk	craie de Saint Pierre en Port	craie de Petites Dalles	Guet				
			Shoreham marls									
			Light Point HGs									
			Beeding HGs			craie d' Eletot						
			Hope Gap HGs									
	Turonian	Lewes Nodular Chalk	Cliffe HG	Mers HGs	New Pit Chalk	craie de Senneville						
			Navigation marl									
			Lewes marl									
Bridgewick marl												
Cabum marl												
	New Pit Chalk	Southerham marl		3 Tilleul HGs	Holywell Nodular Chalk	craie du Val st Nicolas	Mottelettes					
		Glynde marl										
		New Pit marls										
		Malling street marl										
		Glyndebourne flints										
Cenomanian	Holywell Nodular Chalk	Gun Gardens main marl	Antifer HGs	Holywell Nodular Chalk	craie du Cap Fagnet	Grand Blanc-Nez						
		Meads marls					craie d'Antifer	Crupes				
		Plenus marl										
		Zig Zag Chalk								Craie de Rouen	craie de Rouen	Escalles
	West Melbury Marly Chalk			Glaucconitic marl	Glaucconitic Chalk	craie glauconieuse			Petit Blanc-Nez			
							Strouanne					

Figure 1.32 – Stratigraphie et unités lithostratigraphiques de la craie du Sussex (UK), de Normandie et Hauts-de-France (d'après Mortimore, 2001 ; Duperret et al., 2012). Formations locales en Normandie et Hauts-de-France (Lasseur, 2007 ; Amedro & Robaszynski, 2000).

En Normandie, la craie du Crétacé supérieur est divisée en sept formations lithologiques différentes. Les plus anciennes sont les formations du Cénomaniens de Craie Glauconieuse recouverte par la Craie de Rouen, nommées respectivement dans le Sussex formation de *West Melbury Chalk* et formation de *Zigzag Chalk* (Fig. 1.32). Ce sont des craies d'aspect rugueux et noduleux intercalées de bancs plus indurés (Duperret et al., 2012). La formation de Craie Glauconieuse est une craie marneuse bioturbée et indurée comprenant des niveaux de glauconie et de silex (Juignet, 1974 ; Juignet & Breton, 1992). La formation de Craie de Rouen est une craie blanche composée de nombreux niveaux de silex et par deux niveaux indurés nommés *Hardgrounds* Rouen 1 et 2 (Juignet, 1974 ; Lasseur, 2007). Ces deux formations du Cénomaniens sont visibles du Cap de la Hève où elles constituent la partie supérieure de la falaise et au Cap d'Antifer où elles forment le pied de falaise dû au pendage général des strates vers le NNE (Fig. 1.33 & 1.35). La craie de Rouen forme également les premiers mètres du pied de la falaise au Cap Fagnet (Fig. 1.34).

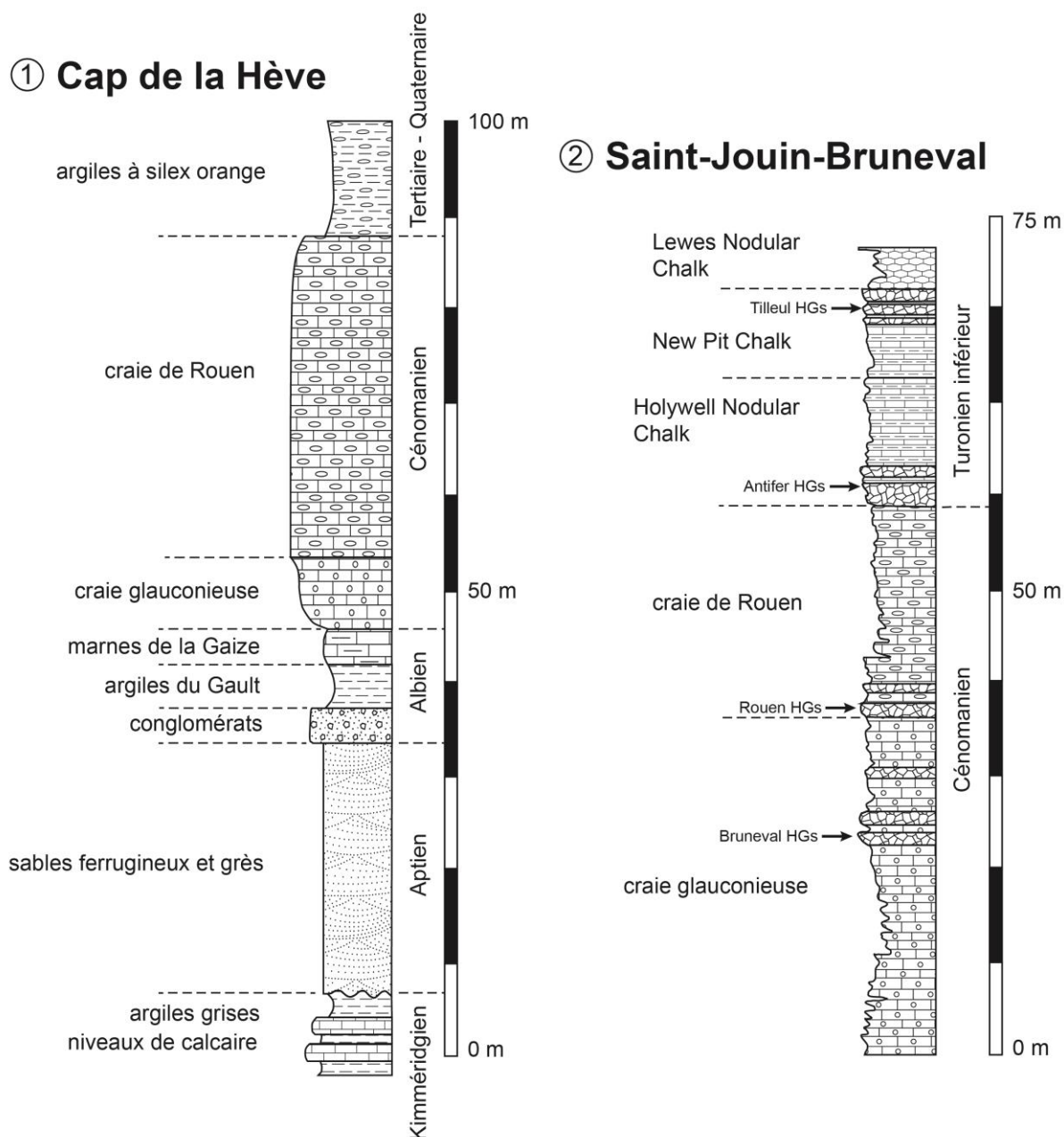
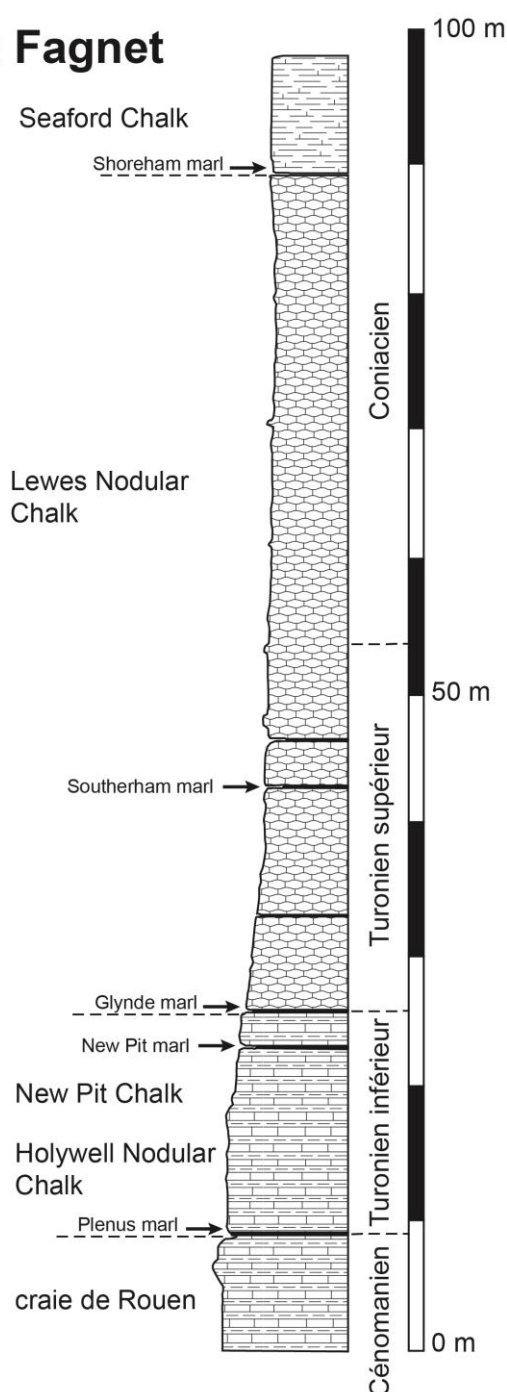


Figure 1.33 – Logs lithostratigraphiques simplifiés du Cap de la Hève (d'après Le Cossec, 2010) et de Saint-Jouin-Bruneval (d'après Lasseur, 2007).

La craie du Turonien est composée de la formation de *Holywell Nodular Chalk* qui contient un niveau repère de marne à sa base (*Plenus marl*) et les niveaux indurés des *Antifer Hardgrounds*, et par la formation de *New Pit Chalk* formée de trois niveaux indurés nommés *three Tilleul Hardgrounds* (Fig. 1.33 & 1.34) (Mortimore & Pomerol, 1991). Ces formations du Turonien sont visibles au niveau des Cap d'Antifer et Cap Fagnet et localement entre Dieppe et Criel-sur-Mer (Fig. 1.35).

③ Cap Fagnet



④ Puys à Penly

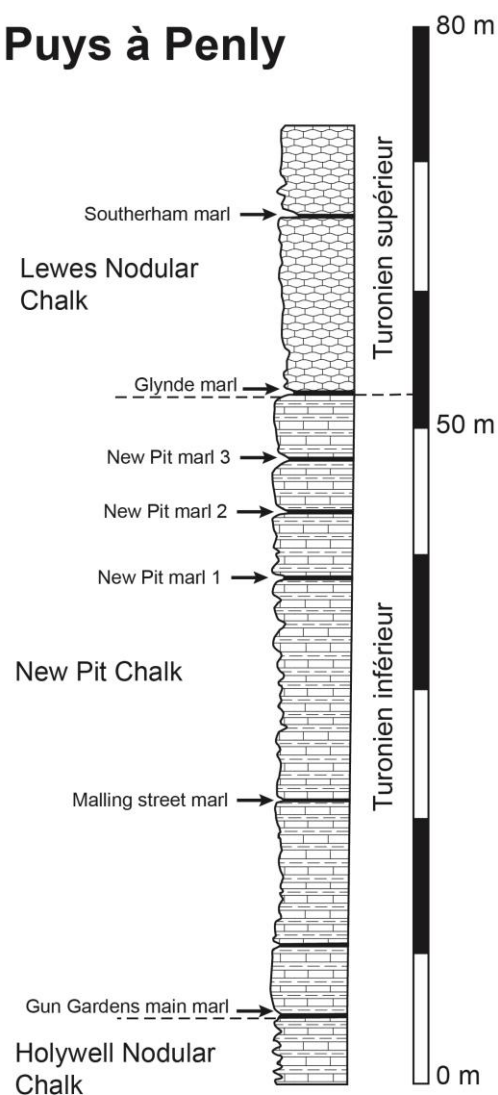


Figure 1.34 – Logs lithostratigraphiques simplifiés du Cap Fagnet (Fécamp) et de la section littorale entre Puys et Penly (d'après Mortimore & Pomerol, 1987).

La formation sus-jacente est la formation de *Lewes Nodular Chalk* qui est une craie du Turonien supérieur au Coniacien inférieur avec de nombreux bancs noduleux (Fig. 1.32) (Mortimore et al., 2001). Localement, la formation de *Lewes Nodular Chalk* peut être divisée en deux marqueurs, les *Mers Hardgrounds* et les *Etretat Hardgrounds* datés de Turonien supérieur au Coniacien qui sont le résultat d'une phase tectonique majeure du Crétacé (Mortimore & Pomerol, 1997). Cette formation est la formation de craie la plus présente sur le littoral à falaise de Normandie. Elle est visible de Cauville-sur-Mer à Saint-Valéry-en-Caux et de Dieppe à Ault (Fig. 1.35). La formation de *Seaford Chalk* datée du Coniacien moyen au Santonien moyen est une craie blanche, tendre et homogène, composée de niveaux

de silex réguliers. La formation de *Newhaven Chalk* est la formation crayeuse la plus récente en Normandie, elle est datée du Santonien supérieur au Campanien inférieur alors que la formation anglaise de *Culver Chalk* (Campanien supérieur) n'affleure pas en Normandie (Fig. 1.32). Etant la formation de craie la plus récente, elle forme constamment la partie supérieure de la falaise comme au Cap Fagnet par exemple (Fig. 1.34).

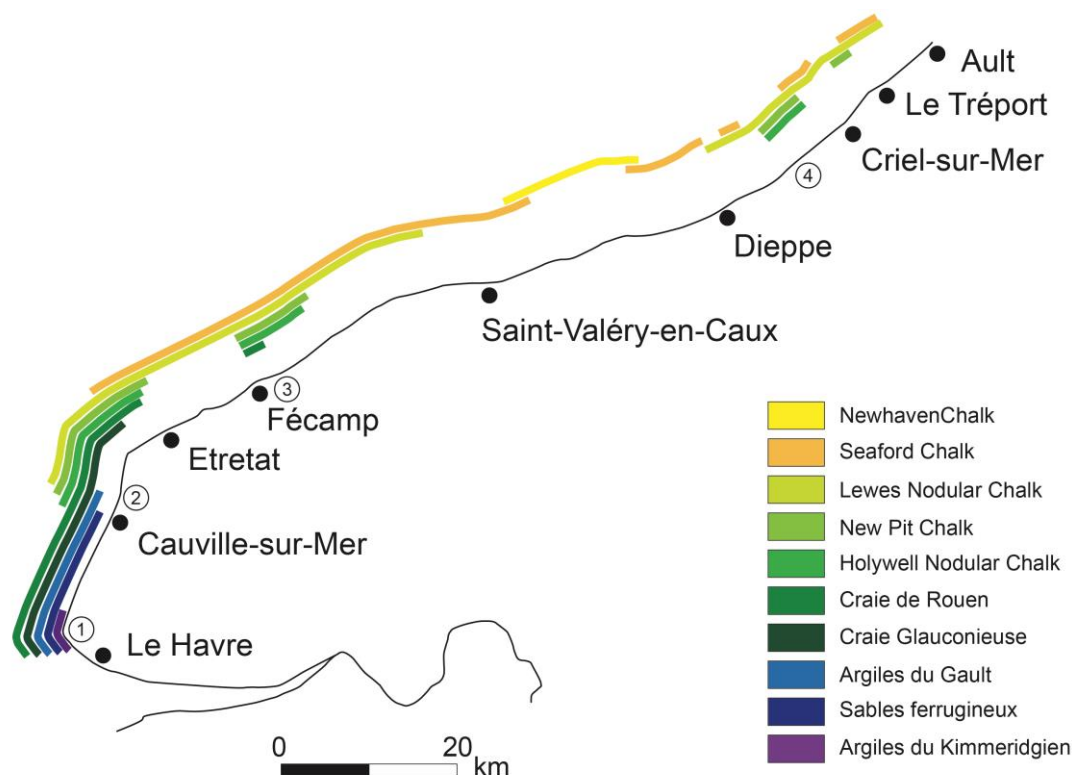


Figure 1.35 – Ecorché de la succession stratigraphique observée sur le plan vertical de la falaise entre le Havre et Ault (d'après Mortimore, 2001 ; Duperret et al., 2004 ; Elineau, 2013).

6. Caractéristiques hydrodynamiques et climatiques du littoral de Seine-Maritime

6.1. Des falaises crayeuses dans un environnement tempéré à flux d'ouest perturbé

6.1.1. Les conditions climatiques

Le climat de Seine-Maritime est un climat de type « tempéré océanique » marqué par la douceur des températures et par son humidité. Des disparités fortes existent entre les régions littorales et l'intérieur des terres. Les températures moyennes sont comprises entre 13 et 21°C l'été et descendent jusqu'à 3°C en hiver avec quelques journées de gel chaque année (Fig. 1.36) (www.meteofrance.com). L'inertie thermique de la mer atténue fortement la rigueur sur les côtes où la température moyenne évolue entre 6 et 7°C l'hiver (ROLNP). Cet effet s'estompe à mesure que l'on s'éloigne dans les terres. Pour les mêmes raisons, en été les températures plafonnent au contraire sur le littoral à des valeurs

relativement modestes (16°C). Les pluies sont fines, assez abondantes et régulièrement réparties en toutes saisons avec une légère dominance pour l'automne (Fig. 1.36).

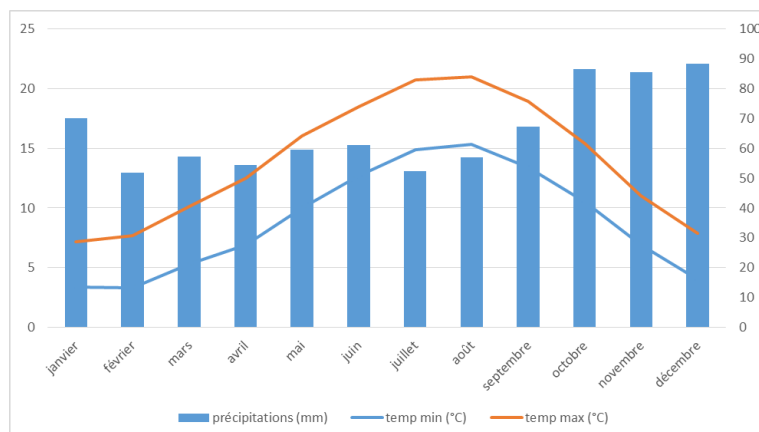


Figure 1.36 – Précipitations et températures moyennes enregistrées à la station météorologique du Cap de la Hève sur la période de 1981 à 2010 (www.meteofrance.com).

Plus globalement, le climat de la Seine-Maritime comme le climat de la France est contrôlé par les positions de l'anticyclone des Açores au sud et par la dépression d'Islande au nord. La différence de pression entre ces deux zones va rythmer l'intensité et la fréquence d'événements majeurs telles que les tempêtes pouvant affecter majoritairement les façades littorales. Quatre configurations de flux ont été définies par Météo-France :

- Les conditions anticycloniques s'observent lorsque la France se trouve protégée d'un flux perturbé par un anticyclone tel que l'anticyclone des Açores (Fig. 1.37). Les conditions anticycloniques sont synonymes d'un temps calme et généralement sec. Cependant en hiver, l'anticyclone peut agir comme un couvercle et piéger l'humidité du sol entraînant des brouillards, bruine ou neige. Il est à noter que ces conditions peuvent arriver localement à toutes saisons comme au Havre du fait d'un contraste thermique en raison du plan d'eau marin de la baie du Havre et de l'estuaire de Seine.
- Le flux d'ouest perturbé se produit toute l'année mais plus rarement en saison estivale. Il entraîne un défilé rapide de perturbations sur la France. Le flux d'ouest perturbé est généré par une zone de basse pression associée à de l'air froid en altitude sur l'Atlantique nord et par l'anticyclone des Açores associé d'air chaud en altitude (Fig. 1.37). Le flux circule plus ou moins rapidement d'ouest en est au-dessus de l'Atlantique. L'humidité apportée par l'océan ainsi que le fort écart de température sont propices à la formation de perturbations et si une dépression se creuse, une tempête hivernale peut se créer.
- Le flux de sud à sud-ouest se met en place lorsqu'une dépression est placée sur la bordure Atlantique et qu'un anticyclone est positionné au niveau de l'Europe Centrale (Fig. 1.37). Il apporte un air d'origine subtropicale chargée d'humidité et de chaleur. En hiver ce flux apporte douceur et pluie alors qu'en été il génère des épisodes orageux, parfois violents.
- Le flux de nord à nord-ouest se met en place en France lorsqu'une dépression est positionnée en Mer du Nord (Fig. 1.37). Cette situation est visible assez fréquemment au printemps, à l'automne et pendant l'hiver. L'anticyclone des Açores est lui positionné vers le nord. Ce flux se traduit par un temps maussade et froid, neige en hiver, averses l'été et giboulées au printemps.

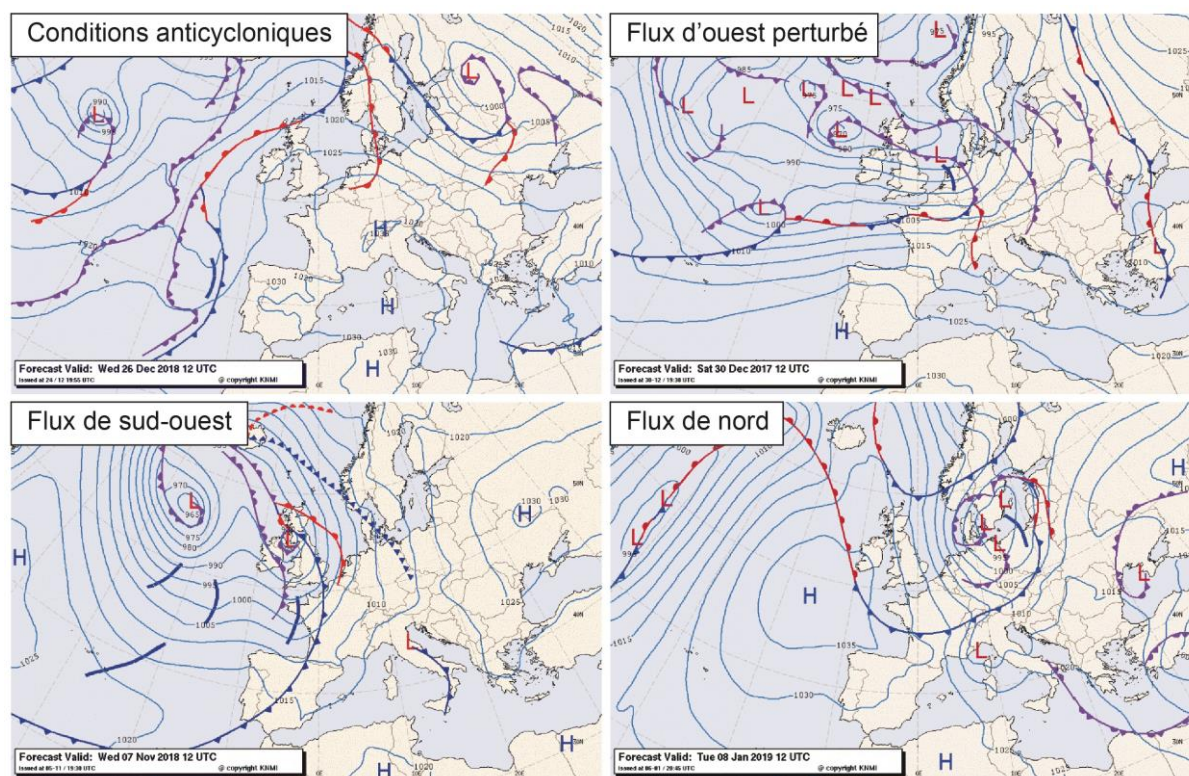


Figure 1.37 – Configurations météorologiques type en France (www.meteofrance.com).

6.1.2. Les vents

Les vents dominants en Manche orientale et sur la Seine-Maritime sont de secteurs ouest à sud-ouest. Des vents de secteur nord-est en provenance de la Mer du Nord sont aussi présents, amplifiés par un effet de canalisation le long des côtes de la Manche (Fig. 1.38) (Costa, 1997).

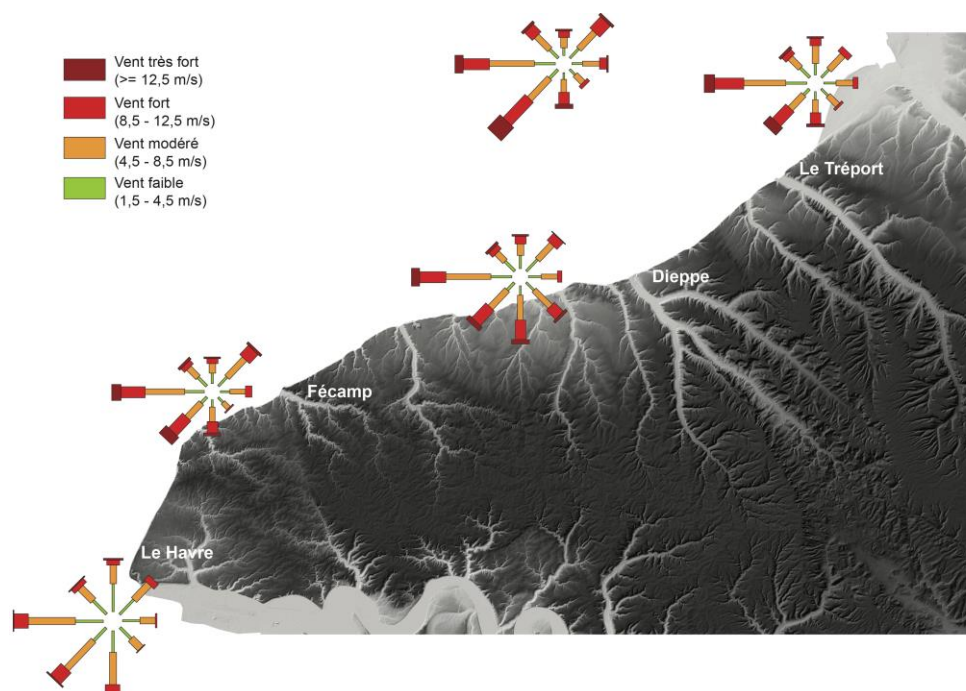


Figure 1.38 – Directions et vitesses des vents en Manche orientale sur la période de 1999 à 2009 (Météo-France, modèle Aladin) (d'après ROLNP).

Il existe une certaine saisonnalité dans la direction et la vitesse des vents. En automne et en hiver, la fréquence des vents supérieurs à 5 degrés beaufort (>29 km/h) est bien plus importante qu'en été (47 % contre 19 %) (Fig. 1.39). Ces vents dominants sont majoritairement de secteur W à SW (Costa, 1997 ; DREAL, 2015). En été et au printemps la majorité des vents sont de secteur ouest et leur vitesse est inférieure à 5 degrés beaufort (80 %) (Fig. 1.39).

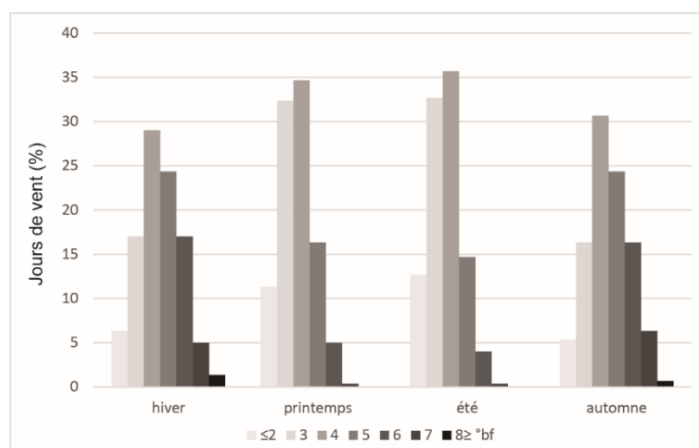


Figure 1.39 – Pourcentages de jour de vents enregistrés à Dieppe selon les saisons sur la période de 2006 à 2019 (www.windguru.cz).

6.2. Des falaises crayeuses dans un environnement macrotidal et de mer du vent

Les conditions hydrodynamiques (houle, marée et courant de marée) sont étroitement liées aux conditions météorologiques, notamment aux conditions de vent définies précédemment. Cependant, le littoral de Seine-Maritime par ses caractéristiques morphologiques à grande et à petite échelle va également fortement influencer les conditions hydrodynamiques.

6.2.1. La marée

La forme allongée de la Manche, sa morphologie de type baie et sa faible profondeur d'eau, favorisent une mise en résonance de l'onde de marée provenant de l'Atlantique (Augris et al., 2004). Ce phénomène se traduit par une forte augmentation du marnage atteignant un maximum de 14,5 m dans la baie du Mont-Saint-Michel (Fig. 1.40). L'onde de marée se propage avec un délai d'environ six heures entre son passage au niveau de la pointe des côtes bretonnes et son passage dans la baie de Seine au niveau du Havre.

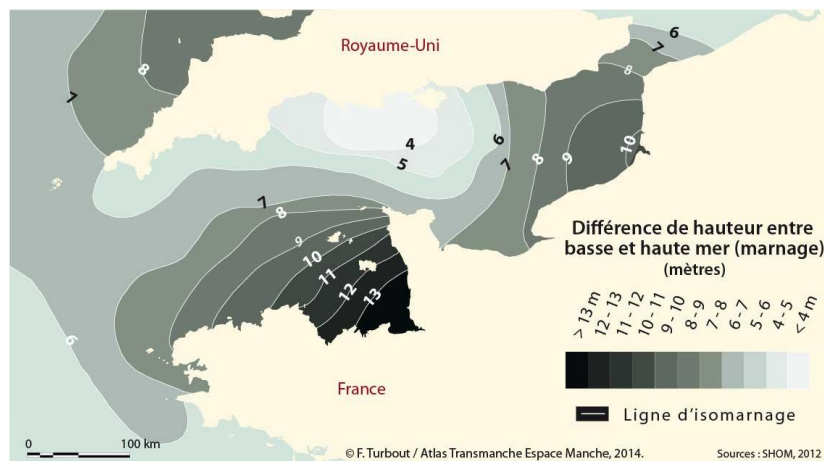


Figure 1.40 – Marnage lors d'une marée de vive-eau moyenne dans la Manche (Shom, 2012).

La marée observée en Manche est de type semi-diurne dont l'harmonique M2 de la composante lunaire (12h42) est l'onde dont l'amplitude contribue le plus au marnage observé. Son cycle entre les périodes de vives-eaux et les périodes de morts-eaux est de 14 jours.

La variation du volume oscillant liée au marnage ainsi que la bathymétrie locale influencent les vitesses de courants de marée. Dans la Manche, les courants de marée maximaux sont majoritairement dirigés vers le nord-est en direction de la Mer du Nord (Salomon & Breton, 1993) (Fig. 1.41).

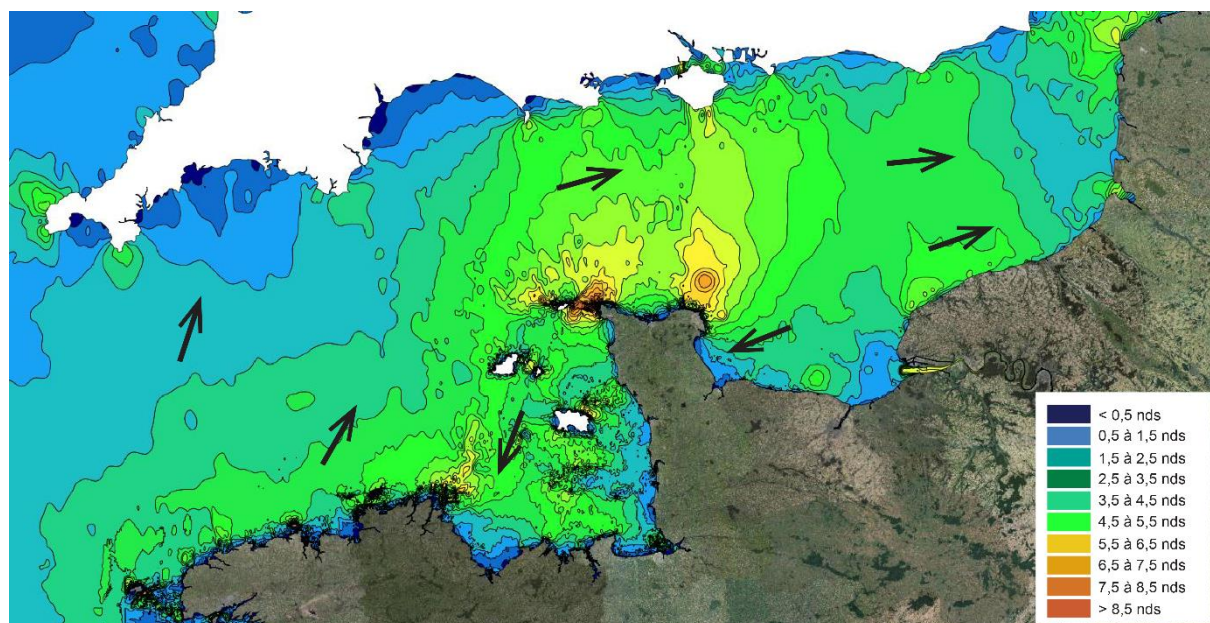


Figure 1.41 – Vitesses maximales du courant lors d'une marée de vive-eau moyenne (data.shom.fr) et directions du courant de marée de flot associé (Salomon & Breton, 1993).

Les courants de marée proviennent des côtes bretonnes avec des vitesses faibles (entre 1 et 3 nœuds) et se propagent vers les côtes anglaises du sud des Cornouailles et dans le golfe normand breton via des gyres autour des îles anglo-normandes (Fig. 1.40). Passée la pointe du Cotentin, les courants de marée s'intensifient jusqu'à environ 6 nœuds puis diminuent dans la Manche orientale (Fig. 1.41).

Au large de la Seine-Maritime, les courants de marée sont plus faibles qu'au nord du Cotentin, avec des vitesses fréquentes de 0,5 à 4 nœuds (Costa, 1997 ; Cosa & Delahaye, 2002). Leur direction est généralement parallèle au trait de côte et les isobathes en direction du nord-est pendant le flot et vers le sud-ouest lors du jusant. Les vitesses sont plus importantes lors du flot. Elles augmentent entre le Cap d'Antifer (1,2 nœuds) et le nord-est du littoral (4 nœuds au niveau d'Etretat) (Costa & Delahaye, 2002).

6.2.2. La houle

La géométrie de la Manche contraint fortement les houles longues provenant de l'Océan Atlantique et les houles provenant de la Mer du Nord. La présence du Cotentin crée une zone d'étranglement et réduit les directions des houles capables d'atteindre les côtes de Seine-Maritime. La bathymétrie peu importante accentue les contraintes de cisaillement de la houle sur le fond. Ces contraintes associées à la diffraction de la houle favorisent sa dissipation. Par conséquent la houle majoritairement présente est de type « mer du vent » dont les directions sont analogues à celles des vents (Costa, 1997 ; Augris et al., 2004).

Au large des côtes de Seine-Maritime, le Centre d'Archivage National de Données de Houle in Situ (CANDHIS) a enregistré les données de houle au niveau de bouées directionnelles et de bouées simples. Nous avons choisi de regarder en détail la bouée Metzinger au large du Havre (enregistrement d'un an et demi) et la bouée de Paluel (enregistrement d'un an) qui sont des bouées directionnelles dont le positionnement permet d'avoir des données représentatives de l'ensemble du littoral de Seine-Maritime (Fig. 1.42).

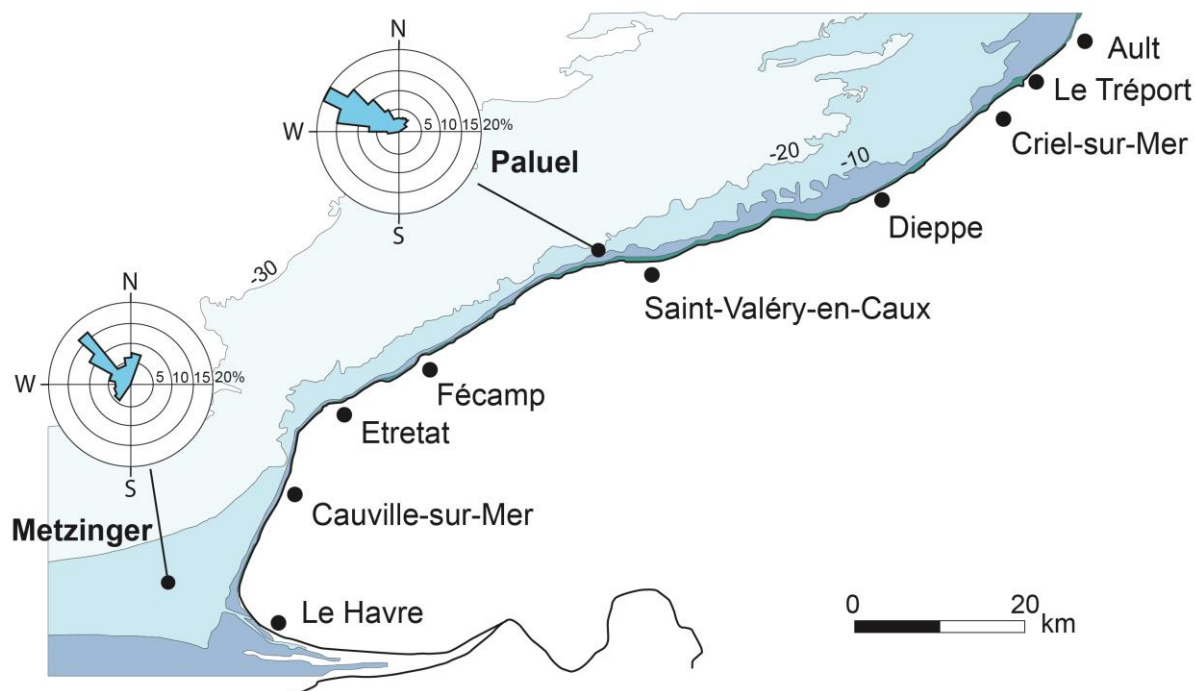


Figure 1.42 – Directions et fréquences des houles enregistrées aux bouées du Havre-Metzingier (2011-2013) et Paluel (2016-2018) (base de données CANDHIS, CEREMA).

La bouée de Metzinger indique une provenance des houles majeures du NW dont la hauteur moyenne est de 0,6 m. Une houle secondaire en provenance du nord est également enregistrée dont la hauteur moyenne est de 0,3 m (Fig. 1.42). Dans 80% des cas, la houle enregistrée est inférieure à 1 m de haut (Fig. 1.43). Cependant elle peut atteindre dans 1% des cas des hauteurs de 2,3 à 3,7 m ($H_{1/3}$). Ces houles sont courtes, leur période est inférieure à 6 secondes dans 80% des cas (Fig. 1.43).

La bouée de Paluel enregistre majoritairement des houles en provenance du WNW dont la hauteur moyenne est comprise entre 0,6 et 0,9 m (Fig. 1.42). Une seconde direction de houle bien plus petite ($<0,3$ m) d'orientation nord est également enregistrée. Les statistiques de taille et de périodes des houles sont relativement semblables à celles enregistrées par la bouée Metzinger. Seules les houles dont la hauteur est supérieure à 3 m sont plus fréquentes avec un maximum de 4 m de haut (1% des cas) (Fig. 1.43). Des houles plus longues sont également enregistrées avec des périodes supérieures à 9 secondes atteignant un maximum de 16 secondes dans 1% des cas (Fig. 1.43).

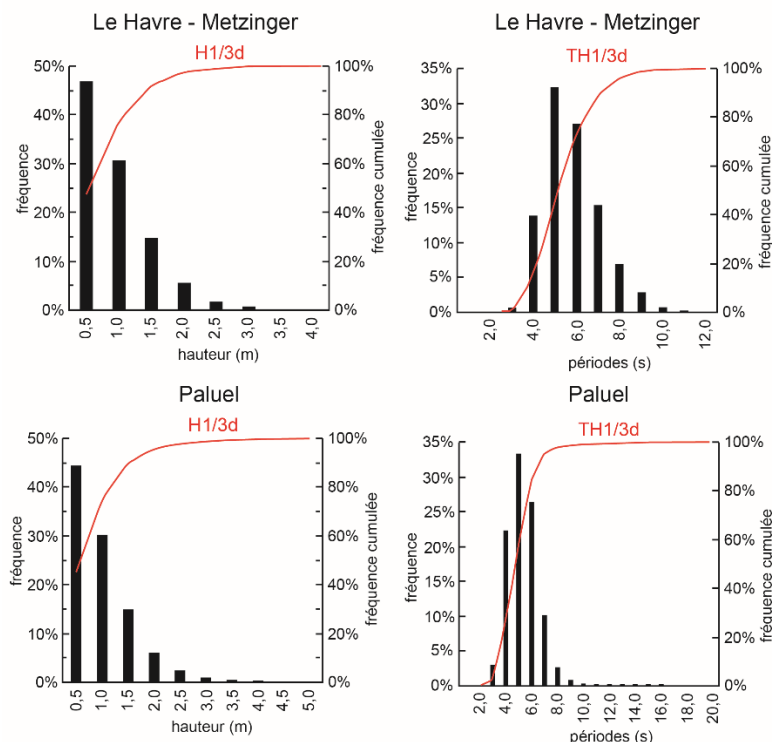


Figure 1.43 – Caractéristiques (période et hauteur) des houles enregistrées (H1/3) aux bouées du Havre-Metzinger et Paluel (base de données CANDHIS, CEREMA).

6.3. La dynamique sédimentaire

Au large des côtes de Seine-Maritime, les fonds marins sont recouverts d'une fine couche de sédiments meubles allant des sables aux cailloutis (Larsonneur et al., 1978 ; Reynaud et al., 2003 ; Augris et al., 2004). Dans la baie de Seine et au large du Pas de Calais des accumulations plus importantes de sables fins sont présentes de 10 à 40 m d'épaisseur. Localement des « ridins » (dunes sous-marines) sont visibles au niveau du Cap d'Antifer et dans une zone comprise entre Dieppe et la Baie de Somme (Auffret et al., 1980 ; Augris et al., 1993) (Fig. 1.44). La présence de ces grands bancs sableux ainsi que les dunes sous-marines témoignent d'une influence tidale prépondérante. Leur formation montre un transfert vers le NE et la Mer du Nord lié d'une part à la résiduelle des courants de marée et d'autre part, mais sous une influence moindre, aux courants de houle majeure générés lors des événements de tempête (Grochowski et al., 1993 ; Bastos et al., 2003 ; Augris et al., 2004). Les actions conjuguées des courants résiduels en direction du NE entraînent les sédiments vers une zone de convergence au large de la baie de Somme.

Ces formations superficielles se décomposent en une unité inférieure constituée de sédiments grossiers (cailloutis, graviers, sables graveleux) et en une unité supérieure caractérisée par des sables moyens à fins (Costa et al., 2005). Ces sédiments sont essentiellement lithoclastiques et portent les marques d'actions marines et continentales (influence fluviale) issues de leur histoire anté-holocène (Costa et al., 2005). Leur répartition est contrôlée par les houles et les gradients de vitesse des courants de marée (Larsonneur, 1971 ; Auffret et al., 1980, Anthony, 2002). Par conséquent, la présence d'éléments de taille supérieure comme les cailloutis témoigne de courants forts (entre le Cap d'Antifer et Saint-Valery-en-Caux) (Fig. 1.44). De part et d'autre de ce secteur, la diminution des vitesses des courants de marée induit un gradient d'affinement des sédiments vers les baies de Seine et de Somme. Du large vers les

fonds de 6 à 10 m, les matériaux s'affinent également, allant des cailloutis aux sables fins parfois envasés (Costa, 1997 ; Augris et al., 2004 ; Costa & Delahaye, 2005) (Fig. 1.44).

Le Cap d'Antifer correspond à un point de divergence du transport littoral. Le transport de galets est en direction du NE du Cap d'Antifer à la baie de Somme et en direction du SW du Cap d'Antifer au Havre (Fig. 1.44). Cette différence de direction s'explique en grande partie par les orientations de la houle par rapport à l'orientation de la côte (Fig. 1.41). Au sud du Cap d'Antifer, la houle génère une composante du nord vers le sud alors qu'au nord de celui-ci, la composante ouest-est est dominante.

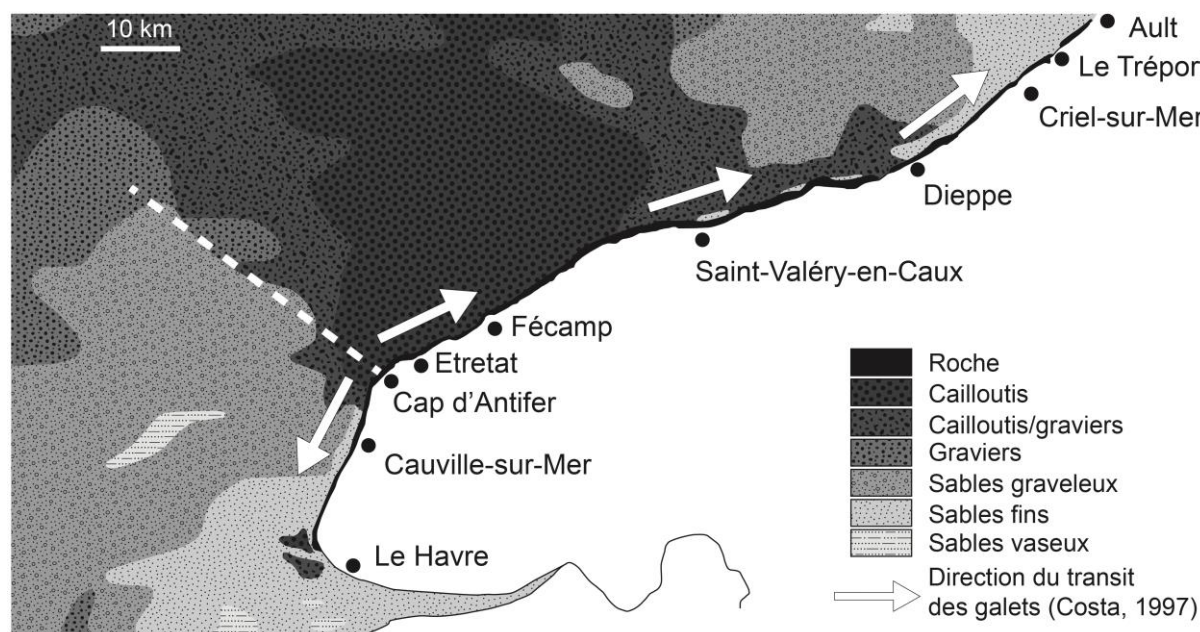


Figure 1.44 – Répartition de la couverture sédimentaire superficielle (data.shom.fr) et direction dominante de la dérive littorale.

Les falaises de craie de Normandie sont bordées à leur pied par un cordon de plage essentiellement constitué de galets. Ces galets sont des silex érodés provenant des falaises et issus des instabilités gravitaires de celles-ci. La partie crayeuse étant dissoute dans l'eau, les silex s'accumulent dans la partie haute de l'estran et forment des plages de galets. Ces galets sont transportés essentiellement dans la zone de déferlement par charriage et saltation sous l'effet de la houle. Leur transport est également influencé par la dérive littorale en suivant les deux principales directions du transit littoral. Les directions du transit sédimentaire le long de la côte est facilement visible notamment au niveau des ouvrages artificiels de défense. Entre le Cap d'Antifer et Le Tréport, les galets s'accumuleront majoritairement sur la face SW de ces ouvrages (Fig. 1.45) alors que du Cap d'Antifer au Havre ils s'accumuleront sur leur face nord.

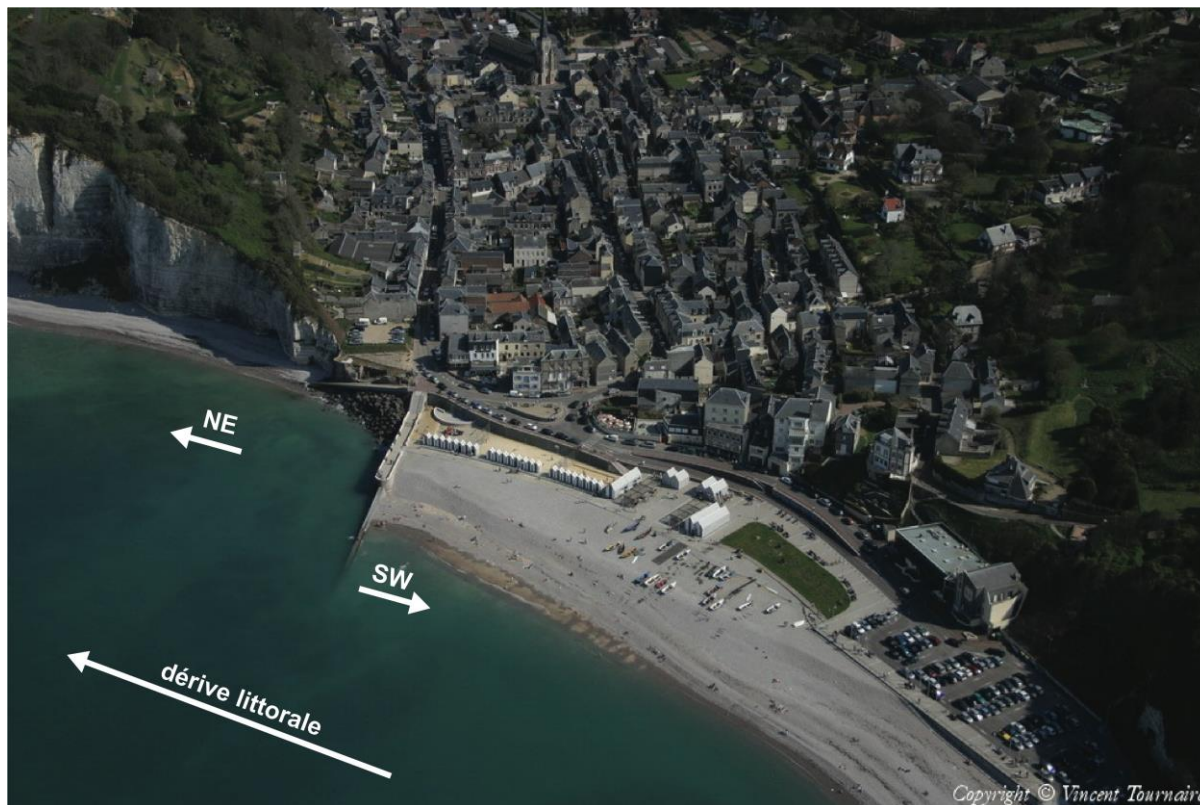


Figure 1.45 – Photo aérienne de la plage d'Yport illustrant l'influence d'un épi sur le transit des galets © V.Tournaire.

Les ouvrages transversaux tels que l'épi illustré sur la figure 1.45, stoppent le transit sédimentaire et induisent une perturbation hydrodynamique avec une accentuation des courants de retour au niveau de l'ouvrage, une accentuation des vitesses au large et des impacts en aval en diminuant la protection de la falaise face à la houle (Short, 1991 ; Suanez, 1997).

7. Bilan

Au cours de cet état de l'art, nous avons constaté que les littoraux à falaises sont des environnements largement étudiés dans le monde. Ils sont constitués dans la majorité des cas par un complexe falaise-plateforme littorale soumis aussi bien à des facteurs érosifs marins que continentaux. Nous avons vu que la morphologie des falaises était directement liée à leur lithologie et aux mouvements gravitaires qui témoignent de leur érosion.

Le littoral à falaises de craie de Normandie est caractérisé par quatre types de morphologies de falaises au pied desquelles, une plateforme littorale rocheuse émerge à marée basse. Ces plateformes littorales rocheuses sont des objets géomorphologiques situées à l'interface terre-mer, non uniformes et incisées par des successions de marches et des fractures. Elles s'étendent vers le large jusqu'à la limite de plus basse mer astronomique qui correspond à la limite basse de l'estran. Leur étendue ainsi que leur pente ne sont pas constantes le long du littoral. Les plateformes littorales sont les témoins directs du recul progressif des falaises qui peut se manifester par à-coups sous la forme d'écroulements imprévisibles et inégalement répartis le long du littoral ou par érosion particulière. Sur la période contemporaine, le taux de recul moyen des falaises de Normandie a été estimé à 0,21 m/an avec des variations locales très

importantes (Costa et al., 2004). Des datations isotopiques du béryllium 10 issus de silex prélevés sur la plateforme littorale de Mesnil-Val, ont montré que sur ce secteur, la falaise a connu un recul moyen de 0,11 à 0,13 m/an au cours des trois derniers millénaires (Regard et al., 2012).

Nous avons également vu que du point de vue de la géologie, les falaises de Normandie sont majoritairement taillées dans la craie du Crétacé supérieur déformée par des mouvements tectoniques de grandes échelles générant une succession de plis synclinaux et anticlinaux, et plusieurs failles régionales. Au sein même de la craie du Crétacé supérieur de Normandie, sept formations lithostratigraphiques ont été identifiées. Les grandes structures tectoniques d'orientation est-ouest entraînent de nombreuses variations d'unités lithostratigraphiques du front de falaise le long du littoral. Les facteurs marins et continentaux auxquels sont soumises les falaises de craie de Normandie, sont directement issus des conditions hydrodynamiques et climatiques du littoral. Ainsi, la Seine-Maritime connaît un climat tempéré marqué par des températures douces et humides. Les vents dominants de secteurs ouest induisent les plus fortes houles enregistrées sur la côte dont la hauteur moyenne est de 0,6 m pouvant atteindre ponctuellement lors d'évènements tempétueux une hauteur de plus de trois mètres.

Chapitre 2

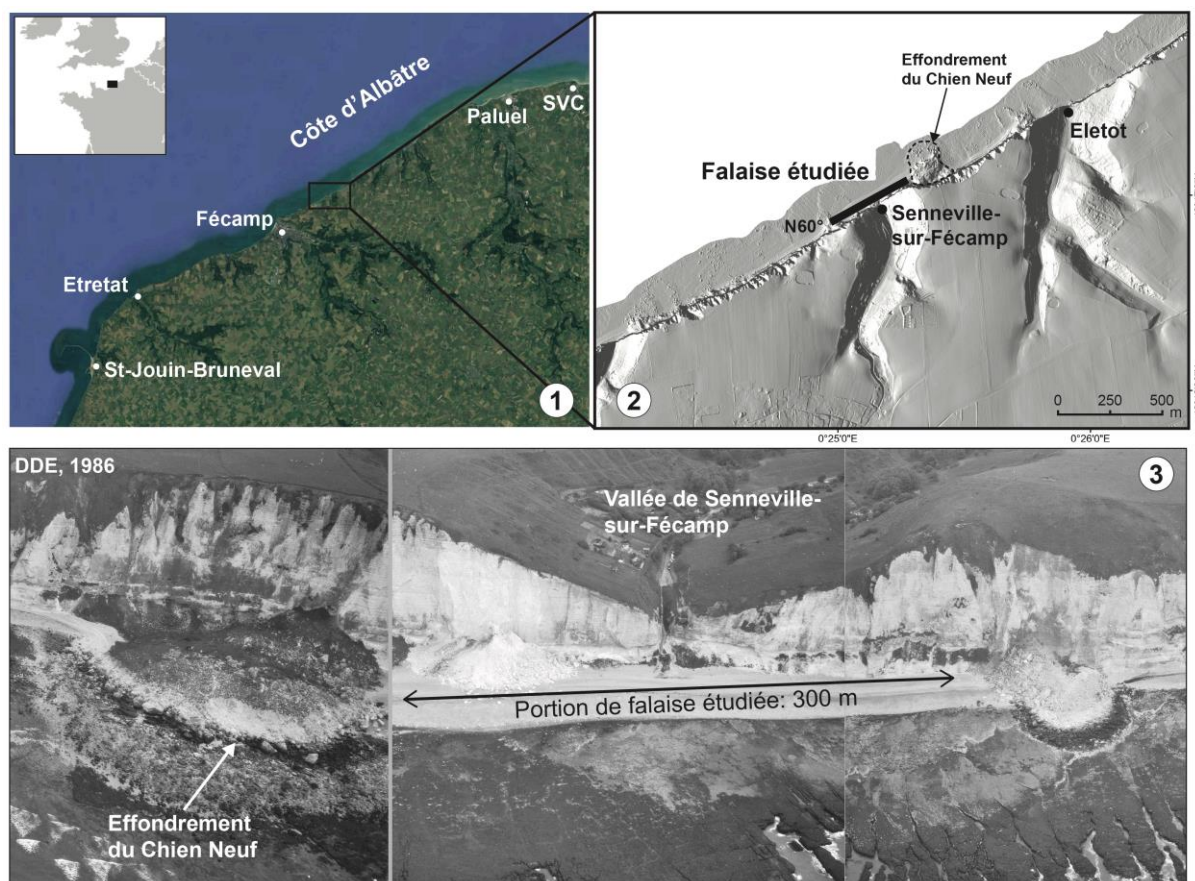
Evolution court terme du site de Senneville-sur-Fécamp par analyse photogrammétrique

1. Le site atelier : Senneville-sur-Fécamp.....	59
1.1. Localisation et caractéristiques morphologiques.....	59
1.2. Erosion de la falaise.....	59
1.3. Caractéristiques géologiques.....	61
2. La photogrammétrie.....	62
2.1. Histoire et principes de la photogrammétrie.....	62
2.2. Méthodologie d'acquisition (SfM).....	62
2.3. Dispositif et processus d'acquisition à Senneville-sur-Fécamp.....	63
2.4. Méthodologie de traitement.....	64
2.4.1. Création des nuages de points.....	64
2.4.2. Calcul de la densité surfacique (résolution).....	66
2.4.3. Comparaison de nuages : distance M3C2 (Lague et al., 2013).....	67
2.4.4. Calcul d'incertitude (cartes de précision).....	67
2.4.5. Comparaison de nuages : distance M3C2-PM (James et al., 2017).....	70
2.4.6. Calcul d'un volume érodé.....	71
3. Evolution du plan de falaise d'août 2016 à janvier 2018.....	72
3.1. Caractéristiques des nuages de points.....	72
3.2. Comparaison des nuages de points.....	76
3.2.1. Choix des paramètres M3C2-PM (CloudCompare).....	76
3.2.2. Calcul des différences.....	76
3.3. Interprétation des résultats.....	83
3.3.1. Distribution spatiale de l'érosion.....	83
3.3.2. Distribution temporelle de l'érosion.....	84
3.2.3. Comparaison des taux d'érosion.....	86
4. Conclusion.....	87

1. Le site atelier : Senneville-sur-Fécamp

1.1. Localisation et caractéristiques morphologiques

Senneville-sur-Fécamp est un site à falaise de craie de la côte d'Albâtre en Seine-Maritime. Ce site se trouve à 2 km au nord-est de Fécamp au niveau de l'exutoire d'une vallée sèche suspendue (valleuse) à 30 m au-dessus du niveau de la plage (Fig. 2.1). La falaise possède ici un commandement de 30 à 100 m de haut. Le linéaire de falaise étudié est d'orientation N60° et fait environ 300 m de long, ce qui correspond à une distance de 150 m de part et d'autre de l'exutoire de la valleuse de Senneville-sur-Fécamp. Le site laisse découvrir à marée basse une plateforme littorale, de pente moyenne (1,5°) et large de 270 m qui se termine en direction de la mer par une marche nette de 3 m de haut visible lors de marées basses de fort coefficient (Fig. 2.1).



1.2. Erosion de la falaise

A marée basse, l'estran laisse apparaître de nombreux blocs rocheux, résidus d'éboullis témoignant de l'érosion de la falaise par des mouvements de masse (éboulements/écroulements) (Fig. 2.2). Le plus célèbre d'entre eux est celui du Chien Neuf, situé juste à l'est de l'exutoire de la valleuse de Senneville-sur-Fécamp (Fig. 2.1 & Fig. 2.2). Il s'agit du plus gros mouvement de masse recensé sur le littoral de Seine-Maritime. Il a eu lieu aux alentours de l'année 1910 et le volume d'éboullis produit a été estimé à

environ 166 000 m³ en 1972 (LCHF, 1972, Hénaff et al., 2002).



Figure 2.2 – (1) Plateforme littorale de Senneville-sur-Fécamp recouverte de blocs provenant d'un ancien mouvement de masse. (2) Talus d'éboulis de l'effondrement du Chien Neuf © A.Duperret.

La comparaison de photos aériennes géoréférencées et par photogrammétrie a permis d'estimer le recul moyen de la falaise pour différentes cellules et sous-cellules hydro-sédimentaires (tous les 50 m) couvrant l'ensemble du littoral de Seine-Maritime sur la période historique de 1966 à 1995 (29 ans) (Costa et al., 2004). Pour la cellule hydro-sédimentaire de Fécamp à Senneville-sur-Fécamp, la falaise a connu un recul moyen total de 3,43 m soit 11,8 cm/an (Fig. 2.3). Les sous-cellules hydro-sédimentaires correspondant à notre secteur de falaise étudiée présente une vitesse moyenne de recul de 15,6 cm/an durant la même période de temps (1966-1995) (Fig. 2.3). Ce secteur est donc caractérisé par un recul de falaise plutôt faible comparé à la vitesse moyenne totale du recul de la falaise sur l'ensemble du littoral de Seine-Maritime (21 cm/an) et par de rares effondrements massifs dont la période de retour moyenne est supérieure à 25 ans (Costa et al., 2004).

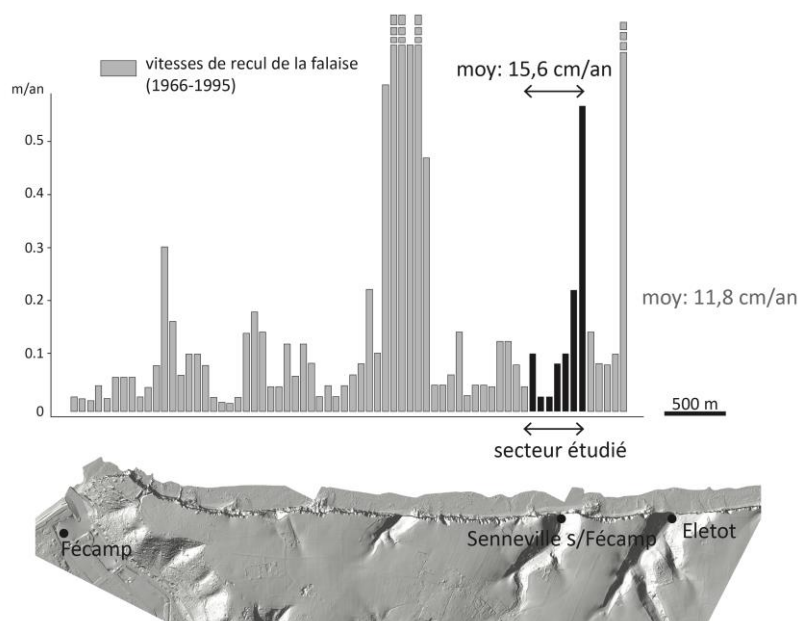


Figure 2.3 – Taux d'érosion estimés pour la cellule hydro-sédimentaire de Fécamp à Senneville-sur-Fécamp (Costa, 1997 ; Costa et al., 2004).

1.3. Caractéristiques géologiques

La falaise de Senneville-sur-Fécamp est taillée dans la craie du Turonien au Coniacien. La base de la falaise est taillée dans la Formation de craie Lewes Nodular Chalk, craie grossière et noduleuse (Mortimore et al., 2001), où les niveaux repères de Lewes Marl et de Lewes Tubular Flints sont bien visibles (Fig. 2.4). A mi-hauteur de falaise, le niveau de Shoreham Marl marque la transition entre la Formation de Lewes Nodular Chalk et la Formation supérieure de Seaford Chalk, craie tendre et homogène, qui comporte de nombreux bancs de silex intercalés (Fig. 2.4) (Mortimore et al., 2001).

Quelques dépôts tertiaires et quaternaires de couleur ocre composés d'argiles, de sable et d'altérites à silex viennent recouvrir finement le sommet de la falaise et combler les entonnoirs de dissolution, caractérisant la falaise dans ce secteur (Fig. 2.4).

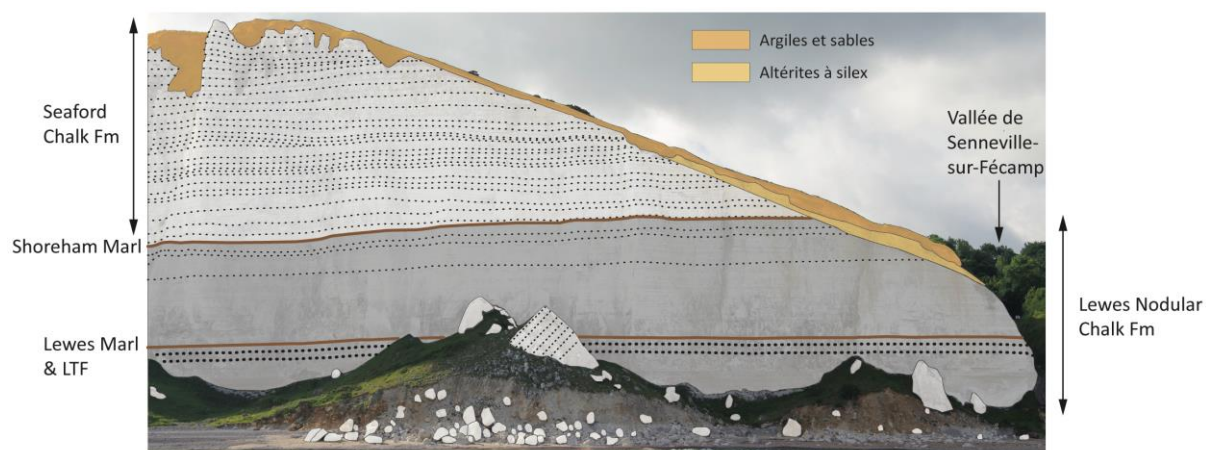


Figure 2.4 – Interprétation lithostratigraphique de la falaise de Senneville-sur-Fécamp.

La plateforme littorale au niveau du pied de falaise est taillée dans la Formation sous-jacente de New Pit Chalk, formée de bancs massifs indurés nommés les 3 Tilleuls Hardgrounds intercalés entre des niveaux de marnes (Mortimore & Pomerol, 1991). Ces niveaux indurés sont visibles en pied de falaise et sur la plateforme rocheuse par une succession de marches de 1 à 2 m de haut (Fig. 2.5).

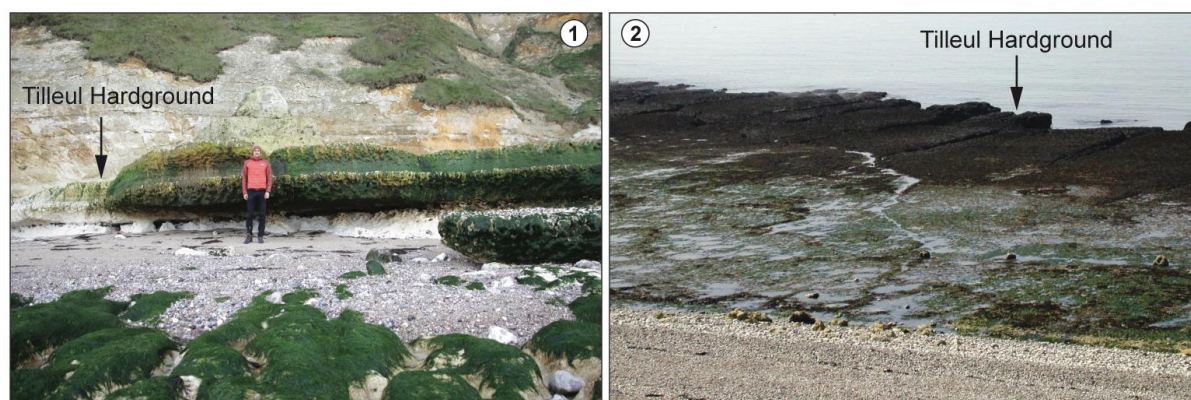


Figure 2.5 – Localisation du niveau induré « Tilleul Hardground » en pied de falaise (1) et en bout de plateforme littorale (2).

2. La photogrammétrie

2.1. Histoire et principes de la photogrammétrie

La photogrammétrie est née au milieu du XIX siècle du fait des travaux du précurseur Aimé Laussedat (Laussedat, 1859), qu'il nomme à l'époque métrophotographie, conçue pour déterminer la géométrie tridimensionnelle d'un objet à partir de mesures effectuées sur sa photographie. Basée sur des principes de stéréoscopie et de perspective, la métrophotographie (ancêtre étymologique de la photogrammétrie) permet non seulement de voir le relief mais également de le mesurer. Pendant la période d'entre-deux guerres, la photogrammétrie en France a joué un rôle majeur dans la cartographie du territoire national et des colonies.

Jusque dans les années 1970, la photogrammétrie est dite analogique. Elle permet, à partir de couples de clichés argentiques stéréoscopiques de produire des dessins métriques en 3D tels que des plans, des courbes de niveaux... Les clichés doivent être positionnés mécaniquement afin de trouver l'orientation semblable à la position des caméras lors de la prise de vue.

Des années 1970 à 1990, la photogrammétrie évolue avec l'utilisation de l'informatique dans le matériel d'acquisition. Le positionnement des deux caméras au moment de la prise de vue est désormais obtenu par calcul.

A partir des années 1990, l'arrivée du « tout-numérique » révolutionne les pratiques et permet l'automatisation de nombreuses étapes du processus photogrammétrique. Les ortho-images ainsi que les Modèles Numérique de Terrain (MNT) peuvent être désormais créés. La photogrammétrie terrestre (SfM pour Structure from Motion) apparaît au début des années 2000 et révolutionnent complètement le monde de la photogrammétrie. Selon l'utilisation d'un algorithme de la famille des « Scale-Invariant Feature Transform » (Lowe, 1999, 2004), une série de photos numériques d'un même objet avec différents angles de prises de vue peut alors permettre la production d'un nuage de points tridimensionnels en couleur. De nos jours, la photogrammétrie terrestre (SfM) connaît un essor important et reste un outil bon marché dans les domaines d'application des géosciences (Westoby et al., 2012). En géomorphologie, la photogrammétrie peut servir à comprendre et mesurer la dynamique des glissements de terrains ou d'effondrements (Lucieer et al., 2014 ; Medjkane et al., 2018), quantifier l'érosion des falaises côtières (Adams & Chandler, 2002 ; Costa et al., 2004 ; Lim et al., 2005, 2010 ; Westoby et al., 2012 ; James et al., 2013 ; Dewez et al., 2016 ; Warrick et al., 2016 ; Westoby et al., 2018), modéliser les méandres d'une rivière et mesurer l'érosion de ses berges (Pyle et al., 1997 ; Javernick et al., 2014). L'arrivée des drones civils a également renforcé la pratique en facilitant l'acquisition et en permettant de couvrir des surfaces bien plus importantes (Nex & Remondino, 2014).

2.2. Méthodologie d'acquisition (SfM)

Le processus de production de données par photogrammétrie nécessite une méthodologie d'acquisition précise.

Les prises de vues stéréoscopiques ou acquisitions multivues sont un groupe d'images d'une même scène acquises selon différents points de vue. Pour obtenir un modèle le plus complet possible, les photos doivent avoir un recouvrement d'au moins 60 % (Kaiser et al., 2014). En fonction de la complexité de l'objet et des performances de l'appareil photo, l'utilisateur décide du nombre de clichés nécessaires pour

obtenir la résolution souhaitée du modèle final. Plus les photos seront nettes et bien exposées, meilleur sera le modèle final. Pour cela une ouverture faible du diaphragme de l'appareil, une sensibilité ISO la plus basse possible et une focale constante tout au long de l'acquisition sont indispensables. Pour certains types d'objectifs d'appareil photo, la distorsion engendrée est très importante et peut altérer la reconnaissance des éléments capturés. Des modèles de distorsion permettent cependant de corriger au mieux ces déformations. Il suffit de rentrer les paramètres de distorsion radiale et tangentielle de l'objectif dans le logiciel de création du modèle final (en l'occurrence *Agisoft Photoscan*).

Pour obtenir un modèle final 3D géoréférencé, il faut utiliser plusieurs cibles lors de l'acquisition, également réparties dans la zone d'étude et dont les coordonnées (x,y,z) sont finement mesurées par tachéométrie. L'emplacement des cibles et leurs coordonnées sont par la suite reportés dans le logiciel de traitement.

2.3. Dispositif et processus d'acquisition à Senneville-sur-Fécamp

Le 24 août 2016, date de la mise en place du dispositif et de la première campagne d'acquisition, 26 repères de géoréférencement ont été installés sur le linéaire de falaise étudié : 8 cibles amovibles sur l'estran et 18 croix orange peintes sur la falaise et sur les talus d'éboulis (Fig. 2.6 & Fig. 2.8). Ce dispositif a été mis en place en suivant le protocole inscrit dans le cadre du SNO Dynalit avec l'aide de l'équipe du laboratoire LETG Caen (je tiens à remercier O.Maquaire, R.Davidson et S.Costa pour l'installation du dispositif et M.Medjkane pour son aide concernant le traitement post-acquisition). Une fois installées, les cibles ont été géoréférencées (mesures x,y,z en Lambert 93) par un tachéomètre (modèle Trimble M3) positionné sur le platier et un DGPS (GPS différentiel) dont la base était en haut de falaise (modèle Trimble 5700). Les récepteurs mobiles étaient sur le platier (modèles Trimble R6 et Trimble 5800). Les 18 croix oranges dessinées sur la falaise sont pérennes (positions x,y,z mesurées une fois seulement), elles ont donc permis de réitérer le processus d'acquisition sans avoir à les géoréférencer à chaque campagne.

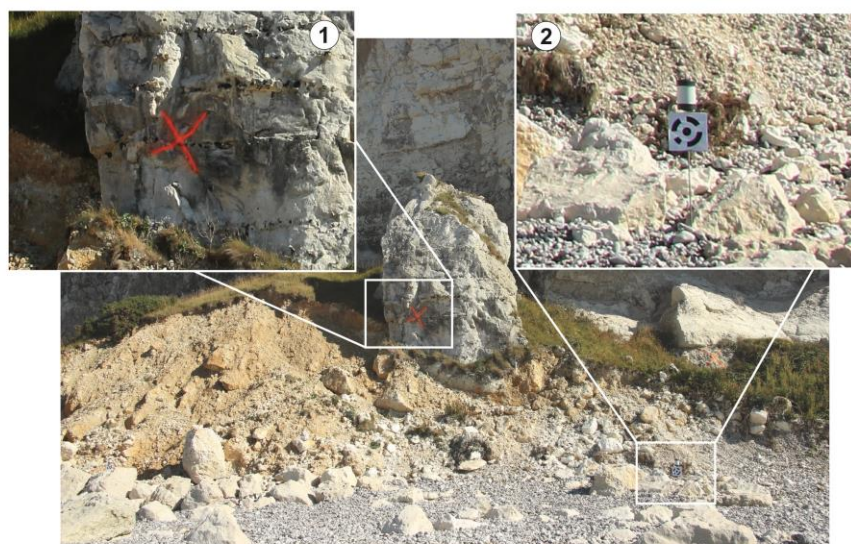


Figure 2.6 – Repères de géolocalisation. (1) Repère pérenne dessiné à la bombe sur la falaise et sur le talus d'éboulis. (2) Cible amovible positionnée sur le platier.

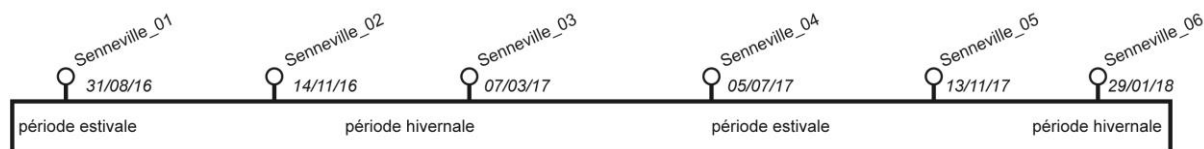


Figure 2.7 – Dates des six levés photogrammétriques.

Dans l’optique d’observer une évolution de la falaise, six levés photogrammétriques ont été réalisés durant la période d’août 2016 à janvier 2018 (un an et demi) couvrant une année et demie dont deux périodes estivales et deux périodes hivernales (Fig. 2.7). Le processus d’acquisition consiste à prendre le linéaire de falaise étudié en une succession de clichés tout en respectant le recouvrement de 60% entre chaque photo. Le matériel photographique utilisé se compose d’un appareil photo réflex *Canon EOS 600D*, équipé d’un capteur de type APS-C (22,3 x 14,9 mm), d’une résolution de 18 mégapixels et d’un objectif *Canon* stabilisé de focale 18 à 135 mm avec une ouverture maximale de 3,5 à 5,6 (*F-number*). Pour toutes les photos, l’ouverture a été fixée à 11 (*F-number*) qui permet d’obtenir une profondeur de champs correcte et une vitesse de déclenchement assez rapide pour éviter les flous de bougé. Une focale de 18 mm (équivalent plein format : 29,16 mm) a été utilisée permettant d’avoir un angle de champs assez important pour couvrir un maximum de surface de falaise sur chaque cliché.

Deux séries de photos sont réalisées, une première à une vingtaine de mètres du pied de falaise et une deuxième située à une quarantaine de mètres de la falaise pour avoir un cadrage complet du plan vertical de la falaise (Fig. 2.8). Les relevés ont été réalisés seulement lors des marées basses, lorsque l’estran était découvert, et durant l’après-midi, du fait de l’orientation de la falaise (WSW-ENE), lorsque celle-ci était éclairée avec le moins de zones d’ombres possibles.

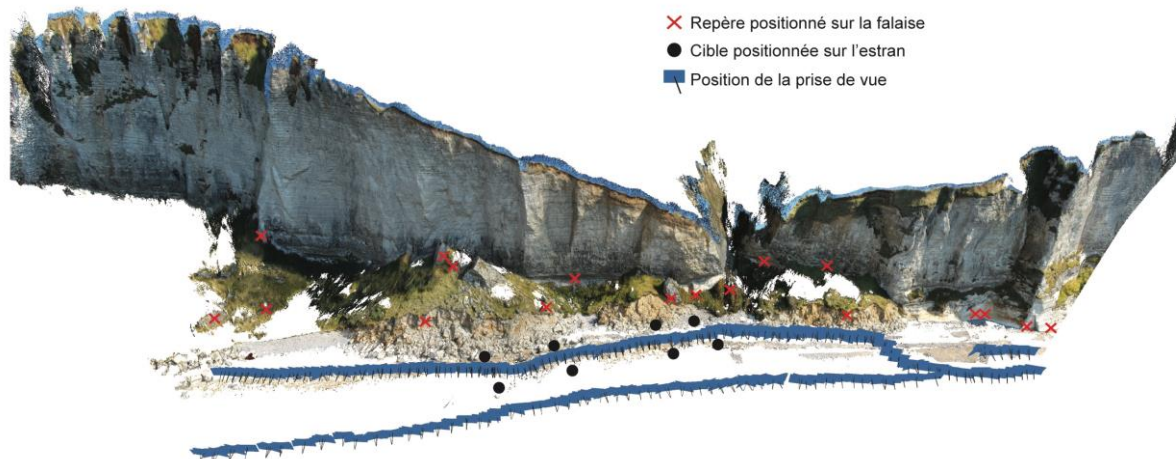


Figure 2.8 – Exemple d’un nuage de points dense avec la localisation des repères de géolocalisation sur la falaise (pérennes) et sur l’estran (amovibles).

2.4. Méthodologie de traitement

2.4.1. Création des nuages de points

Le traitement photogrammétrique a été réalisé sur le logiciel *Agisoft PhotoScan*. Avant toute opération, les photos doivent être « nettoyées » des parties inutiles sans lien avec l’objet d’étude, telles que le ciel,

les personnages devant l'objet, les halos lumineux ... Les temps de calculs étant très long, cette opération permet d'accélérer substantiellement le temps de traitement. Une fois cette opération réalisée, le traitement du modèle peut commencer, il se fait en deux grandes étapes selon un paramétrage défini.

a - L'alignement ou la mise en place d'images consiste à déterminer la position de la caméra et l'orientation de chaque photo telles qu'elles étaient au moment des prises de vues. L'alignement se base sur des points de liaison qui sont des détails reconnus sur plusieurs photographies avec des points de prise vue différents (Lowe, 2004). Les algorithmes automatiques du logiciel créent plusieurs centaines à quelques milliers de points de liaison sur chaque image. Des points d'appui comme les cibles de géoréférencement dont on connaît la position exacte sur le terrain peuvent également servir à l'alignement des images.

A cette étape du traitement, le modèle obtenu est un nuage de points clairsemés tel que celui montré sur la figure 2.9.

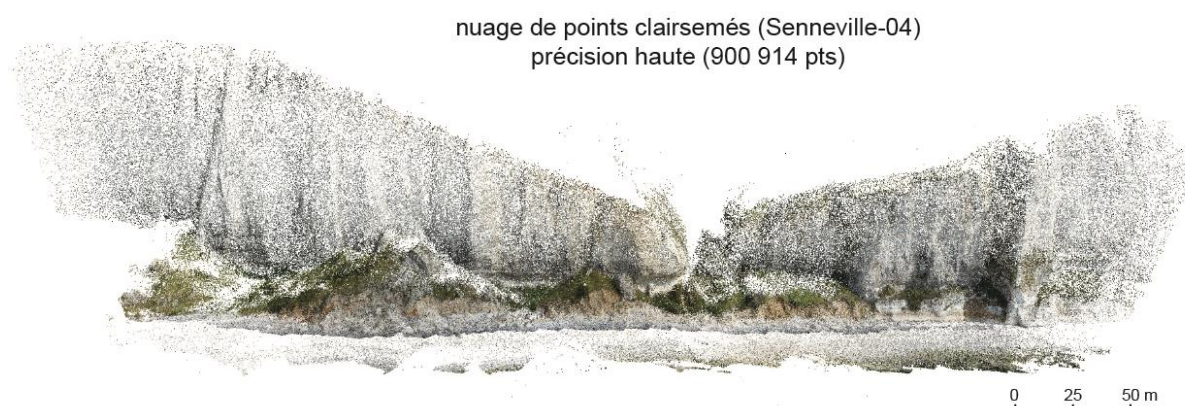


Figure 2.9 – Exemple de nuage de points clairsemés pour le relevé de Senneville 04 (05/07/17).

b - Un nuage de points dense est réalisé par les algorithmes de mise en correspondance qui permettent d'apparier les images jusqu'au niveau pixellaire. Pour chaque pixel d'une image, on trouve son homologue sur les images voisines. *PhotoScan* tend à produire des nuages de points extrêmement denses (Fig. 2.10), aussi denses voire plus denses que les nuages de points LIDAR (*Light Detection and Ranging*). Il est possible de définir un niveau de « qualité » du nuage de point final : ultra-haute, haute, moyenne, basse, la plus basse. Chaque niveau correspond respectivement à des images d'une résolution de 1/1, 1/2, 1/3, 1/4 et 1/5 par rapport à la résolution native des photos numériques. Ces niveaux fixés par le logiciel vont fortement impacter le temps de traitement avant d'arriver au nuage de points final. Dans notre cas, cette étape s'est avérée extrêmement longue, entre 1 et 2 semaines de calcul pour un niveau de qualité moyenne à haute du nuage de points (Table. 2.2).



Figure 2.10 – Exemple de nuage de points dense pour le relevé de Senneville 04 (05/07/17).

2.4.2. Calcul de la densité surfacique (résolution)

La densité de points définissant la résolution des nuages produits par le logiciel *PhotoScan* n'est pas spatialement homogène. Il est possible de l'estimer via un outil du logiciel *CloudCompare* qui permet de calculer la densité surfacique et volumique. Dans notre cas, seule la densité surfacique sera utilisée. La densité surfacique est alors calculée sur la totalité du nuage de point pour une surface de cercle de rayon à définir. Un rayon de 1 m a été choisi pour l'ensemble de nos nuages de points. La figure 2.11 illustre la densité surfacique du nuage de points de Senneville 04 (05/07/17). Plus les couleurs tendent vers le rouge plus la densité est importante (>600 points pour un cercle d'un mètre de rayon ou un point tous les 5 cm^2). A l'inverse, les couleurs qui tendent vers le bleu symbolisent une densité faible comme l'on peut voir sur les pourtours du nuage de points (<400 points soit un point tous les 8 cm^2) (Fig. 2.11).

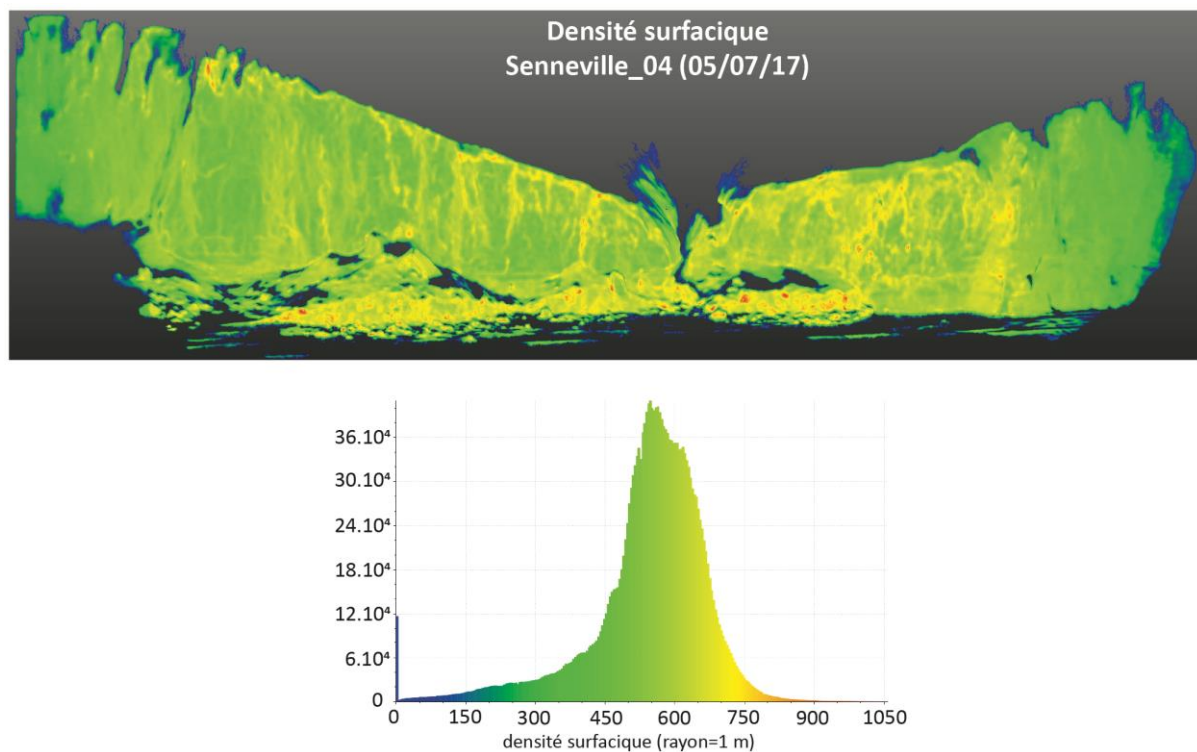


Figure 2.11 – Répartition de la densité surfacique du nuage de points de Senneville 04 (05/07/17).

2.4.3. Comparaison de nuages : distance M3C2 (Lague et al., 2013)

Le logiciel *CloudCompare* offre un outil permettant de calculer les distances entre 2 nuages de points. Il s'agit du plug-in M3C2 (*Multiscale Model to Model Cloud Comparison*) basé sur un algorithme développé par Géosciences Rennes (Lague et al., 2013). Les nuages de points produits par photogrammétrie sont généralement très denses et il n'est pas nécessaire de mesurer la distance sur l'ensemble des points. C'est pour cela que l'algorithme définit des points spécifiques représentatifs de la morphologie du terrain, appelés *core points* (Fig. 2.12). Les *core points* sont issus du ré-échantillonnage des nuages de points initiaux (nuages de points denses) et pour chacun de ces points, un vecteur *normal* leur est attribué définissant une surface de référence autour de chaque *core points* (Fig. 2.12). Le diamètre de cette surface de référence se nomme *normal scale* et est choisi par l'utilisateur. La surface ne doit pas être trop grande pour ne pas lisser le relief et pas trop petite pour être influencée par la rugosité locale. Par la suite, le vecteur *normal* va représenter la direction de l'axe d'un cylindre à l'intérieur duquel chaque point d'un autre nuage sera recherché (Fig. 2.12). Le diamètre de la base du cylindre nommé *projection scale* est imposé par l'utilisateur pour accélérer le calcul. L'erreur d'acquisition du modèle (fournie par *Agisoft PhotoScan*) pourra être renseignée permettant au plug-in d'ignorer les distances calculées en dessous de cette valeur d'erreur liée au géoréférencement de chacun des nuages de points.

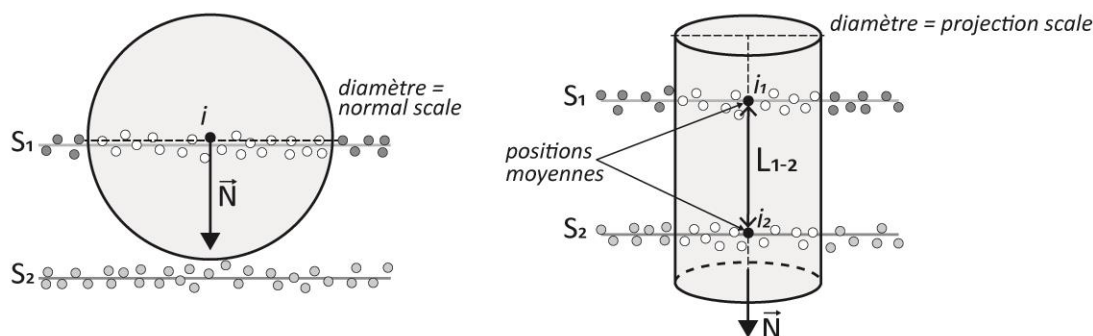


Figure 2.12 – Principe de calcul des différences entre deux nuages de points selon la méthode M3C2 (Lague et al., 2013). Calcul de la normale (figure de gauche) et calcul de la distance (figure de droite).

2.4.4. Calcul d'incertitude (cartes de précision)

Le nuage de points dense qui est produit en fin de traitement par le logiciel *Photoscan* ne reflète pas fidèlement sa précision estimée. Des erreurs additionnelles peuvent être introduites au nuage dense lors de sa création.

James et al. (2017) ont développé une approche basée sur la précision du nuage de points clairsemés pour refléter l'incertitude du nuage de points dense final. Des cartes de précision (*precision maps*) sont générées selon l'analyse statistique de Monte-Carlo sous la forme d'un script Python, associée à un post-traitement intégré dans le logiciel gratuit *sfm_georef* (James & Robson, 2012). L'analyse Monte-Carlo est une méthode algorithmique permettant de s'approcher d'une valeur numérique en utilisant un procédé aléatoire basé sur un grand nombre d'itérations. Un exemple simple et fréquent de cette méthode est le calcul de la superficie d'un lac (*A1*) situé sur un terrain rectangulaire de superficie connue (*A2*). Pour estimer l'aire du lac, *X* coups de canon sont tirés de manière aléatoire dans la totalité du terrain rectangulaire puis l'on compte le nombre de tirs *N* qui sont restés sur le terrain. Le nombre de tirs

tombés dans le lac sera ainsi égal à $X-N$. La superficie du lac est estimée en faisant le rapport suivant :

$$A1 = \frac{(X - N)}{X} \times A2$$

Dans notre cas, la valeur à estimer est la précision du positionnement des points de liaison du nuage clairsemé (James et al., 2017). Le script Python génère une copie du nuage de points clairsemés avec des valeurs de précision de géoréférencement et d'images fixées à zéro. Chaque itération va intégrer une erreur aléatoire à la copie du nuage. Toutes les itérations sont ensuite compilées pour donner les valeurs de la distribution des coordonnées de chaque point du nuage éparse. Pour construire une carte de précision 3D, les écarts types des coordonnées (x, y et z) sont calculés pour chaque point et sont ensuite interpolés dans une grille représentant la précision spatiale dans les directions X, Y et Z (Fig. 2.13). La figure 2.13 est un exemple de carte de précision générée pour Senneville 03 (07/03/17), les précisions en X, en Y et Z sont respectivement nommées sigmaX, sigmaY et sigmaZ. Globalement les valeurs de précisions sont convenables (sigma faible) et tendent vers une précision inférieure à 10 mm (couleur bleue sur la figure 2.13). Néanmoins des zones comme le platier ou la sortie de la vallée présentent des valeurs de précision bien plus importantes correspondant aux couleurs chaudes sur la figure 2.13. Cela peut s'expliquer par l'orientation de ces surfaces, qui sont dans un plan horizontal (XY) pour le platier, correspondant à un plan fuyant tout comme les versants au niveau de la sortie de la vallée qui sont les plans verticaux XZ et YZ.

Ces zones ne seront pas intégrées dans l'analyse des différences inter-nuages. Les valeurs moyennes de précision dans les trois dimensions sont visibles pour chaque nuage de points dans le tableau 2.1.

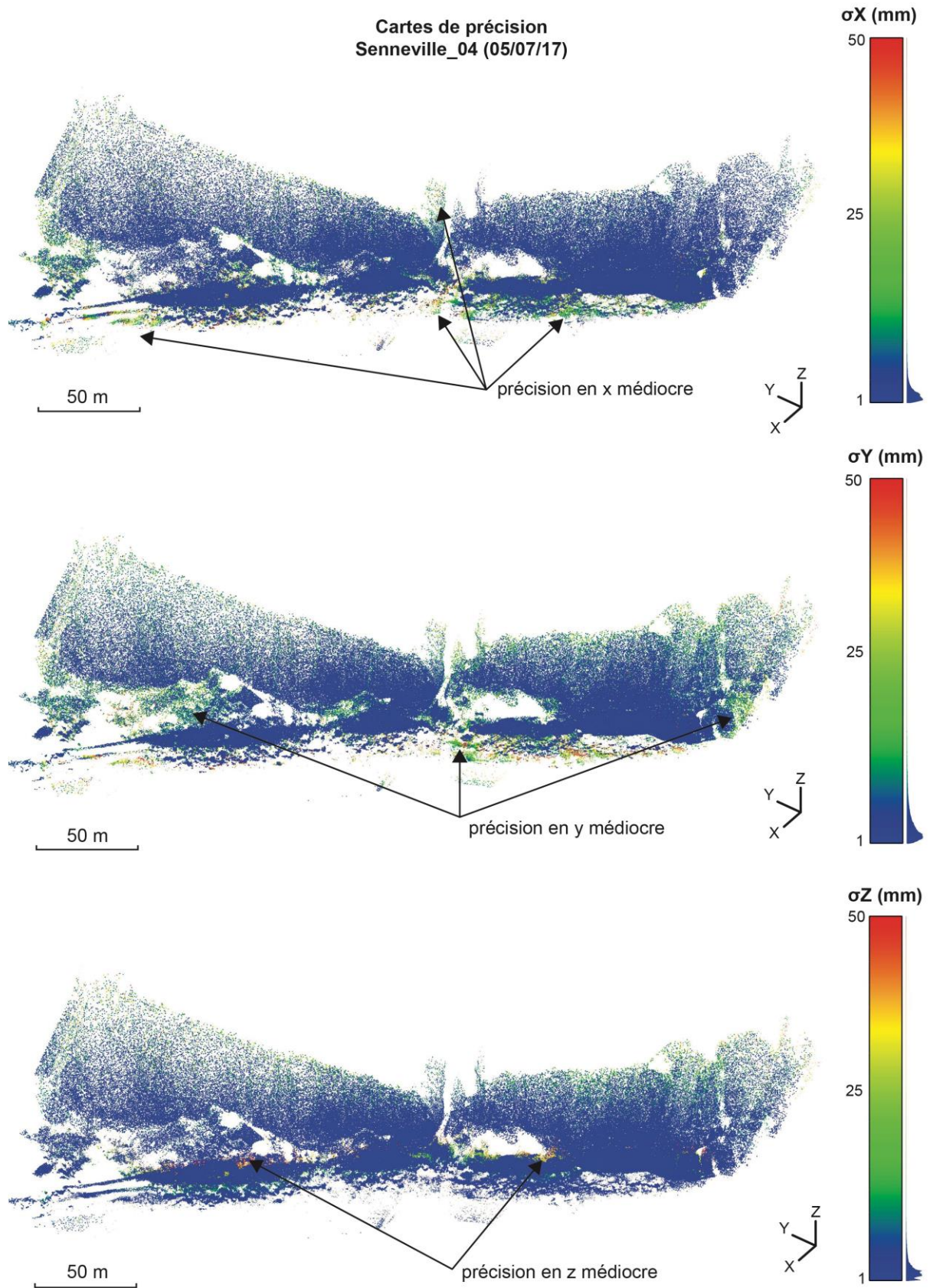


Figure 2.13 – Exemple de cartes de précision estimées pour Senneville 04 (05/07/17). σX , σY et σZ sont les précisions spatiales dans les directions X, Y et Z.

La précision estimée sera dépendante du nombre d'itérations. Après plusieurs essais, il nous a semblé que mille itérations étaient suffisantes pour se rapprocher au maximum de l'exactitude des valeurs de précision en X, Y et Z (Fig. 2.14). En effet la figure 2.14 illustre les différences de précision au fur à mesure des itérations. Chaque ligne correspond à la différence de précision pour un point du nuage (écart type). On remarque qu'au bout de 1000 itérations, les pics sont bien superposés et alignés sur la valeur de différence 0 m (Fig. 2.14).

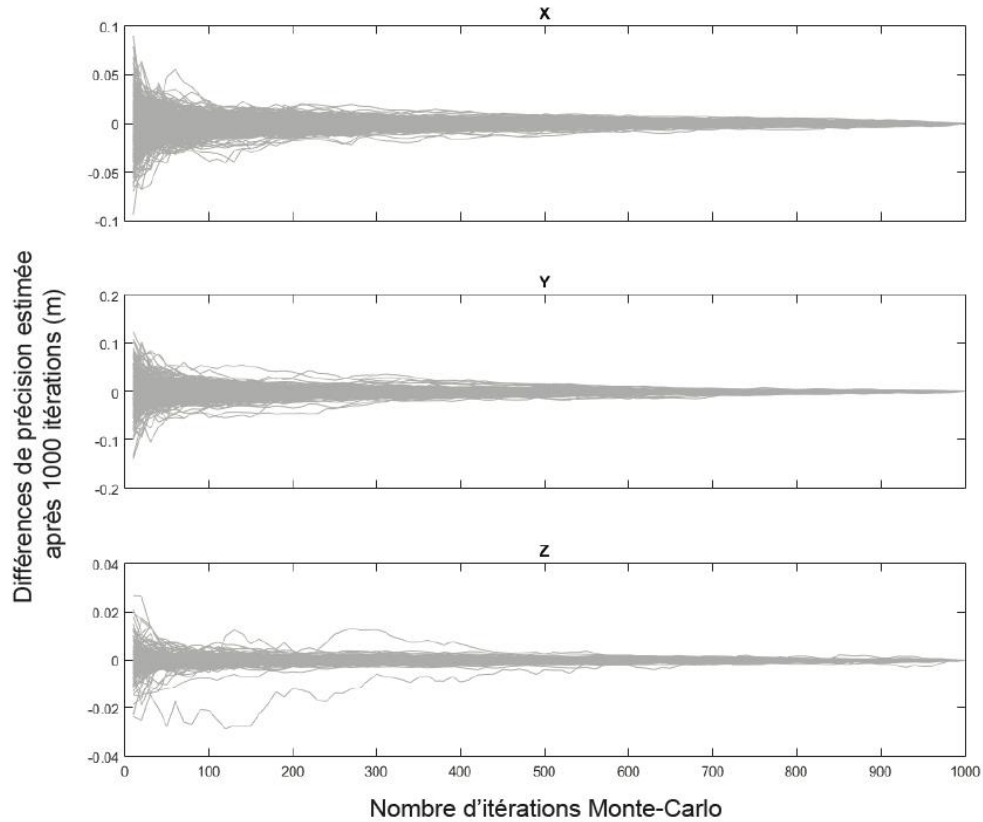


Figure 2.14 – Variabilité de l'estimation de la précision du nuage de points clairsemés de Senneville 04 (05/07/17) selon la méthode Monte-Carlo en fonction du nombre d'itérations.

2.4.5. Comparaison de nuages : distance M3C2-PM (James et al., 2017)

James et al. (2017) ont adapté la méthode M3C2 en y incorporant les mesures de précision estimées issues des cartes de précision. Les valeurs de précision en X, Y et Z sont intégrées pour chaque point de liaison, représentant un ellipsoïde d'erreur autour de chaque point (Fig. 2.15). La méthode M3C2-PM permet donc la mesure des différences inter-nuages en prenant en compte l'intervalle de confiance issue de la précision estimée des cartes de précision (James et al., 2017).

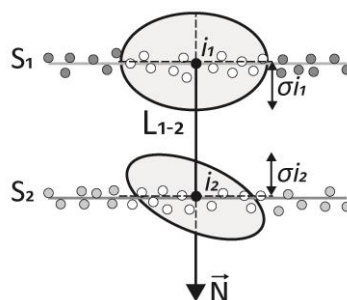


Figure 2.15 – Principe de calcul des différences entre nuages de points selon la méthode M3C2-PM qui intègre un intervalle de confiance (σ) issu du calcul de la précision en X, Y et Z de chaque point des nuages (James et al., 2017).

2.4.6. Calcul d'un volume érodé

CloudCompare ne dispose pas d'outil permettant de calculer les volumes issus d'une différence entre deux nuages de points. Il est possible à partir du format *shapefile* d'estimer un volume en utilisant un logiciel SIG mais dans le cas d'étude de falaises verticales cette méthode n'est pas applicable. Néanmoins, il est possible d'estimer un volume total par une succession d'étapes via la calculatrice du logiciel *CloudCompare* (Thomas, 2016) (Fig. 2.16). La première étape consiste à calculer la densité surfacique du modèle M3C2 pour une surface circulaire équivalente à 1 m² (Fig. 2.16, étape 1). L'inverse de cette densité surfacique nous permet ensuite d'obtenir la surface équivalente à chaque point (Fig. 2.16, étape 2). Cette valeur est ensuite multipliée par la distance M3C2-PM (Fig. 2.16, étape 3). Un volume érodé par point est alors obtenu après cette étape. Pour obtenir le volume total érodé, il suffit d'additionner tous les volumes des points du nuage (Fig. 2.16, étape 4).

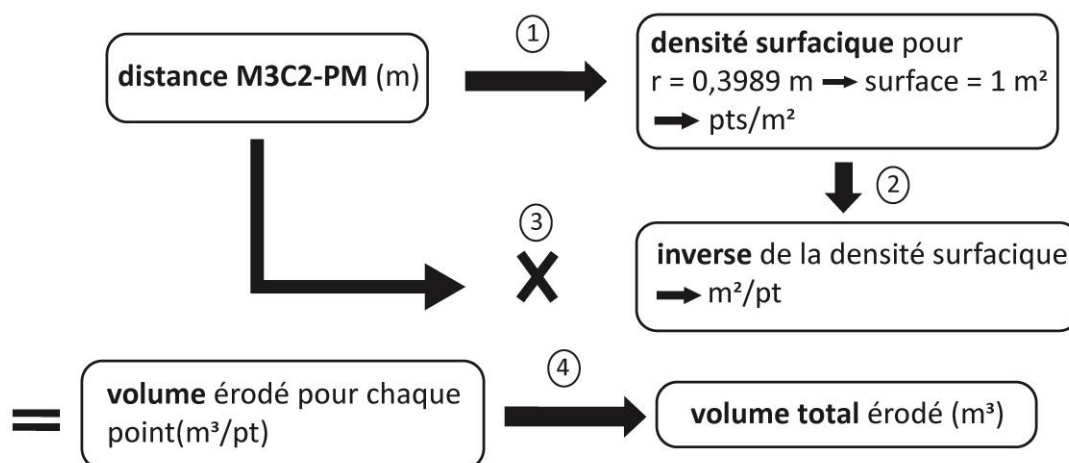


Figure 2.16 – Méthodologie permettant à partir de la distance M3C2-PM calculée d'estimer un volume approximatif érodé (logiciel *CloudCompare*).

3. Evolution du plan de falaise d'août 2016 à janvier 2018

3.1. Caractéristiques des nuages de points

Six nuages de points sont issus des six levés photogrammétriques couvrant la période d'août 2016 à janvier 2018 (Fig. 2.17). Les paramètres du traitement photogrammétrique ainsi que les variables d'acquisition telles que le nombre de photos, le nombre de points de géoréférencement et les conditions météorologiques lors des relevés (ensoleillement, couverture nuageuse ...) vont conditionner la résolution (densité surfacique), la précision du géoréférencement de chaque nuage de points et son rendu visuel final (Table 2.1 & Table 2.2). La précision de géoréférencement correspond aux précisions calculées lors de la création des cartes de précision (Table 2.1). Les précisions dans les directions X et Y sont les valeurs de précisions qui nous intéressent le plus car la falaise étant verticale, l'érosion sera quantifiée dans le plan horizontal, le plan XY. La précision dans la direction X varie de 14,30 mm pour le relevé de Senneville 01 à 28,77 mm pour le relevé de Senneville 03 (Table 2.1). Dans la direction Y, les valeurs de précision sont moins bonnes, elles varient de 20,03 mm pour le relevé de Senneville 01 à 41,83 mm pour le relevé de Senneville 05. Le vecteur résultant des composantes de précision dans les directions X et Y nous donne la norme moyenne de la précision dans le plan XY (Table 2.1). Cette valeur est comprise entre 28,32 mm pour le relevé de Senneville 01 et 59,16 mm pour le relevé de Senneville 05. Ces valeurs nous donnent une idée de la marge d'erreur moyenne du géoréférencement des nuages de points dans leur intégralité. Lors des différentiels inter-nuages, l'erreur de recouvrement sera donc égale à la somme des erreurs de géoréférencement des deux nuages de points comparés. Il sera donc impossible de confirmer une quelconque évolution de la falaise inférieure à ces valeurs de recouvrement.

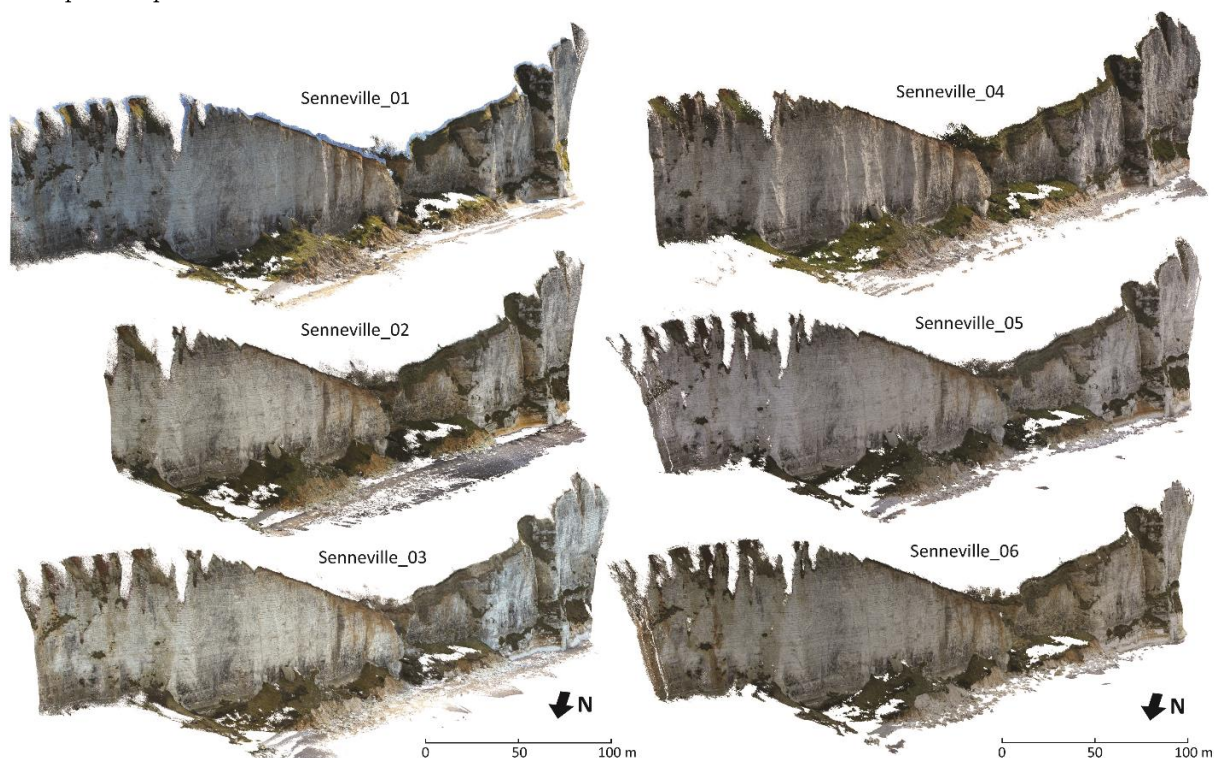


Figure 2.17 – Nuages de points denses des six levés photogrammétriques couvrant une période d'un an et demi (17 mois). Les paramètres associés au traitement photogrammétrique sont identiques pour l'ensemble des relevés, mise à part les relevés les plus récents (Senneville 05 et Senneville 06) qui ont été paramétrés avec une « qualité haute »

du nuage de points dense (Table 2.2), générant quatre fois plus de points que les autres levés (Table 2.1).

Table 2.1 – Variables d’acquisition et de précision moyenne du géoréférencement (d’après les cartes de précision) des six levés photogrammétriques.

Nom	Date	Météo	Nombre de photos	Nombre repères de géoréférencement	Nuage dense (nombre de points)	Précision moyenne du géoréférencement (mm)			
						x	y	z	xy
Senneville_01	31/08/2016	ensoleillée	724	26	18715042	14,30	20,03	5,15	28,32
Senneville_02	14/11/2016	nuageuse	695	18	14528224	21,59	29,48	4,55	41,69
Senneville_03	07/03/2017	nuageuse	977	16	18567696	28,77	37,91	7,79	53,61
Senneville_04	05/07/2017	ensoleillée	876	16	20982337	18,73	29,58	4,50	41,83
Senneville_05	13/11/2017	nuageuse	1265	15	76316937	21,73	41,83	6,09	59,16
Senneville_06	29/01/2018	nuageuse	847	13	77954765	18,41	33,94	5,82	48,00

Table 2.2 – Paramètres d’alignement et de construction des nuages de points clairsemés et denses sur le logiciel *Photoscan*.

Paramètres d'alignement du nuage de points éparses	Paramètres 1
Précision	Moyenne
Préselection des paires	Désactivé
Limite de points	400 000
Limite de points de liaison	20 000
Paramètres de construction du nuage de points dense	Paramètres 2
Qualité	Moyenne (Senneville_01 à 04) Haute (Senneville_05 et 06)
Filtrage de la profondeur	Agressif

Senneville 01 (31/08/16) est le premier nuage de points créé, il correspond au relevé du 24 août 2016. Il s’agit du seul nuage de points géoréférencé par la totalité des 26 repères (croix sur la falaise et cibles amovibles sur le platier). Les autres nuages de points ont au maximum 18 repères de géoréférencement mais leur nombre a progressivement diminué jusqu’à 13 pour Senneville 06 (29/01/18) (Table 2.1). La réduction du nombre de repères de géoréférencement de 26 à 18 a entraîné une baisse non négligeable de la précision moyenne en passant de 28,32 mm pour Senneville 01 à 41,69 mm Senneville 02.

La perte progressive des repères de géoréférencement depuis Senneville 02 (18 repères) jusqu’à Senneville 06 (13 repères) fait suite aux périodes hivernales et s’explique par l’effacement de croix ou l’éboulement des blocs sur lesquels les croix étaient inscrites (Fig. 2.18). Cette réduction-ci n’a pas eu d’effet notable sur la précision moyenne de géoréférencement des nuages de points (Table 2.1).



Figure 2.18 – Photos illustrant la perte d'un repère suite à l'éboulement du bloc sur lequel la croix était inscrite, durant l'hiver 2017.

Le nombre de photos utilisées pour générer les nuages de points varie de 695 pour Senneville 02 (14/11/16) à 1265 pour Senneville 05 (13/11/17) (Table 2.1). Un nombre de photos moins important n'a pas d'influence sur la précision de géoréférencement mais elle peut entraîner une résolution plus faible du nuage de points dense comme par exemple Senneville 02 (14/11/17) dont le pic de densité surfacique est le plus faible, centré sur 400 points (Fig. 2.19).

L'extrémité nord-est de chaque nuage de points présente des zones où la falaise n'est pas représentée dans son intégralité, elle est même partiellement absente sur Senneville 02 (14/11/17) (Fig. 2.17). Cette partie de la falaise n'a pas de points de géoréférencement et la densité surfacique y est très faible (Fig. 2.19), elle ne sera donc pas exploitée dans les comparatifs inter-nuages. Par ailleurs cette zone de la falaise où les points sont les plus éparpillés et sans points de géoréférencement tend à diminuer la précision moyenne du géoréférencement de l'ensemble du nuage de points. Les valeurs de précision moyennes de géoréférencement sont donc légèrement sous-estimées par rapport à la précision réelle du secteur qui sera comparé par la suite.

Le dessus des talus d'éboulis ainsi que toutes les surfaces horizontales sont également mal représentés car les photos sont prises en contrebas de la falaise, depuis le platier (Fig. 2.17). Les deux derniers relevés, Senneville 05 (13/11/17) et Senneville 06 (29/01/18), les plus denses, ont un pic de densité surfacique centré sur 2400 points contre 400 à 450 points pour les quatre autres modèles (Fig. 2.19).

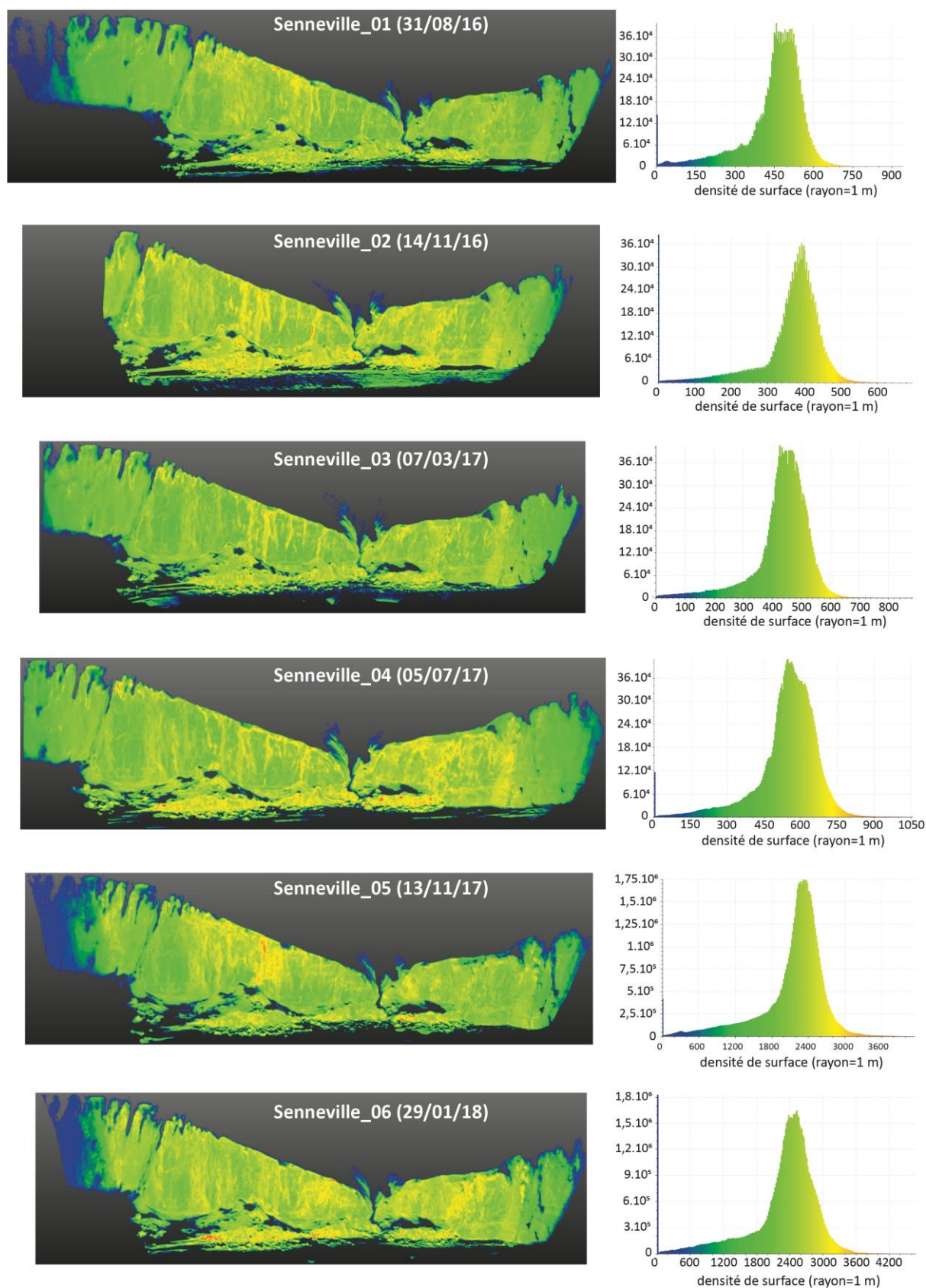


Figure 2.19 – Valeurs de densité surfacique des six nuages de points denses pour un cercle d'un mètre de rayon.

3.2. Comparaison des nuages de points

Avant toutes opérations de comparaison, les six nuages de points ont été découpés pour retirer les zones de la falaise où la densité de points surfacique (résolution) est la plus faible (zones en bleue sur la Fig. 2.19). Cette opération permet d'éviter le calcul de valeurs trop approximatives et accélère le traitement du calcul de différence en réduisant le nombre de points total du nuage.

3.2.1. Choix des paramètres M3C2-PM (CloudCompare)

a - Calcul des normales

Le calcul des normales est la première étape dans le calcul des distances M3C2-PM. La direction de la normale est dépendante du diamètre choisi (*normal scale*) et de la complexité de l'objet étudié. Dans le cas d'une falaise verticale, la direction de la normale sera globalement orthogonale au plan et le calcul sera peu sensible au diamètre choisi. Cependant la présence de talus d'éboulis et de blocs effondrés en pied de falaise rend le calcul des normales plus sensible au diamètre choisi. Après plusieurs essais et ajustements, un diamètre de 0,4 m nous a semblé être un bon compromis, car il prend tout de même en compte la rugosité des surfaces les plus complexes. Les points des nuages de résolution les plus faibles étant espacés de 2 à 4 cm, la normale est donc calculée pour un diamètre qui inclut au minimum 10 points du nuage.

b – Paramètres de ré-échantillonnage (*core-points*) et de diamètre (*projection scale*)

Les nuages de points ont été sous-échantillonnés tous les 5 cm en *core-points*, divisant en moyenne par deux le nombre initial de points du nuage. Cela permet de réduire significativement les temps de calcul. Le diamètre de projection (*projection scale*) doit avoir une valeur ni trop grande ni trop petite pour trouver un bon compromis entre le temps de calcul et la conservation de la rugosité initiale du nuage de points. Comme pour le calcul des normales, un diamètre de 0,4 m a été choisi.

c – Cartes de précision (*Precision maps*)

Les cartes de précision des deux nuages de points à comparer sont ajoutées dans le logiciel *CloudCompare* et sont associées respectivement à leur nuage de points denses. Les tables attributaires des deux nuages de points denses ont désormais trois nouveaux champs scalaires définissant un intervalle de confiance qui sont les précisions de chaque point dans les directions X, Y et Z.

3.2.2. Calcul des différences

Tous les nuages de points ont été comparés pour calculer les différences d'un relevé à l'autre. Ces différences sont illustrées grâce à six nuages résultant de la soustraction des nuages de points initiaux (Fig. 2.20). L'échelle de couleur correspond à la valeur de la différence (positive ou négative) pour chaque point du nuage. Elle s'étend du rouge qui correspond à un ajout de matière de 3 m d'épaisseur, au bleu qui correspond à une érosion de 3 m d'épaisseur. Les points de couleur blanche symbolisent la « stabilité » de la falaise (aucune différence entre les nuages de points). Globalement, la figure 2.20 nous montre que la majorité de la falaise n'a pas connu de modification sur la totalité de la période observée (la couleur blanche domine). Cependant, des zones teintées de rouge et de bleu sont visibles localement, plus ou moins prononcées sur certains nuages de points (Fig. 2.20). Ces zones ne traduisent pas forcément de l'érosion ou de l'accumulation mais peuvent être le résultat de signaux parasites.

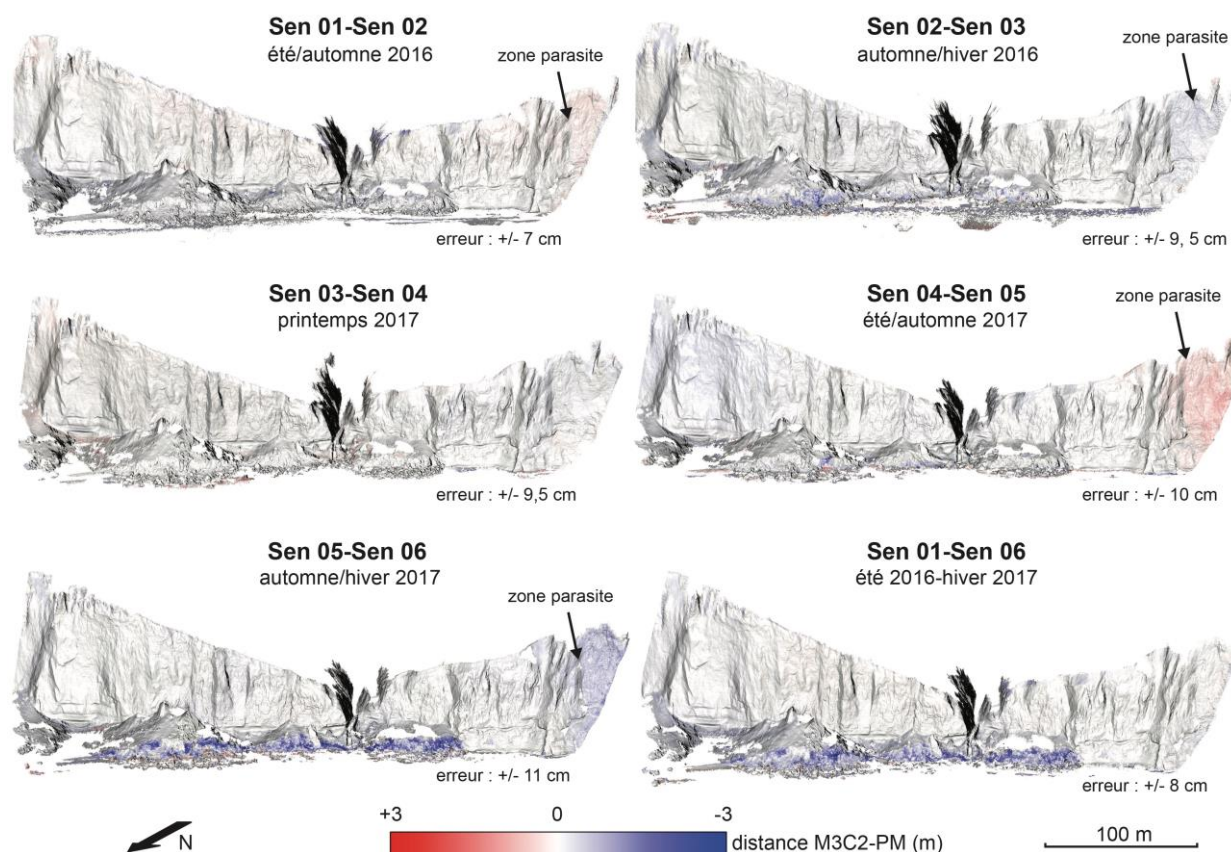


Figure 2.20 - Nuages de points résultant de la différence M3C2-PM. La couleur rouge symbolise une différence positive (accumulation de matière), la couleur bleue une différence négative (érosion) et la couleur blanche aucun différence. L'erreur de recouvrement indiquée correspond aux erreurs de géoréférencement cumulée des deux nuages de points comparés.

Zones parasites : extrémités des nuages de points

Certains comparatifs inter-nuages laissent apparaître une même zone largement colorée au niveau de l'extrémité SW des nuages de points (Fig. 2.20). Cette zone est visible sur les comparatifs Sen 02-Sen 03 et Sen 05-Sen 06 marqués par du bleu qui devrait traduire de l'érosion et sur les comparatifs Sen 01-Sen 02 et Sen 04-Sen 05 marqués par du rouge qui devrait traduire une accumulation de matière (Fig. 2.20). Or ces signaux ne traduisent pas une réelle différence entre les nuages de points mais s'expliquent par un mauvais géoréférencement de cette partie de la falaise dû au recouvrement de photos qui est insuffisant sur les relevés de Senneville 02 (14/11/16) et Senneville 05 (13/11/17) (Fig. 2.21). Cette zone parasite ne sera donc pas prise en compte et supprimée manuellement dans le bilan érosif final.

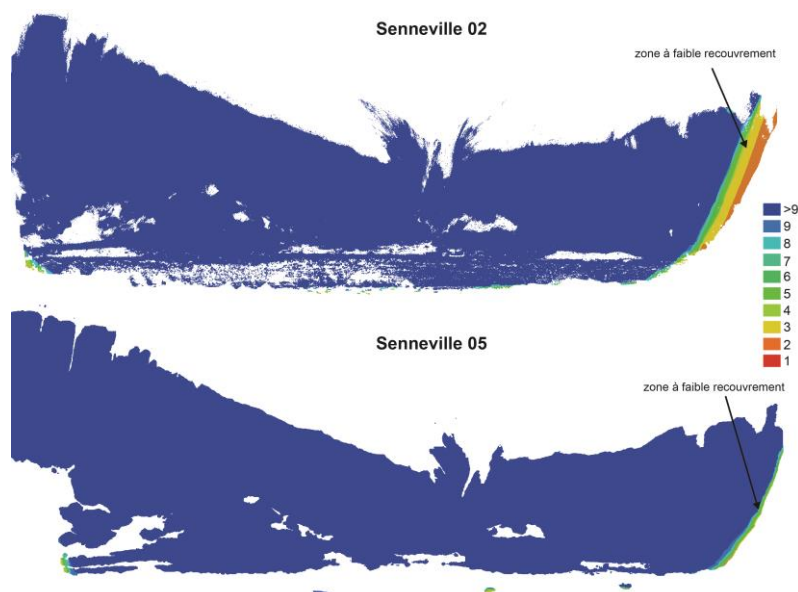


Figure 2.21 – Valeurs de recouvrement de photos pour les levés de Senneville 02 (14/11/16) et Senneville 05 (13/11/17).

Zones parasites : végétation

Contrairement au lidar, la photogrammétrie ne permet pas de faire abstraction de la végétation superficielle et de déceler les surfaces à l'arrière de celle-ci. La portion de falaise étudiée, et notamment le dessus des talus d'éboulis présentent de nombreuses zones végétalisées (Fig. 2.22). Cette végétation qui évolue aux rythmes des saisons, peut induire un signal parasite dans les comparatifs inter-nuages comme c'est le cas sur le détail de la zone du talus d'éboulis du comparatif Sen 03-Sen 04 (Fig. 2.23). En effet, la végétation se densifiant pendant le printemps, de nombreuses zones du différentiel sont positives (ajout de matière, zones rouges) avec localement quelques zones négatives où il manque de la matière (zones bleues) (Fig. 2.23). Comme précédemment, ces zones parasites faussent l'exactitude du différentiel, elles ne seront donc pas intégrées dans la quantification de l'érosion.



Figure 2.22 – Photos illustrant la végétation qui recouvre le dessus du talus d'éboulis. A noter la densification de la végétation sur la photo de droite lors de l'acquisition de Senneville-04 (05/07/17) par rapport à Senneville 03 (07/03/17).

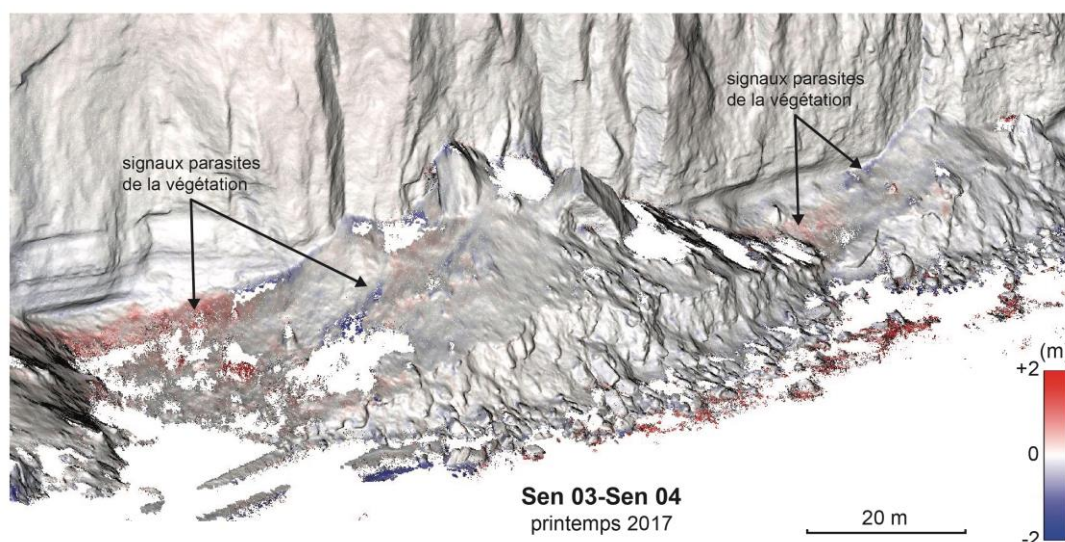


Figure 2.23 – Signaux parasites résultant de la présence de végétation, visibles sur le différentiel Sen03-Sen04 qui couvre la période printanière.

Erosion du talus d'éboulis

S'il est impossible d'estimer une probable érosion du dessus du talus d'éboulis, sa surface à nue exposée à la mer qui se trouve entre 5 et 15 m de haut (IGN) est tout à fait exploitable. Cette surface qui représente environ 5 000 m², peut être directement soumise à l'influence des agents érosifs marins tels que les vagues et la marée. Une valeur moyenne du recul du talus (cm) ainsi qu'un volume différentiel moyen (m³) ont pu être estimés pour les six comparatifs inter-nuages (Table 2.3). L'erreur de recouvrement a été recalculée pour la surface considérée (5 000 m²), elle est de 1,4 cm à 2,5 cm (Table 2.3). La distance de recul du talus varie de 5,1 cm $\pm$ 1,4 cm pour le différentiel Sen01-Sen02 à 68,8 cm $\pm$ 2,5 cm pour le différentiel Sen05-Sen06. Le différentiel Sen03-Sen04 est le seul qui présente un bilan positif avec un ajout moyen de 0,5 cm $\pm$ 2 cm de matière. Cette accumulation de matière semble correspondre à l'engraissement progressif du haut de plage par l'amoncèlement de galets. Le total de la distance de recul sur la période d'analyse de 516 jours est de 98,1 cm $\pm$ 2,1 cm. Cette valeur coïncide avec la distance calculée pour le différentiel total couvrant les 17 mois d'analyse entre Senneville 01 (31/08/16) et Senneville 06 (29/01/18) (95,4 cm $\pm$ 2,2 cm) (Table 2.3).

Table 2.3 – Valeurs estimées du recul et du volume érodé du talus d'éboulis et du pied de falaise pour les six différentiels inter-nuages. Sen03-Sen04 est le seul différentiel témoignant d'une accumulation de matière.

	Sen01-Sen02	Sen02-Sen03	Sen03-Sen04	Sen04-Sen05	Sen05-Sen06	Total	Sen01-Sen06
Durée	72 jours	116 jours	120 jours	131 jours	77 jours	516 jours	516 jours
Saison	été/automne 2016	automne/hiver 2016	printemps 2017	été/automne 2017	automne/hiver 2017		
Recul moyen du talus (cm)	5,1 $\pm$ 1,4	19,1 $\pm$ 2,7	+0,5 $\pm$ 2,0	5,6 $\pm$ 2,2	68,8 $\pm$ 2,5	98,1 $\pm$ 2,1	95,5 $\pm$ 2,2
Recul moyen du pied de falaise (cm)	0	0	0	0	1,6 $\pm$ 0,9	1,6 $\pm$ 0,9	1,8 $\pm$ 0,7
Volume du talus érodé (m³)	333	779	+88	97	2490	3611	3658
Volume pied de falaise érodé (m³)	0	0	0	0	50	50	50

La majorité du recul enregistré a lieu lors des hivers. En effet, les valeurs les plus importantes coïncident avec les périodes hivernales notamment avec l'hiver 2017 où le talus des éboulis a reculé de 68,8 cm en moyenne (Table 2.3). La figure 2.24 illustre les zones du talus affectées par l'érosion où localement des retraits de 5 m ont pu être enregistrés lors des hivers 2016 et 2017. Cette érosion a entraîné un démaigrissement important du talus avec des volumes de matière arrachée allant jusqu'à 2 490 m³ lors de la seule période de 77 jours séparant les relevés de Senneville 05 (13/11/17) et Senneville 06 (29/01/18) (Table. 2.3). Les volumes érodés calculés à partir des autres différentiels inter-nuages sont beaucoup moins importants allant de 97 m³ pour le différentiel Sen 04-Sen 05 à 779 m³ pour le différentiel Sen 02-Sen 03. Le volume total de matière érodée provenant du talus d'éboulis est de 3 611 m³. Ce volume est similaire au volume moyen calculé par le différentiel Sen 01-Sen 06 couvrant la totalité de la période d'analyse (Table 2.3).

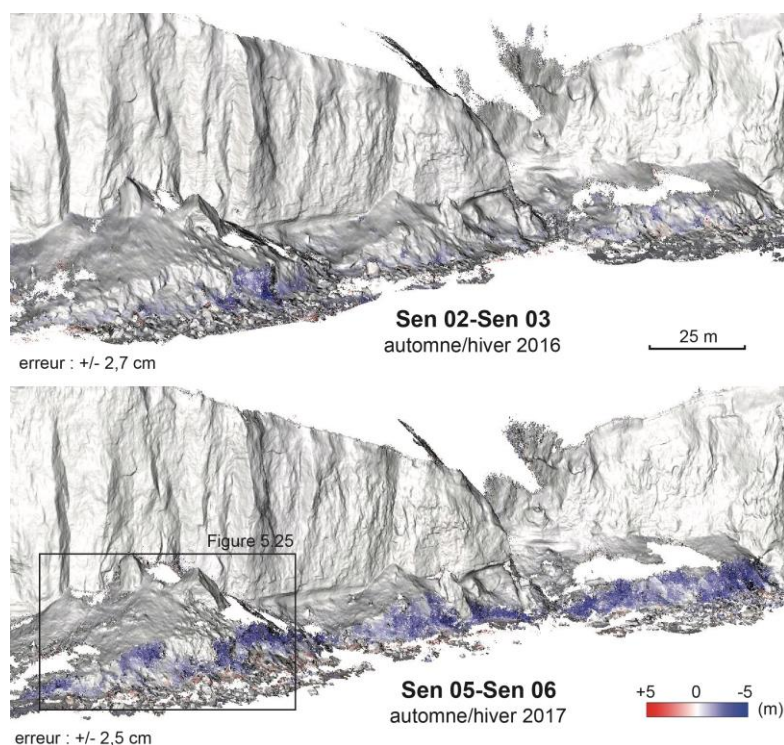


Figure 2.24 – Différentiel inter-nuages illustrant l'érosion subit par le talus d'éboulis lors des périodes automnales et hivernales 2016 et 2017.

La figure 2.25 illustre bien la différence de morphologie du talus d'éboulis entre Senneville 05 (13/11/17) et Senneville 06 (29/01/18). Une grande partie de sa surface exposée à la mer a subi une ablation durant la période séparant les deux relevés. Cette surface est devenue blanchâtre sur le relevé de Senneville 06 (29/01/18) témoignant du rafraîchissement des cicatrices d'érosion du talus. On peut également remarquer que la démarcation entre le dessus du talus recouvert de végétation et la surface à nue a largement reculé en direction des terres (Fig. 2.25).

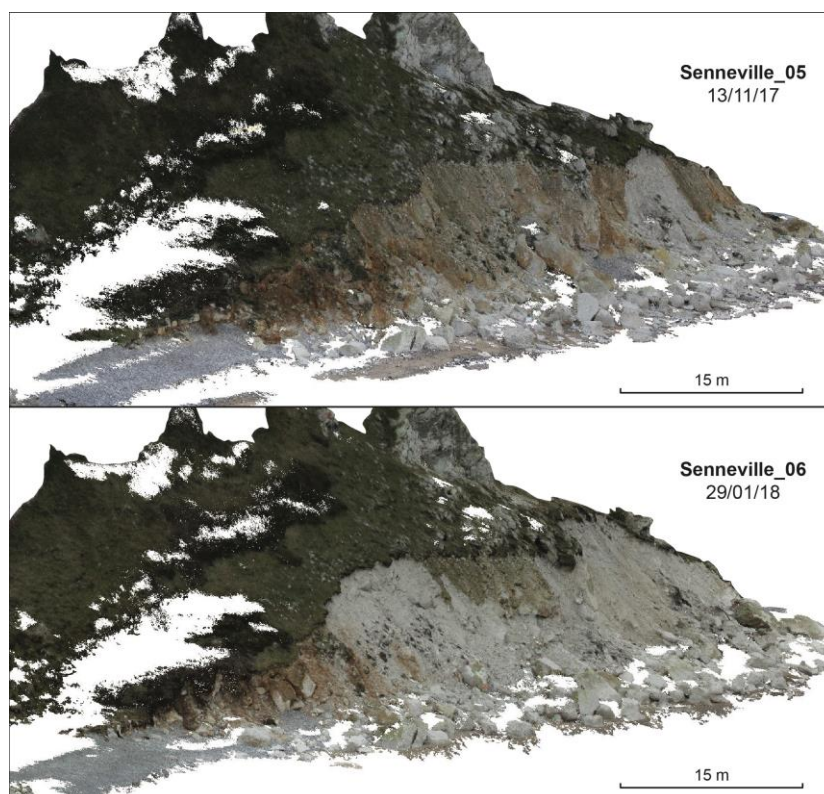


Figure 2.25 – Nuages de points denses de Senneville 05 (13/11/17) et Senneville 06 (29/01/18) mettant en avant la différence de morphologie du talus d'éboulis suite à son érosion subie lors de l'hiver 2017.

Erosion du pied de falaise

Si la majorité de la falaise n'a pas évolué durant les 516 jours de suivi photogrammétrique, ou alors trop modestement pour que cela soit observé par cette technique, la zone de pied de falaise non recouverte par le talus d'éboulis témoigne d'une activité érosive assez importante pour être mesurable par notre méthode. La figure 2.26 montre, qu'à première vue, sur le différentiel de Senneville 05-Senneville 06, il est difficile de visualiser une quelconque érosion de la falaise. Cependant, si l'on observe dans le détail le pied de falaise à l'extrémité SW de la zone couverte, des surfaces bleutées nous indiquent de l'érosion. L'erreur de recouvrement a été recalculée pour la surface considérée du pied de falaise, elle est de 0,9 cm (Table 2.3). Cette érosion uniquement visible sur ce différentiel nous indique qu'elle a eu lieu lors des 77 jours séparant le relevé de Senneville 05 (13/11/17) et Senneville 06 (19/01/18). Elle a entraîné un recul moyen du pied de falaise de $1,6 \pm 0,9$ cm et a généré un volume de matière érodée de 50 m³.

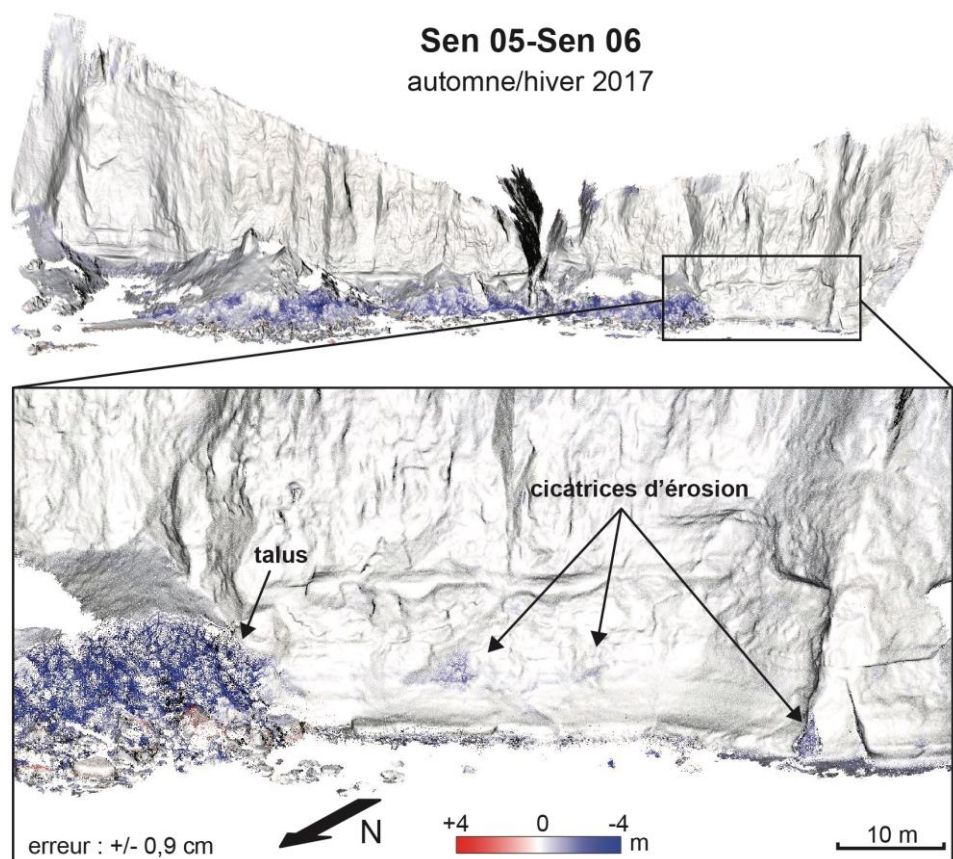


Figure 2.26 – Différentiel inter-nuages Senneville 05-Senneville 06 illustrant l'érosion du pied de falaise à l'extrémité SW de la portion de falaise analysée.

La figure 2.27 illustre la zone du pied de falaise touchée par l'érosion. L'érosion a affecté une large bande de 217 m² où des cicatrices de couleur plus blanchâtre que le reste de la falaise sont visibles. Le nuage de points Senneville 05 daté du 13/11/16 montre que les zones qui ont été érodées correspondent à des zones où la craie était fortement altérée, plus friable, lui donnant un aspect de croûte grisâtre (Fig. 2.27). Un bloc de craie de 8 m³ a également été arraché de la falaise (Fig. 2.27). Il s'agit ici du seul évènement de type écoulement enregistré lors de la période de suivi (516 jours).

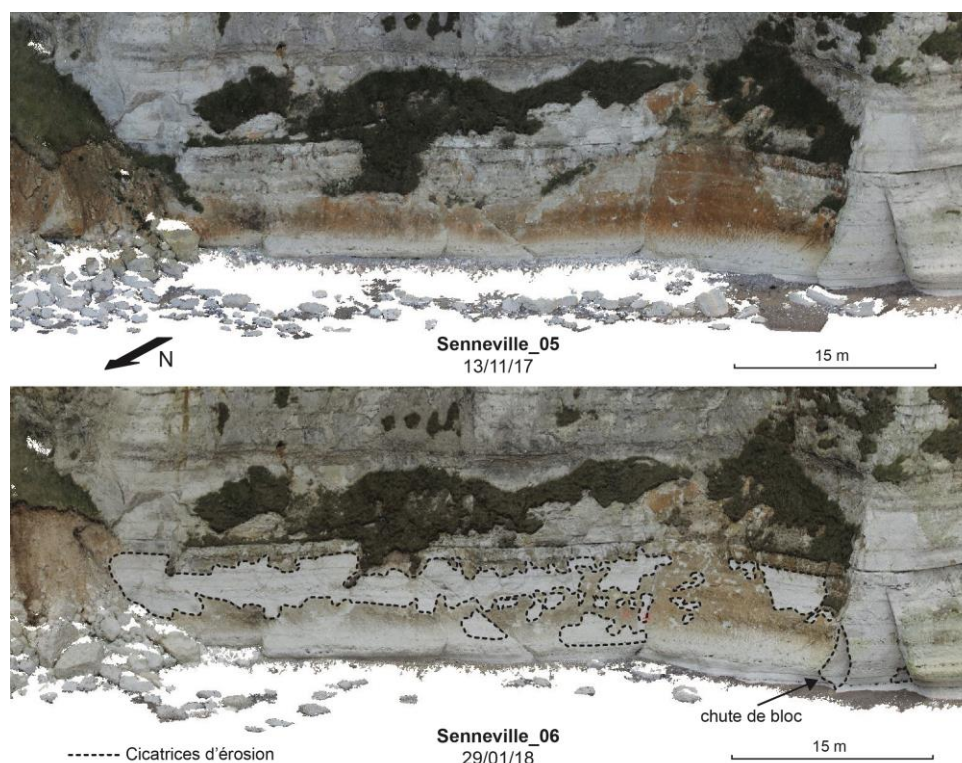


Figure 2.27 – Nuages de points denses dévoilant une zone du pied de la falaise affectée par l'érosion lors de l'hiver 2017.

3.3. Interprétation des résultats

3.3.1. Distribution spatiale de l'érosion

La distribution spatiale de l'érosion de la falaise de Senneville-sur-Fécamp et de son talus d'éboulis n'est pas aléatoire. Sans surprises, les résultats nous montrent que les zones les plus exposées aux agents érosifs marins sont les plus affectées par l'érosion. Le versant nord du talus d'éboulis est la zone la plus soumise à l'érosion car il est le premier atteint par la mer. Il se distingue facilement car c'est la seule face du talus d'éboulis qui n'est pas recouverte de végétation (Fig. 2.20). Sa base se trouve à 5 m de haut (IGN) soit 0,4 m au-dessus du niveau des plus hautes mers astronomiques (4,6 m) et son sommet à environ 15 m. La marée seule n'explique pas son érosion, elle doit être combinée à une surcote d'au minimum 0,4 m, possible lors d'événements extrêmes. Dans ces cas, la mer vient alors directement lui arracher des blocs de craie plus ou moins gros. Contrairement à la falaise qui est constituée de craie massive, le talus d'éboulis est constitué de fragments de craie déjà broyée favorisant son érosion.

Une seule portion de falaise a montré des traces d'érosion. Il s'agit de l'extrémité SW de la zone étudiée. Ces traces sont des cicatrices d'érosion visibles du pied de la falaise jusqu'à environ 8 m au-dessus de la plage. Elles sont observables sur le seul différentiel de Senneville 05-Senneville 06 (Fig. 2.26 & Fig. 2.27). Cette portion de falaise est une zone dépourvue d'éboulis, montrant bien évidemment son rôle protecteur. On peut imaginer qu'en l'absence de talus d'éboulis sur l'ensemble de la zone de falaise étudiée, les valeurs de recul et de volume érodé auraient été largement supérieures. Cependant il faut noter que certaines cicatrices d'érosion du pied de falaise correspondent à des surfaces où la craie était déjà altérée, donc plus fragile (Fig. 2.27).

3.3.2. Distribution temporelle de l'érosion

La distribution temporelle de l'érosion du talus d'éboulis de la falaise de Senneville-sur-Fécamp montre une certaine inégalité. En effet lors des périodes s'étalant du printemps à l'automne, le talus est faiblement affecté par l'érosion avec environ 10 cm de recul cumulé pour 323 jours d'analyse (Table. 2.3). Il s'engraisse même lors du printemps 2017 par l'accumulation de galets à sa base. A l'inverse, lors des périodes de fin d'automne et des périodes hivernales, le talus d'éboulis subit une érosion intense. Lors des deux périodes hivernales, il subit un recul moyen cumulé d'environ 88 cm pour un volume érodé de 3269 m³ pour seulement 193 jours d'analyse (Table. 5.3). Cette inégalité entre les périodes de forte et de faible érosion peut s'expliquer principalement par le contraste existant entre les conditions hydrodynamiques estivales et hivernales. La figure 5.28 représente l'enregistrement de la hauteur de houle H1/3 (hauteur significative des vagues) et Hmax (hauteur maximale des vagues) à la bouée de Cherbourg extérieure et Paluel (seules bouées ayant enregistré la houle lors des hivers 2016 et 2017) durant les mois de juillet et août 2017, novembre 2016 à mars 2017 et novembre 2017 à janvier 2018. Les hauteurs de houle enregistrées durant les mois de juillet et août 2017 sont majoritairement inférieures à 2,5 m pour le Hmax et 2 m pour le H1/3 avec ponctuellement un pic à 4 m (Hmax) pour la journée du 10 août 2017. Ces hauteurs sont inférieures aux tailles enregistrées durant les mois d'hiver 2016 et 2017 avec plusieurs pics supérieurs à 3 m pour le H1/3 et 4 m pour le Hmax (Fig. 2.28). Ces périodes de fortes houles sont notamment associées à des tempêtes comme la tempête Ana qui a par exemple généré des hauteurs de houle maximales de 9 m le 11 décembre 2017 (Fig. 2.28). Des tempêtes comme Carmen et Eleanor ont généré des houles plus petites sur plusieurs jours (Hmax entre 3 et 4 m), mais associées à des coefficients de marée de 94 à 107 (SHOM), les vagues ont pu largement atteindre le pied de la falaise et le talus d'éboulis lors des marées hautes.

S'il existe une forte inégalité entre l'activité érosive des périodes estivales et hivernales, nos résultats montrent également une différence importante dans les mesures de recul et de volume érodé entre les deux périodes hivernales étudiées. Lors de la période automne/hiver 2017, le talus d'éboulis a reculé d'environ 69 cm pour un volume érodé de 2490 m³ soit environ trois fois plus de recul et de volume érodé que lors de l'hiver 2016 (Table. 2.3). De plus, c'est uniquement lors de cette période que le pied de falaise a subi de l'érosion. Ces différences peuvent également s'expliquer par les hauteurs de houles et les niveaux marins extrêmes instantanés enregistrées durant les trois mois d'hiver 2017. En effet, 25 pics de houles supérieurs à 3 m (Hmax) ont été enregistrés lors de l'hiver 2017 dont 9 ont coïncidé avec des périodes de forts coefficients de marée (> 80) contre seulement 11 pics de houles supérieurs à 3 m (Hmax) enregistrés lors de l'hiver 2016 dont 4 ont coïncidé avec des périodes de forts coefficients de marée (Fig. 2.28).

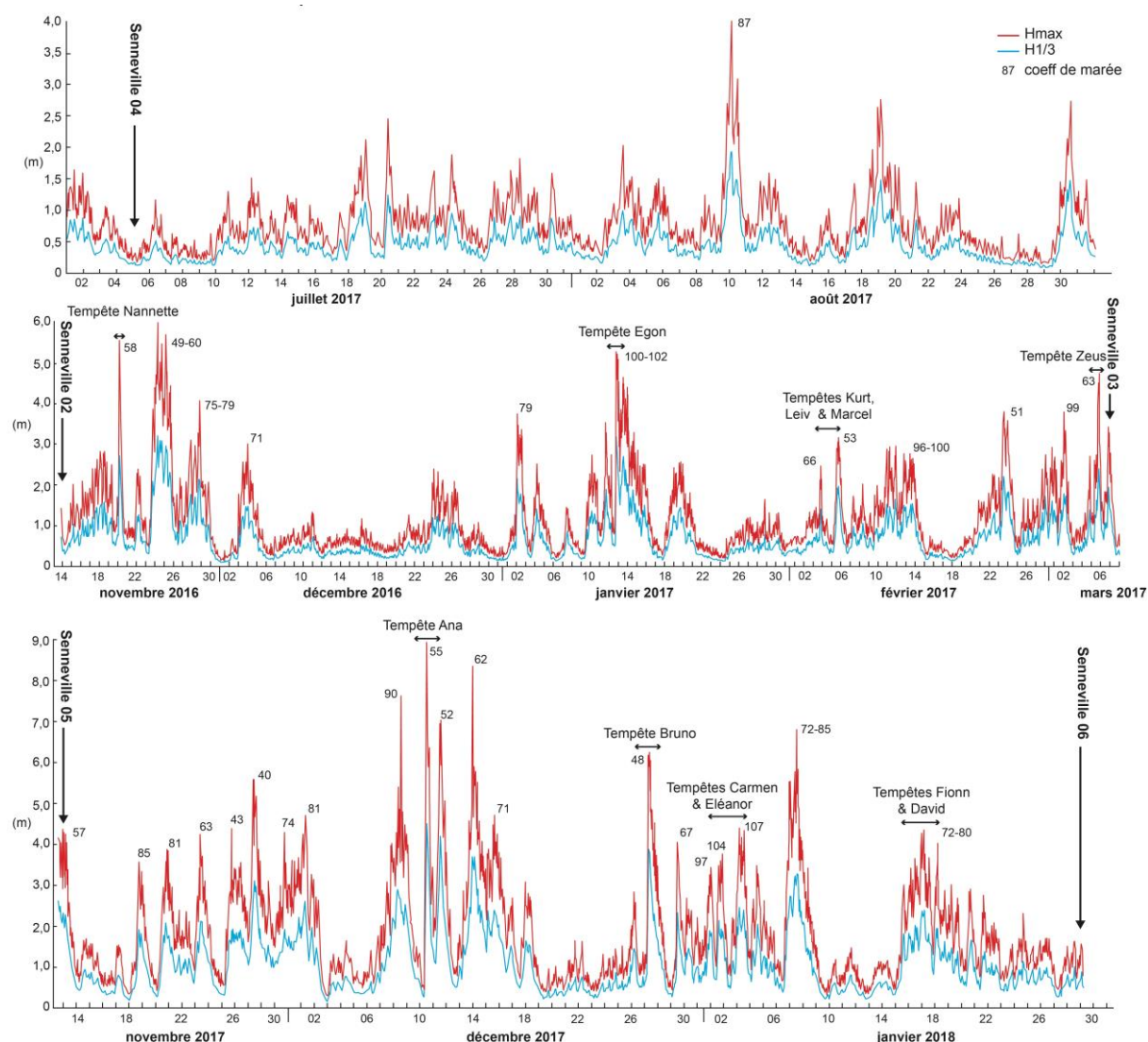


Figure 2.28 – Enregistrement de la taille des houles (H1/3 et Hmax) pour les mois de juillet et août 2017 (bouée Cherbourg) et pour les mois de novembre 2016 à mars 2017 (bouée Cherbourg) et novembre 2017 à janvier 2018 (bouée Paluel) (Candhis, Cerema).

Le facteur météorologique doit être également pris en compte et notamment les précipitations. Les fortes précipitations enregistrées (122 mm à 148 mm pour l'hiver 2017 contre seulement 12 mm à 83 mm pour l'hiver 2016) à la station météorologique de la Hève (nord du Havre) lors de l'hiver 2017 peuvent également avoir une influence sur l'érosion quantifiée lors de cette même période (Fig. 2.29). Les eaux météoritiques ont pu fragiliser le talus d'éboulis et le rendre plus vulnérable aux agents marins. De façon similaire, le pied de falaise a pu être altéré par les eaux douces ruisselant à l'intérieur du massif crayeux. Il est intéressant de remarquer que les zones du pied de falaise affectées par l'érosion se trouve juste en dessous d'un niveau de marne (*Lewes Marl*), couche imperméable favorisant et guidant le ruissellement de l'eau (Fig. 2.27). Cette eau a pu altérer la roche la rendant plus fragile et vulnérable aux agents érosifs marins.

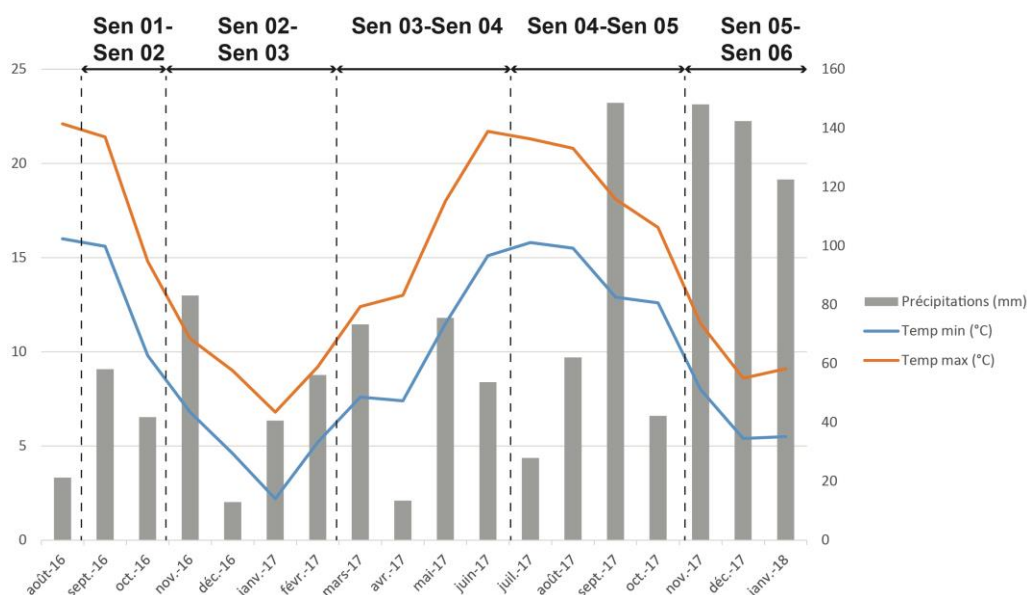


Figure 2.29 – Relevés mensuels des précipitations et des températures pour la période d'août 2016 à janvier 2018 à la station météorologique de la Hève (www.meteofrance.fr).

3.2.3. Comparaison des taux d'érosion

Les distances estimées de recul du pied de falaise de Senneville-sur-Fécamp ont été converties en taux d'érosion afin d'être comparées aux taux historiques estimés sur ce même secteur et aux taux d'érosion d'autres falaises du littoral de Seine-Maritime. Le recul du pied de falaise de Senneville-sur-Fécamp converti en taux d'érosion correspond à 1,2 cm/an. Il faut noter que la zone érodée ne correspond qu'à 1,1% de la surface totale de la falaise étudiée.

Comparé aux taux d'érosion historiques du même secteur estimés à partir de la comparaison de photos aériennes (Costa, 1997 ; Costa et al., 2004), la valeur des taux d'érosion estimés lors de cette étude est quinze fois inférieure (Table. 2.4). Cependant le taux estimé par Costa et al. (2004) est établi sur l'ensemble du front de falaise et il est surtout issu d'une période de comparaison de 29 ans alors que la nôtre n'est que de 17 mois. D'autre part, le secteur de Senneville-sur-Fécamp est connu pour subir des effondrements massifs dont la période de retour varie entre 26 et 50 ans (Costa, 1997), cela peut expliquer le faible taux d'érosion mesuré pendant notre période, trop courte pour être représentative de la tendance générale érosive du secteur.

Des taux d'érosion sur deux autres secteurs du littoral de Seine-Maritime ont été estimés par TLS sur les falaises de Mesnil-Val et du Cap d'Ailly (Dewez et al., 2013 ; Letortu et al., 2019). Contrairement à la photogrammétrie, le TLS permet de quantifier des différences inférieures au centimètre et donc de quantifier l'érosion de la particule aux mouvements de masse (Letortu et al., 2018). Ces taux sont issus de périodes d'analyse de 28 à 85 mois, soit 11 à 68 mois de plus que notre période de suivi (Dewez et al., 2013 ; Letortu et al., 2019). Lors de cette période, la falaise de Mesnil-Val a subi un recul de 13 cm/an résultant de plusieurs effondrements dont le plus gros a généré un volume de plus de 70 000 m³ pour un total de 82 396 m³ (Dewez et al., 2013) (Table 2.4). Sans tenir compte de cet effondrement majeur, Dewez et al. (2013) ont montré que l'érosion n'avait affecté que 2 à 8 % de la surface totale de

la falaise étudiée (avec effondrement majeur : 21 %) et qu'elle était majoritairement active lors des périodes hivernales. Ces résultats confirment les observations des distributions spatiales et temporelles de l'érosion de la falaise de Senneville-sur-Fécamp. Au Cap d'Ailly, lors des 85 mois d'étude, la falaise a subi un taux de recul moyen de 36 cm/an lié principalement aux actions marines, ce qui est largement supérieur au taux que nous avons estimé à Senneville-sur-Fécamp (Letortu et al., 2019). Cependant le secteur du Cap d'Ailly est connu pour subir les plus forts taux d'érosion du littoral de Seine-Maritime (Costa, 1997) et lors de l'analyse, Letortu et al. (2019) ont estimé que 98% du taux d'érosion mesuré était le résultat d'éboulements/écroulements.

La grande différence entre les suivis TLS, le suivi historique et le suivi présenté dans cette thèse est la durée du temps d'observation. Notre suivi étant seulement de 17 mois, il n'a pas permis d'enregistrer d'évolutions notables de la falaise (mise à part la chute d'un bloc de craie de 8 m³). La technique adoptée n'est peut-être pas appropriée pour quantifier des évolutions si faibles et si occasionnelles de la falaise. Elle peut être cependant un bon complément aux méthodes TLS (Letortu et al., 2018).

Table 2.4 – Comparaison des taux d'érosion estimés lors de cette étude avec les taux calculés sur une période de temps plus longue (Costa et al., 2004) ou sur d'autres secteurs du littoral de Seine-Maritime (Dewez et al., 2013 ; Letortu et al., 2019).

Secteur	Période couverte	Méthode	Taux d'érosion (cm/an)	Volume érodé (m ³)	Part de surface affectée par l'érosion (%)
Senneville-sur-Fécamp (Costa et al., 2004)	1966-1995 (29 ans)	Photos aériennes géoréférencées	15,6		
Mesnil-Val (Dewez et al., 2013)	décembre 2005-mars 2008 (28 mois)	TLS	13,0	82396	21
Cap D'Ailly (Letortu et al., 2019)	octobre 2010-novembre 2017 (85 mois)	TLS	24,0		
Senneville-sur-Fécamp (cette étude)	août 2016-janvier 2018 (17 mois)	Photogrammétrie	1,2	50	1,1

4. Conclusion

L'analyse photogrammétrique de la falaise de Senneville-sur-Fécamp a été programmée dans le but de quantifier l'érosion court terme d'un site dont l'activité érosive se caractérise par de rares mais volumineux mouvements gravitaires. La méthode mise en place présente de nombreux avantages tels que son coût modeste et sa facilité d'installation, mais son principal atout reste sa répétabilité. Cependant cette méthode a montré quelques limites comme notamment le manque de précision sur les extrémités du nuage de points et sur la partie haute de la falaise dû à la localisation des cibles de géoréférencement et à la prise de vue. La présence de végétation sur le talus d'éboulis a également induit des biais dans le calcul des différentiels inter-nuages. Ces zones impactent la précision moyenne de l'ensemble des nuages de points qui est assez médiocre (2,8 à 5,9 cm). La précision est bien meilleure sur des zones ciblées, « plus fiables », telles que le front du talus d'éboulis ou le pied de la falaise (0,9 à 2,7 cm). Ces valeurs restent cependant trop élevées pour quantifier l'érosion particulière de la falaise. Seule l'érosion d'ordre centimétrique à métrique a pu être quantifiée.

Cette étude a montré que sur la période investiguée, la distribution temporelle et spatiale de l'érosion de la falaise de Senneville-sur-Fécamp et de son talus d'éboulis induit par d'importants mouvements de masse n'était pas aléatoire. La première zone affectée par l'érosion est le talus qui démaigrit

principalement lors des périodes hivernales, notamment lors de fortes agitations et de hauts niveaux de marée. En effet, il a perdu un volume d'environ 3 600 m³ au cours des 17 mois d'observations. Sur la période d'étude, la falaise n'a pas subi de mouvements gravitaires de grande ampleur. De plus, seule sa partie basale, et notamment celle dépourvue de débris issus des écroulements/éboulements de pans entiers de falaise a été marquée par une érosion modeste (1,6 cm $\pm$ 0,9 cm). Cette ablation semble être de résultat de l'impact de l'action marine, peut être associée à des processus dits subaériens comme les fortes précipitations de l'hiver 2017. Le talus joue donc le rôle de protecteur du pied de falaise face aux assauts de la mer.

Plus globalement, les seules zones affectées par l'érosion sont les surfaces directement soumises aux agents érosifs marins. Durant les périodes estivales, l'activité érosive est relativement faible, voire nulle alors que durant les hivers, elle est multipliée par un facteur neuf. La houle est le facteur majeur qui contrôle l'érosion, notamment lors des tempêtes de l'hiver 2017 où les distances érodées du talus ont été trois fois supérieures aux distances de recul de l'hiver 2016. La période hivernale 2017 coïncide également avec la période où le pied de falaise a connu une érosion générant un volume érodé d'environ 50 m³. Des suivis TLS sur deux autres secteurs du littoral de Seine-Maritime ont également montré que l'érosion de la falaise était prédominante lors des hivers et que les forçages marins étaient les principaux facteurs responsables de l'érosion de la falaise.

L'évolution de la falaise de Senneville-sur-Fécamp est lente et se fait par à-coups grâce principalement à des mouvements de masse. A titre de comparaison, son taux d'érosion estimé sur la période d'analyse de 17 mois est d'environ 1,1 cm/an largement inférieur aux taux estimés par Costa et al. (2004) sur une période de 29 ans (15,6 cm/an). La différence importante entre ces taux s'explique par l'étendue spatiale de notre étude, trop restreinte, et par l'absence de mouvements de masse lors de notre période d'analyse qui est de seulement 17 mois alors que le temps de retour estimé des effondrements sur le secteur de Senneville-sur-Fécamp varie de 20 à 50 ans (Costa, 1997).

Les perspectives concernant le suivi de l'évolution de la falaise de Senneville-sur-Fécamp sont multiples. Tout d'abord il serait intéressant de poursuivre l'acquisition photogrammétrique par des relevés à des intervalles de temps réguliers dans le but d'enregistrer cette évolution sur plusieurs années et peut-être enregistrer un effondrement majeur. Ponctuellement, il serait judicieux de mettre en place deux acquisitions photogrammétriques à un intervalle de temps très court pour isoler un événement majeur tempétueux dans le but de visualiser ses seuls effets. Un couplage avec une acquisition par drone serait un moyen de combler les hiatus de recouvrement sur le dessus du talus d'éboulis mais également sur les extrémités de la falaise. Une acquisition par drone permettrait également de compléter le relevé de la falaise par son sommet qui est sujet à une érosion autant voire plus importante que son plan vertical.

Chapitre 3

Acquisition et traitement des données topo- bathymétriques, géophysiques et géochimiques

1. Les systèmes d'information géographique (SIG).....	91
2. Imagerie terrestre	91
2.1. La BD Alti	92
2.2. Le RGE Alti.....	92
3. Imagerie marine.....	93
3.1. Les différentes campagnes en mer	93
3.2. L'acquisition bathymétrique.....	94
3.3. Traitement des données bathymétriques Geoswath.....	95
3.3.1. Traitement de la marée	95
3.3.2. Traitement de la bathymétrie	96
4. Fusion des données terrestres et bathymétriques	97
4.1. Mise en valeur du relief par l'effet d'ombrage.....	98
4.2. Homogénéisation du référentiel altimétrique.....	99
4.3. Fusion des différentes sources de données grâce à l'outil Mosaïque d' <i>ArcGIS</i>	99
4.4. Cartographie de la zone littorale de Seine-Maritime.....	100
4.4.1. Caractères généraux	100
4.4.2. Cartographies des plateformes rocheuses issues de la campagne CROCO-CAUX	103
4.4.3. Cartographies des plateformes rocheuses issues des campagnes CROCOLIT et SPLASHALIOT	113
5. Acquisition sismique : sondeur de sédiments Chirp.....	119
5.1. Traitement appliqué aux données de sondeur de sédiments (Chirp)	119
5.2. Interprétation des données de sondeur de sédiments et création de cartes isopaque/profondeur du socle.....	120
6. Datations cosmogéniques par utilisation de l'isotope ^{10}Be	123

6.1. Principe de datation par nucléides cosmogéniques ^{10}Be	123
6.2. Stratégie d'échantillonnage et traitement des échantillons	125
7. Conclusion.....	127

1. Les systèmes d'information géographique (SIG)

Pour comprendre l'évolution d'un trait de côte dans le temps et dans l'espace, il est fondamental de le considérer comme un continuum entre la zone côtière et le domaine sous-marin, et non comme une frontière. Dans cette optique, des données topographiques continentales et des données bathymétriques et géographiques sous-marines ont été utilisées dans une architecture de Système d'Information Géographique (SIG). Un SIG est un outil informatique permettant de présenter et d'analyser tous les objets qui existent sur terre ainsi que tous les événements qui s'y produisent (Esri). Les SIG possèdent au travers d'une visualisation d'analyse géographique propre aux cartes, de nombreux domaines d'application à partir de données localisables.

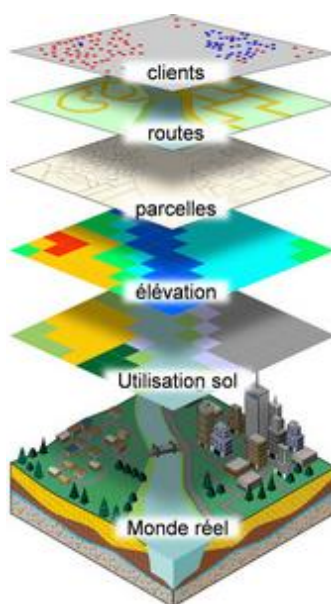


Figure 3.1 – Illustration de différentes couches d'une représentation cartographique (Esri France).

Un SIG stocke des informations sous la forme de couches thématiques pouvant être reliées les unes aux autres par leur localisation (Fig. 3.1). Ces informations peuvent être exploitées sous la forme de deux types de modèles géographiques, le modèle vecteur et le modèle raster. Le modèle vecteur regroupe des informations sous la forme de coordonnées x, y . Les objets de type ponctuel sont dans ce cas représentés par un simple point et les objets linéaires (routes, rivières...) sont eux représentés par une succession de coordonnées x, y (Fig. 3.1). Le modèle raster est quant à lui constitué d'une matrice de points pouvant tous être différents les uns des autres. Il représente une réalité sous la forme d'une image constituée de pixels (Fig. 3.1).

2. Imagerie terrestre

Le développement de techniques de mesures aériennes a permis de développer des programmes de cartographie du territoire français à haute résolution. L'IGN fournit depuis 2001 une base de données altimétrique se présentant sous la forme d'une grille régulière qui décrit à différentes résolutions le relief du territoire national (BD Alti et RGE Alti).

2.1. La BD Alti

La **BD Alti** est une base de données altimétriques sous la forme d'un modèle numérique de terrain qui a pour vocation la description du relief français. Il décrit la forme et l'altitude de la surface du sol à grande et moyenne échelle. A l'échelle de la Seine-Maritime, sa résolution spatiale est de 25 m avec une précision verticale d'environ un mètre. Les informations issues de la BD Alti proviennent de plusieurs types de données fonction de la zone couverte : (1) des données LIDAR (Light Detection and Ranging) pour les zones inondables et littorales et pour les forêts, (2) des données issues de techniques de photogrammétrie pour les zones urbaines et (3) des données provenant de la numérisation de cartes existantes (www.ign.fr). Les données de la BD Alti sont positionnées dans le Réseau Géodésique Français 1993 (RGF93) dont l'ellipsoïde associé est IAG GRS 1980. Ces données sont ensuite projetées selon la projection conique conforme de Lambert (Lambert 93) dont l'altitude se réfère au système altimétrique NGF/IGN 1969 avec son zéro topographique défini par le marégraphe de Marseille.

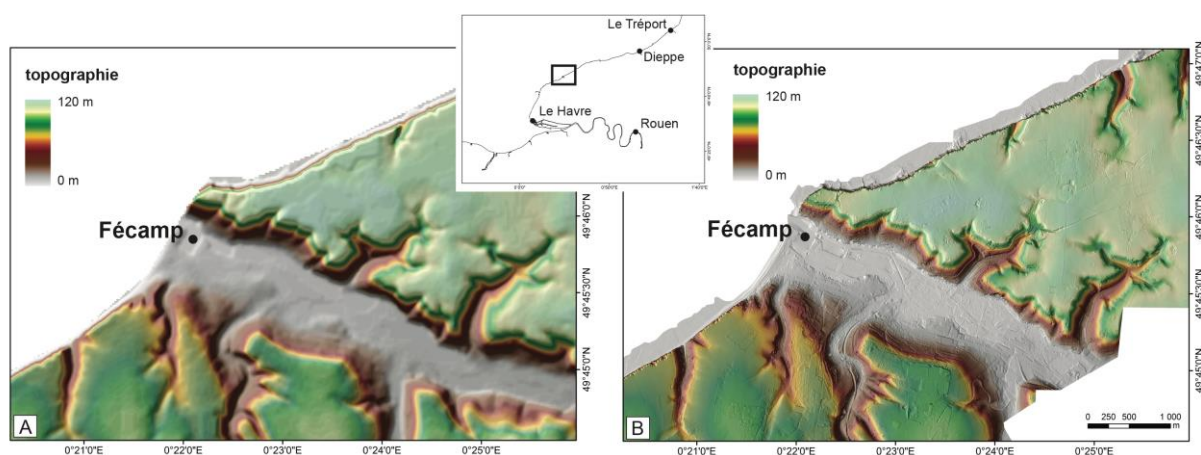


Figure 3.2 – Représentation altimétrique (MNT) de la zone côtière de Fécamp en utilisant (a) la BD Alti et (b) le RGE Alti.

2.2. Le RGE Alti

Le **RGE Alti** décrit la forme et l'altitude normale de la surface du sol à grande échelle de précision métrique (www.ign.fr). Les données ont été acquises par des relevés LIDAR initiés en 2009. Il s'agit d'un modèle numérique de terrain maillé au pas de 1 ou 5 mètres. Sa précision verticale est de 0,2 m dans le cas de surfaces terrestres, de 0,5 m pour des surfaces immergées et 0,7 m pour les surfaces urbanisées. Concernant le département de Seine-Maritime, la résolution RGE Alti est de 1 m et l'emprise des données représente une bande littorale de 2 km de large. De même que pour la BD Alti, le RGE Alti est positionné dans le système géodésique RGF93 projeté en Lambert 93 avec comme système altimétrique NGF/IGN 1969.

La figure 3.2 illustre bien la différence de résolution entre les données de la BD Alti et celles du RGE Alti. Les données du RGE Alti paraissent bien plus nettes et bien plus détaillées notamment au niveau des vallées et des zones urbanisées où les routes ou autres infrastructures sont clairement visibles (Fig. 3.2).

3. Imagerie marine

3.1. Les différentes campagnes en mer

Concernant l'imagerie marine, aucune donnée de bonne résolution n'était disponible pour étudier la continuité de la zone littorale de Seine-Maritime dans le domaine sous-marin. Quatre campagnes en mer ont été nécessaires dans l'optique de couvrir quatre secteurs du littoral de Seine-Maritime aux caractéristiques lithologiques (variété de craie différente) et structurales (différent bloc tectonique) hétérogènes. Ces acquisitions permettent de cartographier avec une excellente résolution l'ensemble du continuum terre-mer sur plusieurs kilomètres.

La première campagne, **CROCOLIT-Leg1** (Duperret, 2013a), a été réalisée en mars 2013 au large d'Ault et de Mesnil-Val (Fig. 3.3). Cette campagne comporte 50 profils bathymétriques représentant une longueur totale de 117 km pour une surface de couverture d'environ 6 km² et pour une gamme de profondeur comprise entre -2 m et -15 m (NGF). L'espacement entre chaque profil varie de 25 m à 50 m.

La deuxième campagne, **CROCOLIT-Leg2** (Duperret, 2013b), a été réalisée en octobre 2013. Elle avait pour objectif de compléter la couverture bathymétrique au large de Mesnil-Val et ainsi imager la plateforme rocheuse sous-marine dans son ensemble (Fig. 3.3). Cette campagne comporte 33 profils relativement courts, pour une longueur totale de 50 km et une surface couverte représentant 2 km². La gamme de profondeur est comprise entre -2 m et -12 m (NGF) et l'espacement entre chaque profil varie de 20 m à 60 m.

La troisième campagne, **SPLASHALIOT-02** (Maillet, 2014), réalisée en septembre 2014, avait pour objectif de compléter la couverture bathymétrique à l'ouest de Mesnil-Val, i.e au large de Criel-sur-Mer (Fig. 3.3). La couverture bathymétrique a permis d'étendre l'imagerie de la plateforme rocheuse sous-marine le long du littoral jusqu'à environ 11 km en direction du sud-ouest. Cette campagne comporte 86 profils bathymétriques espacés de 20 m à 75 m pour une longueur totale de 243 km et une surface couverte de 13 km². La gamme de profondeur est comprise entre -1 m et -15 (NGF).

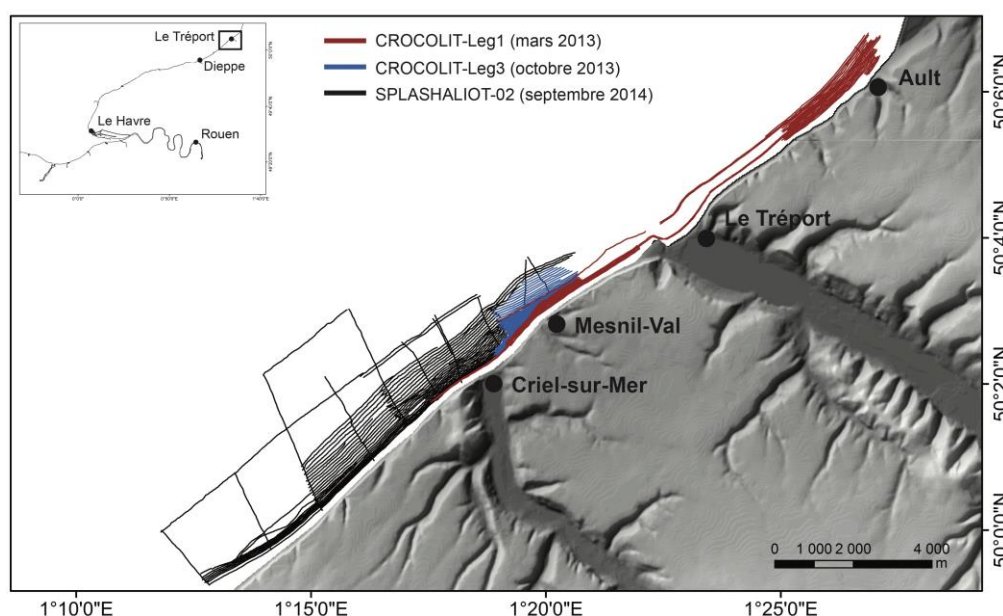


Figure 3.3 – Plan de position des 3 campagnes en mer réalisées au large de Criel-sur-Mer, Mesnil-Val et Ault sur la V/O Haliotis.

La quatrième campagne, CROCO-CAUX (Duperret, 2017), a été réalisée au cours de cette thèse durant le mois de juin 2017. Elle a été réalisée dans le but d'imager dans un premier temps la partie sous-marine de part et d'autre du Cap d'Antifer et dans un second temps la partie sous-marine au large de Fécamp (Fig. 3.4). L'acquisition bathymétrique au large de Fécamp avait également pour objectif de détecter la potentielle trace de la prolongation de la faille de Fécamp-Lillebonne dans le domaine subtidal. Cette campagne en mer comporte 146 profils bathymétriques espacés de 25 m à 85 m pour une longueur totale de 287 km et une surface couverte de 19 km². La gamme de profondeur est quant à elle comprise entre 1 m et -20 m (NGF).

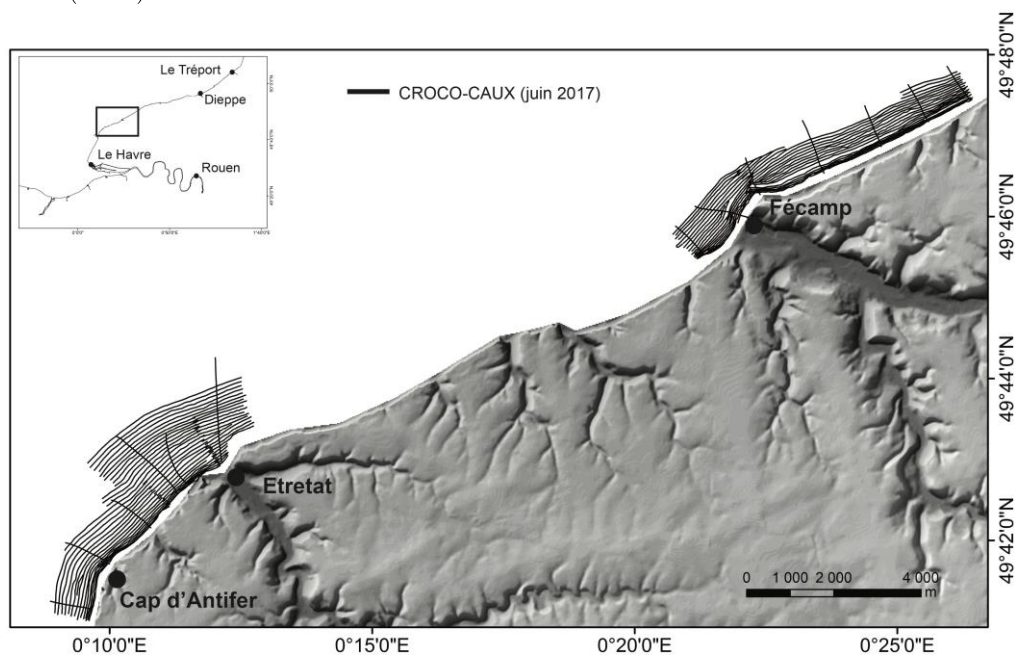


Figure 3.4 – Plan de position de la campagne en mer CROCO-CAUX réalisée au large d'Etretat et de Fécamp.

3.2. L'acquisition bathymétrique

Les quatre campagnes en mer ont été réalisées à bord de la vedette océanographique Haliotis (Ifremer) (Fig. 3.5). Cette vedette de 10 m de long est spécialisée dans la cartographie de la frange littorale (i.e. pour des fonds inférieurs à 15 m) notamment grâce à son faible tirant d'eau (0,5 m). Pour cela, elle est équipée d'un sonar interférométrique Geoswath 250 kHz qui permet de mesurer simultanément la réflectivité du fond et la bathymétrie donnant des indications sur la nature et la morphologie du fond. La largeur de la fauchée du sonar est équivalente à cinq fois la profondeur d'eau i.e. pour une profondeur de 10 m, la largeur du profil bathymétrique fera 50 m de large. Le principal atout de la VO Haliotis est qu'elle peut être transportée tout le long du littoral français par voie routière et peut donc être déployée facilement partout. Le sonar interférométrique est couplé à un système de navigation RTK GPS (*Real Time Kinematic Global Positioning System*) qui lui fournit la position de chaque sonde en temps réel. Cet appareil est couplé à une station à terre et il permet également de fournir la position en temps réel de l'altitude permettant de déterminer la marée avec précision. Les variations de la vitesse du son en profondeur peuvent induire des erreurs importantes sur le calcul de la bathymétrie. La vitesse du son nécessite donc d'être calculée quotidiennement avant chaque journée d'acquisition de même que la salinité et la température de la colonne d'eau.

Une station de travail à bord de la vedette permet à l'opérateur de piloter le sonar interférométrique et

de contrôler son bon fonctionnement en temps réel grâce à des interfaces et des logiciels de traitement des données bathymétrique (*Caraïbes*).



Figure 3.5 – V/O Haliotis amarrée dans le port de Fécamp lors de la campagne en mer CROCO-CAUX.

3.3. Traitement des données bathymétriques Geoswath

Avant de pouvoir correctement exploiter les données du sonar Geoswath, des traitements sont nécessaires à partir du logiciel *Caraïbes* (CARTographie Appliquée à l’Imagerie et la Bathymétrie des Sonars et sondeurs multifaisceaux) conçu par l’Ifremer. Les traitements de données relatives à la marée et à la bathymétrie furent appliqués après chaque campagne. L’ensemble du traitement se présente sous la forme d’une chaîne de modules et doit être appliqué individuellement pour chaque profil bathymétrique.

3.3.1. Traitement de la marée

Les quatre campagnes en mer s’étant déroulées sur plusieurs journées avec en moyenne 7h d’acquisition bathymétrique journalière, la prise en compte des variations bathymétriques engendrées par la marée semi-diurne ainsi que les coefficients de marée est indispensable. Ces traitements s’effectuent sur le logiciel *Caraïbes* à partir du module *ImpTide* qui gère la correction de la marée.

La courbe de marée est calculée en temps réel à partir des données d’altitude du GPS RTK selon le principe suivant : $Marée_{GPS} = Z_{GPS} - H_{GPS} - RAF98 + ZH$

Z_{GPS} correspond à la mesure d’altitude fournit par le GPS, H_{GPS} est la hauteur de l’antenne GPS au-dessus de la ligne de flottaison, $RAF98$ est le géoïde de référence et ZH est la différence entre le niveau du zéro hydrographique et le zéro NGF/IGN69 (Fig. 3.6).

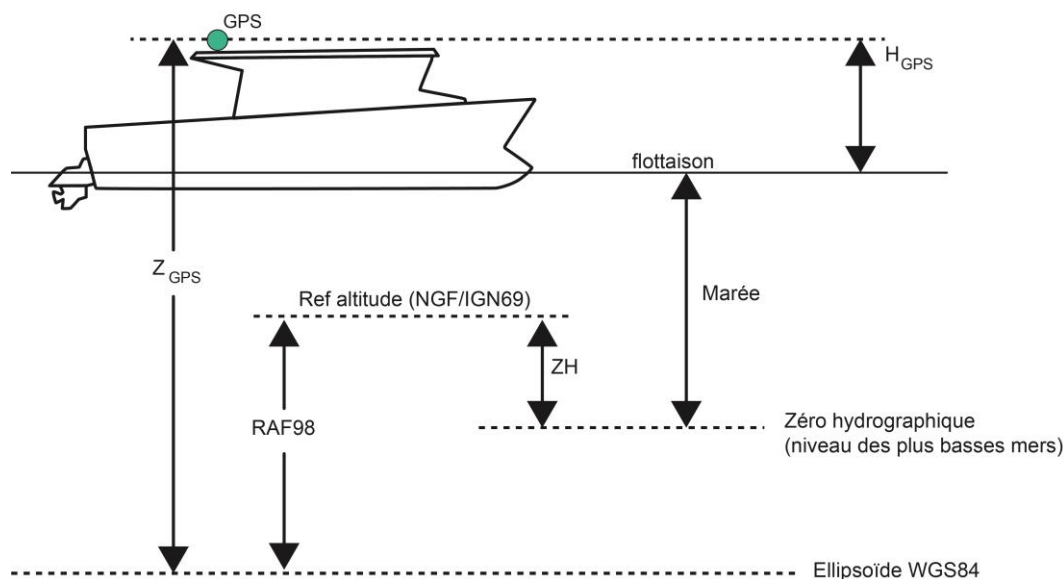


Figure 3.6 – Principe de calcul de la marée GPS (Ifremer).

Une fois la courbe de marée calculée par le module *ImpTide*, il est dans certains cas nécessaire de la « nettoyer » et de la lisser manuellement pour supprimer toute valeur aberrante.

3.3.2. Traitement de la bathymétrie

La toute première étape du traitement de la bathymétrie consiste à appliquer les différents paramètres de calibration de la vedette par le biais du module *TGeos* :

- La correction des décalages entre l'antenne et le point de référence de la navigation (point le plus stable du navire)
- L'application des corrections de calibration du sonar déterminées telles que le roulis, le cap, le tangage...
- L'intégration des profils de célérité réalisés pendant les campagnes

Un premier filtrage est également appliqué, supprimant toutes les sondes bathymétriques positionnées en dehors de la gamme de profondeur sélectionnée. La gamme de profondeur a été déterminée pour chaque campagne à partir des cartes marines du SHOM (www.data-shom.fr). L'ellipsoïde de référence (WGS84) ainsi que la projection utilisée (Lambert93) sont également renseignées dans le module *TGeos*. Le module *Cosima* permet ensuite d'appliquer les courbes de la marée calculées précédemment avec le module *ImpTide* aux fichiers de bathymétrie.

Pour la majorité des profils bathymétriques, un filtrage est nécessaire pour invalider des sondes qui résultent d'artefact comme les remous provoqués par l'hélice du moteur ou encore par des bancs de poissons. Le module *Filtri* permet dans un premier temps d'épurer automatiquement les données. Il utilise un filtre par triangulation de Delaunay qui implique qu'aucun point ne doit être à l'intérieur du cercle circonscrit d'un des triangles i.e. le cercle circonscrit d'un triangle définit par ses trois sommets ne doit contenir aucun autre sommet appartenant à un autre triangle. Ce filtrage peut se révéler assez long, c'est pourquoi un filtrage à la main est possible grâce au module *Odicce*.

Odicce permet d'épurer manuellement les données de bathymétrie en invalidant des sondes jugées comme aberrantes ou si besoin est de revalider des sondes supprimées par le filtrage automatique du module

Filtri (Fig. 3.7).

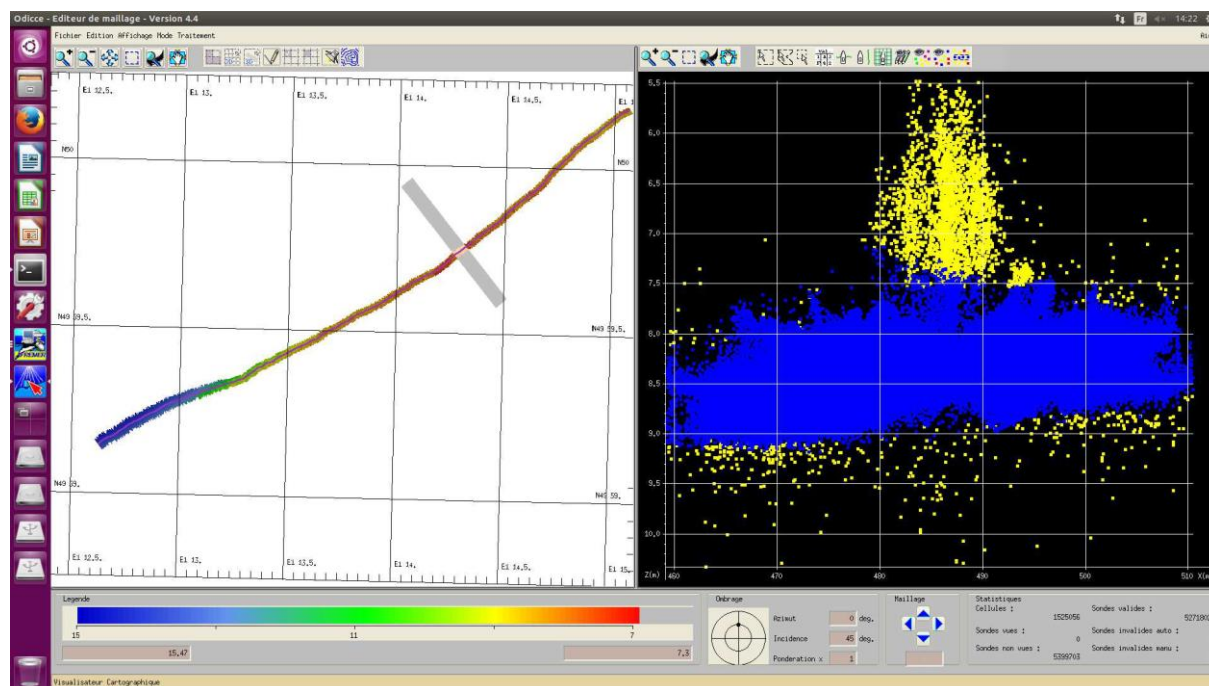


Figure 3.7 – Epuration manuelle des sondes grâce au module *Odicce* de *Caraïbes*. Les sondes aberrantes (en jaune à droite) sont invalidées pour chaque portion de fauchée à gauche de l'écran.

Lorsque que cette étape est terminée il ne reste plus qu'à fusionner tous les profils bathymétriques entre eux pour créer un MNT. Cette opération s'effectue grâce au module *Mailla* dans lequel des paramètres comme la résolution et le poids des données doivent être renseignés. Une interpolation doit être également faite pour passer d'un nuage de points avec une disposition aléatoire à un maillage régulier. La résolution choisie en fonction du ratio « qualité des données/poids des données » est de 1 m pour la résolution spatiale et de 10 cm pour la précision verticale. Le MNT généré est sous la projection Lambert 93.

4. Fusion des données terrestres et bathymétriques

La fusion des données terrestres et bathymétriques permet d'accéder à l'ensemble de l'information dans un continuum entre les domaines terrestre et marin avec une grande précision. Les différents jeux de données provenant de sources diverses n'ont cependant pas les mêmes paramètres (Table 3.1). Il est important d'homogénéiser l'ensemble de ces paramètres avant de créer le MNT continu avec la meilleure résolution possible. Le référentiel altimétrique doit être le même sur les données terrestres et marines or les données terrestres sont dans le référentiel altimétrique NGF alors que les données bathymétriques se réfèrent au zéro hydrographique. Une homogénéisation de la gamme de couleur qui est fonction de la gamme d'altitude de chaque source de données est également nécessaire pour obtenir une cartographie continue.

Table 3.1 – Paramètres des différentes sources de données utilisées pour la fusion Terre-Mer.

Sources des données	Domaine couvert	Projection	Référentiel altimétrique	Résolution spatiale (m)	Précision verticale (m)	Gamme d'altitude (m)
BD Alti	Terrestre	L93	NGF	25	<2	0 à 247
RGE Alti	Terrestre/supratidal	L93	NGF	1	<1	-3 à 139
CROCOLIT_Leg1	Marin	L93	ZH	1	0,1	-11 à 1
CROCOLIT_Leg3	Marin	L93	ZH	1	0,1	-4 à -12
SPLASHALIOT_02	Marin	L93	ZH	1	0,1	-20 à 1
CROCO-CAUX	Marin	L93	ZH	0,5	0,1	-22 à 3

4.1. Mise en valeur du relief par l'effet d'ombrage

Le logiciel de SIG *ArcGIS*, permet de créer un effet d'ombrage qui permet de donner d'une impression de relief aux données. Pour cela, il faut fixer une source de lumière selon un azimuth et une inclinaison précise en fonction du relief que l'on veut mettre en valeur. Pour créer une ombre, un azimuth perpendiculaire à l'objet que l'on veut mettre en valeur sera idéal. Par défaut, la valeur choisie de l'azimut est de 315° pour une inclinaison de 45° . Le produit de l'ombrage est un raster et en plaçant le MNT au-dessous de l'ombrage et en ajustant sa transparence, la carte en relief est alors représentée (Fig. 3.8).

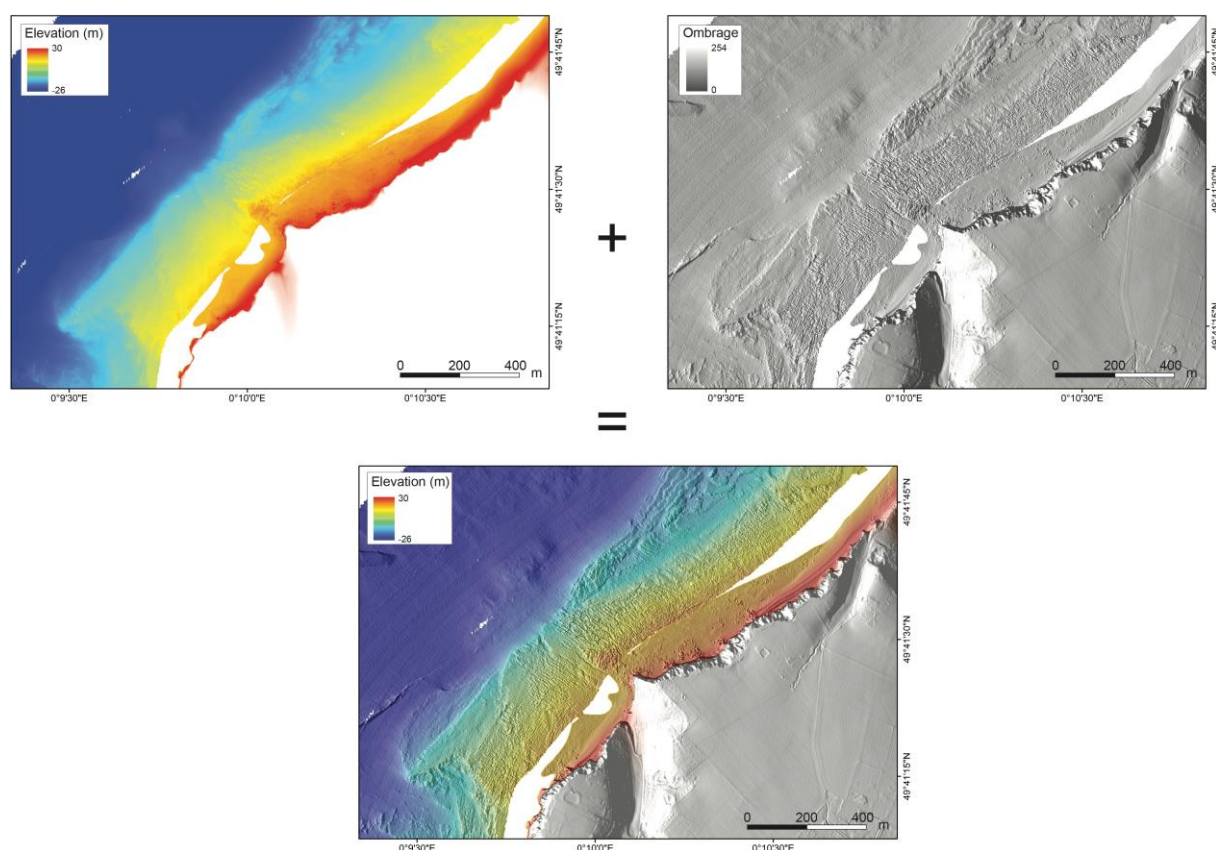


Figure 3.8 – Ajout de l'ombrage sur le MNT Terre-Mer du Cap d'Antifer.

4.2. Homogénéisation du référentiel altimétrique

Les données bathymétriques issues des campagnes à la mer ont pour référence le zéro hydrographique, soit le niveau des plus basses mers alors que les données topographiques sont basées sur le zéro NGF/IGN69 (Table 3.1).

Le zéro topographique ou zéro NGF est défini par le niveau moyen de la mer mesuré sur le marégraphe de Marseille, puis transporté au niveau national. Alors que le zéro hydrographique (ZH) est celui des cartes marines, défini à proximité des grands ports français. La côte du zéro hydrographique varie en fonction de la géographie et de l'hydrodynamique locale (Fig. 3.9). Pour fusionner deux jeux de données bathymétriques il faut donc prendre en compte le rapport entre le zéro NGF (identique dans toute la France) et le zéro hydrographique respectif pour chaque port. Par exemple, concernant les ports de Fécamp et du Tréport, le rapport ZH/NGF est respectivement de 4,435 m et 4,517 m (SHOM) (Fig. 3.9). Ainsi, pour des raisons pratiques, l'ensemble de nos données terrestres ou marines ont pour référence le zéro NGF.

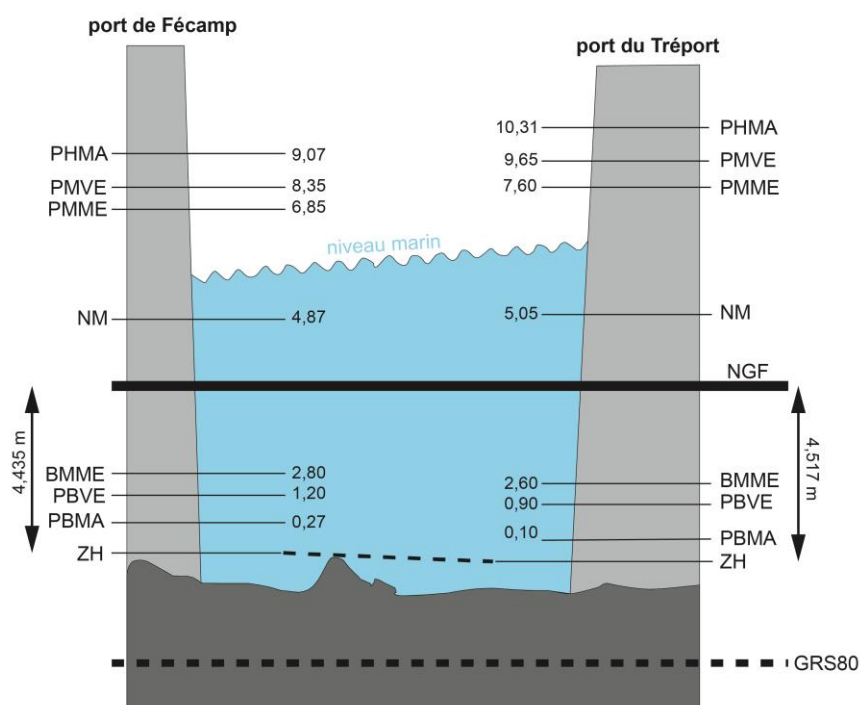


Figure 3.9 – Schéma récapitulatif des niveaux de marée montrant les différentes hauteurs d'eau entre deux ports de Seine-Maritime. Les élévations sont exprimées en mètre. D'après SHOM.

4.3. Fusion des différentes sources de données grâce à l'outil Mosaïque d'*ArcGIS*

Le logiciel SIG *ArcGIS* fournit un outil nommé *Mosaïque* qui permet de former un seul raster à partir de plusieurs jeux de données. L'outil *Mosaïque* est conçu pour gérer des données de résolutions diverses. Selon les tailles de cellule, l'imagerie à l'échelle la plus appropriée sera affichée par défaut. Lorsque les données des différentes sources se recouvrent sous la forme de plusieurs couches, il est alors nécessaire de garder la couche avec la meilleure résolution. Pour cela, la méthode des premiers est appliquée et permet de garder le pixel de la couche supérieure, celle qui possède la meilleure résolution, ne prenant pas en compte les pixels en dessous.

L'outil *Mosaïque* permet également d'homogénéiser l'élévation des différentes sources de données pour n'avoir qu'une seule gamme d'altitude correspondant à une gamme de couleur unique. Dans notre cas, la fusion des données permet de créer une gamme d'altitude allant de -22 m à 247 m qui recouvre les variations d'élévation de l'ensemble des données terrestres et marines.

4.4. Cartographie de la zone littorale de Seine-Maritime

4.4.1. Caractères généraux

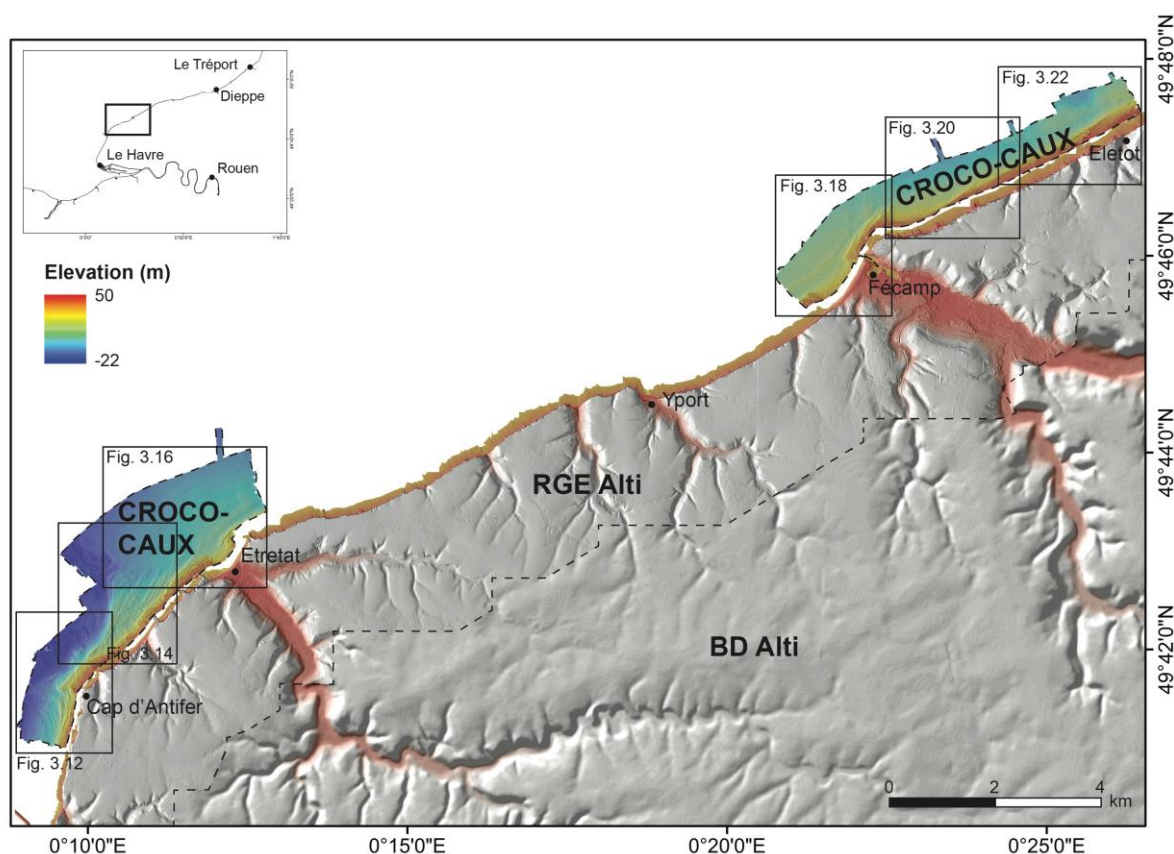


Figure 3.10 – Fusion des données topographiques et bathymétriques pour les secteurs du Cap d'Antifer/Etretat et Fécamp/Eletot.

Le long du littoral de Seine-Maritime, seuls quatre secteurs bénéficient de suffisamment de sources de données pour avoir une représentation topo-bathymétrique de la côte de haute résolution. Les secteurs du Cap d'Antifer/Etretat et de Fécamp/Eletot sont les deux secteurs les plus à l'ouest (Fig. 3.10) et les secteurs de Biville-sur-Mer/Mesnil-Val et d'Ault sont situés au nord-est de la côte (Fig. 3.11). Concernant les deux premiers secteurs, une surface totale de 85 km² a été cartographiée avec une résolution spatiale et une précision verticale inférieures au mètre. La cartographie des deux secteurs les plus au nord représente une superficie de 95 km² dont la résolution spatiale et la précision verticale sont également inférieures à un mètre.

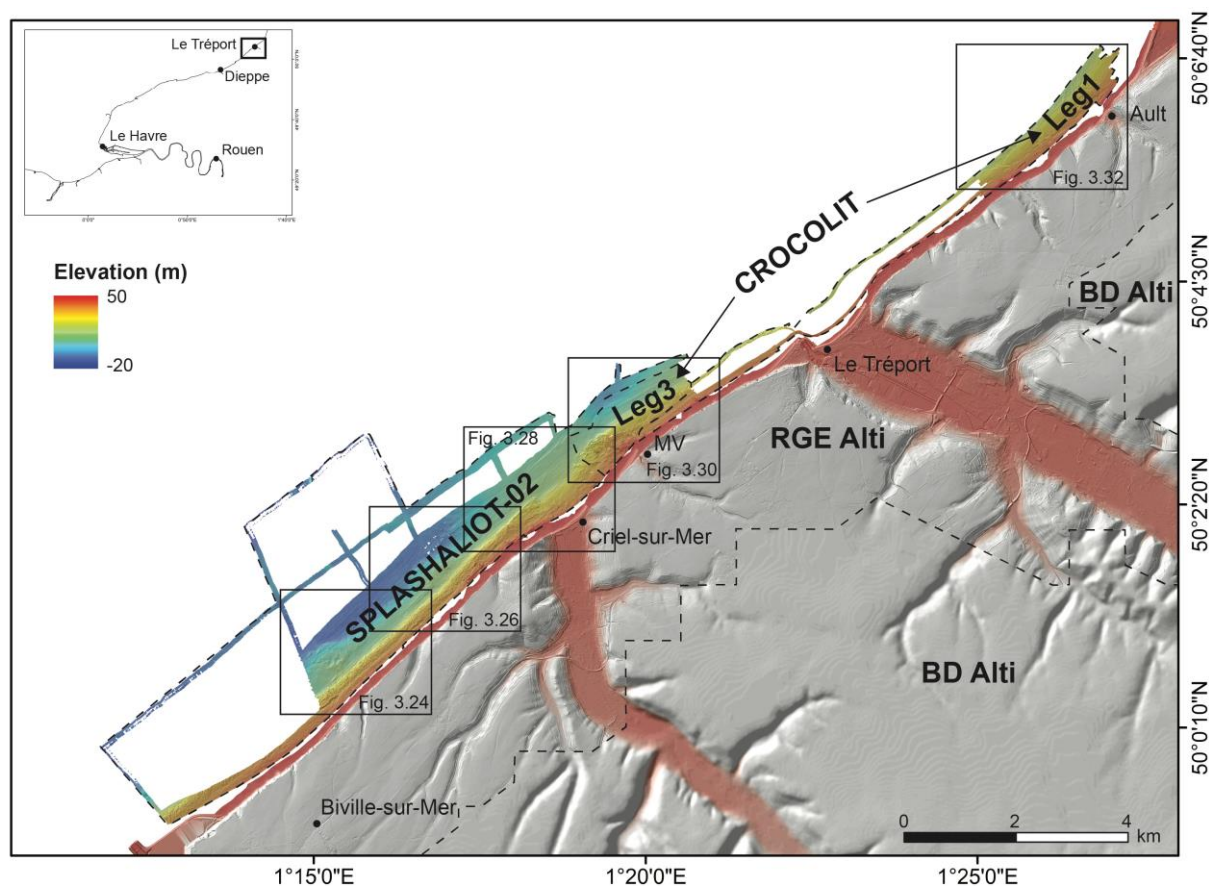


Figure 3.11 – Fusion des données topographiques et bathymétriques pour les secteurs de Biville-sur-Mer/Mesnil-Val et d'Ault.

L'apport des données de bathymétrie offre pour la première fois une visualisation complète de la plateforme rocheuse sous-marine avec une très bonne résolution sur quatre sites de Seine-Maritime (Fig. 3.12 à Fig. 3.33). Cette surface rocheuse peut s'étendre comme au large du Cap d'Antifer sur une distance de 1200 m vers le large (Fig. 3.14). La plateforme rocheuse sous-marine constitue le prolongement d'une surface rocheuse littorale située sur la zone intertidale, nommée plateforme littorale. Elle est le plus souvent recouverte par une couverture sédimentaire constituée de graviers et de sables grossiers (Larsonneur et al, 1978 ; Augris, 2004). Les conditions hydrodynamiques au niveau du Cap d'Antifer sont assez intenses avec une dérive littorale dont les courants transportent de part et d'autre du cap les sédiments marins. Des affleurements rocheux ainsi que des dunes sous-marines localisés plus au large sont également présents ce qui témoigne de la forte intensité des courants (Fig. 3.12). Concernant les autres secteurs, la plateforme rocheuse sous-marine est bien plus restreinte, de 300 m de large au niveau de Fécamp à 850 m au large de Mesnil-Val (Fig. 3.18 à Fig. 3.30). Même si sa largeur varie d'un secteur à l'autre, la limite distale est relativement parallèle à la position de la falaise. La plateforme rocheuse sous-marine est seulement absente au large de l'exutoire de grandes vallées littorales où la trace de leur lit se prolonge en mer (Fig. 3.16, Fig. 3.18 & Fig. 3.28). La plateforme sous-marine est une surface rocheuse assez irrégulière marquée par de nombreuses ravines (*runnels*) et par des successions de marches qui correspondent à des niveaux de craie plus indurés (*hardgrounds*) (Fig. 3.18 & Fig. 3.22). Localement, des accumulations de sables peuvent être localisées sur la plateforme rocheuse elles restent toutefois sporadiques exceptés sur la plateforme rocheuse au large d'Ault, où sa proximité avec la baie de Somme implique un apport de sable bien plus important que sur les autres secteurs, qui recouvre en grande

partie la plateforme rocheuse à cet endroit (Fig. 3.32).

Nous avons considéré que la portion de la plateforme rocheuse sous-marine restreinte à la zone intertidale (Raimbault et al., 2018b). Elle n'est malheureusement pas visible dans son intégralité car sur les quatre secteurs étudiés zones, il manque des données pour que le continuum terre-mer soit complet (Fig. 3.12 à Fig. 3.33). Comme pour la plateforme rocheuse, la largeur de la plateforme littorale varie spatialement, d'environ 250 m au large du Cap d'Antifer à environ 400 m au large de Mesnil-Val (Fig. 3.12 & Fig. 3.30).

Les plateformes rocheuses et plus particulièrement leur zone intertidale (plateforme littorale) ont souvent été catégorisées en deux types de plateforme aux morphologies bien distinctes (type A ou type B) (Sunamura, 1992). La différence de régime de marée est le facteur le plus utilisé dans la littérature pour expliquer cette différenciation (Trenhaile, 1987, 2002), or nous verrons au cours de cette thèse que sur un même secteur côtier de Seine-Maritime, ces deux types de plateforme littorale peuvent coexister.

Cependant il est intéressant de se demander quels sont les facteurs qui vont guider la morphologie des plateformes rocheuses et littorales de Seine-Maritime. Dans la littérature scientifique, quatre grands facteurs sont utilisés pour tenter d'expliquer la morphologie des plateformes rocheuses :

(1) L'exposition de la côte à la houle est un facteur qui a été régulièrement utilisé pour expliquer les différences de largeur, de pente et de hauteurs des plateformes (Trenhaile, 1978, 1987 ; Stephenson & Kirk, 2000 ; Kennedy et al., 2010). Cependant dans le cas des plateformes de Seine-Maritime, ce facteur externe peut être écarté car les quatre secteurs étudiés subissent des conditions hydrodynamiques semblables marquées par une houle majeure orientée ouest/nord-ouest de périodes comprises entre 4 et 7 secondes.

(2) Plusieurs auteurs ont également fait le lien entre la largeur de la plateforme et le marnage (Trenhaile, 1978, 1987, 2002 ; Sunamura, 1992 ; Kennedy & Dickson, 2006). Selon eux, les plateformes littorales les plus larges sont localisées dans des zones où le marnage est le plus important. Néanmoins, les largeurs des plateformes rocheuses de Seine-Maritime varient malgré un marnage relativement homogène de secteur à secteur. Il ne semble donc pas expliquer à lui seul expliquer la différence morphologique des plateformes rocheuses de Seine-Maritime.

(3) La lithologie et plus spécifiquement la résistance de la roche qui constitue la plateforme est un facteur qui est également couramment utilisé pour tenter d'expliquer la morphologie des plateformes rocheuses (Trenhaile, 1987 ; Stephenson, 2000 ; Davies et al., 2006 ; Dickson, 2006 ; Kennedy & Dickson, 2006). Même si l'on peut penser que la craie qui constitue les plateformes littorales de Seine-Maritime est relativement homogène, nous verrons que les changements de propriétés physiques sont visibles au sein des différentes lithologies de craie rencontrées et peuvent expliquer des variations morphologiques de plateformes rocheuses.

(4) La notion d'héritage est aussi une notion utilisée pour expliquer la présence d'une plateforme rocheuse. Cependant l'héritage est délicat à prouver dans le cas de plateforme en équilibre avec le niveau marin actuel (Trenhaile et al., 1999). Certains auteurs suggèrent que les plateformes rocheuses et/ou littorales sont des morphologies héritées de périodes plus anciennes pendant lesquelles le niveau marin était similaire au niveau marin actuel (Synge, 1964 ; Whittow, 1965 ; Phillips, 1970 ; Trenhaile et al., 1999 ; Raimbault et al., 2018b). Cette notion d'héritage morphologique a été attribuée préférentiellement dans le cas de plateformes très larges où la seule érosion Holocène ne peut expliquer ne peut expliquer de telles largeurs et également dans le cas de roches résistantes, comme les côtes granitiques du sud-

ouest de la Bretagne (Raimbault et al., 2018b) ou en Galice (Trenhaile et al., 1999). Ce type de côte est affecté par des taux d'érosion faibles comparés à ceux de la côte crayeuse de Seine-Maritime qui à l'inverse présente des taux d'érosion élevés. Les taux d'érosion contemporains des falaises de craie de Normandie étant élevés (Costa et al., 2004 ; Letortu et al., 2014), ils peuvent expliquer, en les extrapolant sur la période holocène, les largeurs relativement importantes des plateformes rocheuses de Normandie comme cela est le cas pour les côtes crayeuses du sud et sud-ouest de l'Angleterre (Moses & Robinson, 2011 ; Moses, 2014). Cependant, sur le site de Black Rock, situé à Brighton (sud de l'Angleterre), un os de cheval daté du MIS5e a été découvert sur des reliques d'une plateforme surélevée (Parfitt et al., 1998). Malgré les taux de recul rapide de la falaise de Black Rock, il semblerait donc que la plateforme contemporaine soit une exhumation d'une plateforme plus ancienne (Moses, 2014).

4.4.2. Cartographies des plateformes rocheuses issues de la campagne CROCO-CAUX

La cartographie des zones littorales issues de la campagne CROCO-CAUX (2017) a permis de mettre en évidence des plateformes rocheuses très peu étudiées dont l'étendue dans le domaine subtidal était insoupçonnée (Fig. 3.12 à Fig. 3.23). Cette campagne a permis notamment de couvrir des zones situées de part et d'autre de deux caps, le Cap d'Antifer et le Cap Fagnet (Fécamp). La zone du Cap d'Antifer dévoile une plateforme rocheuse dont la zone la plus large dépourvue de couverture sédimentaire fait plus de 1000 m alors qu'au Cap Fagnet celle-ci ne fait que tout juste 400 m de large. L'analyse lithologique de la falaise ainsi que l'apport de sondages du BRGM nous ont permis de réaliser des cartes lithologiques et structurales de chaque secteur. Le sens du pendage de la stratification ainsi que des structures tectoniques (plis, failles et fractures) ont pu être identifiées à partir de l'interprétation géomorphologique des cartes brutes bathymétriques. Au niveau du cap d'Antifer, les formations de Craie Glauconieuse et de Craie de Rouen (Cénomaniens) forment la plateforme rocheuse où localement plus au large, des strates affleurent au sein de la couverture sédimentaire et laisse deviner une structure anticlinale (Fig. 3.13). Globalement, du Cap d'Antifer à Etretat, le pendage des strates qui constituent la plateforme rocheuse est orienté vers le nord-est, excepté à l'est du Tilleul où celui-ci est d'orientation sud-ouest soulignant ainsi une structure synclinale dans la continuité de la vallée (Fig. 3.15). Au même endroit, des failles obliques à la plateforme marquent la transition vers la formation crayeuse plus récente de Holywell Nodular Chalk (Turonien) (Fig. 3.15). Au large d'Etretat, deux nouvelles formations crayeuses apparaissent progressivement, la New Pit Chalk et la Lewes Nodular Chalk (Turonien-Coniacien) (Fig. 3.17).

Au niveau de Fécamp, l'analyse lithologique de la falaise ainsi que de la plateforme rocheuse a permis de confirmer le passage de la faille de Fécamp Lillebonne car un décalage lithologique est visible de part et d'autre de la vallée du Valmont (Fécamp) (Fig. 3.19). Du côté ouest, la plateforme rocheuse est taillée dans la Lewes Nodular Chalk alors que du côté est de la vallée, la plateforme est taillée dans la même succession lithologique que celle observée au Cap d'Antifer avec la formation de Craie Glauconieuse passant progressivement à la Craie de Rouen et à la Holywell Nodular Chalk vers l'est (Fig. 3.19). A l'est de Fécamp, le léger pendage des strates orienté vers le nord-est implique que la formation crayeuse Holywell Nodular Chalk va constituer la plateforme rocheuse jusqu'à Senneville-sur-Fécamp (3.21). Localement une accumulation de sable est collée à la plateforme rocheuse directement à l'est du Cap Fagnet (Fig. 3.21). Le léger pendage toujours orienté vers le nord-est induit la transition entre la Holywell Nodular Chalk et la formation crayeuse sus-jacente de New Pit Chalk au large de Senneville-sur-Fécamp

(Fig. 3.23). Cette transition s'illustre par un hardground (Tilleul Hardground) qui crée un niveau plus massif de 1 à 1,5 m de hauteur entrecoupé par quelques failles transverse à la plateforme (Fig. 3.23).

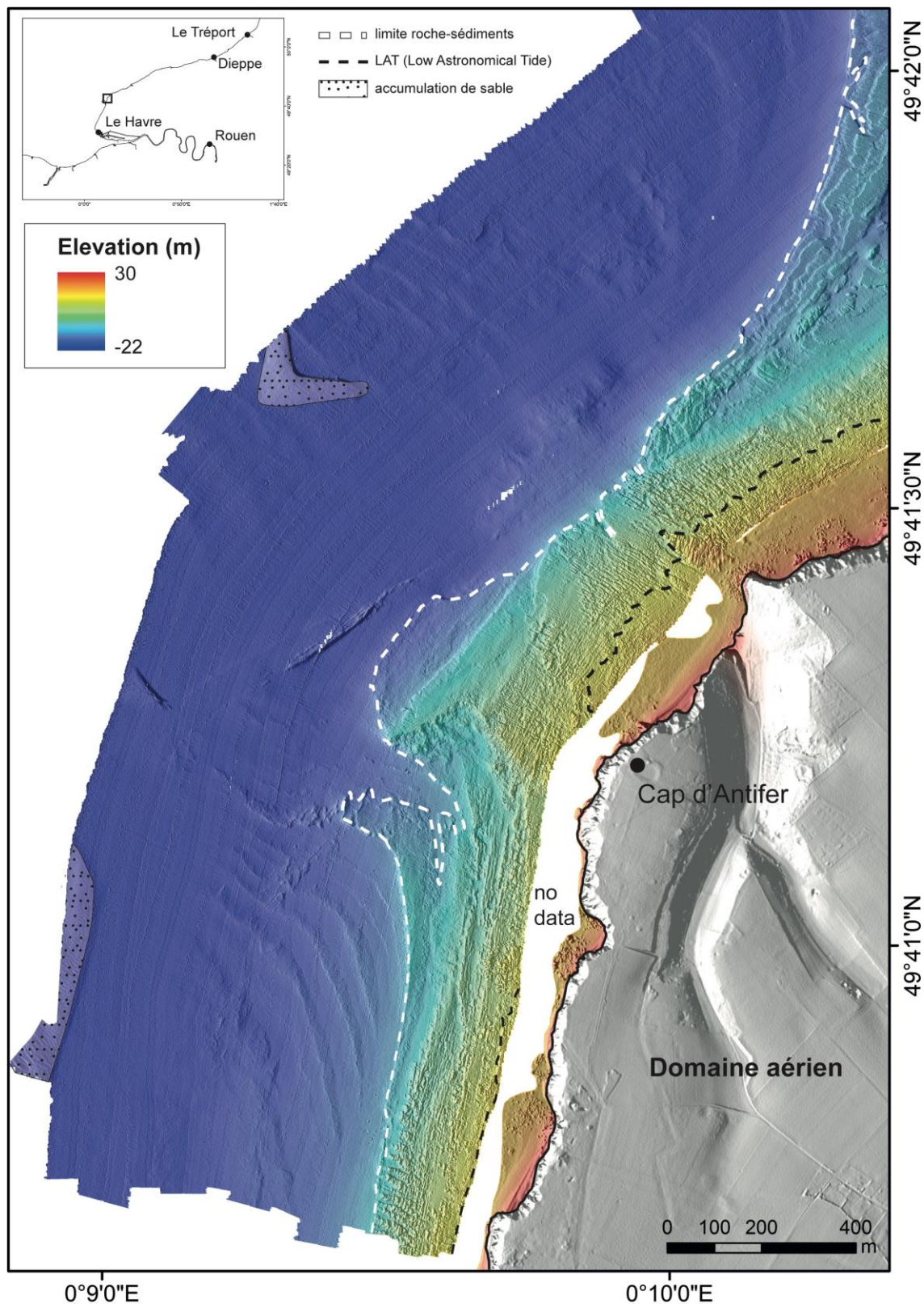


Figure 3.12 – MNT terre-mer de la zone au large du Cap d'Antifer illustrant la plateforme rocheuse sous-marine composée pour sa partie intertidale de la plateforme littorale. Une couverture sédimentaire constituée de graviers et de sables grossiers est visible plus au large où quelques affleurements rocheux peuvent apparaître.

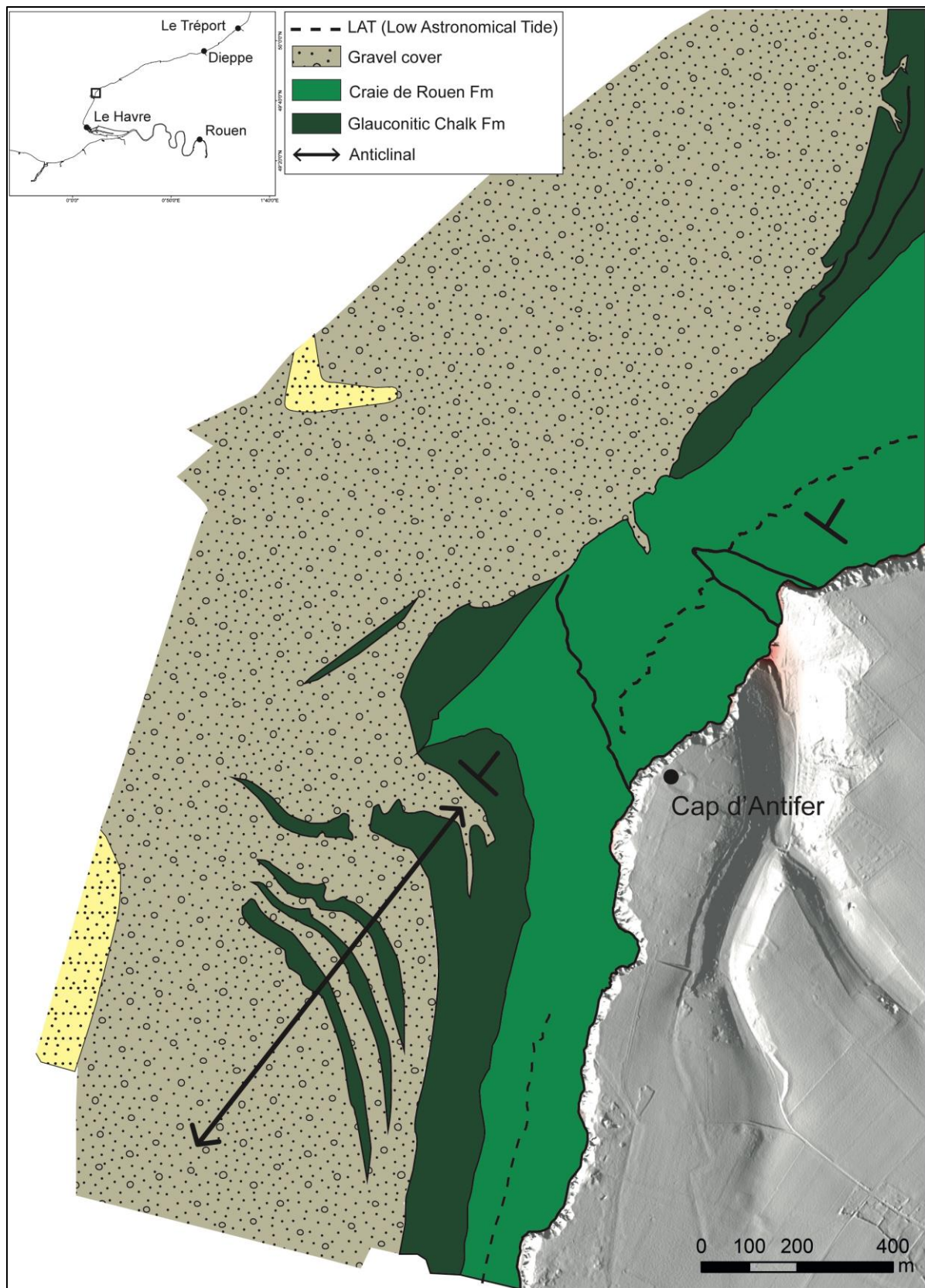


Figure 3.13 – Schéma structural et lithologique de la zone située entre au Cap d'Antifer. La plateforme rocheuse est constituée de deux lithologies de craie. Plus au large des affleurements rocheux au sein de la couverture de graviers laissent deviner un anticlinal.

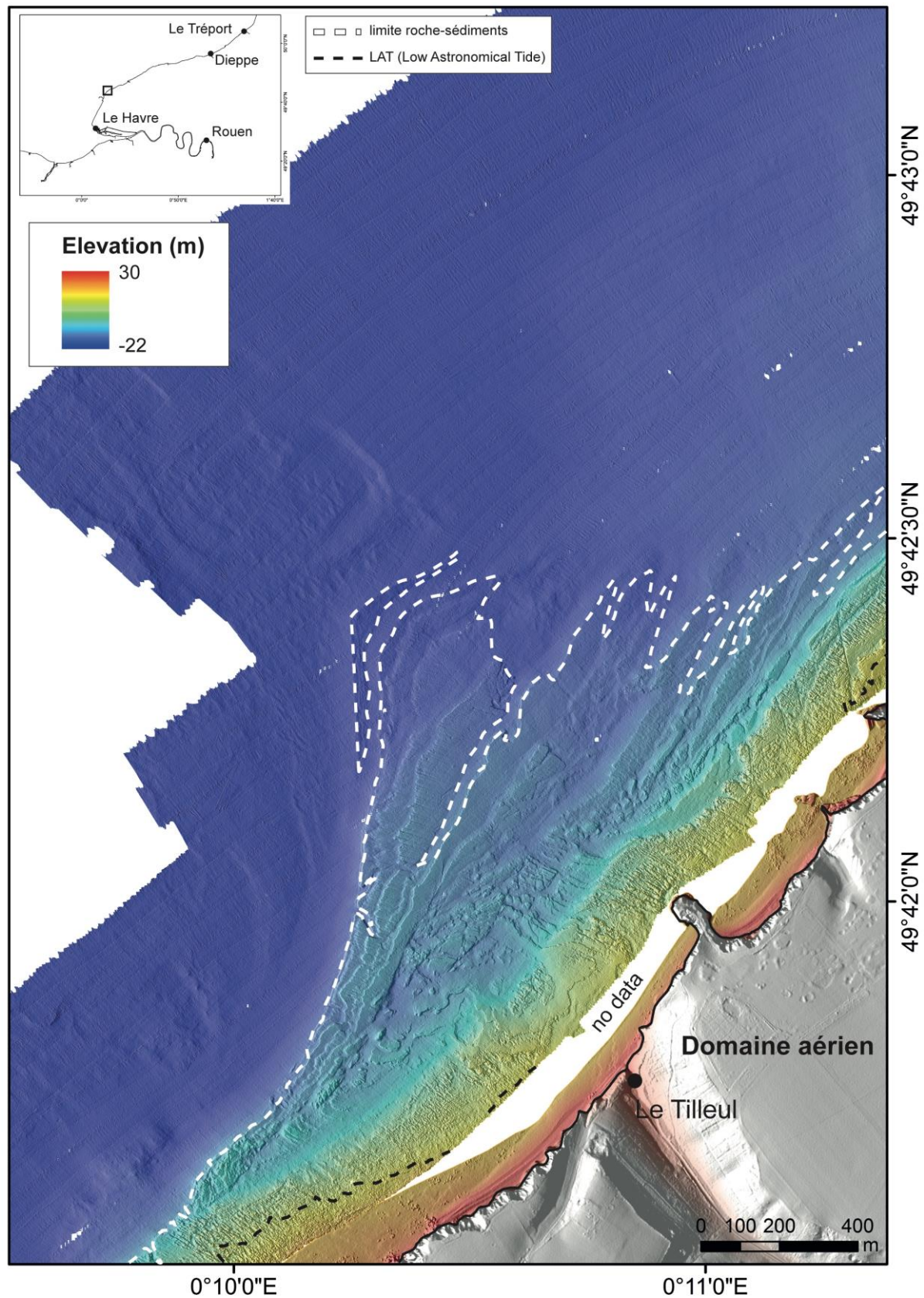


Figure 3.14 – MNT terre-mer de la zone située entre le Cap d'Antifer et Etretat. Il illustre une large plateforme rocheuse sous-marine composée pour sa partie intertidale de la plateforme littorale de faible envergure. Une couverture sédimentaire constituée de graviers et de sables grossiers est visible plus au large.

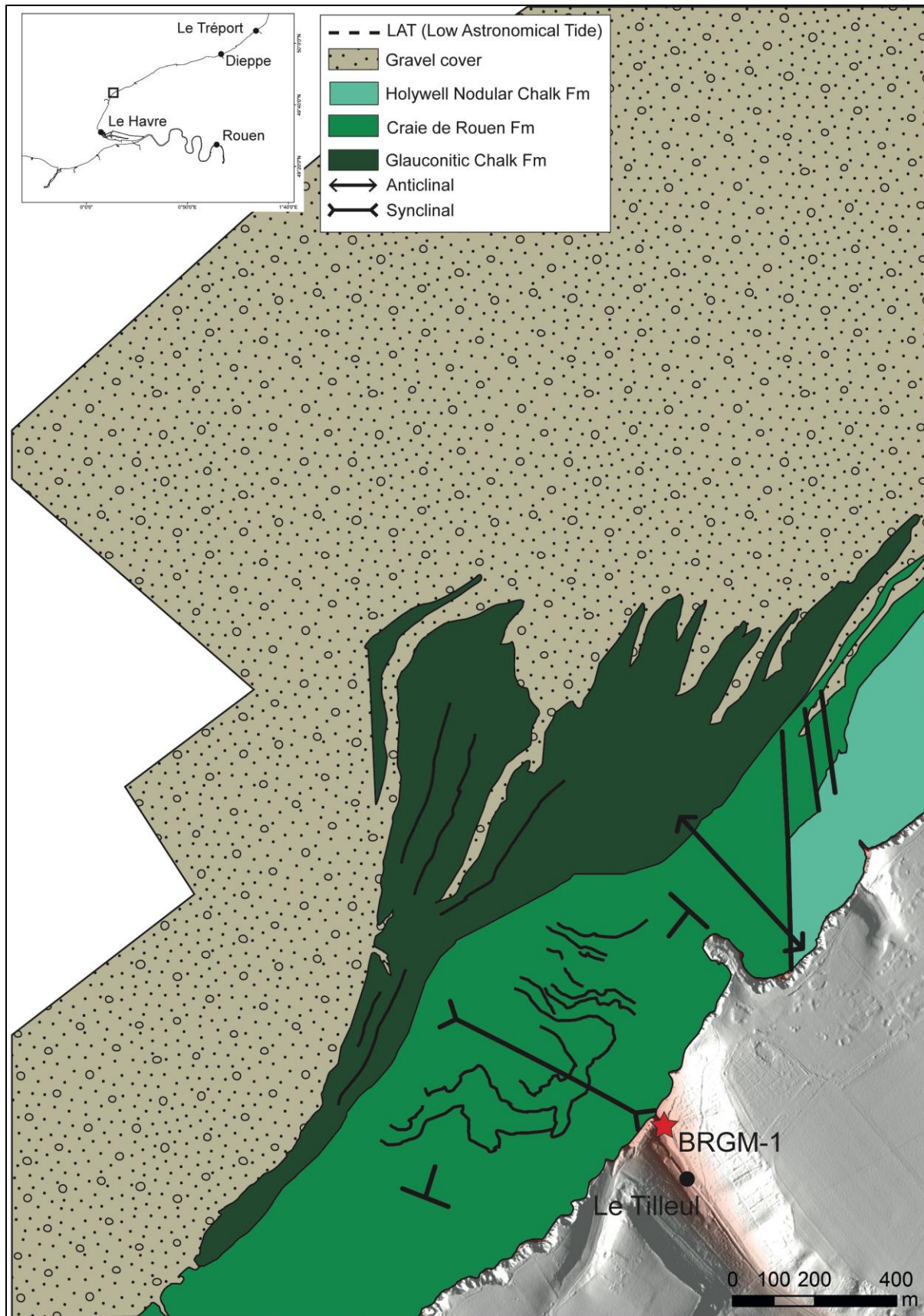


Figure 3.15 – Schéma structural et lithologique de la zone située entre le Cap d'Antifer et Etretat. La plateforme rocheuse est constituée de trois lithologies de craie marquées par des passages de failles obliques ainsi que de deux plis transverses, un synclinal suivi d'un anticlinal. Le sondage BRGM-1 a été effectué sur la plage du Tilleul (BRGM, 1970). Trait noir épais : faille nord-sud, oblique à la plateforme.

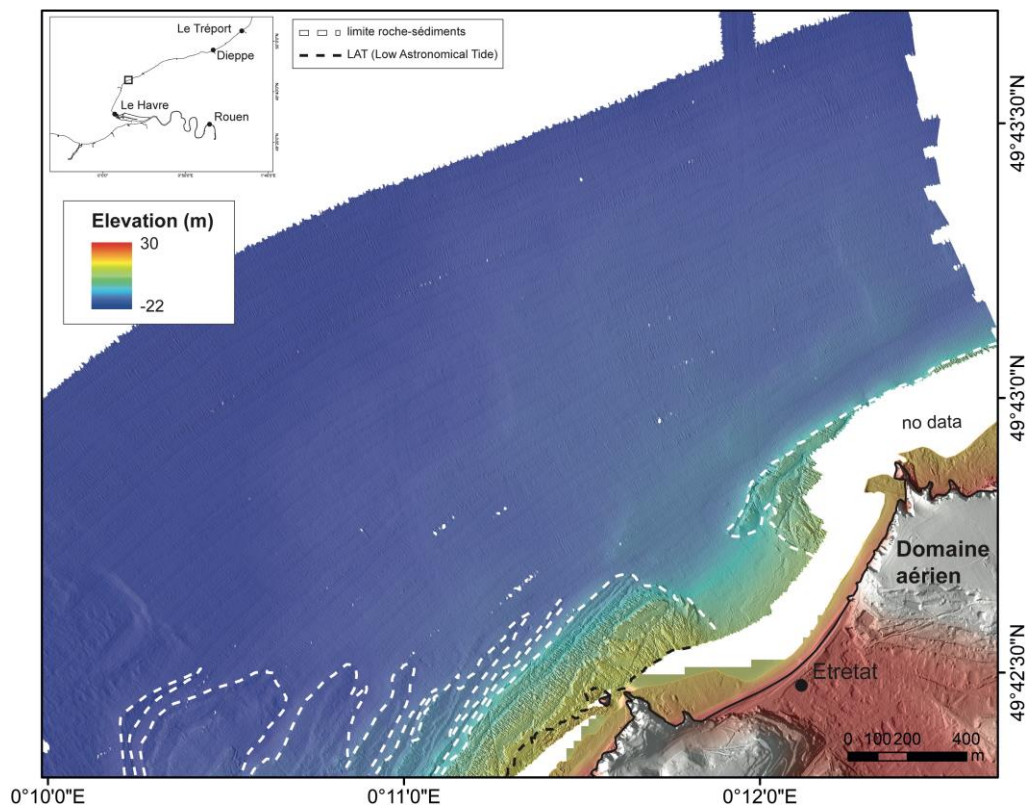


Figure 3.16 – MNT terre-mer de la zone située au large d'Etretat. Il illustre un recouvrement sédimentaire progressif de la partie la plus distale de la plateforme rocheuse. La plateforme littorale est peu visible du fait du manque de données.

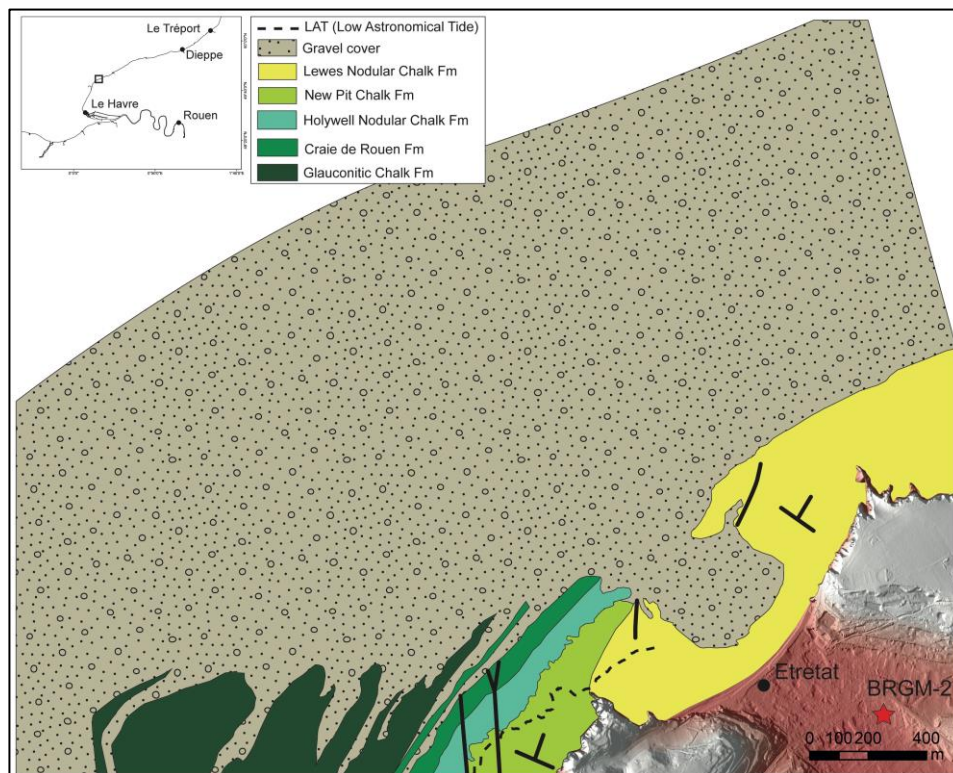


Figure 3.17 – Schéma structural et lithologique de la zone située au large d'Etretat. La plateforme rocheuse est constituée de cinq lithologies de craie marquées par des passages de failles obliques à la plateforme. Le sondage BRGM-2 a été effectué dans la vallée d'Etretat (BRGM, 1963).

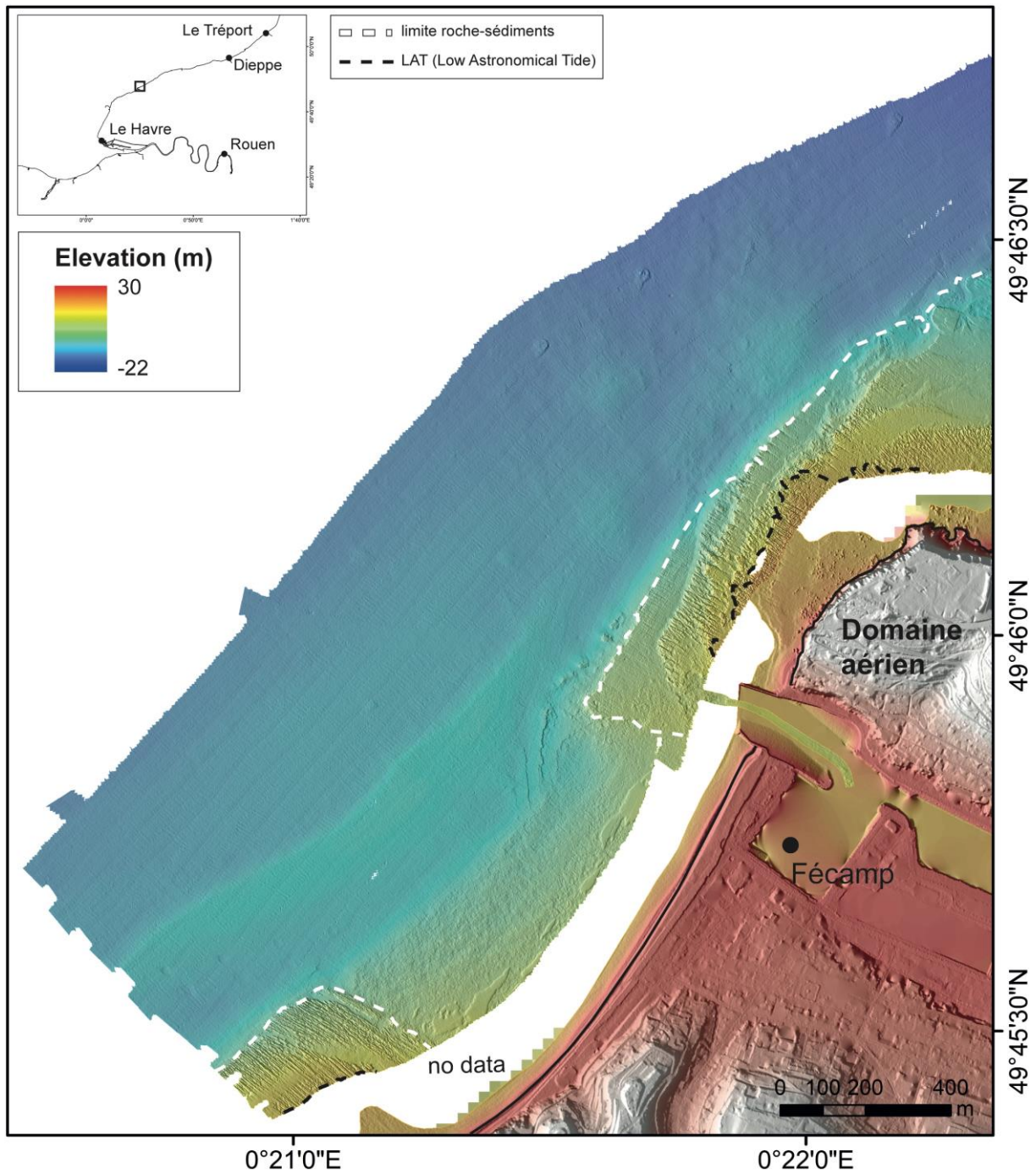


Figure 3.18 – MNT terre-mer de la zone située au large de Fécamp. Il illustre une plateforme rocheuse sous-marine composée pour sa partie intertidale de la plateforme littorale de faible envergure. Une succession de marches est visible sur la plateforme rocheuse au nord de Fécamp. Une couverture sédimentaire constituée de graviers et de sables grossiers est présente plus au large.

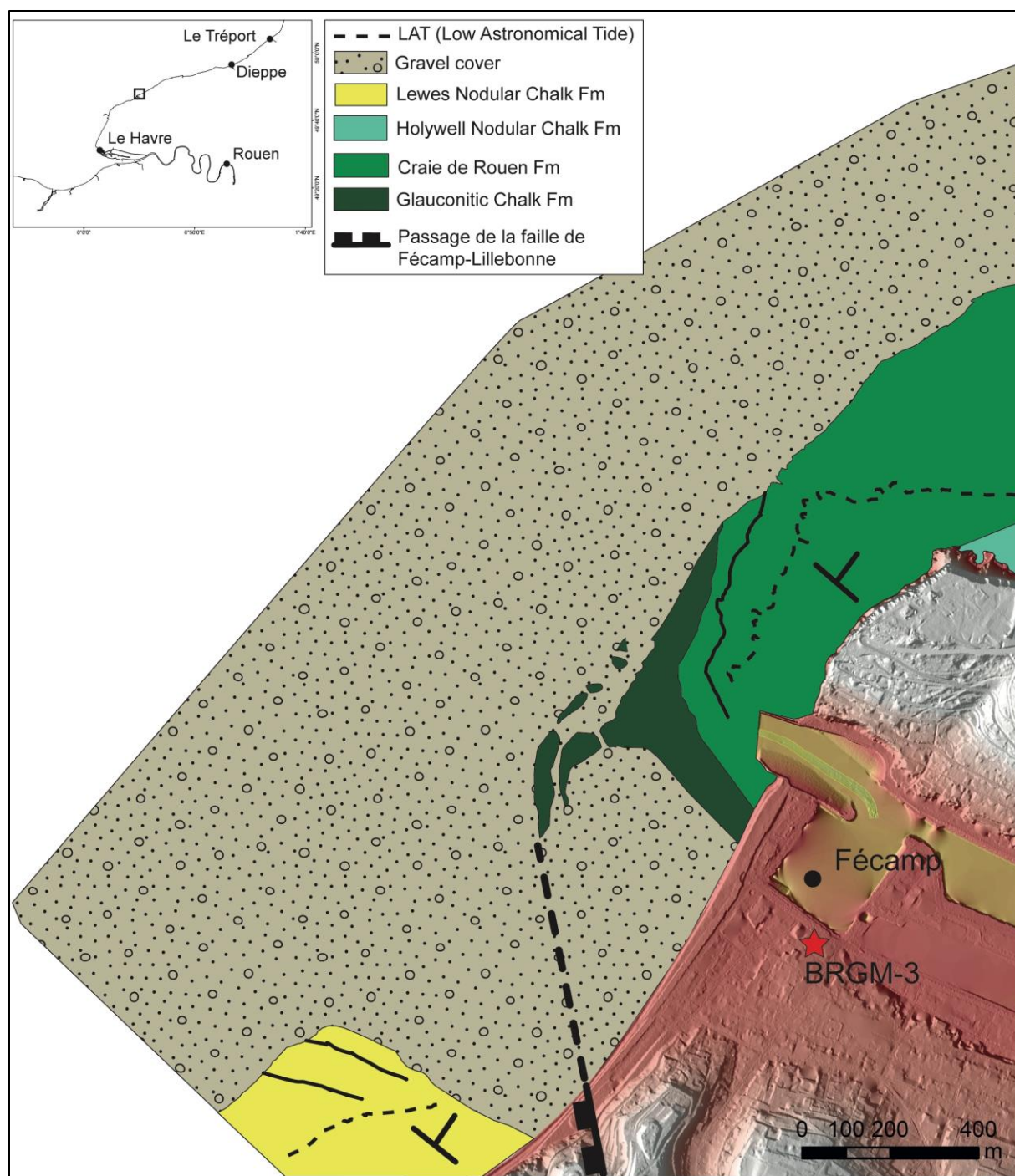


Figure 3.19 – Schéma structural et lithologique de la zone située au large de Fécamp. La plateforme rocheuse est constituée de quatre lithologies de craie marquées. La différence de lithologie de la plateforme rocheuse de part et d'autre de la vallée de Fécamp (Valmont) montre l'impact et confirme la présence de la faille de de Fécamp-Lillebonne. Le sondage BRGM-3 a été effectué dans la vallée de Fécamp (BRGM, 1969).

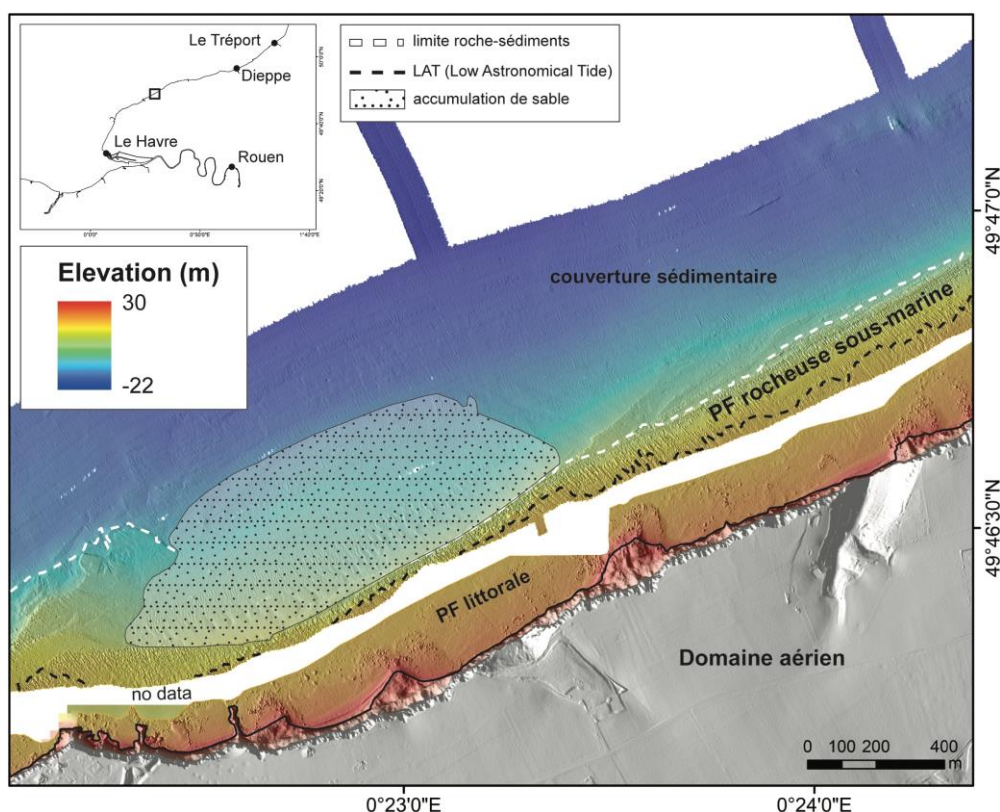


Figure 3.20 – MNT terre-mer de la zone située au nord-est de Fécamp. Il illustre une plateforme rocheuse sous-marine couverte localement par une accumulation de sable. La plateforme rocheuse ainsi que la plateforme littorale s'élargissent progressivement vers le nord-est. Une couverture sédimentaire constituée de graviers et de sables grossiers est présente plus au large.

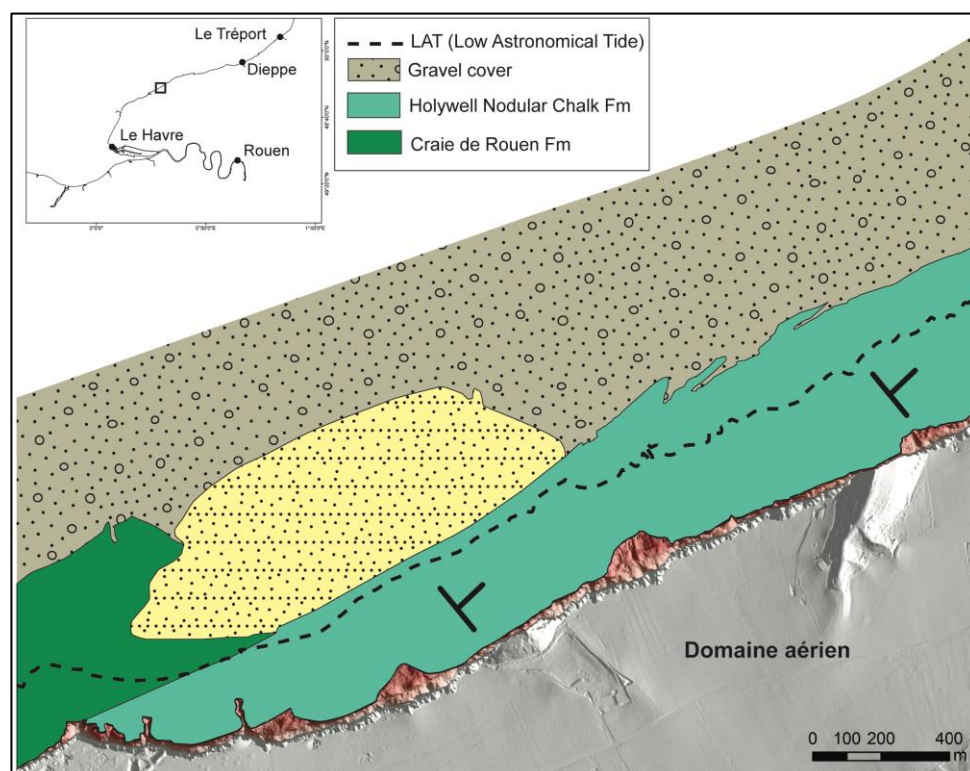


Figure 3.21 – Schéma structural et lithologique de la zone située au nord-est de Fécamp. La plateforme rocheuse est constituée de deux lithologies de craie. Une accumulation de sable est localement présente et colée directement à la plateforme rocheuse à l'est du Cap Fagnet (Fécamp).

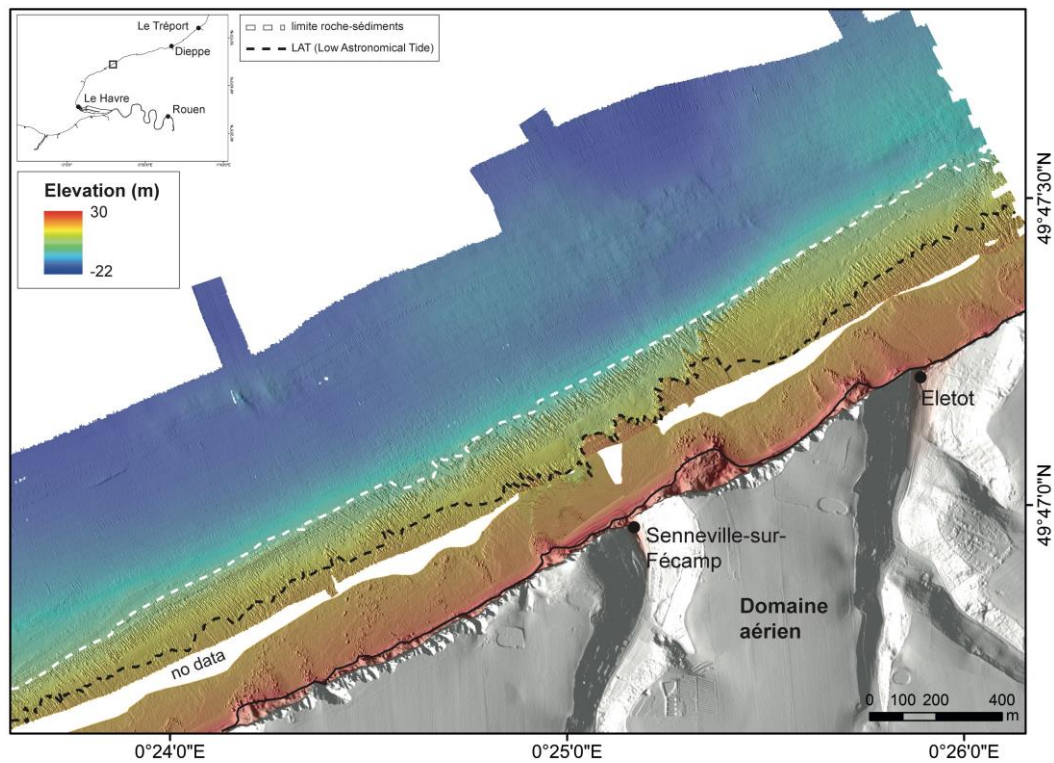


Figure 3.22 – MNT terre-mer de la zone située au large Senneville-sur-Fécamp et Eletot. Il illustre une plateforme rocheuse sous-marine composée pour sa partie intertidale de la plateforme littorale. La plateforme rocheuse s'élargit progressivement vers le nord-est. Une couverture sédimentaire constituée de graviers et de sables grossiers est présente plus au large.

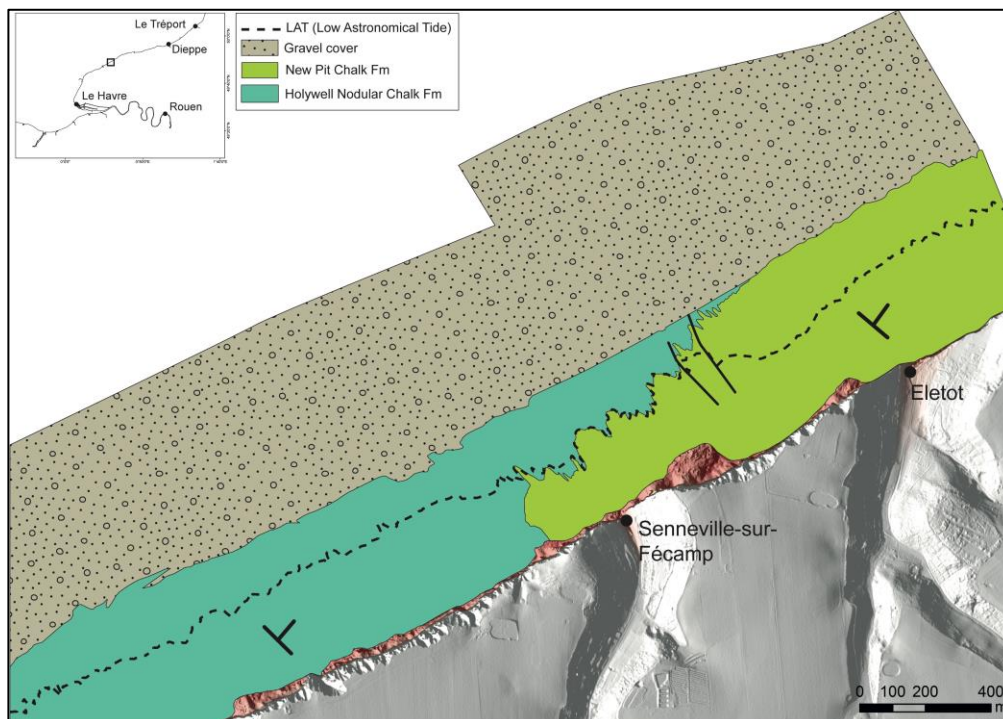


Figure 3.23 – Schéma structural et lithologique de la zone située au large de Senneville-sur-Fécamp et d'Eletot. La plateforme rocheuse est constituée de deux lithologies de craie dont la transition est marquée ici par un hardground (*Tilleul Hardground*).

4.4.3. Cartographies des plateformes rocheuses issues des campagnes CROCOLIT et SPLASHALIOT

La campagne CROCOLIT (2013) est la première campagne qui a permis un premier aperçu de la plateforme rocheuse et de son étendu dans le domaine sous-marin au large de Mesnil-Val (Duperret et al., 2016). Plus tard, la campagne SPHASHALIOT (2014) a permis de compléter et d'étendre latéralement la couverture bathymétrique. L'analyse lithologique de la falaise ainsi que l'apport de sondages du BRGM nous ont permis d'édifier des cartes lithologiques et structurales de chaque secteur. Le sens du pendage de la stratification ainsi que des structures tectoniques (plis, failles et fractures) ont pu être identifiées à partir de l'interprétation géomorphologique des cartes brutes bathymétriques. La zone au large de Biville-sur-Mer possède une plateforme rocheuse de largeur constante (environ 500 m) taillée majoritairement dans la formation de Holywell Nodular Chalk avec localement un niveau sus-jacent dans la formation de New Pit Chalk marquée par le passage de petites failles conjuguées (Fig. 3.25). Plus à l'est, en se rapprochant de Criel-sur-Mer, le léger pendage vers le nord-est des strates de la plateforme rocheuse induit la transition lithologique vers la formation sus-jacente de New-Pit Chalk marquée par plusieurs petites failles parallèles entre elles (Fig. 3.27). A l'est de Criel-sur-Mer, le pendage change et devient sud-ouest soulignant le passage d'un synclinal le long de la vallée de la Yères (Criel-sur-Mer) (Fig. 3.29). Au large de Mesnil-Val, les strates de la plateforme rocheuse sont donc orientées vers le sud-ouest et à cet endroit, la plateforme s'élargit pour atteindre une largeur de plus de 800 m (Fig. 3.31). Des linéaments et des fractures sont visibles sur la plateforme rocheuse de Mesnil-Val et plus à l'est, le pendage entraîne la réapparition de la formation sous-jacente de Holywell Nodular Chalk. Une accumulation de sable est collée à la plateforme de Mesnil-Val et recouvre son extrémité (Fig. 3.31). Le secteur le plus au nord, le secteur d'Ault, possède une plateforme rocheuse très étendue et largement recouverte de dépôts de sable (Fig. 3.33). La couverture bathymétrique ne couvrant pas la zone plus au large, il nous est impossible de voir où se situe la limite de la plateforme rocheuse à cet endroit. C'est le seul secteur du littoral où les dépôts de sable sont si présents et cela peut s'expliquer par la proximité de l'estuaire de la Somme se trouvant à quelques kilomètres au nord de ce secteur. D'un point de vue lithologique, la plateforme rocheuse est entièrement taillée dans la formation de Lewes Nodular Chalk (Fig. 3.33).

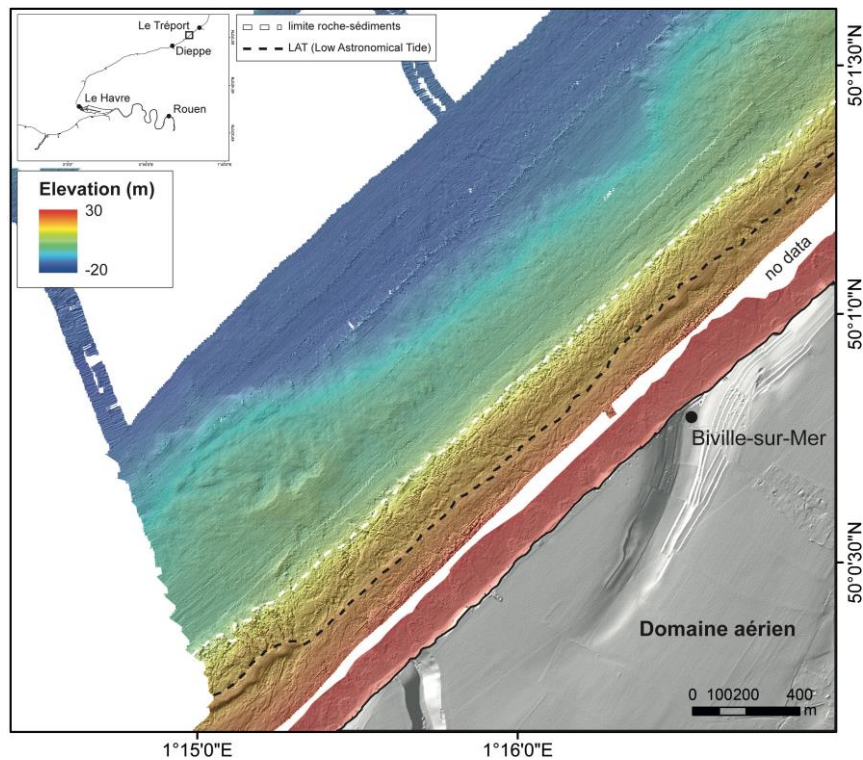


Figure 3.24 – MNT terre-mer de la zone située au large de Biville-sur-Mer (ouest de Criel-sur-Mer). Il illustre une plateforme rocheuse sous-marine composée pour sa partie intertidale de la plateforme littorale de faible. La largeur de la plateforme rocheuse est constante le long de la côte. Une couverture sédimentaire constituée de graviers et de sables grossiers est présente plus au large.

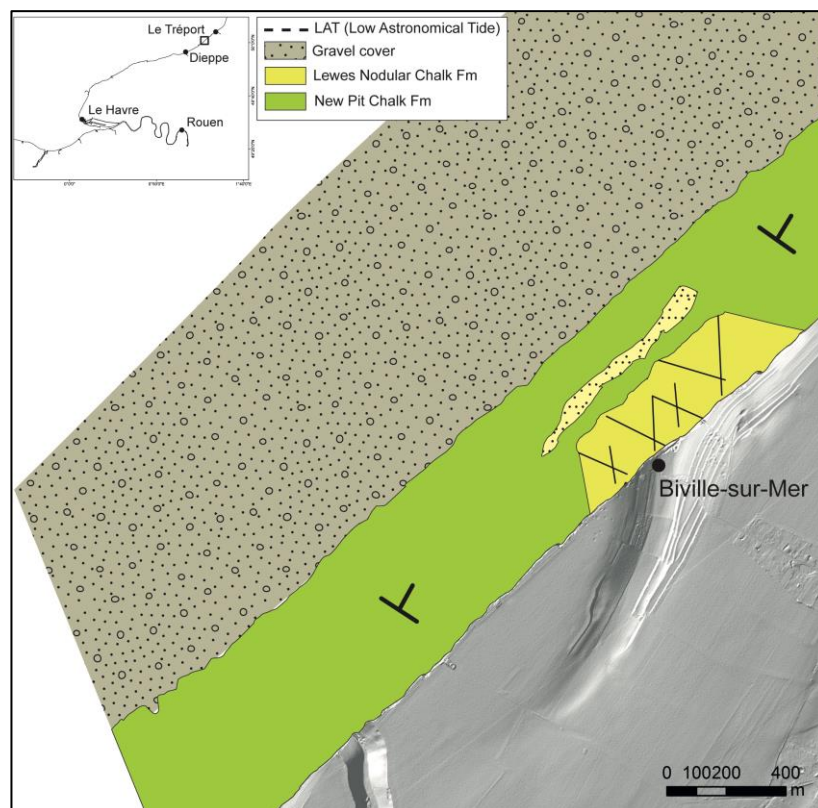


Figure 3.25 – Schéma structural et lithologique de la zone située au large de Biville-sur-Mer (ouest de Criel-sur-Mer). La plateforme rocheuse est constituée majoritairement d'une seule lithologie de craie et localement d'une deuxième lithologie marquée par le passage de failles conjuguées.

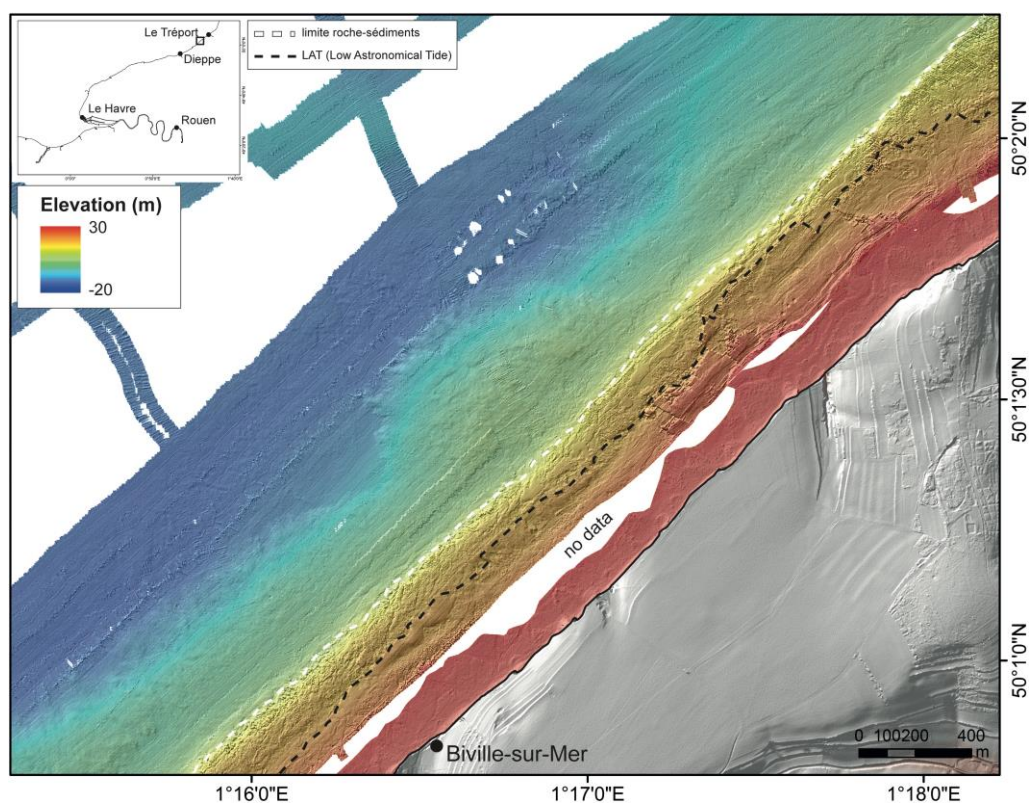


Figure 3.26 – MNT terre-mer de la zone située entre Biville-sur-Mer et Criel-sur-Mer. Il illustre une plateforme rocheuse sous-marine composée pour sa partie intertidale de la plateforme littorale de faible. Les plateformes rocheuse et intertidale s'élargissent progressivement en direction du nord-est. Une couverture sédimentaire constituée de graviers et de sables grossiers est présente plus au large.

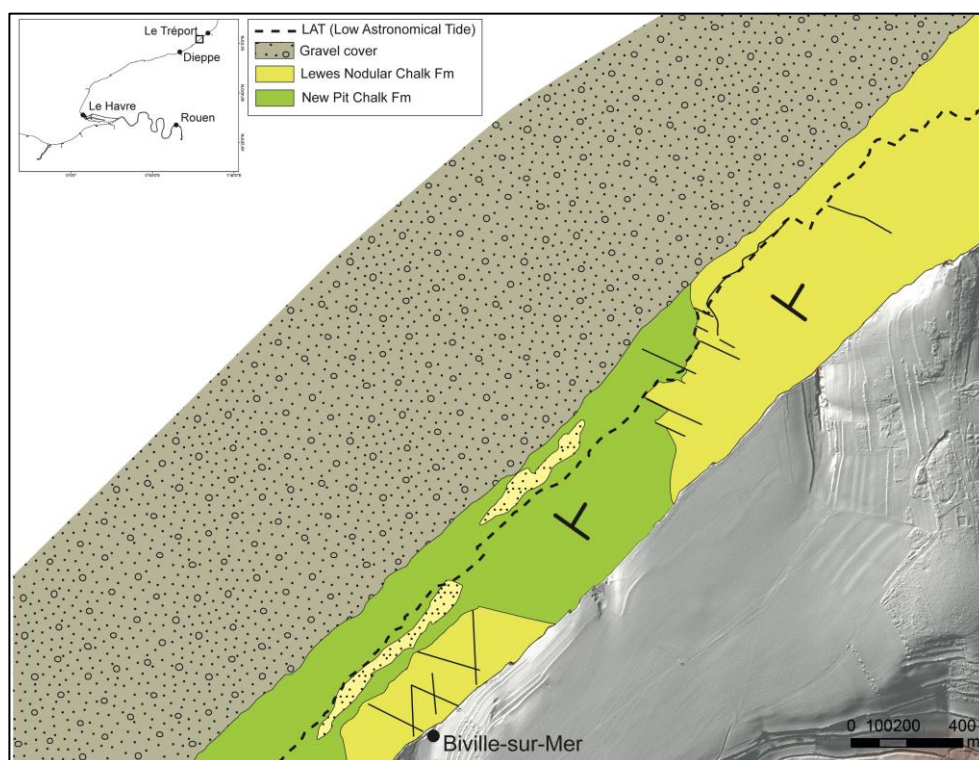


Figure 3.27 – Schéma structural et lithologique de la zone située au large, entre Biville-sur-Mer et Criel-sur-Mer. La plateforme rocheuse est constituée de deux lithologies de craie dont la plus récente est marquée de plusieurs failles obliques.

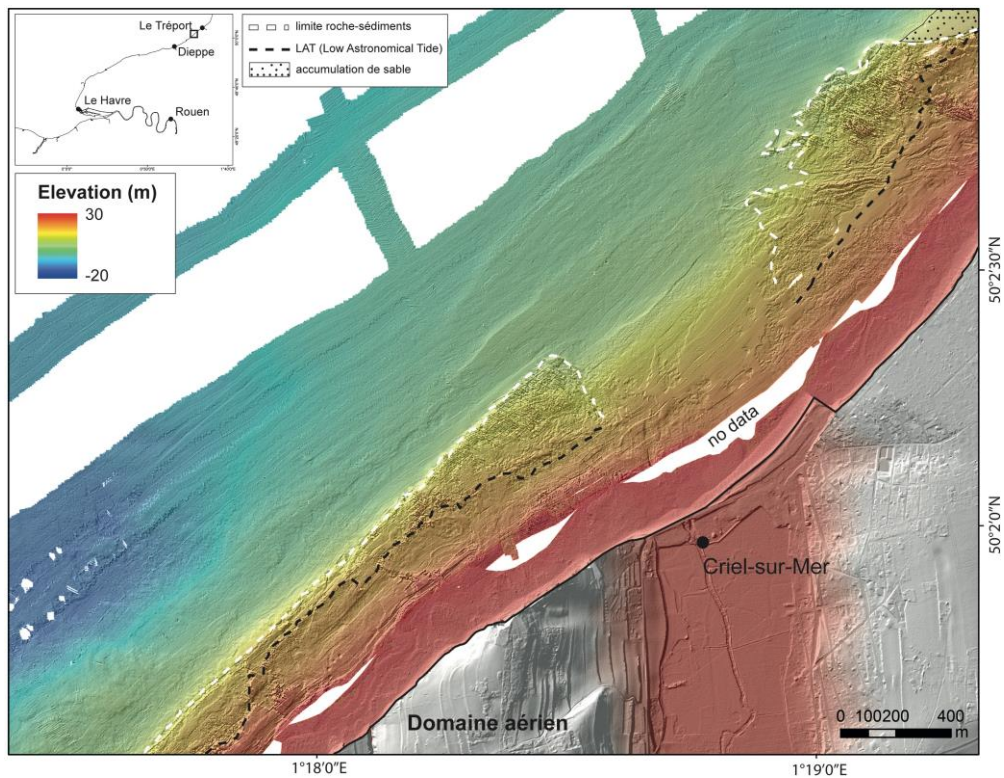


Figure 3.28 – MNT terre-mer de la zone située au large de Criel-sur-Mer. Il illustre une plateforme rocheuse sous-marine composée pour sa partie intertidale de la plateforme littorale de faible. La plateforme rocheuse est absente à la sortie de la vallée de l'Yères passant à Criel-sur-Mer. Une couverture sédimentaire constituée de graviers et de sables grossiers est présente plus au large.

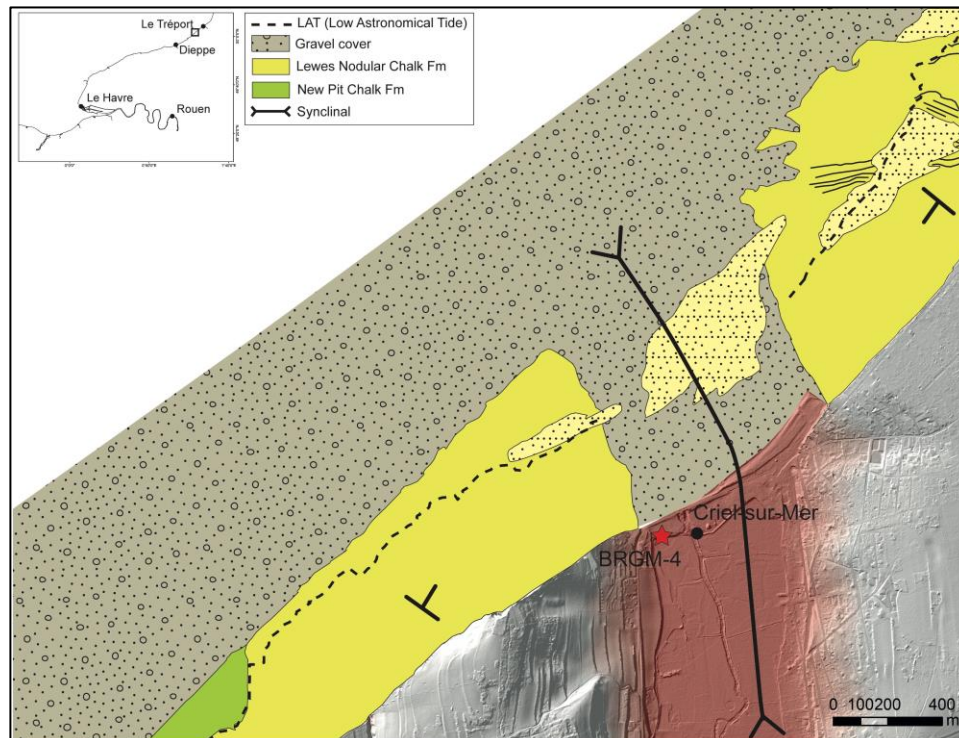


Figure 3.29 – Schéma structural et lithologique de la zone située au large de Criel-sur-Mer. La plateforme rocheuse est constituée de deux lithologie de craie. Des plaquages sableux sont visibles localement au large de la vallée de Criel-sur-Mer (Yères). Le sondage BRGM-4 a été effectué dans la vallée de Criel-sur-Mer (BRGM, 1956).

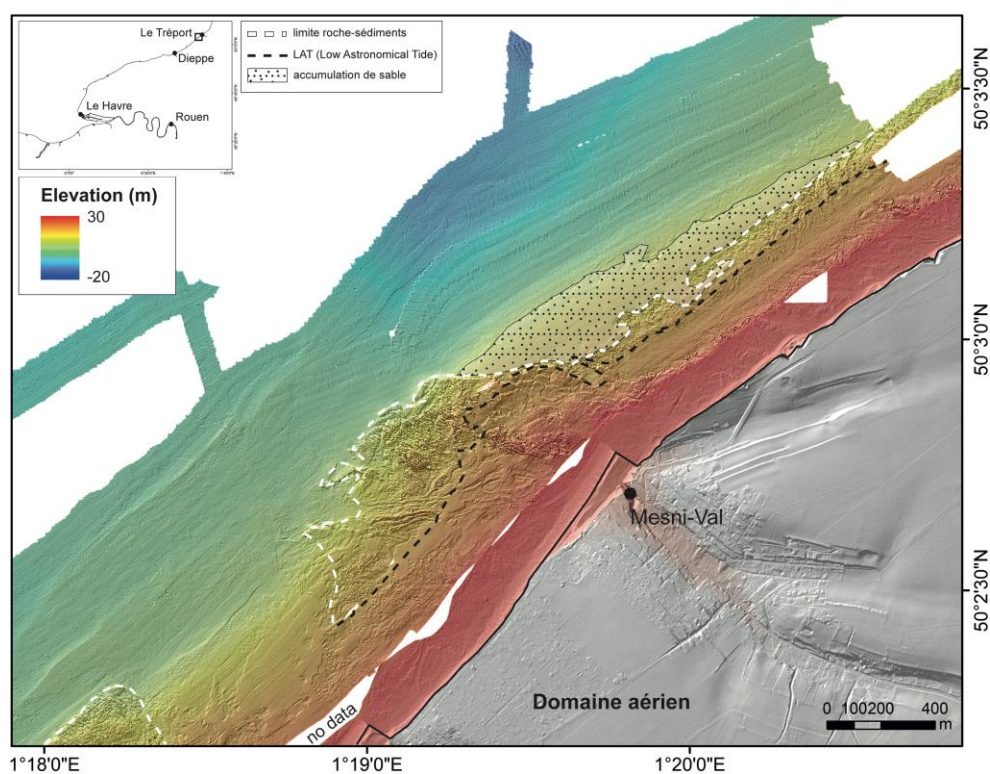


Figure 3.30 – MNT terre-mer de la zone située au large de Mesnil-Val. Il illustre localement une large plateforme rocheuse sous-marine composée pour sa partie intertidale de la plateforme littorale de faible. Une succession de marches est visible sur la plateforme rocheuse ainsi qu'une accumulation de sable collée à la plateforme.

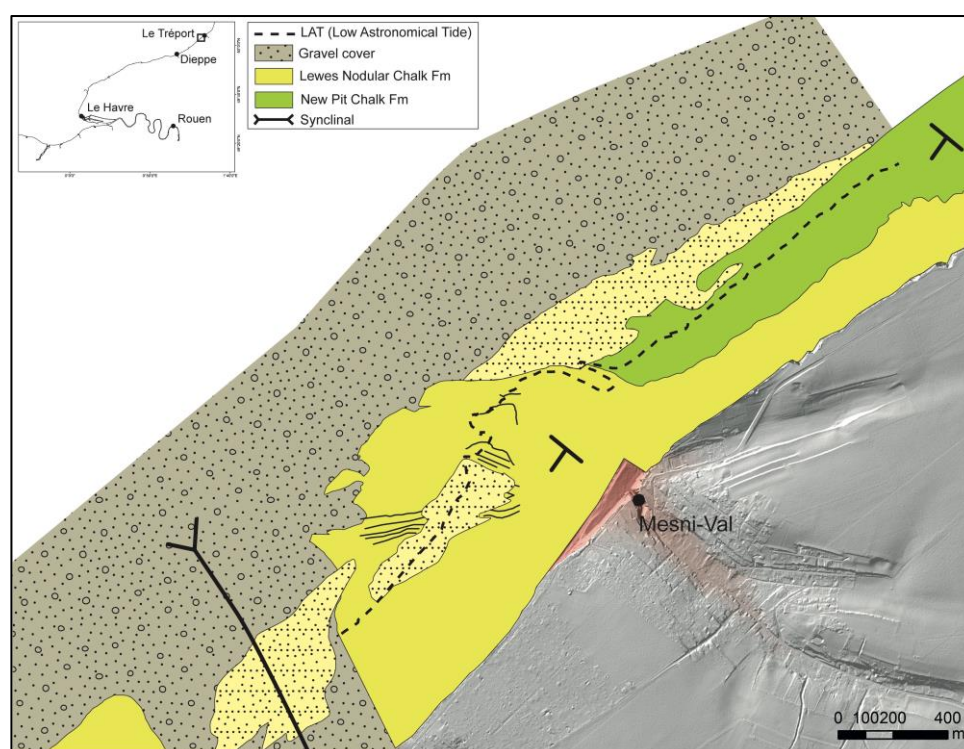


Figure 3.31 – Schéma structural et lithologique de la zone située au large Mesnil-Val. La plateforme rocheuse est constituée de deux lithologie de craie. Des plaquages sableux sont visibles sur la plateforme et plus au large, collés à la plateforme rocheuse. Des failles et des linéaments parallèles sont présents localement à l'ouest de Mesnil-Val.

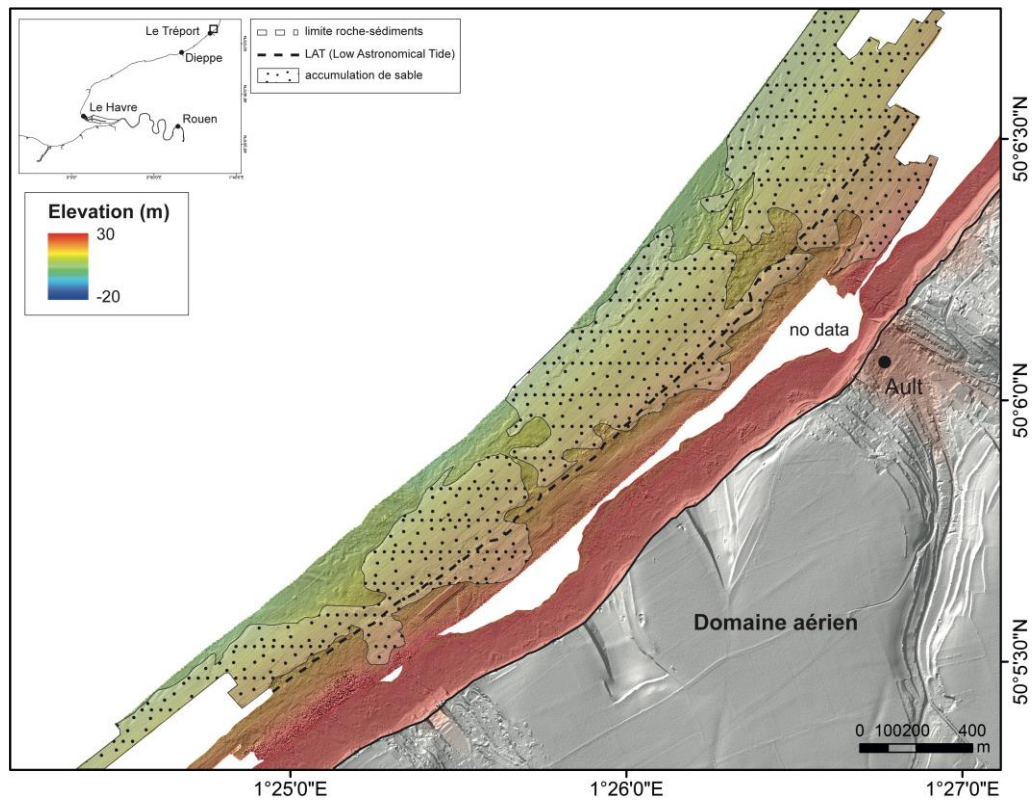


Figure 3.32 – MNT terre-mer de la zone située au large d'Ault. Il illustre une plateforme rocheuse sous-marine et une plateforme littorale largement recouverte de sable.

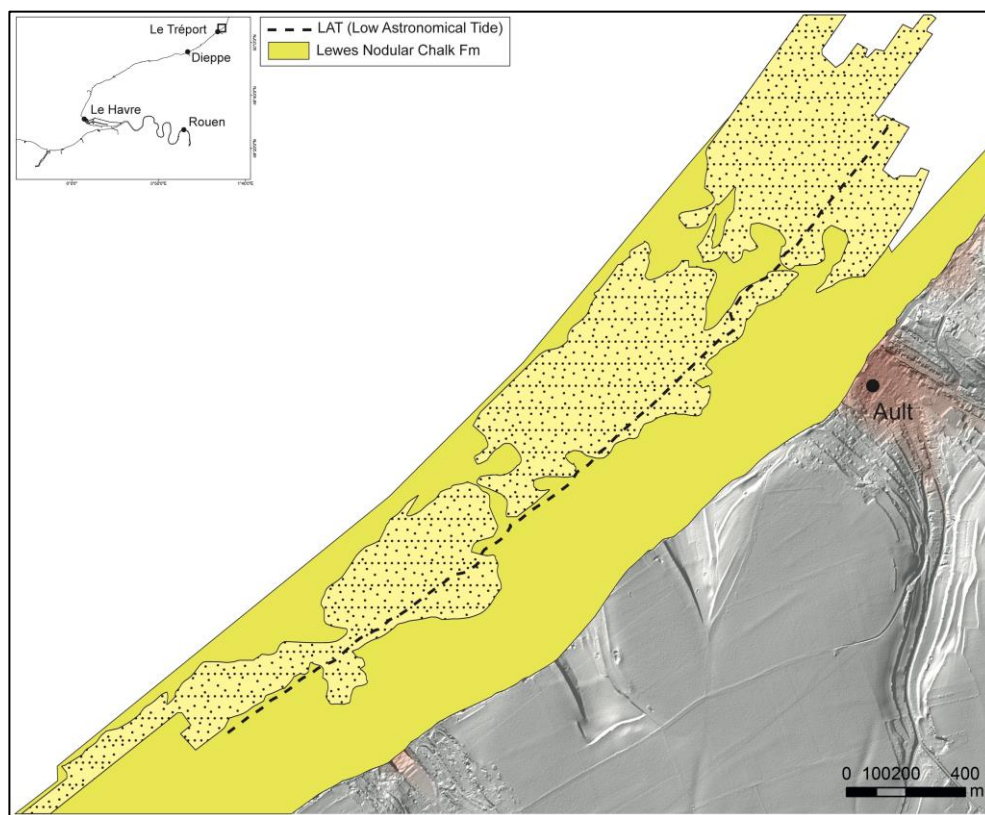


Figure 3.33 – Schéma structural et lithologique de la zone située au large d'Ault. La plateforme rocheuse est constituée d'une seule lithologie de craie largement recouverte de sable.

5. Acquisition sismique : sondeur de sédiments Chirp

Durant les quatre campagnes en mer réalisées à bord de la vedette océanographique Haliotis (Ifremer), des données de sismique réflexion ont été acquises à partir d'un sondeur de sédiment. Ce sondeur permet de visualiser l'épaisseur et la morphologie des couches sédimentaires enfouies sous le fond jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de profondeur. La résolution de l'appareil est définie par la fréquence des ondes émises. Plus la fréquence est élevée, plus la résolution est bonne et plus la pénétration est faible. Le sondeur qui équipe la vedette Haliotis est un sondeur de sédiments adapté aux petits fonds (<20 m). Il émet un signal de type Chirp, qui correspond à des ondes modulées en fréquence (1700 à 5500 Hz). Le niveau d'émission permet une pénétration de l'ordre de 25 m pour une résolution verticale d'environ 25 cm (Ifremer). Des profils sismiques au format SEG-Y acquis avec le logiciel SUBOP (Ifremer), géoréférencés par GPS-RTK, ont donc été générés sur l'ensemble des secteurs couverts. La sortie brute de ces profils étant trop brouillée, un traitement approprié leur a donc été appliqué (Fig. 3.34).

5.1. Traitement appliqué aux données de sondeur de sédiments (Chirp)

Le traitement des données brutes de sondeur de sédiments au format SEG-Y a été réalisé grâce à un programme *MATLAB* (*sbp_processing*) fourni par l'Ifremer. Ce programme permet d'adapter le traitement en fonction du type de signal émis. Dans le cas d'un signal Chirp, une corrélation avec le signal émis est adoptée, une compensation de la divergence sphérique (amplification de l'amplitude du signal en fonction de la distance parcourue par les ondes), un traitement en enveloppe du signal, l'application du délai d'enregistrement et des corrections de pilonnement du bateau (houle par exemple). Le programme *MATLAB* permet également d'extraire les données de navigation de chaque profil. La figure 3.34 illustre un profil sismique brut et ce même profil après le traitement.

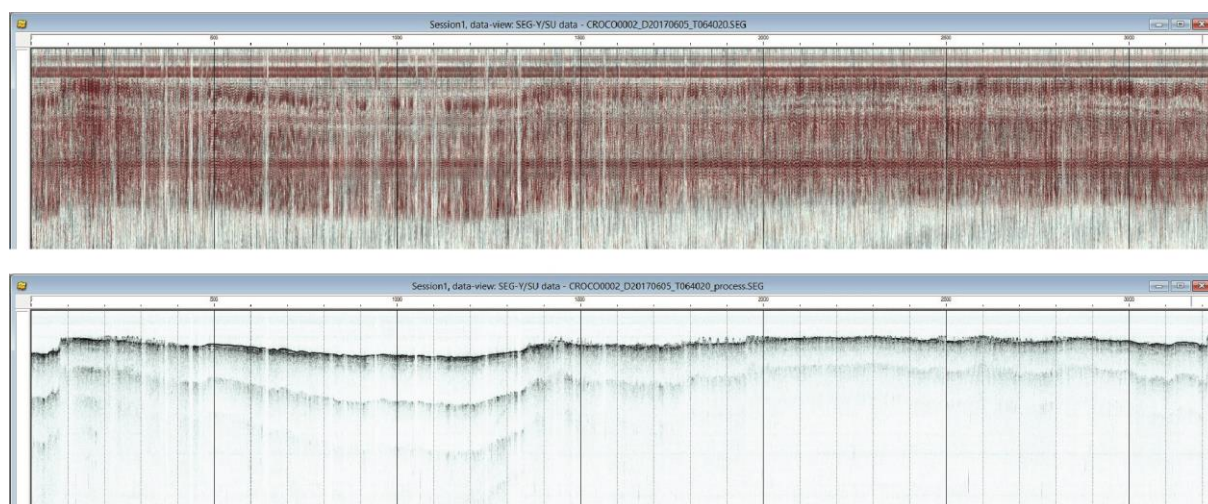


Figure 3.34 – Exemple de profil Chirp, issu de la campagne en mer CROCO-CAUX (Duperret, 2017), brut (haut) et traité (bas) selon le programme *MATLAB* fourni par l'Ifremer.

5.2. Interprétation des données de sondeur de sédiments et création de cartes isopaque/profondeur du socle

L'interprétation des profils de sondeur de sédiments a été réalisée grâce au logiciel *Kingdom Suite* qui offre une large gamme d'outils pour visualiser, annoter et interpréter les profils sismiques. La figure 3.35 est un exemple de profil sismique transverse à la côte qui couvre à la fois une zone rocheuse affleurante qui correspond à la plateforme sous-marine et une zone recouverte de sédiments. Avant de commencer l'interprétation sismique il est important d'identifier les potentiels multiples sur les profils afin de ne pas les confondre avec de l'information réelle (Fig. 3.35). Les multiples résultent de réflexions multiples du signal. L'onde incidente est réfléchiée sur le fond bathymétrique puis au lieu d'être entièrement captée par le récepteur sismique, elle est réfléchiée par l'interface eau/air et se propage une nouvelle fois vers le fond avant d'être enregistrée par le récepteur. Ce « rebond » peut s'opérer plusieurs fois jusqu'à l'atténuation totale de l'onde sismique et ainsi créer plusieurs multiples (Fig. 3.35). Le multiple est en général facilement identifiable car il reprend l'allure du fond bathymétrique avec une exagération verticale de 2 pour le premier multiple, de 3 pour le deuxième multiple et ainsi de suite (Fig. 3.35).

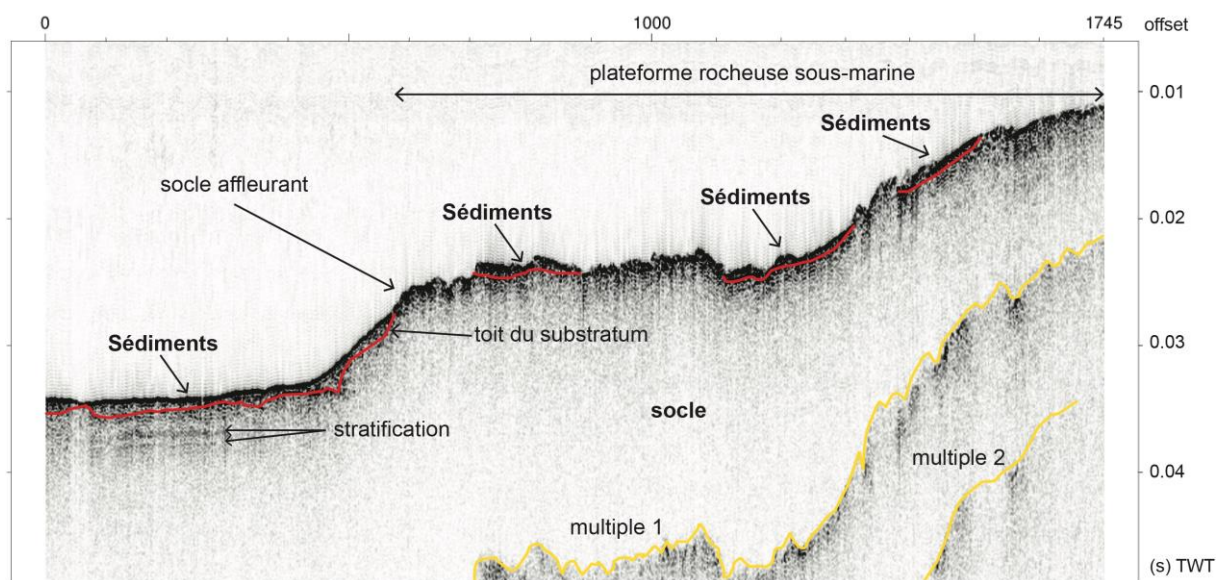


Figure 3.35 – Exemple d'interprétation du profil de sondeur de sédiments transverse à la côte, de la campagne CROCO-CAUX (profil 91). L'offset correspond au nombre de tirs sismiques et TWT (*Two-Way Traveltime*) correspond au temps de trajet aller-retour des ondes sismiques en seconde.

Le signal de type Chirp permet seulement d'identifier l'organisation sédimentaire de surface contrairement à des signaux de plus basse fréquence (type Sparker) qui permettent un aperçu en profondeur de l'organisation du substratum rocheux. La couverture sédimentaire le long des côtes de Seine-Maritime étant relativement réduite, l'interprétation des profils sismiques de sondeur de sédiments nous a seulement permis d'identifier les zones où le socle affleure des zones où la couverture sédimentaire est présente (Fig. 3.35). La différenciation entre le substratum rocheux (socle) et la couverture sédimentaire est relativement simple à déterminer. Lorsque le socle affleure, la signature du signal en surface est très chaotique, irrégulière et le réflecteur de surface est relativement fin (Fig. 3.36). Si le socle est recouvert par des sédiments (type sable et/ou graviers), le réflecteur du fond bathymétrique est bien plus épais et continu (Fig. 3.36). Il est souligné par une succession d'autres réflecteurs parallèles

dont le signal s'atténue progressivement jusqu'à disparaître à la base du dépôt (Fig. 3.36). Cette succession de profils illustre le caractère aggradant du dépôt sédimentaire.

Lorsque que le substratum rocheux (ici craie) est recouvert de sédiment, le réflecteur séparant ces deux unités représente le toit du socle. Ce réflecteur souligne souvent des traces d'incisions (Fig. 3.36). Lorsque la couche sédimentaire est fine, la distinction entre ces deux unités est plus compliquée mais certains indices peuvent nous renseigner comme par exemple des réflecteurs soulignant la stratification du substratum rocheux (Fig. 3.35).

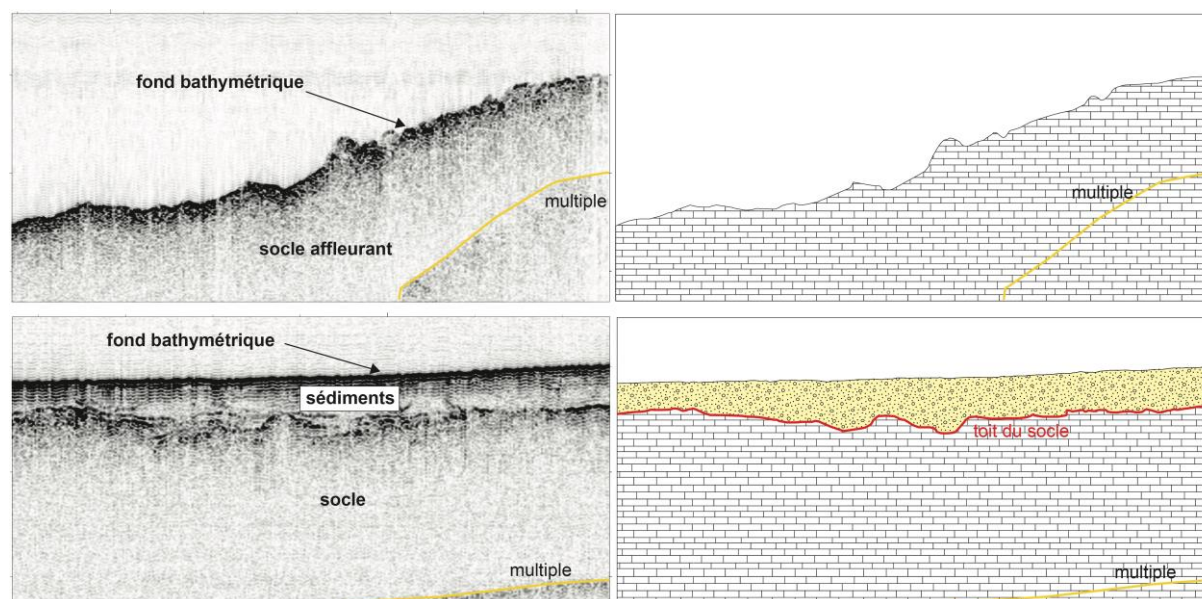


Figure 3.36 – Différenciation du signal sismique entre le substratum (socle) et la couverture sédimentaire (ici sable et graviers).

Lorsque la plateforme rocheuse est largement recouverte de dépôts de sable comme c'est le cas pour le secteur au large d'Ault (Fig. 3.33), il est possible à partir du logiciel *Kingdom Suite* de créer une carte de profondeur de la plateforme rocheuse sans la couverture sédimentaire et ainsi avoir une idée de sa morphologie. Pour cela, il faut tout d'abord identifier manuellement sur l'ensemble des profils sismique de la zone, la surface correspondant au toit du socle (Fig. 3.36). Une fois cette opération réalisée, la position de cette surface est interpolée entre chaque profil selon la méthode IDW (pondération inverse à la distance) afin de créer une carte avec la meilleure couverture spatiale sans trop lisser la donnée. A ce stade, une carte de profondeur en temps (s) du socle est créée. Pour obtenir une carte de profondeur en mètre, il faut faire une migration temps-profondeur afin d'obtenir une vraie image du sous-sol. Pour cela, *Kingdom Suite* fournit une calculatrice permettant d'obtenir la profondeur réelle en mètres du socle en appliquant la formule suivante : $X(m) = \frac{TWT(s)}{2} * V(m.s^{-1})$

X étant la profondeur en mètres, TWT est le temps de trajet aller-retour des ondes sismiques en secondes et V est la vitesse des ondes sismiques en $m.s^{-1}$. Le temps de trajet des ondes (TWT) doit être divisé par deux pour obtenir le simple temps « aller » des ondes sismiques. La vitesse V des ondes sismiques est d'environ $1500 m.s^{-1}$, soit la vitesse des ondes sismiques dans l'eau de mer et/ou dans le sable imbibé d'eau. Nous supposons cependant que le dépôt de sédiments est homogène sans quoi, des variations de vitesses des ondes sismiques seraient à considérer. La figure 3.37 illustre donc la morphologie et la

profondeur du substratum rocheux qui correspond ici à la plateforme rocheuse sans sa couverture sédimentaire. La profondeur de la plateforme rocheuse au large d'Ault varie donc de 0 m à -20 m (NGF).

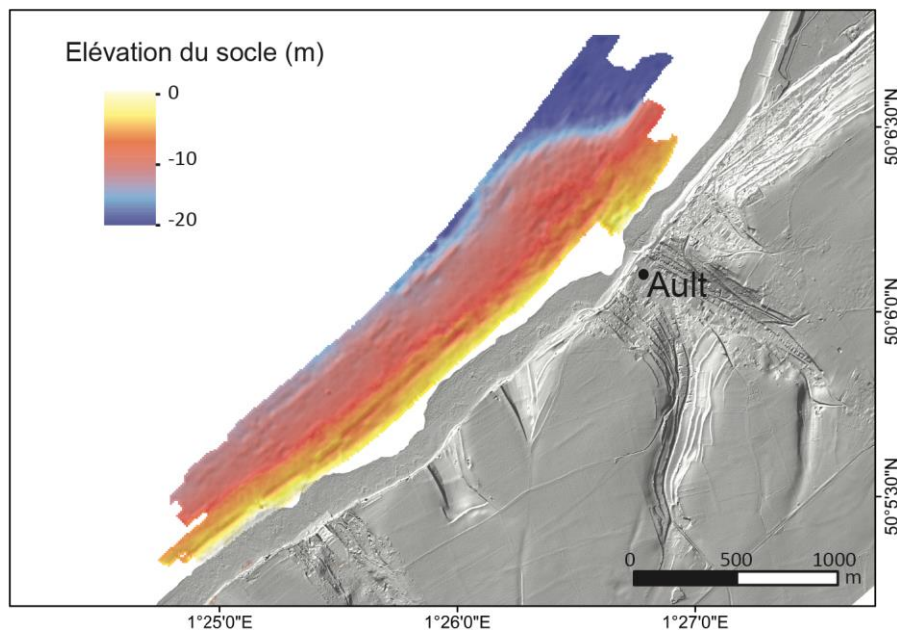


Figure 3.37 – MNT illustrant l'élévation du toit du substratum rocheux en l'absence de couverture sédimentaire.

Il est également possible d'estimer l'épaisseur des sédiments stockés sur la plateforme rocheuse en faisant la soustraction du MNT de la bathymétrie avec le MNT calculé de profondeur du socle (Fig. 3.38). Cette opération se fait grâce à l'outil « *calculatrice Raster* » du logiciel SIG *ArcGis*. On obtient ainsi une carte des isopaques de la couverture de sable qui recouvre la plateforme rocheuse au large d'Ault. Cette carte montre que localement une épaisseur de plus de 12 m de sédiments est présente au large d'Ault.

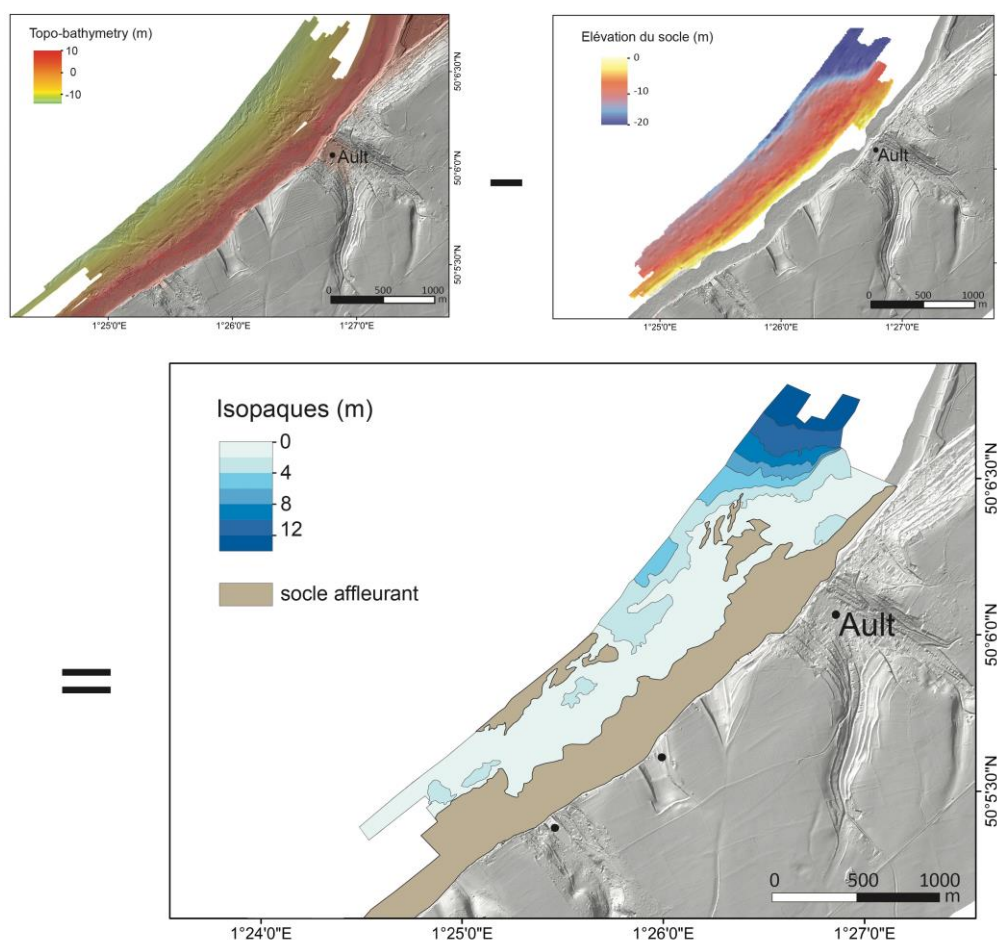


Figure 3.38 – Soustraction de MNT permettant d’obtenir une carte des isopaques de la couverture sédimentaire de la plateforme rocheuse d’Ault.

6. Datations cosmogéniques par utilisation de l’isotope ^{10}Be

6.1. Principe de datation par nucléides cosmogéniques ^{10}Be

Des nucléides cosmogéniques sont des éléments chimiques de même numéro atomique qui diffèrent par leur masse atomique (Foucault & Raoult, 2003). Ils sont produits par la stimulation des particules des rayons cosmiques primaires par le champ magnétique terrestre (Fig. 3.39). Ces particules interagissent avec l’atmosphère entraînant une suite de réactions. A l’entrée dans l’atmosphère, les rayons cosmiques subissent des bombardements nucléaires (spallation) entraînant l’émission de particules secondaires (muons et neutrons). Au contact de la roche et de ses minéraux, les particules secondaires produiront des réactions nucléaires. Les nucléides cosmogéniques produits dépendent du type de composition minérale de la roche. Ainsi le ^{10}Be résulte de la spallation sur des atomes de silice et d’oxygène.

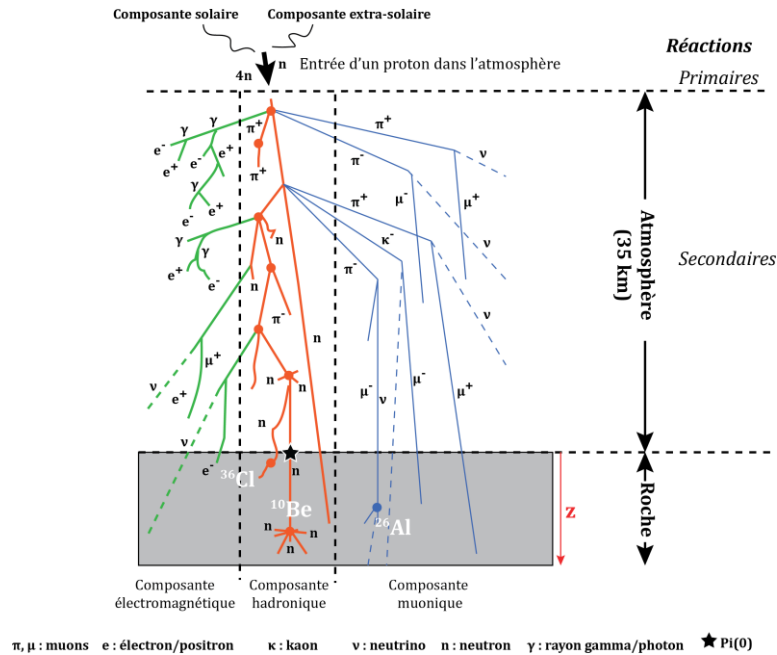


Figure 3.39 – Réactions en cascades générées par le contact entre le rayon cosmique et l'atmosphère (Raimbault, 2017).

La méthode de datation par isotopes cosmogéniques du ^{10}Be permet de quantifier la durée d'exposition d'une surface aux rayons cosmiques en mesurant la quantité de nucléides accumulés à la surface. La concentration mesurée dans un échantillon donné dépend de plusieurs facteurs (Regard et al., 2012) tels que sa durée d'exposition aux rayonnements cosmiques, sa profondeur d'exposition et la présence d'objet faisant bouclier en absorbant les rayonnements.

Nous ne rentrerons pas plus dans les détails du calcul de production en ^{10}Be car au cours de cette thèse nous avons seulement interprété des concentrations en surface d'échantillons prélevés sur la plateforme littorale et subtidale. Il est juste important de savoir que la production peut être influencée par différents facteurs qu'il a fallu prendre en compte lors de l'interprétation des concentrations en ^{10}Be de nos échantillons.

La production en ^{10}Be est issue des réactions des différents composants du rayon cosmique sur la roche. Les composants (muon et neutron) sont caractérisés par un taux de production en surface de la roche et par une longueur d'atténuation qui influence la production de ^{10}Be en profondeur (Fig. 3.40).

La production de ^{10}Be à la surface est influencée par différents paramètres tels que la latitude et l'altitude, la profondeur (densité de la roche) et la présence potentielle de masques topographiques (tels que la végétation, la mer et la marée).

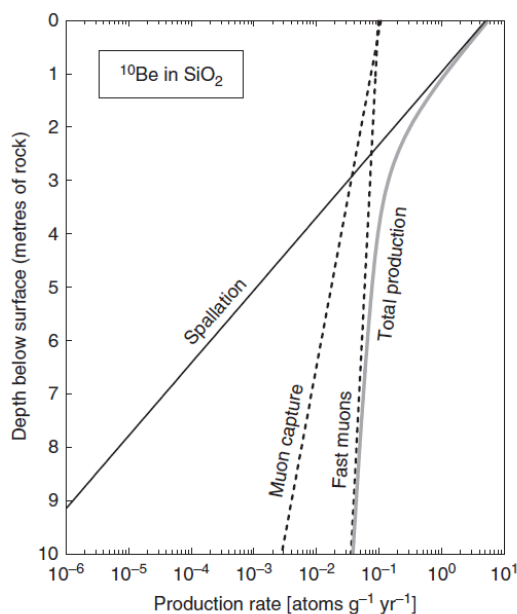


Figure 3.40 – Production de ^{10}Be en fonction de la profondeur pour une haute latitude et pour une surface proche du niveau de mer (Dunai, 2010).

6.2. Stratégie d'échantillonnage et traitement des échantillons

La stratégie d'échantillonnage représente l'étape fondamentale des études basées sur les isotopes cosmogéniques. Une grande partie de la validité des résultats repose sur la qualité de l'échantillonnage. Dans cette thèse nous souhaitons connaître l'évolution spatio-temporelle d'une côte crayeuse, nous avons donc adapté la stratégie d'échantillonnage en fonction de cet objectif. La côte étudiée étant à dominance crayeuse, alors que le ^{10}Be résulte de la spallation des atomes de silices et d'oxygène, il est donc nécessaire de trouver des échantillons de silex en place, souvent issus d'unités de craie contenant des hardgrounds siliceux. Le prélèvement de silex doit s'effectuer à la surface de l'affleurement pour avoir la plus grande concentration en ^{10}Be .

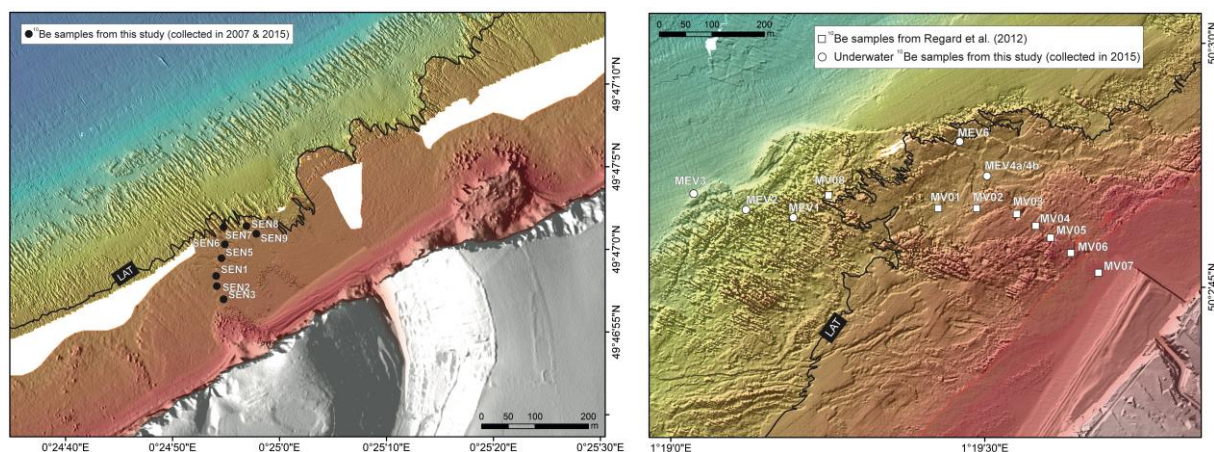


Figure 3.41 – Positionnement de l'ensembles des échantillons récoltés ainsi que des échantillons déjà prélevés par Regard et al. 2012.

Deux secteurs bien précis ont été choisis pour effectuer les prélèvements, les secteurs de Senneville-sur-Fécamp et de Mesnil-Val (Fig. 3.41). Les échantillons prélevés à Senneville-sur-Fécamp se trouvent sur

la plateforme littorale i.e. dans la zone intertidale, sur un lit de silex localisé sur un niveau très induré (Fig. 3.42a). Ils ont été prélevés en 2007 et 2015. Leur gamme d'altitude varie de 0 m à -3 m (NGF) pour une distance allant de 125 m à 239 m de la falaise qui correspond à la limite des plus basses mers astronomique (LAT) (Fig. 3.41).

Les échantillons prélevés à Mesnil-Val se trouvent en partie dans la zone subtidale et à proximité de la limite des plus basses mers astronomique (LAT). Ils ont donc été prélevés par des plongeurs autonomes selon un protocole établi par les plongeurs scientifiques de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) (Fig. 3.41 & Fig. 3.42). Ces échantillons complètent des échantillons déjà prélevés par Regard et al. (2012) qui étaient localisés sur un transect restreint à la zone intertidale. Ces nouveaux échantillons nommés MEV, sont localisés entre 450 m et 800 m de la falaise pour une profondeur variant de -4 m à -10 m (Fig. 3.41).



Figure 3.42 – Photo de l'échantillonnage des silex prélevés en domaine intertidal sur la plateforme littorale de Senneville-sur-Fécamp (a) et en domaine sous-marin par des plongeurs autonomes de l'IUEM à Mesnil-Val (b) & (c). (d) Echantillon de silex sous-marin prélevé à Mesnil-Val. © A. Duperret.

Les échantillons ont été préparés selon un protocole bien précis par V. Regard au laboratoire GET de l'Université de Toulouse ainsi qu'au CEREGE d'Aix-en-Provence. Ce protocole consiste dans un premier temps à concasser la roche puis à tamiser les résidus pour obtenir un sable entre 250 μm et 1 mm de diamètre. Un tri est ensuite effectué pour isoler les minéraux non-ferromagnésiens suivi d'un deuxième tri réalisé chimiquement grâce à de l'acide chlorhydrique combiné à de l'acide hexafluorosilicique dans le but de dissoudre tous les carbonates et autres minéraux à l'exception du quartz. Un dernier tri est réalisé par une nouvelle série de bains chimiques combinant l'acide fluorhydrique et l'acide nitrique afin de dissoudre tous les minéraux à l'exception du quartz.

Les échantillons sont ensuite tous analysés au CEREGE pour subir plusieurs traitements chimiques avant d'être analysés par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) sur l'instrument national Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques (ASTER). Les concentrations en ^{10}Be obtenues à la fin de ces traitements sont exprimées en at.g^{-1} .

7. Conclusion

Au cours de ce chapitre, nous avons vu la méthodologie utilisée pour aboutir à la création d'une image continue terre-mer sur quatre secteurs du littoral de Seine-Maritime à partir de données disponibles et acquises durant cette thèse. La partie marine a été obtenue par les campagnes en mer déjà effectuées avant le début de cette thèse, CROCOLIT_Leg1 & Leg2 ainsi que SPLASHALIOT_02 complétées par la campagne CROCO-CAUX réalisée lors de cette thèse. La partie terrestre nous a quant à elle été fournie par l'IGN avec le RGE Alti et le BD Alti. La fusion de l'ensemble de ces données a permis de générer quatre MNT sur la frange littorale des secteurs étudiés dont la résolution spatiale est inférieure à un mètre.

Les MNT terre-mer ont permis d'identifier un domaine rocheux marin dont l'étendue était insoupçonnée jusqu'à présent. Ainsi, une plateforme rocheuse s'étend au-delà de la simple zone intertidale pouvant comme au cap d'Antifer représenter une surface rocheuse de plus d'un kilomètre de large. Des sédiments composés de sable et de graviers peuvent recouvrir localement la partie la plus distale de la plateforme littorale. A partir de l'interprétation de la géomorphologie de la plateforme rocheuse sous-marine et l'apport de données de sondages (BRGM), une carte structurale et lithologique de chaque secteur côtier a pu ainsi être créée.

Le secteur d'Ault se distingue des autres secteurs du littoral car il possède une plateforme rocheuse largement recouverte de dépôts sableux. Pour avoir une idée de la morphologie de sa plateforme rocheuse sans la couverture de sable, une carte de l'élévation du socle crayeux a été réalisée à partir de l'interprétation des profils de sondeur de sédiments. Une carte des isopaques a pu également être créée.

Des datations cosmogéniques par utilisation du ^{10}Be ont également été effectuées sur les plateformes rocheuses de deux secteurs du littoral. Elles permettent de quantifier la durée d'exposition d'une surface aux rayons cosmiques en mesurant la quantité de nucléides accumulés à la surface. Des concentrations ont ainsi été mesurées en suivant les protocoles expérimentaux de préparation et de mesures bien spécifiques. Des échantillons prélevés sur le site de Senneville-sur-Fécamp couvre la largeur de la plateforme sous-marine (domaine intertidal) le long d'un hardground. Alors que des échantillons prélevés par des plongeurs autonomes à Mesnil-Val dans le domaine subtidal jusqu'à 10 m de profondeur viennent compléter des mesures déjà effectuées par Regard et al. (2012).

Chapitre 4

Taux de recul des falaises de craie de Normandie

<i>Introduction.....</i>	<i>131</i>
<i>Article soumis à la revue scientifique Marine Geology.....</i>	<i>132</i>
Résumé (français).....	132
Abstract	132
1. Introduction	133
2. Materials and method	134
2.1. Normandy coastal and intertidal topography	134
2.2. Subtidal bathymetry	134
2.3. Cosmogenic dating background	135
3. Study sites and geological framework	135
3.1. Antifer Cape to Etretat coastal section	136
3.2. Fécamp to Eletot coastal section	137
3.3. Biville-sur-Mer to Mesnil-Val coastal section	138
3.4. Ault coastal section	138
4. Marine and climate conditions	138
5. Normandy shore and subtidal platforms	139
5.1. Antifer Cape to Etretat section	139
5.2. Fécamp to Eletot section	143
5.3. Biville-sur-Mer to Mesnil-Val section	145
5.4. Ault section	148
6. Normandy rock platform model	149
6.1. A common structure	149
6.2. Inner platform morphology versus chalk formations properties	151
7. Normandy rock platform evolution	153
7.1. ¹⁰ Be cosmogenic dating	153
7.2. Evolution of the cliff/platform system	156
7.3. Long-term retreat rates on Normandy chalk cliffs	159
	129

7. Conclusion.....	160
Acknowledgments.....	160
References.....	161

Introduction

Les falaises de craie de Normandie subissent une érosion actuelle intense conduisant de nombreux scientifiques à s'intéresser à cette problématique au travers de la quantification de cette érosion. Différentes méthodes ont été utilisées pour quantifier ce recul, couvrant plusieurs secteurs et différentes périodes. Cependant les techniques utilisées sont dépendantes de la disponibilité de photographie aériennes sur la période contemporaine permettant d'atteindre dans le meilleur des cas une période d'analyse de seulement 160 ans (Hénaff et al., 2002). Les taux de recul moyen actuels de la falaise ont été estimés entre 0,10 m/an à 0,30 m/an en fonction du secteur étudié (Costa et al., 2004 ; Letortu et al., 2014). Des méthodes récentes basées sur la datation cosmogénique du ^{10}Be ont permis sur le secteur de Mesnil-Val d'estimer les taux d'érosion de la falaise à partir de silex prélevés sur la plateforme littorale sur une période de 3000 ans (Regard et al., 2012). A partir de ces datations, un taux moyen de 0,11 m à 0,13 m/an a été estimé, taux comparables aux taux contemporains estimés par comparaison photogrammétrique sur le même site (0,15 m/an) (Costa et al., 2004 ; Letortu et al., 2014, 2015). De l'autre côté de la Manche, Hurst et al. (2016) ont extrapolé les taux d'érosion calculés par datation cosmogénique sur une plateforme littorale de l'est Sussex sur la période Holocène. Les taux d'érosion long terme estimés (0,02-0,06 m/an) contrastent fortement avec les taux d'érosion contemporains estimés à partir de photos historiques sur le même site (0,22-0,32 m/an) (Dornbusch et al., 2008). Hurst et al. (2016) ont donc conclu que contrairement au site de Mesnil-Val, les vitesses de recul de la falaise de l'est Sussex ont accéléré au moins depuis la période contemporaine.

Au cours de ce chapitre, traité sous la forme d'un article scientifique, nous avons étudié en détails quatre secteurs du littoral à falaises de craie de Normandie sur une frange du trait de côte couvrant la falaise jusqu'à la partie sous-marine de la plateforme rocheuse. Trois secteurs sont situés le long du littoral de Seine-Maritime et un secteur est localisé au sud de la Somme. Ils se distinguent par la nature lithologique de la craie qui constitue leur falaise et leur plateforme littorale. De nouvelles campagnes océanographiques réalisées à bord de la V/O Haliotis ont permis d'obtenir une imagerie bathymétrique très haute résolution des quatre secteurs étudiés (*cf* Chapitre 2). Ces nouvelles données ont donc permis d'analyser la morphologie de la partie subtidale de la plateforme rocheuse combinée à l'analyse de la morphologie de la plateforme littorale pour la zone intertidale.

L'objectif de cet article est dans un premier temps de présenter les nouveaux jeux de données bathymétriques le long du littoral de Normandie. La présence d'une plateforme rocheuse continue marquée par une ou plusieurs marches n'avait jamais été montrée jusqu'à présent. Ces marches peuvent être de simples niveaux indurés ou être, comme c'est le cas pour la marche S_1 , le témoin d'une ancienne position de la falaise. Ce résultat a pu être confirmé par l'apport de nouvelles datation cosmogéniques au ^{10}Be sur le site de Mesnil-Val. S_1 est continue et localisée entre -9 et -10 m. Elle représente le rebord distal d'une plateforme rocheuse interne nommée « inner platform ». S_1 sépare la plateforme interne de la plateforme externe « outer platform » largement recouverte de sédiments et délimitée elle-même lorsqu'elle affleure par une deuxième marche distale nommée S_2 . La marche S_1 symbolisant une ancienne position de la falaise est donc restée fixe au cours du développement de la plateforme rocheuse et seule la falaise a reculé. L'évolution du couple falaise/plateforme rocheuse sur le littoral crayeux de Normandie suit donc le modèle d'évolution statique (Sunamura, 1983; Trenhaile, 2000, 2001a, 2001b; de Lange &

Moon, 2005).

Article soumis à la revue scientifique Marine Geology

Coastal chalk cliff retreat rates during the Holocene, inferred from submarine platforms morphology and ^{10}Be dating along the Normandy coast (NW France)

Timothée Duguet ^a, Anne Duperret ^a, Stéphane Costa ^b, Vincent Regard ^c, Grégoire Maillet ^d

a. Normandie Université, UMR 6294 LOMC, CNRS, UNILEHAVRE, 53 rue de Prony, 76600 Le Havre, France

b. Normandie Université, UMR 6554 LETG-Caen, CNRS, UNICAEN, Esplanade de la Paix, 14032 Caen, France

c. Université de Toulouse, GET, CNRS, IRD, UPS, CNES, 14 Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

d. UMR 6112 LPG-Angers, CNRS, Université d'Angers, 2 boulevard Lavoisier, 49000 Angers, France

Résumé (français)

Les falaises crayeuses du littoral normand sont des éléments géomorphologiques qui subissent un recul moyen annuel de 0,15 m, vitesse estimée au cours de la période contemporaine (Letortu et al., 2014). Dans le meilleur des cas, les vitesses de recul des falaises ont pu être estimées pendant une période de 160 années par des méthodes basées sur des mesures peu précises et lors de périodes durant lesquelles les littoraux ont été largement anthropisés. De récents relevés bathymétriques ont révélé une nouvelle plateforme rocheuse sous-marine limitée par un rebord distal parallèle localisé à une profondeur comprise entre 9 m et 10 m (NGF) le long du littoral crayeux de Normandie. Localement, une plateforme rocheuse inférieure localisée entre -14 m et -17 m (NGF) affleure et dont la formation pourrait être liée à un haut niveau marin du MIS 5c et/ou 5a (96 et/82 ka BP). L'origine du rebord distal de la plateforme rocheuse a été associée à une ancienne position du littoral depuis laquelle la falaise a reculé progressivement il y a environ $6,5 \pm 1$ ka formant ainsi la plateforme rocheuse. A partir de la position du rebord de la plateforme rocheuse, nous avons estimé les taux d'érosion de la falaise sur $6,5 \pm 1$ ka qui varient de 0,051 m/a $\pm$ 0,008 m/a to 0,090 m/a $\pm$ 0,014 m/a de secteur à secteur. De tels taux d'érosion sont 33 % à 57 % moins important que les taux d'érosion contemporains (0,10 m/a to 0,18 m/a) illustrant une accélération récente des vitesses de recul des falaises crayeuses.

Abstract

Normandy coastal chalk cliffs are erosional geomorphic features revealing a mean retreat rate of 0.15 m/y estimated over the contemporary period (Letortu et al., 2014). In the best cases, cliff retreat observations allow 160 years' time span through methods suffering from weak measurement representativeness and during which coasts were largely anthropised. On recent bathymetry surveys,

we identified a new continuous submarine platform limited by a shore parallel edge located between -9 m and -10 m (NGF) along the Normandy chalk coastline. Locally a lower rock platform ranging from about -14 m to -17 m (NGF) appears and could result from sea level highstand during the MIS 5c or/and 5a (96 or 82 ky BP). The origin of the rock platform edge is attributed to the past location of the coastline from where the cliff started to retreat at $6.5 \text{ ky} \pm 1 \text{ ky}$ ago by progressively shaping the rock platform. From the spatial edge location, we estimated $6.5 \text{ ky} \pm 1 \text{ ky}$ cliff retreat rates, and they range from $0.051 \text{ m/y} \pm 0.008 \text{ m/y}$ to $0.090 \text{ m/y} \pm 0.014 \text{ m/y}$ from place to place. Such long-term retreat rates are 33 % to 57 % less important than the contemporary ones (0.10 m/y to 0.18 m/y) and thus demonstrate a contemporary acceleration of chalk cliff system retreat rates.

1. Introduction

Erosion of coastal chalk cliffs is a topic of great interest on each part of the English Channel, due to natural hazards and risks induced by cliff collapses. Contemporary erosion rates have been mainly estimated on both side of the English Channel using different methods and over several periods. Analysis periods remain restrained because of the availability of historical photographs and maps reaching a maximal period of 150 years in UK (Dornbusch et al., 2006, 2008) and 160 years in France, i.e. since 1824 (Hénaff et al., 2002). The present-day morphology of the Normandy chalky coastline is made of vertical cliffs that suffer from erosion rates from 0.10 m/y to 0.30 m/y from place to place (Costa et al., 2004, Letortu et al., 2014). Coastal chalk cliff of Normandy suffers from rapid erosion, and sedimentary deposits are too sparse to reconstruct the Holocene coastline evolution like on crystalline rock coastline where erosion is slow (Trenhaile et al., 1999; Haslett & Curr, 2001; Blanco-Chao et al., 2003). Some recent methodologies based on cosmogenic dating (^{10}Be) were used in coastal marine environments such as in Normandy, France (Regard et al., 2012), in Korea (Choi et al., 2012), in East Sussex, UK (Hurst et al., 2016) and in South Brittany, France (Raimbault et al., 2018a). Cosmogenic dating using ^{10}Be allows estimating erosion rates over periods reaching several millennia. On one hand, using ^{10}Be dating, at Mesnil-Val site, Regard et al. (2012) quantified Normandy cliff erosion rates since 3000 years ($0.11\text{-}0.13 \text{ m/y}$) that are similar to the erosion rates of the contemporary period estimated with photogrammetry comparison on the same study site (0.15 m/y) (Costa et al., 2004; Letortu et al., 2014, 2015). On the other hand, Hurst et al. (2016) extrapolated coastal cliff retreat rates for most of the Holocene period. Retreat rates of $0.02\text{-}0.06 \text{ m/y}$ were calculated from ^{10}Be dating on a 250 m to 350 m width platform on two sites of the East Sussex coast. These long-term cliff retreat rates contrast with the last 150 years records of rapid retreat estimated from historic maps and photogrammetry comparison ($0.22\text{-}0.32 \text{ m/y}$) (Dornbusch et al., 2008). Hurst et al. (2016) concluded that contemporary retreat rates cannot be extrapolated back in time and instead, cliff retreat rates must have recently accelerated to their observed values.

Long-term cliff retreat rates determined with ^{10}Be dating are based on modeling using a main assumption. The present-day shore platform morphology configuration evolved according to a steady-state process of erosion that conduct to a continuous landward translation of the coastline with a similar shore platform shape and gradient, without shielding influences linked to beach and debris cover (Regard et al., 2012; Hurst et al., 2017).

We choose to explore in details four places of the Normandy chalk coastline including onshore and

offshore topo-bathymetry to assess the past shore platform geomorphological variations. New high-resolution bathymetry surveys were acquired close to the coast using the shallow water R/V Haliotis. A complementary survey (SPLASHALIOT 2014 cruise) was conducted offshore Criel-sur-Mer to extend the submarine mapping of the CROCOLIT 2013 cruise offshore Mesnil-Val (Duperret et al., 2016), where the first ^{10}Be shore platform dating was realized (Regard et al., 2012). The CROCOCAUX 2017 cruise was performed at two places: i) offshore Fécamp and Senneville-sur-Fécamp towns and ii) offshore Antifer Cape and Etretat town. Furthermore, complete high-resolution land-sea DEMs were merged from inland aerial Lidar data (RGEAlti, IGN, Litto3D project) and from the R/V Haliotis' interferometric echo sounder mapping system offshore. One can note that the final resolution of the Haliotis data is rather better (1 m resolution and 0.1 m accuracy) than coastal Lidar dataset (1 m resolution and 0.2 m to 0.5 m accuracy). We thus study submarine morphology of the entire subtidal rock platform, combined with the morphology of the shore platform also explored in the intertidal area. The aim of this paper is to show new high-resolution and shallow-water submarine data along chalk cliffs of Normandy coast. New submarine coastal data show the occurrence of a continuous and unrevealed submarine rocky platform with one or several submarine steps. One of these steps is parallel-oriented continuously to the present-day coastline with a constant distance to the present-day cliff platform junction (CPJ) location. We show that this step corresponds to the location of a pre-Holocene paleo-cliff. Hence, the width of the platform in between this step and the CPJ has been discovered during the Holocene (i.e., following the static evolution model proposed by Sunamura, 1983; Trenhaile, 2000, 2001b, de Lange & Moon, 2005).

2. Materials and method

2.1. Normandy coastal and intertidal topography

The onshore part of the four coastal sections is entirely and continuously surveyed in France. Data are derived from the merging of several DEM data provided by the French National Institute of Geography (IGN). Data were acquired using aerial LiDAR and aerial photographs covering land, cliffs and the upper portion of the shore platform, as a function of the tide level during surveys. RGEAlti® DEM covers only a 2 km wide coastal fringe with a resolution of 1 m (horizontal) and a vertical accuracy from 0.2 m for land surfaces to 0.5 m for underwater surfaces.

2.2. Subtidal bathymetry

Swath shallow-water bathymetric data have been acquired using R/V Haliotis (IFREMER) during four cruises in order to map the submarine portion of the study sections. CROCOLIT-01 (Duperret, 2013a) covers the area offshore Ault, CROCOLIT-03 (Duperret, 2013b) covers a small area offshore Mesnil-Val, SPLASHALIOT-02 (Maillet, 2014) covers the area between Criel-sur-Mer and Mesnil-Val, and CROCO-CAUX (Duperret, 2017) covers areas offshore Antifer Cape to Etretat and from Fécamp to Eletot (Fig. 1). 309 bathymetric swath profiles with a total length of 680 km have been created and cover an area of 31 km². All the raw data were acquired with the R/V Haliotis interferometric sonar (GeoSwath) that allows the acquisition of bathymetric data in shallow water depth ranging from 5 m

to 30 m. Moreover, chirp dataset was also acquired using a sub-bottom profiler (1.8 to 5.3 kHz) and 290 very high-resolution seismic profiles were treated with MATLAB and assessed with KINGDOM suite software. The vessel navigation was achieved by RTK GPS (Real Time Kinematic Global Positioning System) using a reference station located at a distance less than 10 km on the coast, that provides a positioning accuracy of a few centimeters. Raw bathymetric data were later treated using CARAIBES software (©IFREMER) to (i) integrate the daily tidal variations during the acquisition, (ii) to clean the multibeam bathymetric profiles from outliers that can correspond to boat turbulences and sea-surface agitation and (iii) to create the offshore DEM by merging bathymetric profiles. The resulting offshore DEM has a horizontal resolution of 1 m and a vertical accuracy of 0.1 m.

The offshore bathymetric DEM and the onshore topographic DEM were finally merged in a single land/sea Digital Elevation Model and standardised to the national terrestrial reference origin (NGF), based on the Lambert93 French national projection system (ellipsoidal datum, GRS80). Offshore lithological maps are then created, deduced from aerial field observations of the shore platform (intertidal area), from geomorphological analysis and from available boreholes data performed in the coastal domain (BRGM database) giving the depth of lithological formations and transitions.

2.3. Cosmogenic dating background

The ^{10}Be cosmogenic dating is based on the ^{10}Be concentration produced by interaction with Earth surface material rich in quartz. This in-situ concentration provides the exposure age to cosmic rays in the atmosphere (Gosse & Phillips, 2001). In principle, any stable geological surface and continuously exposed to cosmic rays will accumulate cosmogenic nuclide in surficial rocks with exposure age (Lal 1991; Dunai, 2010). The ^{10}Be production depends on the flux of cosmic rays, intensity of terrestrial magnetic field and absorption properties of materials under study, controlled by the latitude and the elevation of each sample.

The production of ^{10}Be in-situ at and near the Earth surface declines exponentially with depth (self-shielding) as the cosmic ray flux attenuates (Gosse & Phillips, 2001; Hurst et al., 2017). ^{10}Be dating allow to measure cosmic rays exposition by quantify surface nuclides accumulation. ^{10}Be concentration determine in one sample depends on several factors (Regard et al., 2012) like cosmic ray exposition duration, exposition depth and rays shielding like vegetation or water.

3. Study sites and geological framework

Even if the geology of Normandy coastal chalk cliffs have been well studied by numerous authors (Mortimore & Pomerol, 1987, 1991, 1997; Costa, 1997; Mortimore, 2001, 2011; Costa et al., 2004, 2006; Duperret et al., 2002, 2004, 2005; Lageat et al., 2006; Senfaute et al., 2009; Letortu et al., 2015, 2019), shore platform morphology and subtidal prolongation remain almost unknown, except through large-scale bathymetry prospections (Augris et al., 1993; Augris et al., 2004) and local studies of shore platforms at Eletot and Les Grandes Dalles (Costa et al., 2006; Foote et al., 2006; Hénaff et al., 2006; Moses et al., 2006) and Mesnil-Val (Regard et al., 2012; Dewez et al., 2015; Duperret et al., 2016).

Normandy coastal chalk cliffs are cut by two major northwest trending faults, the Fécamp-Lillebonne fault and the Bray fault. These major faults delineate three tectonic blocks (Fig. 1): from West to East,

i) the Bec de Caux block with NNE dipping Cenomanian to Coniacian chalk, ii) the Caux block with the youngest chalk outcrops (Turonian to Campanian) and iii) the Picardy block made of Cenomanian to Turonian chalk folded along the Londinière and Bresle anticlines, and faulted by the Eu fault along the Bresle valley (Hauchard & Laignel, 2008; Duperret et al., 2012) (Fig. 1).

We choose to study in details four coastal sections with dissimilar Chalk Formations and consequently various chalk physical properties. Each study site is located in each tectonic block defined along the Normandy coast, where various Chalk Formations outcrops: (1) in the Bec de Caux block section (Antifer Cape to Etretat location), (2) in the Caux block section (from Fécamp to Senneville-sur-Fécamp location) and (3) in the Picardy block section (from Biville-sur-Mer to Mesnil-Val town and a site offshore Ault town) (Fig. 1).

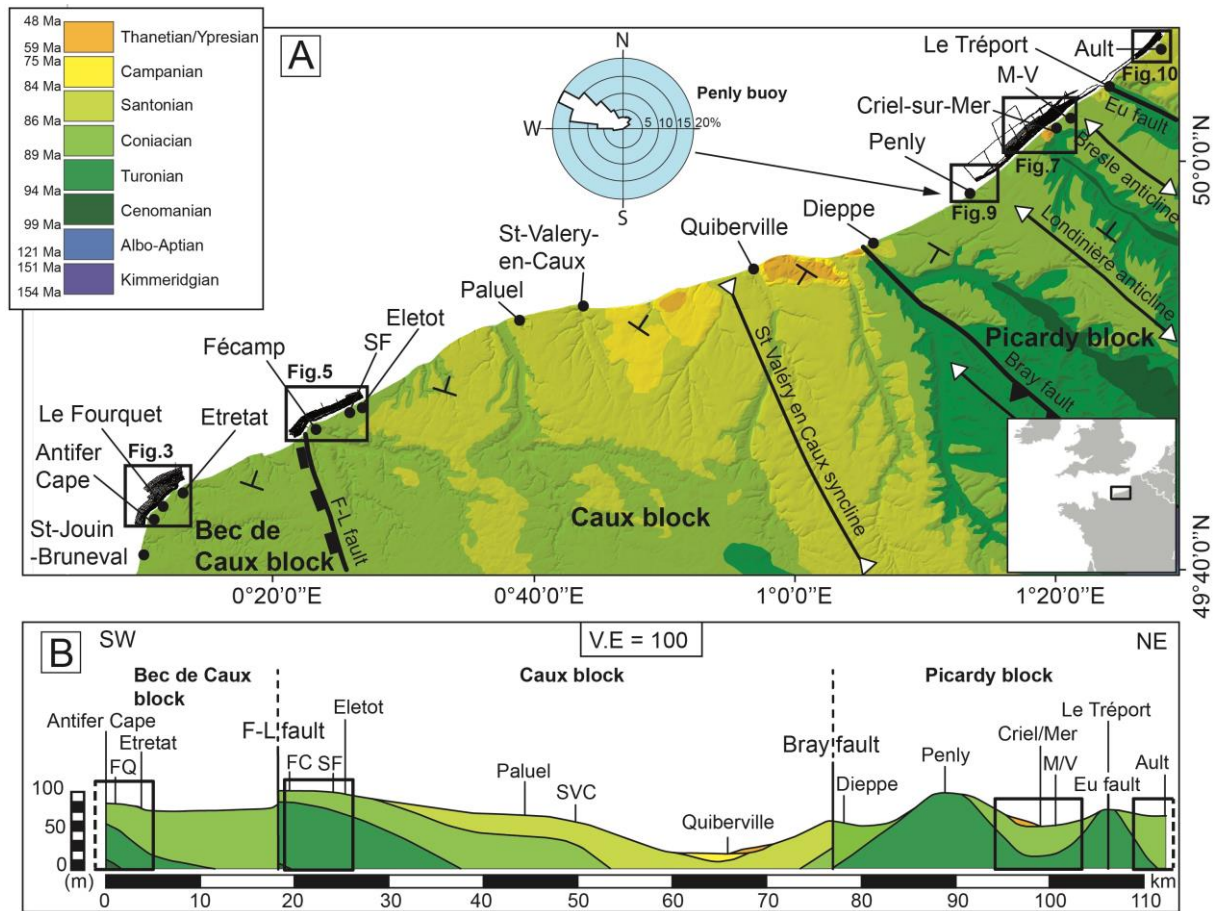


Figure 1 – Geological map of Coastal eastern Normandy (adapted from Duperret et al., 2012). (A) DEM map with Normandy geology corresponding to the Paris basin west border (Neau, 1979). Rose diagram represents main waves orientation recorded at Penly buoy from January 2018 to March 2019 (CEREMA, 2018). (B) Geological cliff section from Antifer Cape to Ault, covering a distance of 140 km and showing cliff face exposure from 20 to 120 m high, with a vertical exaggeration of 100. Abbreviations of the geological section are FC: Fécamp, SF: Senneville-sur-Fécamp, SVC: Saint Valéry en Caux, F-L fault: Fécamp-Lillebonne fault, M/V: Mesnil-Val.

3.1. Antifer Cape to Etretat coastal section

Along this section, the coastline trend is varying on each side of Antifer Cape, with a north-south orientation to the south (from Saint-Jouin-Bruneval to Antifer cape location) and a NE-SW orientation

to the north (from Antifer cape to Etretat) (Fig. 1). The coastline is made of vertical chalk cliffs with height varying from 90 m (Le Fourquet) to 70 m (Etretat).

From Antifer cape to Etretat, the NNE dipping of chalk units allows to expose on cliff section a large diversity of Chalk Formations, with the Craie de Rouen Formation (Cenomanian), the Holywell Nodular Chalk Formation, the New Pit Chalk Formation (Turonian) and the Lewes Nodular Chalk Formation (Turonian-Coniacian) (Fig. 2). Cenomanian chalk units are exposed at the cliff base between Le Fourquet and Antifer valley, and are characterized by coarse and nodular chalk with banks of harder beds (hardgrounds) (Duperret et al., 2012). The Upper Cenomanian Craie de Rouen is a white chalk with many flints bands and contains two main hardgrounds (hardgrounds Rouen 1 and 2) made of glauconitic and phosphate-cemented levels (Juignet, 1974; Lasseur, 2007). Turonian chalk appears at the cliff base on the northwest side of the Antifer valley. It is composed of the Holywell Nodular Chalk Formation with very few flints and the local Antifer hardgrounds, and by the massively bedded chalk of the New Pit Formation that contains several marl seams and hardground layers named the 3 Tilleul hardgrounds (Mortimore & Pomerol, 1991). The Lewes Nodular Chalk Formation outcrops at Etretat cliff base as a coarse chalk with many nodular chalk beds and flints, dated from Upper Turonian to Lower Coniacian (Mortimore et al., 2001). Locally, the Lewes Nodular Chalk is called Etretat complex related to a major Cretaceous tectonic phase (Mortimore & Pomerol, 1987) and shows numerous hardgrounds and flints levels (Fig. 2).

System	Stage	Formations in Sussex	Key markers	Additional features in Normandy	Formations in Normandy	Local Formations used in Normandy (Lasseur, 2007)	Local Formations used in Hauts de France (Amedro and Robaszynski, 2000)
Upper Cretaceous	Campanian	Culver Chalk	Castle Hill marl	no outcrops			
		Newhaven Chalk	Telcombe marls				
			Meeching marls				
			Peacehaven marl				
	Santonian	Seaford Chalk	Old Nore marl	Quiberville HG	Newhaven Chalk	craie de Vasterival	Caffiers
			Friar's bay marl			craie de Sotteville	
			Brighton marl				
			Buckle marl				
	Coniacian	Lewes Nodular Chalk	Exceat flint	Etretat Complex	Seaford Chalk	craie de Veulettes	Guet
			Whitaker's three inch flint				
			Bedwell's columnar flint				
			Seven Sisters flint band				
	Turonian	New Pit Chalk	Belle Tout marls	Mers HGs	Lewes Nodular Chalk	craie de Saint Pierre en Port	craie de Petites Dalles
			Shoreham marls				craie d'Eletot
			Light Point HGs				
			Beeding HGs				
	Cenomanian	Zig Zag Chalk	Hope Gap HGs	3 Tilleul HGs	New Pit Chalk	craie de Senneville	Mottelettes
			Cliffe HG				
			Navigation marl				
			Lewes marl				
		Holywell Nodular Chalk	Bridgewick marl	Antifer HGs	Holywell Nodular Chalk		
			Cabum marl				
			Southerham marl				
			Glynde marl				
		West Melbury Marly Chalk	New Pit marls		Craie de Rouen		
			Malling street marl				
			Glyndebourne flints				
			Gun Gardens main marl				
			Meads marls		Glauconitic Chalk		
			Plenus marl				
			Tenuis limestone				
			Glauconitic marl				

Figure 2 – Stratigraphy and lithostratigraphic units of the chalk of Sussex (UK), Normandy and Hauts-de-France (France), adapted from Mortimore, 2001; Duperret et al., 2012. Correlations with local chalk units in Normandy and Hauts-de-France are added (Lasseur, 2007; Amédéo & Robaszynski, 2000).

3.2. Fécamp to Eletot coastal section

The coastline trend varies on each side of Fagnet Cape (Fécamp), with a N30° orientation on its westside

(from south Fécamp to Fagnet Cape) to a N60° on its eastside (from Fagnet Cape to Eletot) (Fig. 1). Chalk cliffs in Fécamp area has been largely surveyed due to the occurrence of the Fecamp-Lillebonne normal fault (Mortimore & Pomerol, 1987; Lasseur et al., 2009; Duperret et al., 2012) that allows the exposure of the complete Upper Cretaceous stratigraphic succession from the Craie de Rouen (Cenomanian) to the Seaford Chalk Formation (Coniacian) (Fig. 2), up to the top of the 105 m high Fagnet Cape cliff. Whereas at Senneville-sur-Fécamp, the cliff base is made of New Pit Chalk Formation, with its specific 3 Tilleuls hardgrounds. At Eletot, the cliff base exposes a specific unit of the Lewes Nodular Chalk Formation dated from Late Turonian and called “Chalk Rock” unit (Mortimore, 2001). On this coastal section, the Seaford Chalk Formation appears at the top of the cliff, as a homogeneous soft chalk with regular flints levels dated from Middle Coniacian to Middle Santonian (Fig. 1).

3.3. Biville-sur-Mer to Mesnil-Val coastal section

The coastline trend is N60°E from Biville-sur-Mer to the westside of the Yères valley and becomes N50°E east of the Yères valley, from Criel-sur-Mer to Mesnil-Val (Fig. 1). Both cliff and shore platform of Mesnil-Val site have been largely surveyed (Senfaute et al., 2009; Regard et al., 2012; Dewez et al., 2013, 2015; Duperret et al., 2016), due to some European and French research project dedicated to this site. Cliff section from Biville-sur-Mer to Mesnil-Val is made of Holywell Nodular Chalk Formation (Turonian) with New Pit Marls occurrence at the cliff base located on the south side of Criel-sur-Mer to the Lewes Nodular Chalk Formation (Late Turonian) that outcrops at the base of Mesnil-Val’s cliff (Fig. 2). Criel-sur-Mer is crossed by the N-S Yères valley carved along the N-S axis of the Criel-sur-Mer syncline, along the south side of the Bresle anticline axis at Le Tréport (Fig. 1). The same chalk units Formations appears thus on each side of the Yères valley at Criel-sur-Mer.

3.4. Ault coastal section

Cliff section in the Ault area is made only of Lewes Nodular Chalk Formation (Lower Coniacian) and the overlying Seaford Chalk Formation (Coniacian), with a continuous NE dipping (Fig. 1). Ault cliff height decreases progressively from 60 m high at the southwest to the sea-level height to the northeast corresponding to the aerial disappearance of cliffs, ending the chalk cliffs coastline.

4. Marine and climate conditions

Marine and climate processes are keys factors in coastal cliff evolution. For example, waves may break directly on the cliff base during high spring tides and allow the debris removal stuck at its foot. This favor keeping the cliff face unstable (Trenhaile, 1987, 2000; Sunamura, 1977, 1992; Peregrine & Kalliadasis, 1996; Brossard & Duperret, 2004; Costa et al., 2006; Lim et al., 2011; Young et al., 2011). Furthermore, continental processes as rainfall also favors cliff collapses with chemical and physical alteration such as chalk dissolution (Rodet, 1983; Duperret et al., 2002) or an increase of water pores pressure (Duperret et al., 2002; Costa et al., 2004).

During spring astronomical tides, the Normandy chalk coastline is submitted to a large height of sea-

level tidal variations that may reach 8.12 m at Le Fourquet and 10.21 m at Le Tréport location (SHOM, 2017). Long period waves and waves with significant amplitude have been recorded recently offshore Penly at the real-time Penly buoy (anchorage at 11 m depth) from January 2018 to March 2019 (CEREMA, 2019). Buoy records concern swell orientation, period and height. The rose diagram representation illustrates a main NW swell (from N280°E to N310°E) with a mean H_s height of 0.9 m (Fig. 1). Only 10% of the recorded swell shows a period longer than 7s and a height higher than 1.5 m. Nevertheless, the Penly buoy has recorded extreme wave heights of 4 m, for example during the Eleanor storm (2nd and 3rd January 2018). Additionally, some 0.2 m high northern swell may also occur during winter.

Normandy region shows an oceanic climate with a mean yearly minimal temperature of 8.9°C and a mean yearly maximal temperature of 13.9°C (established between 1981-2010 at Cap de la Hève station, Le Havre, Météo-France). Rainfall is quite distributed over the year ($\approx$ 800 mm) with a globally wetter winter (52 mm in July and 88 mm in December).

5. Normandy shore and subtidal platforms

The shore platform is defined as a gentle rock slope extending between the high astronomical tide (HAT) sea-level and the low astronomical tide (LAT) sea-level (during spring tides). As defined in the coastal domain of SW Brittany, the offshore submarine prolongation of shore platforms is called the rock platform (Raimbault et al., 2018b). Shore and rock platforms appear on all Normandy coastal land-sea DEMs that covering 9.5 km² between Antifer Cape to Etretat, 6.5 km² between Fécamp and Eletot, 10.1 km² between Biville-sur-Mer and Mesnil-Val and 1.8 km² at Ault. The four study sections have been assessed and compared using bathymetry and chalk lithology dataset to explore detailed shore and submarine rock platforms geomorphology and find some specific markers of paleo-cliff location to determine if the evolution model of the cliff could be linked to local geology, such as the chalk lithology and its physical properties, large-scale faults or regional folding.

5.1. Antifer Cape to Etretat section

5.1.1. Shore and submarine morphology

The new bathymetric dataset acquired during CROCOCAUX cruise extends from 1 km offshore Le Fourquet to 2 km offshore Etretat up to 20 m in depth (NGF) (Fig. 3a). Bathymetry reveals a 100 to 200 m wide shore platform with a lower limit (LAT level) roughly parallel to the coastline, even if some bathymetric data are lacking in this area due to the imperfect coverage of the aerial and bathymetric surveys (Fig. 3a). The land-sea DEM focused on the Fourquet headland shows the shore platform extending from the shingle beach bar (5 m NGF) to LAT level (Fig. 3b). Shingle cover is restrained at the uppermost part of the shore platform near the CPJ and extends roughly from 0 to 5 m (NGF). Some large chalk debris from cliff collapses are staying on the beach near the cliff. At about -2 m (NGF), we observe a change of the surface texture of the shore platform, changing from a smooth shore morphology surface to a runnels shore morphology surface. This change is an artefact due to the vertical accuracy difference between the aerial Lidar dataset, the RGEAlti DEM (0.2 m to 0.5 m), and the submarine

GeoSwath dataset (0.1 m).

Two steps (S_0) delineate the Fourquet headland base and a platform hardground level offshore Etretat (Fig. 3b & Fig. 3c). S_0 begin on the shore platform and extends underwater in subtidal area. Then, S_1 step is a limit between runneled rock platform and non-runneled rock platform (Fig. 3c) and S_2 step represents the boundary of the lowest flat and smooth surface (Fig. 3c).

The rocky surface extends in the submarine domain and constitutes a rock platform with a progressive width variation, ranging from 310 m at Le Fourquet to 1200 m offshore Le Tilleul (Fig. 3). We are considering the inland geomorphological limit of the rock and shore platform at the Cliff-Platform Junction (CPJ, Wright, 1970) also called shore angle, located onshore at 0.5 m (NGF) and its offshore limit at the top of the step (called S_2) located at a depth of -17 m (NGF) (Fig. 3). The 2 m high, S_2 step, marks the rock platform edge that represents the submarine limit between the rock platform and a 0.5 to 1 m thick sediment cover made of quaternary gravels and sand, also observed previously (Larsonneur et al., 1979; Augris et al., 2004) (Fig. 3c). South of the Antifer Cape, the S_2 step is roughly parallel-oriented to the shore platform and the present-day coastline, but S_2 trend is gradually evolving northward to reach a North-South trend offshore le Tilleul, whereas the coastline and the shore platform are SW-NE oriented (Fig. 3a). S_2 is not observed between Le Tilleul and Etretat where recent sediments, locally 1 to 3 m-thick, covers the distal part of the rock platform (Augris et al., 2004) (Fig. 3c). The rock platform is split in two geomorphological units limited by a step (S_1) that could be considered as an edge (Fig. 3). We propose to name the lower part of the rock platform located below S_1 , the outer platform, and its upper part, located above S_1 , the inner platform (Fig. 3c). The outer platform is a smooth and nearly flat surface extending from S_2 to the base S_1 around -17 m to -13 m (NGF) (Fig. 3c & Fig. 4b). Its width reaches locally 900 m offshore Le Tilleul and is gradually covered with sediments eastward (Fig. 3c).

The inner platform extends from S_1 (-10 m NGF) up to the CPJ (0 to 1 m NGF), with a width varying from 280 m (La Courtine) to 400 m (Porte d'Aval) (Fig. 3a). The inner platform is steeper than the outer platform (1.5° to 1.9°) and entirely bare (Fig. 3c). Furthermore, its edge S_1 is trending continuously nearly parallel to the coastline, except offshore the Etretat valley outlet (Fig. 3a).

Finally, shore platform S_0 steps are carved locally near Le Fourquet and Etretat. They correspond to intertidal steps locally developed around the Fourquet headland and linked to the low-tide edge of a hardground level in the Craie de Rouen Chalk Formation (Fig. 4). At Etretat, S_0 is a 3 m high step located on the rock platform under the LAT level (Fig. 3c). At this location, it could be also related to a hardground level or the contact between the Lewes Nodular Chalk and the New Pit Chalk Formations.

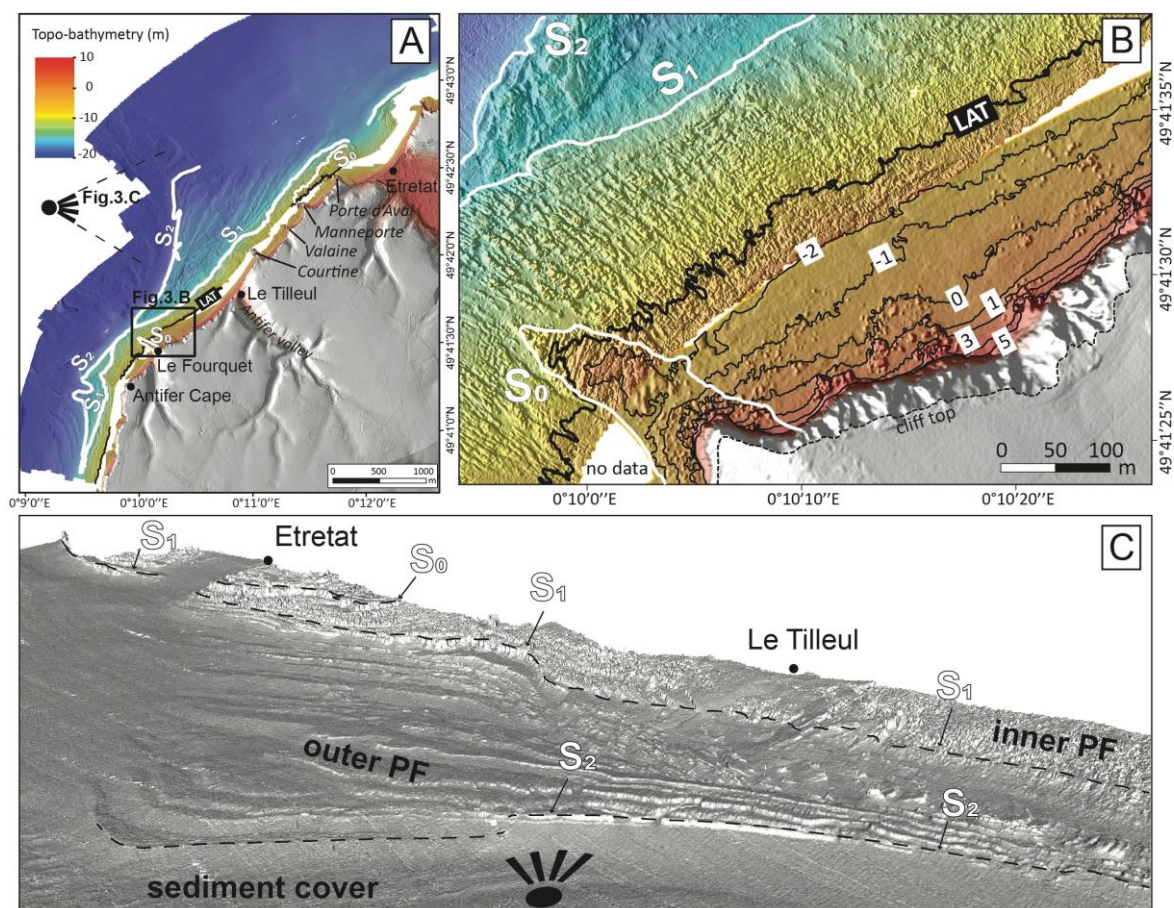


Figure 3 – (A) Land-sea DEM of Antifer Cape to Etretat coastal section with the bathymetric cover. Continuous black line corresponds to the Low Astronomical Tide Level (LAT) located at -4.2 m (NGF). White lines correspond to morphological steps/edges (S0, S1 and S2). (B) Land-sea DEM of the shore and subtidal rock platforms at Le Fourquet location. (C) 3D view of the bathymetric dataset illustrating the rock platform.

5.1.2. Submarine and shore geology

A borehole BRGM-1 (BRGM database) performed in the Antifer valley at Le Tilleul (BRGM, 1970) illustrates the following underground lithological succession: (i) the Craie de Rouen Formation from 0 to -12 m (NGF), (ii) the sandy Glauconitic Chalk Formation relevant to Cenomanian down to about -16 m (NGF), and (iii) the Albian clayey limestones below, also called Gaize (Juignet, 1974). A second borehole BRGM-2 (BRGM database) located in the Etretat valley has evidenced Lower Coniacian chalk from -1.2 m to -9.1 m (NGF) and Upper Turonian chalk down to -16.2 m (NGF) (BRGM, 1963). Along the section from Le Tilleul to Etretat, the overall regional NE dip of chalk strata (Mortimore, 2001, 2011; Duperret et al., 2012) is interrupted by a gentle syncline between Fourquet Point and La Courtine arch, following by an anticline up to Valaine location (Fig. 4a). Nevertheless, the regional structure allows drawing a geological map for the inner platform, as a function of geomorphological variations, apparent dips of structures and BRGM boreholes (Fig. 4a). From southwest to northeast, the inner platform is thus shaped in the Craie de Rouen Formation offshore Antifer Cape, Le Fourquet, Le Tilleul including the Courtine point, then appears the Holywell Nodular Chalk Formation from la Courtine arch to Manneporte arch, the New Pit Chalk Formation between Manneporte arch and Porte d'Aval arch and then, the Lewes Nodular Chalk Formation offshore Etretat valley (Fig. 4a). The local arches

location such as the Porte d'Aval, the Manneporte and the Courtine are associated with hard chalk members, corresponding to the New Pit, the Holywell Nodular and the Craie de Rouen Chalk Formations, respectively (Fig. 4a). The large-scale Antifer Cape, where the present-day coastline is changing of trend is cut within the Craie de Rouen Formation. On this section, the edge of the inner platform (S_1) is roughly and continuously parallel-oriented to the present-day coastline. The outer platform limited by S_2 edge extends mainly between Antifer cape and Le Tilleul valley. The outer platform is partially made of Craie de Rouen Formation for its upper part and of Glauconitic Chalk Formation from -12 m to -16 m (NGF), easily recognisable with apparent SW dipping of indurated chalk strata with glauconite (Fig. 4a & Fig. 4b). The inner platform edge, S_1 , cross three various chalk formations starting from the Glauconitic Chalk Formation, the Craie de Rouen Formation and the Holywell Chalk Formation (Fig. 4a). Therefore, we assume that S_1 edge generation is not related to a lithological change, but more probably to an erosive process of the rock platform. Whereas S_2 located at -17 m offshore Le Tilleul appears to follow geological strata (Fig. 3c) and corresponds to the contact between the Glauconitic Chalk Formation and the underlying Albian clayey limestones (Gaize Formation) as observed from lithological successions reported from the borehole BRGM-1.

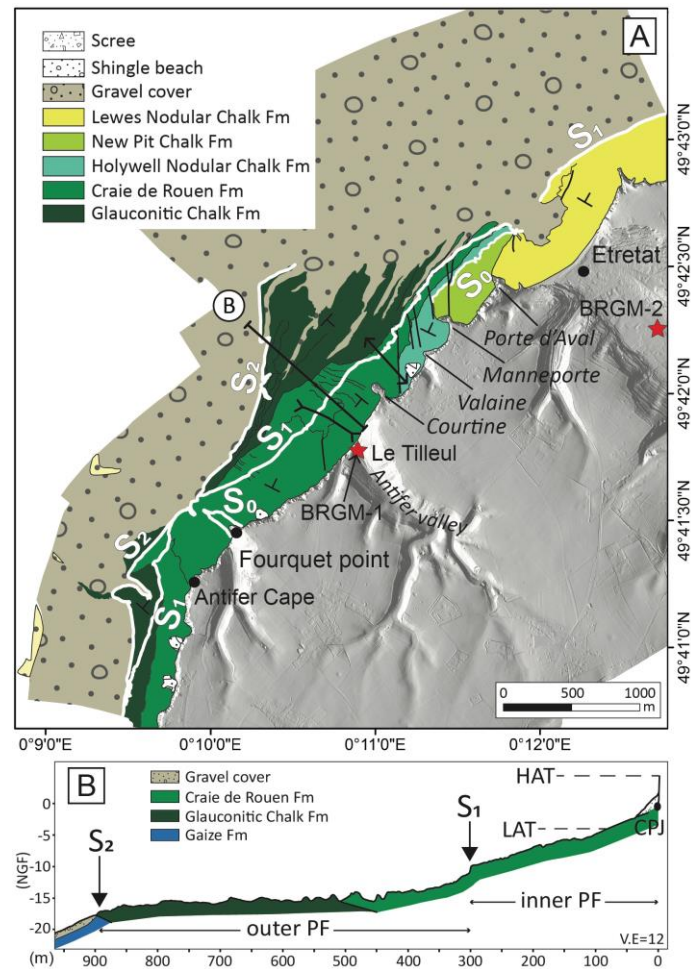


Figure 4 – (A) Offshore lithological map of Antifer Cape to Etretat section. White lines correspond to morphological steps/edges (S_0 , S_1 and S_2). Red stars are the location of the geological boreholes performed by the BRGM (1963, 1970). (B) Topo-bathymetric profile of the rock platform, with lithological (chalk Formations) interpretations, based on national terrestrial reference origin (NGF). CPJ is the Cliff Platform Junction located at 0.5 m high (NGF). The surface between the High Astronomical tide (HAT) and the Low Astronomical Tide (LAT) corresponds to the

intertidal domain. HAT is at 4.64 m (NGF) and LAT at -4.2 m (NGF).

5.2. Fécamp to Eletot section

5.2.1. Shore and submarine morphology

The new bathymetric data acquired during CROCOCAUX cruise along the coastal section from Fécamp to Eletot extends up to 1 km offshore for a depth of 18 m (NGF) (Fig. 5a). The shore platform is a quite flat (1°) and narrow (200 to 250 m wide) surface limited offshore by the LAT level position, quite parallel to the coastline (Fig. 5). A few meters below the LAT level, 2 m high steps (S_0) appear locally, among some others steps, especially around the Fagnet cape (Fig. 5b). Herein S_0 is a hardground level (more indurated than the surrounding chalk) reported in the Craie de Rouen Formation as observed in the field on the shore platform at Fagnet Cape (Fig. 5b) and at Senneville-sur-Fécamp (Fig. 5c).

Along this coastal section, the shore platform appears as a flat and smooth surface whereas the subtidal rock platform shows a lot of runnels with a similar NW-SE trend, only developing along the inner platform (CPJ to S_1) (Fig. 5c). S_1 may be represented locally by a vertical step like offshore Eletot where the step is progressively covered eastward with sediments, or S_1 may present a sloping edge, like offshore Senneville-sur-Fécamp (Fig. 5c). Like on the previous coastal section, S_1 is located around -10 (NGF) but herein with no outer rock platform, S_1 representing the edge of the inner platform, marks the contact between the rock platform and the offshore sediment cover (Fig. 5c). S_1 is continuous and near parallel-oriented to the coastline except offshore the Valmont valley outlet, where the paleo-river drainage has favoured erosion and the absence of present-day step (Fig. 5a). The rock surface extends from 370 m at Fagnet Cape to gradually widening until 590 m at Eletot with 1.8° to 1.2° slope gradient (Fig. 5a & Fig. 6b).

Offshore Senneville-sur-Fécamp, S_1 trend is roughly parallel to the coastline, except where S_1 is interrupted by a scar with paleo-scar deposits, made of big boulders partially covered with sediments (Fig. 5a). The estimated length of the chalk debris deposited appears to reach 150 m long with a surface of 29 000 m² (Fig. 5a). Such lengths of chalk debris deposits are equivalent to those observed from modern collapses on the chalk cliffs of Normandy (Duperret et al., 2002, 2004). In this case, this offshore debris can be the result of a cliff collapse that occurred when the cliff and the paleo-coastline was right at the S_1 location.

Along this coastal section of Normandy, the inner rock platform morphology appears as a succession of 3-4 superposed and short (50 m mean width) rock surfaces, all limited by small edges of various trends. Such configuration may be linked to the occurrence of numerous superposed hardground levels in the Craie de Rouen Formation, favouring guidance for step back-wearing (Fig. 6b) (Dornbusch & Robinson, 2011; Regard et al., 2013; Dewez et al., 2015).

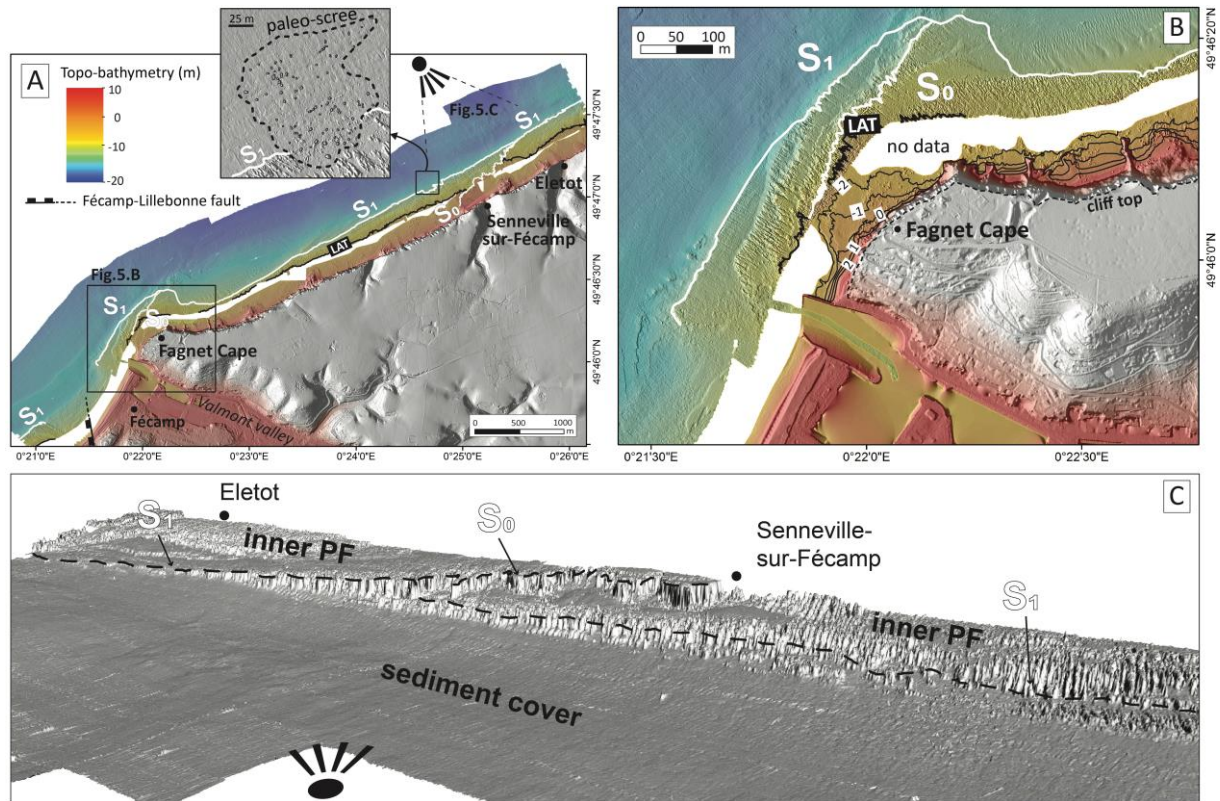


Figure 5 – (A) Land-sea DEM of Fécamp to Eletot coastal section with the bathymetric cover. Continuous black line corresponds to the Low Astronomical Tide Level (LAT) at -4.2 m (NGF). White lines correspond to morphological steps/edges (S0 and S1). (B) Land-sea DEM of the shore and subtidal rock platforms at Fagnet Cape location. (C) 3D view of the bathymetric dataset illustrating the rock platform.

5.2.2. Shore and submarine geology

The borehole BRGM-3 (BRGM database) performed in the Fécamp harbour shows the Upper Cenomanian Glauconitic Chalk Formation, from -10 m (NGF) to the core bottom (-17 m NGF) (BRGM, 1969) and field observation realised on the shore platform below the Fagnet cape shows the overlying Craie de Rouen Formation. On the western side of the Valmont valley, field observation shows the Lewes Nodular Chalk Formation from Coniacian to Turonian (Fig. 6a). The stratigraphic offset of chalk outcrops of the cliffs and shore platforms on each part of the Valmont valley (Fécamp) is a strong argument to the location of the Fécamp-Lillebonne fault in this area (Mortimore & Pomerol, 1987; Lasseur et al., 2009; Mortimore, 2011). There is no offshore morphological track of such fault on the rock platform, especially on the western limit of the Fécamp rock platform, due to the Valmont valley outlet with sediments infill, that cut the rocky platform offshore Fécamp (Fig. 6a). Nevertheless, we assume the stratigraphic offset between the Lewes Nodular Chalk Formation (Turonian-Coniacian) and the Glauconitic Chalk Formation (Cenomanian) due to the Fécamp-Lillebonne fault occurrence with a local N170E trend in the offshore prolongation of the south side of the Valmont valley (Fig. 6a). At Fagnet Cape, the NE strata dip brings to the rock platform surface and to the cliff toe level, the coarse Craie de Rouen Formation (Fig. 6a & Fig. 6b). The overlying Holywell Nodular Formation appears at the beach level east of the northern point of the Fagnet Cape and shapes the rock platform until Senneville-sur-Fécamp (Fig. 6a). In Senneville-sur-Fécamp, the contact between the Holywell Nodular

Chalk Formation and the New Pit Chalk Formation is underlined by the step S_0 , crossing the shore and the rock platforms until S_1 and easily recognizable in the field and on the bathymetry (Fig. 6a).

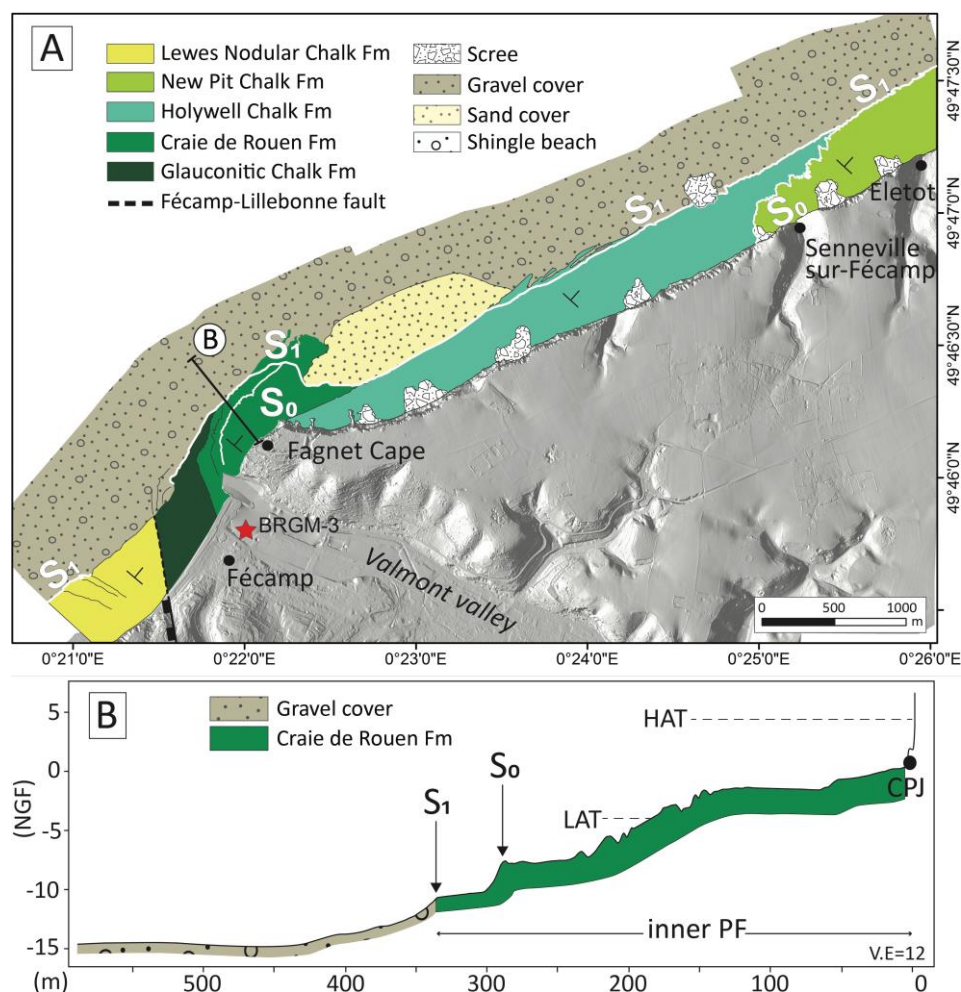


Figure 6 – (A) Offshore lithological map of Fécamp to Eletot section. White lines correspond to morphological steps/edges (S_0 and S_1). Red star is the location of the geological borehole conducted by the BRGM (1969). (B) Topo-bathymetric profile of the rock platform, with lithological interpretations, based on national terrestrial reference origin (NGF). CPJ is the Cliff Platform Junction located at about 2 m high (NGF). The surface between the High Astronomical tide (HAT) and the Low Astronomical Tide (LAT) corresponds to the intertidal domain. HAT is located at 4.64 m (NGF) and LAT at -4.2 m (NGF).

5.3. Biville-sur-Mer to Mesnil-Val section

5.3.1. Shore and submarine morphology

The new merged DEM is a bathymetric dataset acquired during CROCOLIT-2013 and SPLASHALIOT-2014 cruises extending to 1.5 km offshore down to 20 m in depth (NGF) from Biville-sur-Mer to Mesnil-Val (Fig. 7a).

At Criel-sur-Mer, the shore platform is narrow (300 m wide to the LAT limit) and smooth with a slope gradient of 1.4° (Fig. 7b) whereas northeast of Mesnil-Val, the shore platform is larger (435 m wide), flatter (0.8°) and rougher, with many steps and runnels. The shore platform at Mesnil-Val is known as the local Muron rocks (Duperret et al., 2016), where ^{10}Be cosmogenic dating has been explored by Regard

et al. (2012) to estimate the long-term cliff retreat rate.

Like the others previous sections, the rock platform from Biville-sur-Mer to Mesnil-Val extends below the LAT level and shape the inner platform, limited by the edge S_1 (Fig. 7b & Fig.7c), continuous and quite parallel oriented to the shore and the coastline, except on Muron rocks where the inner platform is larger (800 m) (Fig. 7a). The inner platform is herein a bare gentle slope surface from 0.7° at Mesnil-Val to 1.2° from Criel-sur-Mer to Biville-sur-Mer with a corresponding width of 800 m to 500 m. The inner platform edge (S_1) is a sloping edge located between -9 and -10 m (NGF) (Fig. 8b). Beyond S_1 , there is no perceptible outer platform (Fig. 7c). S_1 represents the boundary between the bare rock platform and the underlying sediment cover (Fig. 7b & Fig. 7c). Finally, some higher other steps (S_0) are located on the rock platform but are not continuous and parallel to the coastline. Like the other coastal sections, they correspond probably to hardground levels of the chalk where erosion process has been amplified, as already suggested here (Dewez et al., 2015; Duperret et al., 2016) (Fig. 8b).

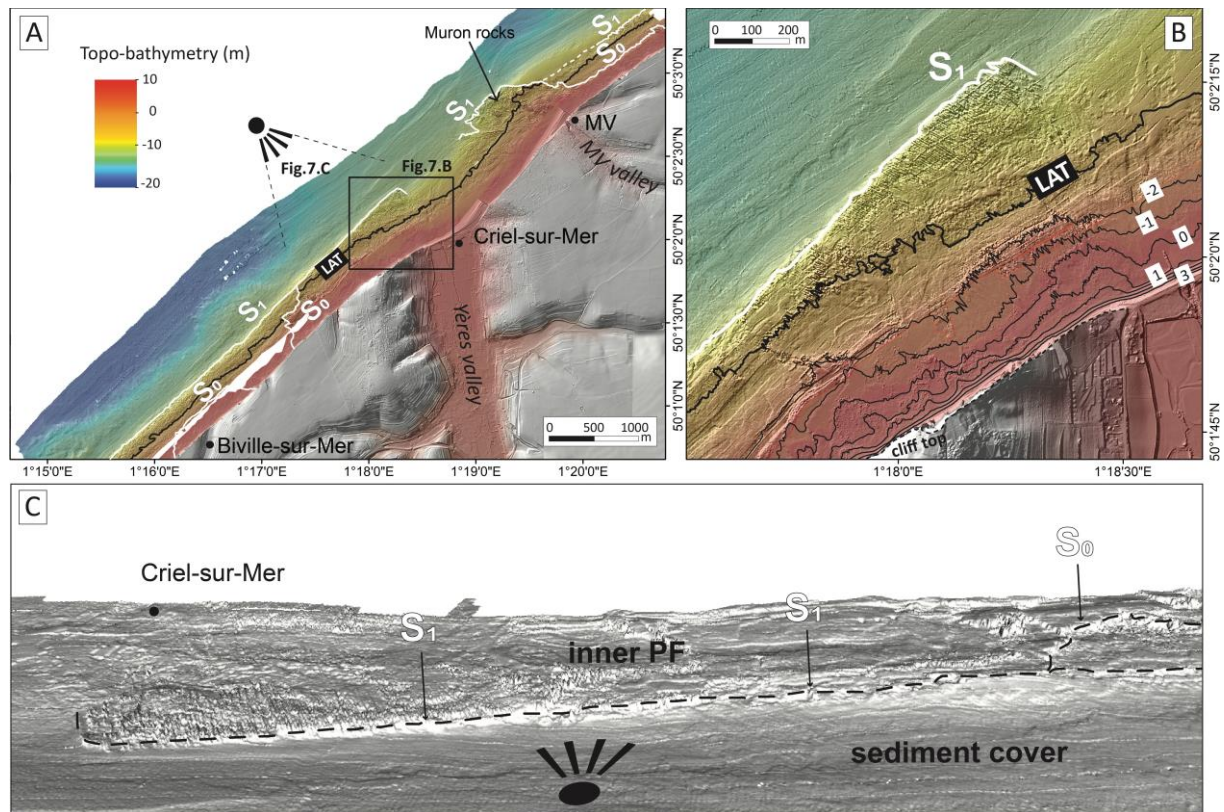


Figure 7 – (A) Land-sea DEM of Biville-sur-Mer to Mesnil-Val coastal section with the bathymetric cover. Continuous black line corresponds to the Low Astronomical Tide Level (LAT) at -4.4 m (NGF). White lines correspond to morphological steps/edges (S_0 and S_1). Abbreviation of the map is MV: Mesnil-Val. (B) Land-sea DEM of the shore and subtidal rock platforms at Criel-sur-Mer location. Continuous black line corresponds to the Low Astronomical Tide Level (LAT) at -4.4 m (NGF). (C) 3D view of the bathymetric dataset illustrating the rock platform.

5.3.2. Submarine and shore geology

The borehole BRGM-4 (BRGM database) performed in the Yères valley axis shows at -0.6 m (NGF) (BRGM, 1956) the Coniacian to Turonian limit represented by the Lewes Marl key-marker within the Lewes Nodular Chalk Formation (Fig. 2). At Criel-sur-Mer, the coastline is cut by a N-S syncline

favouring Lewes Nodular Chalk Formation outcropping, with older and underneath chalk unit (New Pit Chalk Formation) on each side of the syncline, both offshore Mesnil-Val and Biville-sur-Mer (Fig. 8a & Fig. 8b). The Yères valley is developed along the axis of the syncline and the Muron rocks may be considered as the eastern border of the syncline, surfacing during LAT periods (Fig. 8a). As also observed offshore Etretat, the S_1 step is lacking offshore the outlet of the Valmont valley.

Furthermore, at 3.8 km westward from the study coastal section (offshore Penly) (Fig. 9), the chalk rock basement was identified around -15 m (NGF), below a 1 m to 5 m thick Pleistocene sedimentary cover on two offshore boreholes BRGM-5 and BRGM-6 (BRGM database) (BRGM, 1993) (Fig. 9). The chalk basement has been also reported on the Chirp profile Splash33 (from SPLASHALIOT-cruise) under the Pleistocene sand cover (Fig. 9). The BRGM-6 borehole is located immediately below the S_1 edge that bound the inner and the outer rock platform (Fig.9).

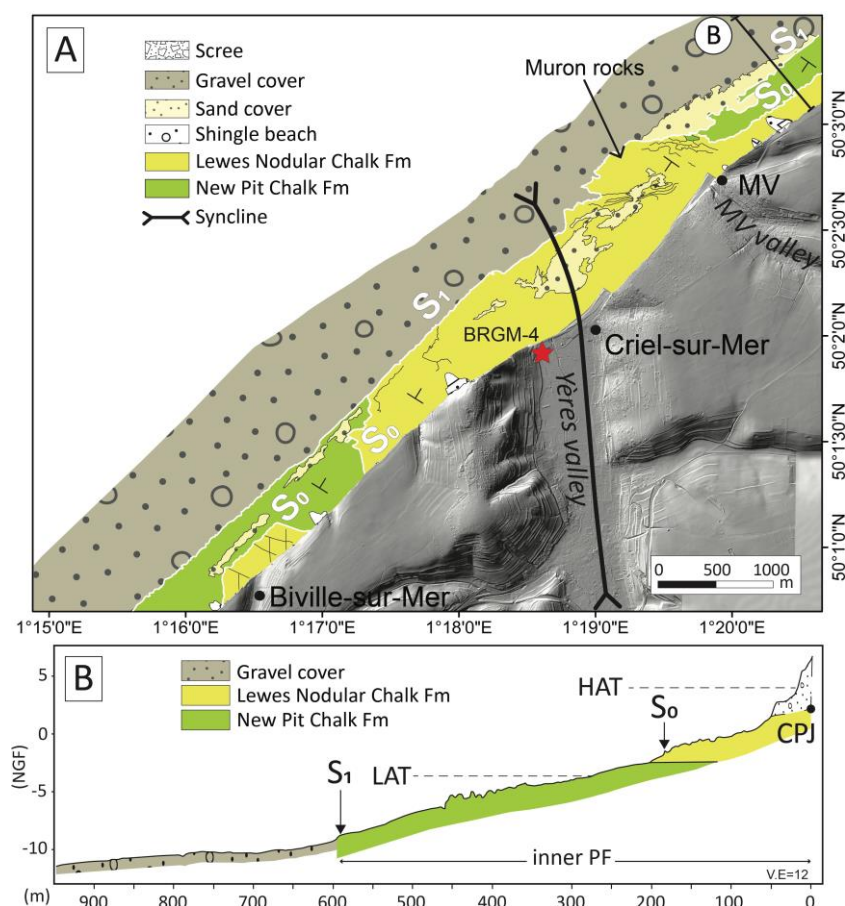


Figure 8 – (A) Offshore lithological map of Biville-sur-Mer to Mesnil-Val section. White lines correspond to morphological steps/edges (S_0 and S_1). Red star is the location of the geological borehole conducted by the BRGM (1956). Abbreviation of the map is MV: Mesnil-Val. (B) Topo-bathymetric profile of the rock platform with lithological interpretations based on national terrestrial reference origin (NGF). CPJ is the Cliff Platform Junction located at about 2 m high (NGF). The surface between the High Astronomical tide (HAT) and the Low Astronomical Tide (LAT) corresponds to the intertidal domain. HAT is at 5.8 m (NGF) and LAT at -4.4 (NGF).

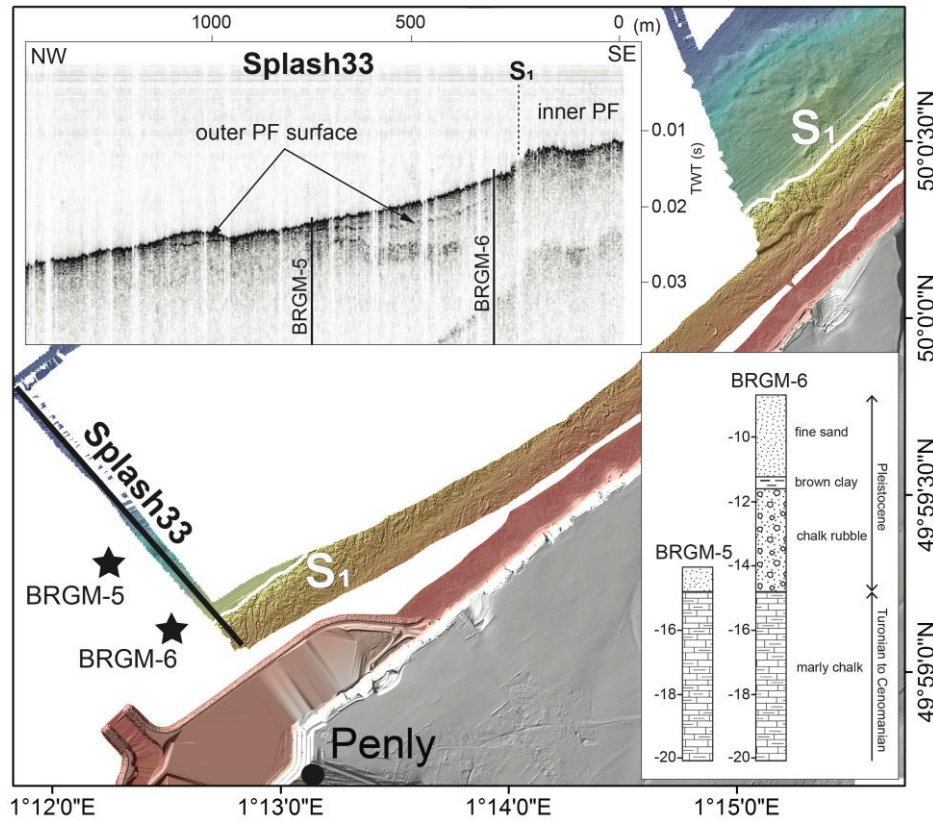


Figure 9 – Chirp profile “Splash33” (SPLASHALIOT-02) and boreholes with stratigraphical interpretations (BRGM, 1993) located offshore Penly at 3.8 km westward from the third coastal section, illustrating the outer platform surface located under Pleistocene sand.

5.4. Ault section

5.4.1. Submarine morphology

The bathymetry dataset extends until 800 m offshore Ault down to a depth of 12 m (NGF) (Fig. 10a). A 300 m wide shore platform smooth and quite flat (1°) is observed along the coastal section (Fig. 10b). Ault area is the only coastal section where the shore platform is partially covered with sediments that are widely present in this area that neighbours the Somme estuary. Sand isopachs have been generated from Chirp profiles interpretation (CROCOLIT_01 cruise). A 1 to 14 m sediment cover is visible and increases to the northeast (Fig. 10d). A map of the chalk basement elevation has been made and the top of the chalk is deepened northeastward down to -20 m (NGF) (Fig. 10c). Figure 10c represents the submarine rock surface without the sediment coverage that is a gentle slope surface (0.7°) ended by a sloping edge (S_1) where its top is located at about -9 m (NGF) (Fig. 10c). As defined in the previous coastal sections, this surface corresponds to the inner platform ended by the edge S_1 . The inner platform width ranges from 450 m in the North of Ault to more than 800 m southward where S_1 is beyond the bathymetric data cover (Fig. 10c). The inner platform width decreases progressively to the northeast corresponding to the similar aerial disappearance of cliffs at Ault, ending the Normandy chalk cliffs coastline.

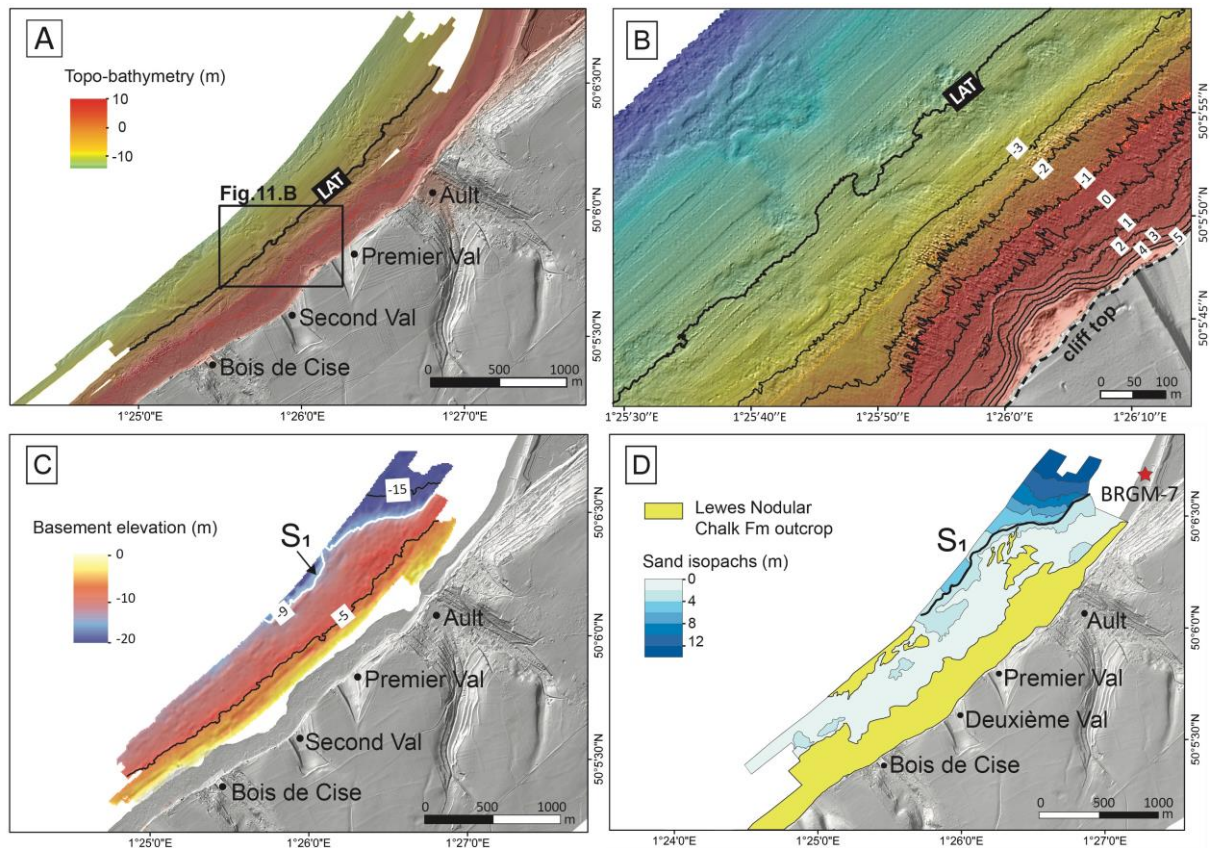


Figure 10 – (A) Land-sea DEM of Ault coastal section with the bathymetric cover. Continuous black line corresponds to the Low Astronomical Tide Level (LAT) at -4.4 m (NGF). (B) Land-sea DEM of the shore platform at the Second-Val location. Continuous black line corresponds to the Low Astronomical Tide Level (LAT) -4.4 m (NGF). (C) Offshore DEM of the elevation of the chalk basement generating from seismic profiles interpretations (CROCOLIT_01, 2013). White line corresponds to the edge S1. (D) Offshore lithological map of Ault section with sand isopachs (m). Black line corresponds to the inner platform edge (S1) located under the sand cover. Red star is the location of the geological borehole conducted by the BRGM (1973).

5.4.2. Submarine and shore geology

The BRGM-7 borehole (BRGM database) performed at the North of Ault illustrates the Upper Turonian Formation of the Lewes Nodular Chalk Formation to the core bottom at -6 m (NGF) (BRGM, 1973). As the edge of the inner platform (S₁) is located at -9 m (NGF), only 3 m deeper than the BRGM-7 borehole bottom, the entire inner platform is made of Lewes Nodular Chalk Formation (Fig. 10d).

6. Normandy rock platform model

6.1. A common structure

Rock platforms observed along four distinct coastal sections of Normandy expose common characteristics (Fig. 11). The rock platform is a gentle slope surface that starts at the CPJ located from 0 to 2.5 m (NGF) down to a distal edge, the morphological edge (S₁) and sometimes extended to the lithological step S₂ as observed at -17 m (NGF) along the Antifer to Etretat section S₁ is observed on all coastal sections and it can be either a vertical step or a slope gradient. S₁ is linear and nearly parallel

to the present-day coastline. S_1 is continuous along the coastline, except offshore the outlets of large-scale valleys crossing the coastline, such offshore the Etretat valley, the Valmont valley at Fécamp and the Yères valley at Criel-sur-Mer. There, S_1 may have been eroded by river incision. Top of S_1 is always located between -9 m and -10 m (NGF) despite the lithology and the structuration of the chalk. It may be used to split the rock platform in two parts, as observed locally at Antifer, with an upper platform from the CPJ to the top of S_1 named the inner platform and a lower platform from S_1 to the top of S_2 named the outer platform. The inner platform has a slope gradient varying from 0.8° to 2.1° extending in the intertidal area (the shore platform) and in the subtidal area. The outer platform is assumed to be partially covered by sediments where it is not visible on the detailed bathymetry, as observed on a chirp profile near Penly (Fig. 9). The outer platform of Antifer extends exclusively in the subtidal domain from the base of S_1 (~ -15 m) to the top of S_2 , with a slope gradient varying from 0.3° to 1.2° (Fig. 11). The appearance of a rocky and bare outer platform only located offshore the Antifer cape may be explained by high marine hydrodynamics in this area, that avoid sediment accumulation down to a minimal depth of -17m (NGF). This is confirmed by a drastic change of coastal drift from this point of the coast, from southwest to northeast. As observed in the field such as on the shore platform of Mesnil-Val, the inner rock platform shows numerous steps, called S_0 (Fig.11). Field work shows they correspond to small-scale sedimentological facies variations of the chalk, such as hardground levels or Chalk Formations lithological limits described on Mesnil-Val shore platform (Regard et al., 2012; Dewez et al., 2015, Duperret et al., 2016). In Normandy, the inner platform is always made of bare chalky rocks except in Ault area, in the northernmost section, where sediments coming from the Somme estuary are progressively covering the inner platform.

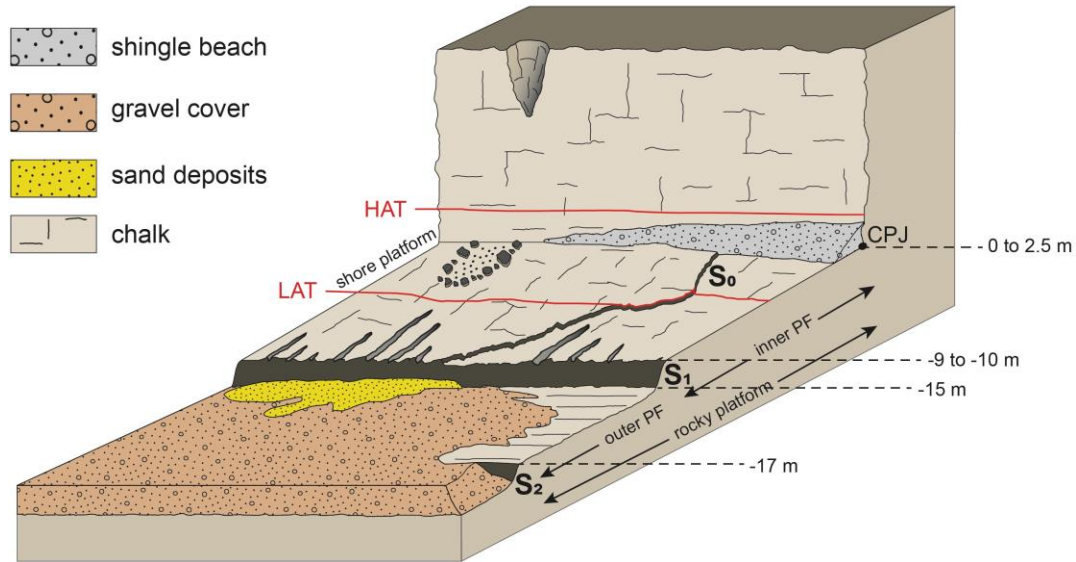


Figure 11 – 3D conceptual model of the cliff/rock platform system of Normandy. CPJ is the Cliff Platform Junction. S_2 is the rock platform edge, S_1 is the edge that delineates the inner platform and the outer platform and S_0 is a step corresponding to a hardground or a lithological transition. LAT and HAT are the Low Astronomical Tide and the High astronomical Tide levels, respectively.

6.2. Inner platform morphology versus chalk formations properties

Previous studies focused on retreat dynamics of coastal cliffs and platforms have shown that rock strength and more generally physical properties of the rock is one of the parameter in competition with aerial and marine erosional processes like dissolution, wave impact or freeze-thaw cycles to explain the various degree of cliff erosion (Trenhaile, 1980, 1987; Sunamura, 1992; Duperret et al., 2002; Hénaff et al., 2002; Costa et al., 2004; Matsuoka & Murton, 2008; Young et al., 2011; Naylor & Stephenson, 2010; Prémaillon et al., 2018). In Normandy, studies based on coastal chalk cliff retreat rates have shown some direct relationship between stratigraphy of chalk cliff outcrops and contemporary erosion rates (Costa, 1997; Costa et al., 2004; Letortu et al., 2014, 2019).

Some authors have demonstrated the impact of tidal range and wave exposition on rock platform width and slope (Trenhaile, 1978, 1987, 2002; Sunamura, 1992; Kennedy & Dickson, 2006). In Normandy, the spring tidal range (astronomical tide) shows a slight variation from Antifer (8.12 m) to Ault (10.21 m) and wave exposition is roughly constant along the coast. The observation of several rock platform width with the same tidal range shows large width variation like between Antifer to Etretat where rock platform width ranges from 300 to 850 m. Therefore, the impact of tidal range itself cannot explain rock platform width variations. Rocks strength is also evoked to explain the shape and width of the platform (Trenhaile, 1987, 1999; Stephenson & Kirk, 2000; Davies et al., 2006; Dickson, 2006).

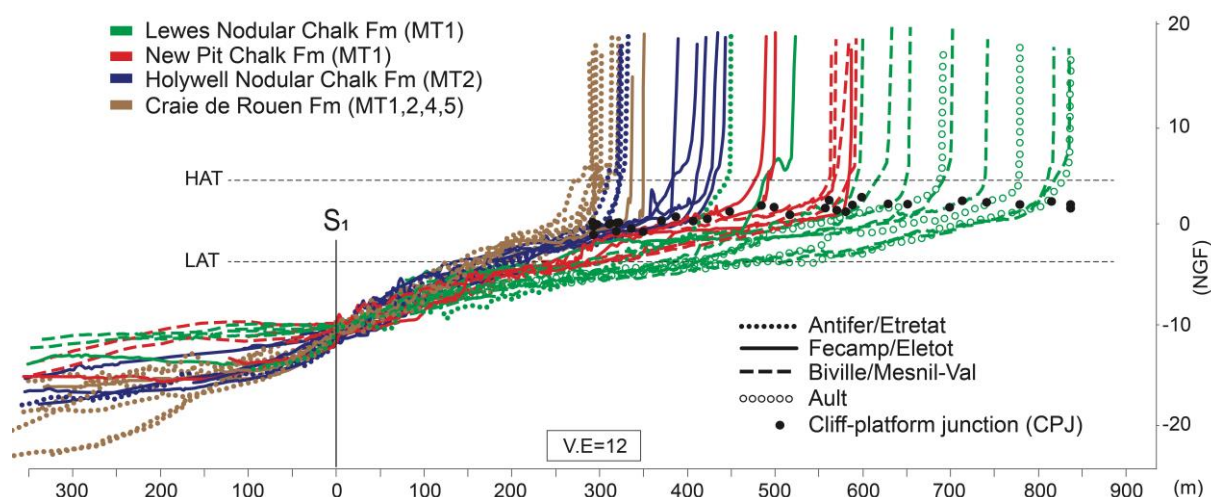


Figure 12 – Graph representing 35 rock platform topo-bathymetric profiles of the four coastal sections studied with the inner platform edge (S_1) as origin. Each color refers to a chalk Formation and symbols to a coastal location.

Considering the static evolution model, the shore platform widened progressively from the stable S_1 edge, the position of the early Holocene cliff. A series of 35 topo-bathymetric profiles drawn on the rock platform of each study sites is superposed from the common point chosen at S_1 edge location (Fig. 12). Inner platform profiles are represented according to their Chalk Formation and their location. Inner platforms width in Chalk Formations appears to vary from about 250 m to 800 m. The wider is the inner platform, the lower is its slope gradient and the higher is its CPJ elevation (Fig. 12). Regardless the Chalk Formation type, there is an apparent logarithmic relationship between the inner platform width and its slope (Fig. 13). The shortest inner platforms with high slopes are associated with the Craie de Rouen Chalk Formation and then located at Antifer and Fagnet capes. The Holywell Nodular Chalk

and New Pit Chalk Formations give larger inner platforms and the Lewes Nodular Chalk Formation show the largest and the flattest inner platforms such as observed at Etretat, Eletot, Criel-sur-Mer, Mesnil-Val and Ault (Fig. 12).

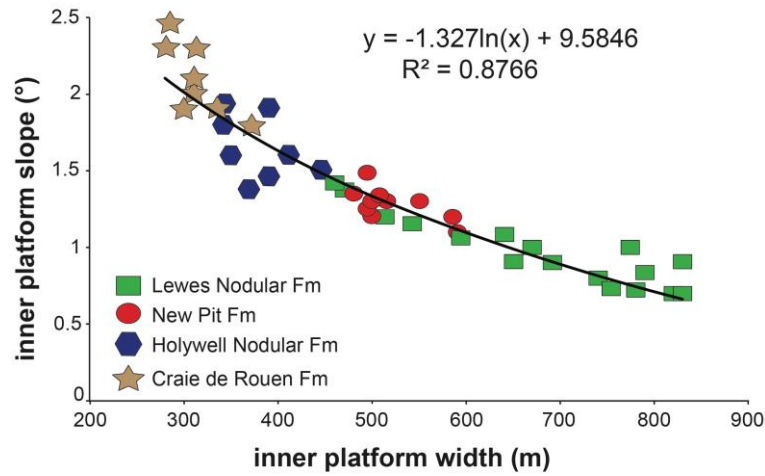


Figure 13 – Graph representing the width of 45 random inner platform profiles as function of its slope. Colors and symbols refer to a Chalk Formation.

The petrophysical and geomechanical properties (porosity, permeability, Uniaxial Compressive Strength (UCS) and diagenesis index (DI) indicative of the cementation of each chalk formation of the Paris basin have been extensively studied and measured in laboratory (Table 1) (Mortimore & Duperret, 2004; Duperret et al., 2005; Faÿ-Gomord et al., 2016). Lately, Faÿ-Gomord et al., (2016) demonstrated the impact of chalk microtexture on the physical and mechanical properties and defined six types of chalk microtextures (MT1 to MT6) describing the texture of the chalk matrix observed under scanning electron microscope. The widest and the flattest inner platforms are shaped in the chalk Formations that belong to the poorly to uncemented pure white chalk type (MT1) with a low UCS, a low diagenesis index and a high permeability and porosity (Lewes Nodular Chalk and New Pit Chalk formations). Whereas the narrowest and the steeper inner platforms are shaped in the chalk Formations that largely belong to the moderately cemented pure white chalk type (MT2) with a high UCS and diagenetic index and a low permeability and porosity (Holywell Nodular Chalk and Craie de Rouen formations).

Even if the Craie de Rouen Fm and the Holywell Nodular Chalk Fm reveal the same microtexture type (MT2), the inner platforms shaped in Holywell Nodular Chalk Fm are mostly wider than those shaped in the Craie de Rouen Fm. This may be explained by the difference of permeability observed between these two chalk formations, where unlike the UCS, the permeability of the Craie de Rouen samples is mainly lower (mean: 0.29 mD) than the samples of the Holywell Nodular Fm (mean: 0.36 mD) (Table 1). Similarly, both New Pit Chalk Fm and Lewes Nodular Chalk Fm belong to the MT1 type but inner platforms shaped in Lewes Nodular Chalk Fm are mainly wider. The difference of inner platform width between New Pit Chalk Fm and Lewes Nodular Chalk Fm may be explained by a lower permeability for the New Pit Chalk Fm (mean: 2.4 mD) than for the Lewes Nodular Chalk Fm (mean: 10,32 mD) (Table 1).

The current width of the inner platform reflects that the retreat of the cliff since it was located at the S₁ location is related to the lithological characteristics of chalk formations (Fig. 12). In fact, each chalk

Formation presents various geotechnical properties closely linked to its type of cementation (microtexture) and intrinsic permeability. Therefore, inner platforms shaped in high permeable Lewes Nodular Chalk Fm and in the New Pit Chalk Fm attest to the largest cliff retreats with 450 to 850 m and 475 to 600 m, respectively (Fig. 12 & Fig. 13). Whereas inner platforms shaped in low permeable Holywell Nodular Chalk Fm and in the Craie de Rouen Fm attest to the lowest cliff retreats with 325 to 440 m and 280 to 350 m, respectively (Fig. 12 & Fig. 13).

Table 1 – Petrophysical and geomechanical properties of Normandy, Hauts de France and Sussex chalk samples with: D.I (diagenesis index), ϕ (porosity), K (permeability), UCS (uniaxial compressive strength). [1] Duperret et al. 2005, [2] Faÿ-Gomord et al, 2016.

Location	Stage	Local formation name	Uniform formation name	D.I (a.u)	ϕ (%)	K (mD)	UCS (MPa)	Microtextures	Ref.
Quiberville FR	Campanian	Newhaven Chalk Fm	Newhaven Chalk Fm	-	36	-	3	-	[1]
Newhaven UK	Campanian	Newhaven Chalk Fm	Newhaven Chalk Fm	2	35.5	2.35	-	MT1	[2]
Coquelles Quarry FR	Santonian	Caffier Fm	Seaford Chalk Fm	1	42.9	5.83	5	MT1	[2]
Seven Sister UK	Coniacien	White Chalk group	Seaford Chalk Fm	1.5	40.2	3.1	4	MT1	[2]
Bois de Cise FR	Coniacien	Seaford Chalk Fm	Seaford Chalk Fm	-	46	-	3	-	[1]
Dieppe FR	Coniacien	Seaford Chalk Fm	Seaford Chalk Fm	-	34	-	1	-	[1]
Etretat FR	Coniacien	Craie de St-Pierre en Port	Lewes Nodular Chalk Fm	2	33.8	13.3	3	MT1	[2]
Bois de Cise FR	Coniacien	Lewes Nodular Chalk Fm	Lewes Nodular Chalk Fm	-	41	20	4	-	[1]
Mimoyecques Quarry FR	Turonian	Guet Fm	Lewes Nodular Chalk Fm	1	39.7	3.67	8	MT1	[2]
Mimoyecques Quarry FR	Turonian	Guet Fm	Lewes Nodular Chalk Fm	1	43.6	4.32	4	MT1	[2]
Eletot FR	Turonian	Lewes Nodular Chalk Fm	Lewes Nodular Chalk Fm	-	33	-	4	MT1	[1]
Birling Gap UK	Turonian	New Pit Chalk Fm	New Pit Chalk Fm	1	37.8	3.09	5	MT1	[2]
Senneville-sur-Fecamp FR	Turonian	Craie de Senneville	New Pit Chalk Fm	1	36.4	1.32	12	MT1	[2]
Senneville-sur-Fecamp FR	Turonian	Craie de Senneville	New Pit Chalk Fm	1.5	40.4	2.68	10	MT1	[2]
Eastbourne UK	Turonian	Holywell Nodular Chalk Fm	Holywell Nodular Chalk Fm	5	14.5	0.25	31	MT2	[2]
Saint Martin en Campagne FR	Turonian	Holywell Nodular Chalk Fm	Holywell Nodular Chalk Fm	6	23.8	0.44	21	MT2	[2]
Saint Martin en Campagne FR	Turonian	Holywell Nodular Chalk Fm	Holywell Nodular Chalk Fm	3.5	33	0.48	-	MT2	[2]
Saint Martin en Campagne FR	Turonian	Holywell Nodular Chalk Fm	Holywell Nodular Chalk Fm	3	25.4	0.4	19	MT2	[2]
Cap Blanc Nez FR	Turonian	Grand Blanc Nez Fm	Holywell Nodular Chalk Fm	4.5	20.7	0.19	-	MT2	[2]
Cap Blanc Nez FR	Turonian	Grand Blanc Nez Fm	Holywell Nodular Chalk Fm	3	17.6	0.4	20	MT2	[2]
Eastbourne UK	Cenomanian	Zig-Zag Fm	Craie de Rouen	6	14.2	0.06	35	MT5	[2]
Port of Antifer FR	Cenomanian	Craie de Rouen	Craie de Rouen	-	35	0.16	-	-	[1]
Cap Blanc Nez FR	Cenomanian	Escalles Fm	Craie de Rouen	1.5	36.5	-	9	MT1	[2]
Cap Blanc Nez FR	Cenomanian	Escalles Fm	Craie de Rouen	1	35.7	0.67	7	MT1	[2]
Cap Blanc Nez FR	Cenomanian	Escalles Fm	Craie de Rouen	5	27.1	0.43	20	MT2	[2]
Cap Blanc Nez FR	Cenomanian	Escalles Fm	Craie de Rouen	2.5	25.6	0.36	11	MT2	[2]
Cap Blanc Nez FR	Cenomanian	Cran Fm	Craie de Rouen	3.5	26.2	0.33	15	MT2	[2]
Cap Blanc Nez FR	Cenomanian	Cran Fm	Craie de Rouen	4	23.2	0.08	15	MT4	[2]
Cap Blanc Nez FR	Cenomanian	Petit Blanc Nez Fm	Glauconitic Chalk	4	22.1	0.08	27	MT4	[2]
Cap Blanc Nez FR	Cenomanian	Petit Blanc Nez Fm	Glauconitic Chalk	4	24.8	0.04	15	MT4	[2]
Cap Blanc Nez FR	Cenomanian	Strouanne Fm	Glauconitic Chalk	2.5	26	0.79	13	MT4	[2]
Cap Blanc Nez FR	Cenomanian	Strouanne Fm	Glauconitic Chalk	3.5	20	0.11	24	MT4	[2]
Cap Blanc Nez FR	Cenomanian	Strouanne Fm	Glauconitic Chalk	2.5	21.1	0.05	18	MT4	[2]

7. Normandy rock platform evolution

7.1. ^{10}Be cosmogenic dating

In Mesnil-Val, six new samples (MEV1 to MEV6) were collected between 456 to 814 m from the cliff in order to complement the eight Regard et al. (2012)'s samples (Fig. 14 & Table 2). These new flint samples were collected by divers beyond the shore platform limit (LAT), in the subtidal portion of the rock platform. Moreover, nine new samples were collected from Senneville-sur-Fécamp shore platform (Fig. 14). They are only located in the intertidal area close to the cliff and ranging 125 m to 239 m from

the cliff (Fig. 14 & Table 3). SEN1 to SEN3 samples were initially collected and analysed in 2007, complemented by SEN6 to SEN9 in 2015 (Fig. 14). All samples have been prepared following a standard procedure (e.g. Regard et al. 2012).

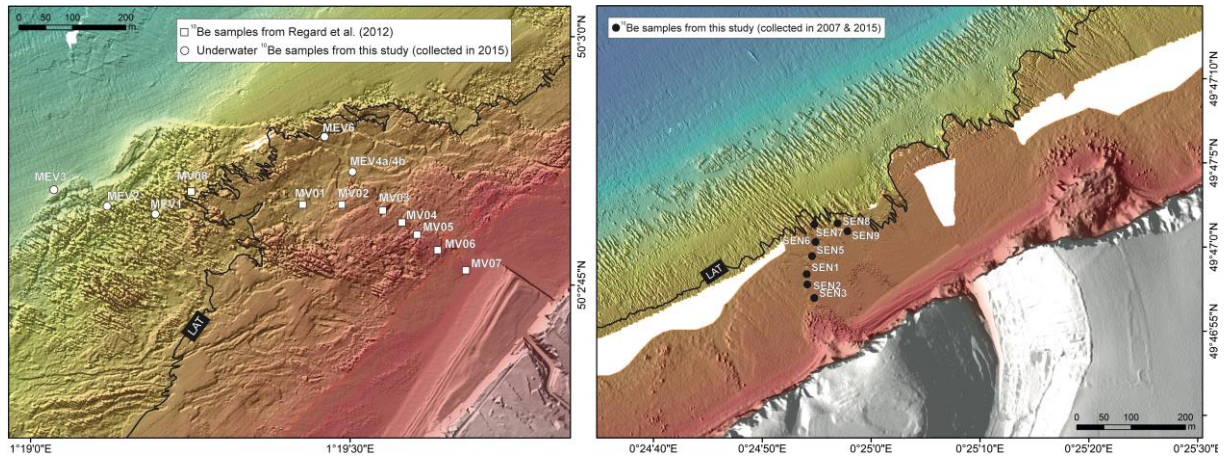


Figure 14 – DEMs of Mesnil-Val and Senneville-sur-Fécamp sites. Samples location are shown. MV samples are Regard et al. (2012)'s ones and MV samples are new samples from this study. SEN samples are new samples from Senneville-sur-Fécamp site. Black continuous line corresponds to the level of astronomical tide (LAT).

The samples from Mesnil-Val show a characteristic bump shape, the fit of which lead Regard et al. (2012) to the conclusion of a retreat rate of 11-13 cm/y over the last 3 ky (Fig. 15). In their discussion, Regard et al. (2012) emphasized that finding the last glacial cliff position should be more accurate and characterized by a step toward higher concentrations offshore. Here, we observed a marked step in ^{10}Be concentrations between MEV2 (2.5 kat/g), and MEV3 (17.9 kat/g) along a same transect (Fig. 15). MEV3 concentration correlates with the morphological S_1 step and probably corresponds (in position and magnitude of the concentration step) to the last glacial cliff position expected by Regard et al. (2012). MEV1 located between MEV2 and MEV3 has a high ^{10}Be concentration that could result to the proximity of S_1 location (Fig. 14 & Fig. 15). A such concentration can result to the lack of soil shielding coming from the glacial cliff for example.

MEV4a and MEV6 are located more northward and closer to S_1 and have also high ^{10}Be concentrations that may correspond like MEV1 to a transition zone without glacial soil shielding (Fig. 14 & Fig. 15).

Table 2 – Samples ^{10}Be concentrations at Mesnil-Val. MV samples are Regard et al. (2012)'s samples. MEV are new samples from this study.

Sample name	distance from cliff (m)	Latitude (°)	Longitude (°)	Elevation (m, NGF)	Mass of pure flint dissolved (g)	Measured $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$	Uncertainty $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (%)	^{10}Be concentration (at/g)	+/- (at/g)
MEV3	814	50,0472	1,3171	-9,8	15,73	1,0660E-14	18,61	17908	3970
MEV2	728	50,0470	1,3185	-7,9	16,57	6,4840E-15	35,38	2545	3792
MEV1	658	50,046887	1,319811	-6,1	11,76	1,2405E-14	26,05	32316	8420
MV-08	635	50,0474	1,3208	-5,1	29,18	6,6921E-15	10,49	1504	642
MEV6	561	50,048441	1,323864	-4,0	22,46	3,4450E-14	6,15	46359	2854
MV-01	471	50,0462	1,3278	-4,2	29,92	1,1257E-14	6,50	4568	640
MEV4a	456	50,047669	1,324893	-3,9	19,27	1,43035E-14	11,93	11822	2793
MEV4b	456	50,047669	1,324893	-3,9	13,09	1,1911E-14	18,02	27490	4953
MV-02	416	50,0465	1,3273	-3,0	24,78	9,7594E-15	8,03	4270	803
MV-03	353	50,0467	1,3267	-2,1	30,93	9,0181E-15	9,10	2950	667
MV-04	313	50,0469	1,3264	-1,8	31,73	9,1295E-15	8,28	2948	617
MV-05	279	50,0476	1,3260	-1,6	30,79	8,7347E-15	7,79	2768	595
MV-06	231	50,0471	1,3250	-0,9	29,91	9,7071E-15	6,86	3503	604
MV-07	167	50,0476	1,3213	-0,7	30,82	9,4628E-15	11,95	3255	844

Table 3 – Samples ^{10}Be concentrations at Senneville-sur-Fécamp shore platform.

Sample name	distance from cliff (m)	Latitude (°)	Longitude (°)	Elevation (m, NGF)	Mass of pure flint dissolved (g)	Measured $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$	Uncertainty $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (%)	^{10}Be concentration (at/g)	+/- (at/g)
SEN7	239	49,7835	0,4150	-2,7	29,56	1,9822E-14	16,50	18821	3394
SEN8	216	49,7834	0,4155	-2,0	6,91	2,2541E-14	36,27	19790	15547
SEN6	210	49,7833	0,4151	-1,7	11,79	8,3632E-15	37,82	17554	8243
SEN9	206	49,7834	0,4156	-1,1	22,69	1,3314E-14	25,28	11288	4879
SEN5	206	49,7830	0,4150	-0,9	14,78	7,9670E-15	25,85	13182	4311
SEN1	166	49,7826	0,4149	-0,8	31,85	1,3156E-14	9,54	5497	524
SEN2	155	49,7825	0,4149	-0,4	32,49	1,1088E-14	11,37	4096	466
SEN3	125	49,7823	0,4150	0,2	30,60	1,1125E-14	14,91	4365	651

At Senneville-sur-Fécamp, the samples closest to the cliff have ^{10}Be concentrations similar than most of the Mesnil-Val shore platform samples (SEN1 to SEN3) (Table 3). The offshore part of the intertidal shore platform (SEN5 to SEN9) shows an increase of ^{10}Be concentration three to five more higher than the corresponding MEV samples located at the same distance from the cliff (Fig. 15). A such difference result to an ^{10}Be enrichment that comes from different sources like a slow cliff retreat and/or a less shielding impact. All Senneville-sur-Fécamp samples are located on a hardground layer named Tilleul's hardgrounds (S_0) corresponding to the lithological transition between the Holywell Nodular Chalk and the overlying Newpit Chalk Formations (Fig. 6). This hardground band is 1 to 1.5 m thick that testify to the hardness of this layer in comparison to the underneath chalk (Holywell Nodular Chalk Formation) that constitute the platform. Flint samples were collected within Tilleul's hardgrounds band and have less suffer from vertical erosion and therefore they were longer exposed to cosmic radiations. SEN5 to SEN9 concentrations are quite similar to MEV3 but unlike Mesnil-Val site, such concentration doesn't testify to the last glacial cliff position because they are located in the intertidal area and therefore, they are more exposed to cosmic radiation than submarine samples of Mesnil-Val rock platform.

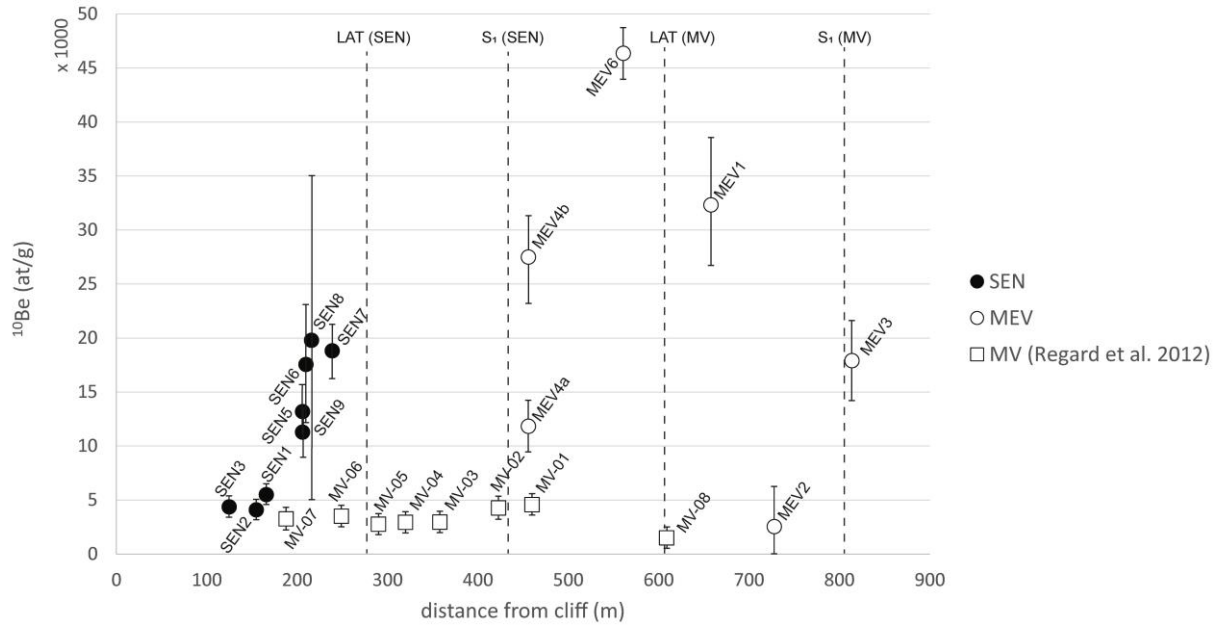


Figure 15 – ^{10}Be samples concentration vs distance from the cliff.

7.2. Evolution of the cliff/platform system

At Mesnil-Val, S_1 is located 180 m farther than the Muron rocks. S_1 is thus older than the Muron Rocks whose age is evaluated to range between 4.6-5.4 kyr BP from ^{10}Be concentrations (Regard et al., 2012). If the cliff retreat rate has not changed, S_1 could be 5.9 to 6.9 kyr old. Moreover, some peat layers were discovered in two boreholes realised north of Ault, in the lowland named “Bas-Champs de Cayeux”, located 20 km northward of Mesnil-Val. Peat layers are interspersed with grey silt, just above the chalk and are located between -10 m to -6 m (NGF) and were dated from 7.5 ky to 5.5 ky BP (Beun & Broquet, 1980). Buried peat layers attest for the declining velocity of the sea-level rise during early Holocene (Beun & Broquet, 1980).

Additional high-resolution seismic profiles acquired in the sedimentary infill of the Seine estuary, located southwest of Le Havre, show a main architectural change of marine deposits symbolised by the Maximum Flood Surface (MFS) (Tessier et al., 2012). The MFS delineates the Transgressive Systems Tract (TST) corresponding to a quick sea level rise (10 mm/y) and the Highstand System Tract (HST) corresponding to the slow sea level rise (1-3 mm/yr) (Lambeck, 1997). Using ^{14}C dating, the MFS located at -9 m (NGF) on the Seine Estuary channels edges and at -13 m (NGF) in the Seine channel axis, was dated around 6.5 ky BP (Tessier et al., 2012). When compared, the observed depth of S_1 resulting of an erosive process and the depth of sediments accumulation in Cayeux lowland and Seine estuary are quite equivalent. We then consider that S_1 edge formation is synchronous of Holocene sea level slowdown. Moreover, such last Holocene sea level rise slowdown has been largely recognized at different places around the world dated at 6.5 ky $\pm$ 1 ky BP from coral reef in Barbados (Fairbanks, 1989), from melting ice sheet and isostatic models in Western Europe (Lambeck, 1997; Shennan et al., 2012), from ^{14}C dating on foraminifera in England and British Isles (Horton & Edwards, 2005; Massey et al., 2008) and from ^{14}C dating of sediments infilling in the Seine estuary (Frouin et al., 2007; Tessier et al., 2012). Therefore, we suggest that S_1 formation occurred when the sea level rise reached its Holocene level at 6.5 ky $\pm$ 1

ky BP.

We have taken into account that S_1 edge remained static and the widening of the platform over time is only produced by cliff retreat process (Johnson, 1919; de Lange & Moon, 2005; Walkden & Hall, 2005), following a static evolution model (Sunamura, 1983; Trenhaile, 2000, 2001a, 2001b; de Lange & Moon, 2005). Therefore, S_1 is a submarine geomorphological feature indicative of the paleo-cliff location during a past sea level stagnation at about $6.5 \text{ ky} \pm 1 \text{ ky BP}$. We thus consider the location of the present-day cliff-line as an onshore translation of the S_1 edge using a constant cliff retreat rate through the Holocene (Fig. 16).

Moreover, we assume that the cliff located on S_1 is a fossil remnant of the sea cliff active during the previous sea level highstand (during MIS5) (Fig. 16). During the glacial period, when the sea was far away, the cliff is expected to have undergone degradation by subaerial processes. Other cliff relicts are still preserved on coast, at about 5 m above the sea-level at Black Rock, Brighton, Sussex, England, where a paleo-cliff is sealed by periglacial deposits like chalk rubbles, clays and loess coming from cliff erosion and continental alteration (Castleden & Green, 1996; Costa, 1997; Augris et al., 2004; Hénaff et al., 2006) (Fig. 16).

The lower platform edge delineating the outer platform and called S_2 are reported herein at -17 m to -15 m (NGF). Such subtidal cliff is also reported along the submarine rock platform of the NW Cotentin (NW Normandy located in the North Armorican massif), at about -20 m depth, where it is associated with a past sea level stagnation estimated to MIS 5a or 5c periods (Coutard et al., 2006), when the sea level was lower than during MIS5a (125 ky BP, Siddall et al., 2007).

If the Holocene sea level stabilisation can explain the inner platform creation, the outer platform, partially visible offshore Antifer Cape and covered by sand in Biville-sur-Mer section, cannot be associated with this too high sea level. The outer platform extending spatially until 500 m wide, from -17 m (top of S_2) to about -15 m (base of S_1) could be associated with a sea level stagnation necessarily lower than sea level stagnation responsible for the inner platform creation. Based on a similarity of depth, we assume the same origin for S_2 edge observed offshore the Antifer cape at -17 m and the subtidal cliff of NW Cotentin observed at -20 m, as a subtidal paleo-cliff track of the previous high sea-level of MIS 5a and/or 5c, dated at 96 and/or 82 ky ago (Fig. 16). During the last glacial period, the outer platform was sealed under periglacial deposits. We propose it was only recently rejuvenated following the Holocene marine transgression (Fig.16).

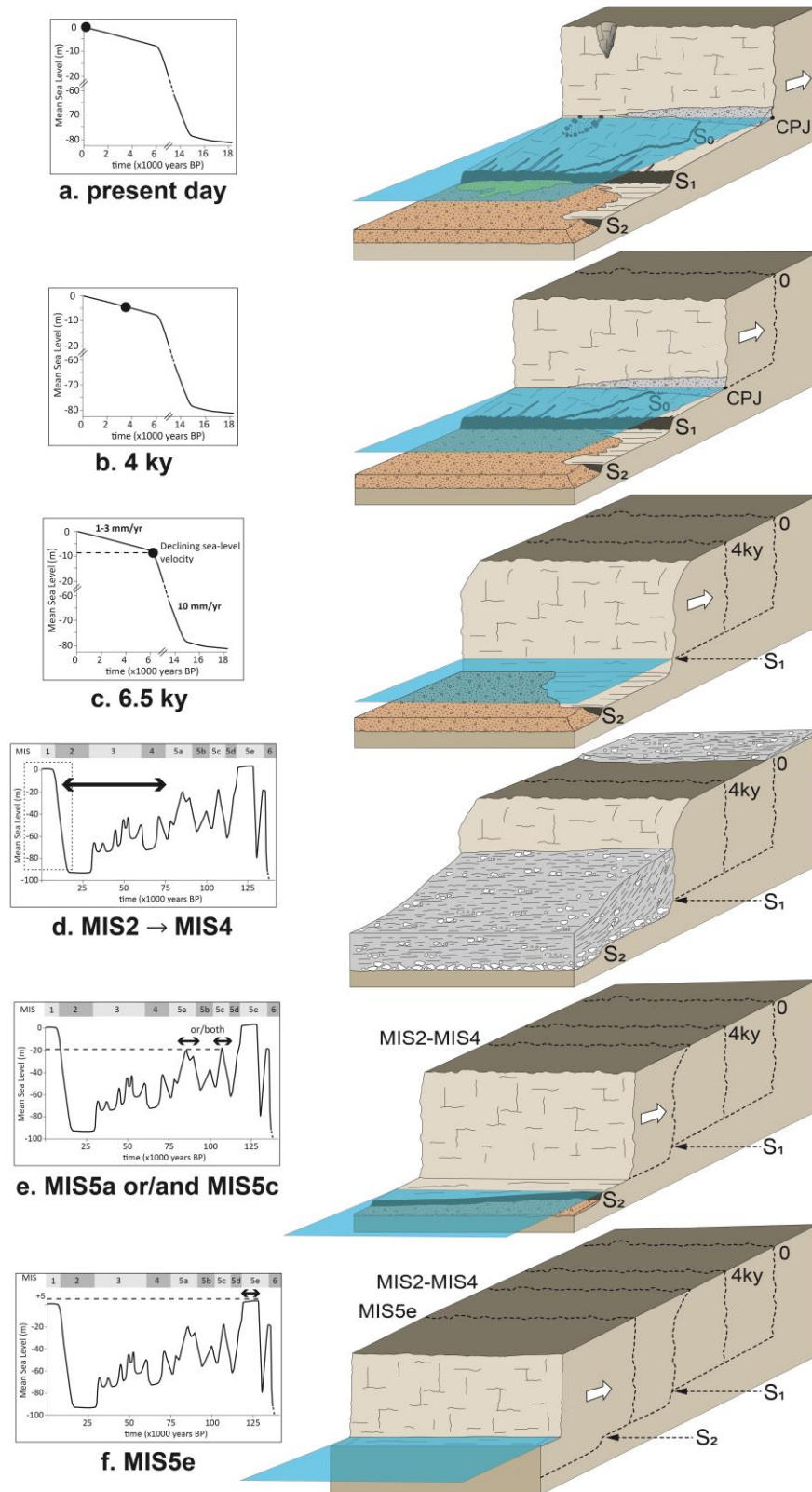


Figure 16 – Conceptual 3D evolution model of Normandy cliff-platform system depending on Holocene and Late Pleistocene sea-level variations. According to Lambeck (1997), present-day sea level was not yet reached at 6500 years BP.

7.3. Long-term retreat rates on Normandy chalk cliffs

7.3.1. Contemporary cliff retreat

Contemporary retreat rates have been estimated along 50 m bins along the coast stretch by aerial photogrammetric analysis of the cliff top between 1966 and 1995 (Costa et al., 2004), and 1966-2008 (Letortu et al., 2014). The coastal section from Antifer Cape to Etretat shows the lowest retreat rates with a mean of 0.088 m/y. Between Fécamp and Eletot, the mean retreat rate is 0.118 m/y local high retreat rates sometimes greater than 0.5 m/y (Fig. 17) (Costa et al, 2004; Letortu et al, 2014). Finally, the section between Biville-sur-Mer and Mesnil-Val shows the highest contemporary mean retreat rate of 0.135 m/y (Costa et al., 2004; Letortu et al., 2014) (Fig. 17).

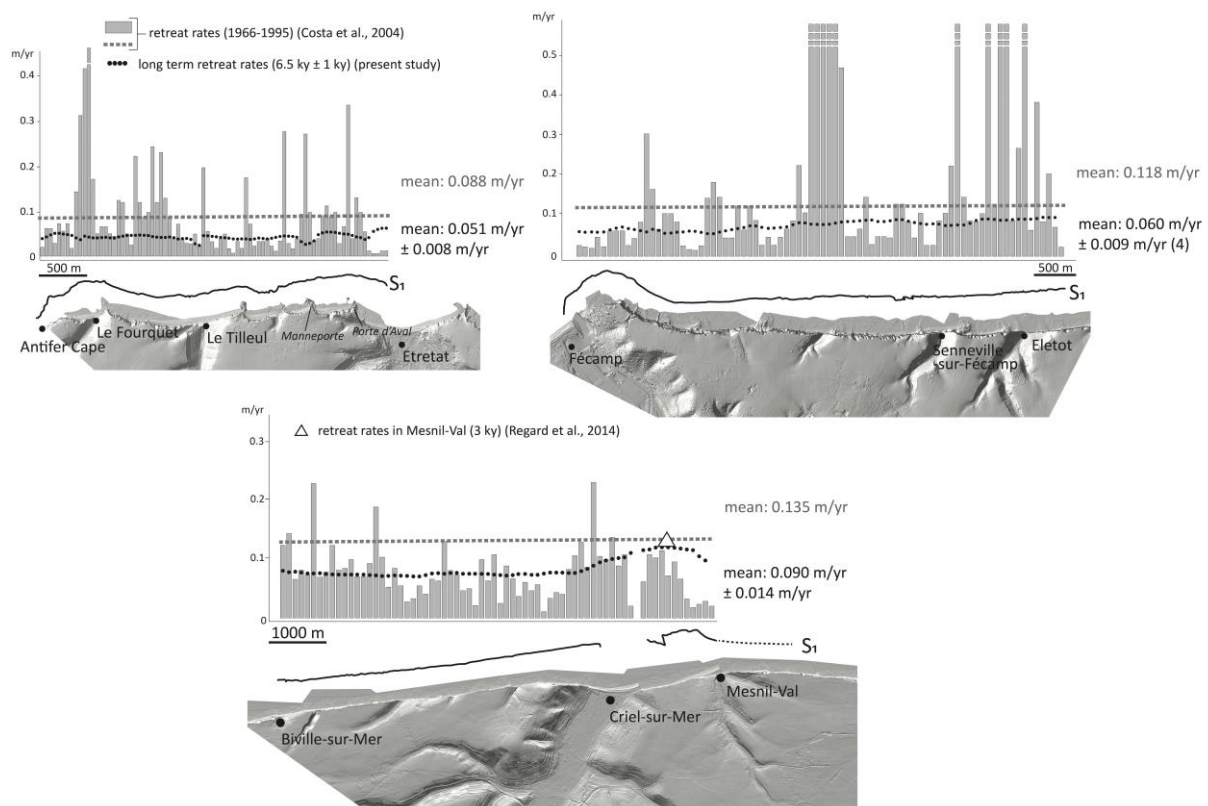


Figure 17 – Comparison of modern cliff retreat rates (Costa et al., 2004; Letortu et al., 2014), 3 ky retreat rates at Mesnil-Val location (^{10}Be dating, Regard et al., 2012) and long term retreat rates (this study, 6.5 ky $\pm$ 1 ky) measured from the inner platform edge (S₁) to the present day cliff position of three coastal sections: Antifer Cape to Etretat, Fécamp to Eletot and Biville-sur-Mer to Mesnil-Val.

7.3.2. Long-term (Holocene) cliff retreat

Cosmogenic nuclides (^{10}Be) in Mesnil-Val and in Senneville-sur-Fécamp, indicate S₁ probably date back at about 6ka BP. Regional correlations indicate this date corresponds to the sea level rise to its present level, and the following reactivation of the coast erosion and cliff retreat. Compilation of data from ^{10}Be and from the literature led us to estimate this episode at 6.5 $\pm$ 1 ky BP.

The distance between the paleo-cliff (S₁) and the present-day cliff location corresponds to the total Holocene cliff retreat. Using a duration of 6.5 $\pm$ 1 ky, long-term average retreat rates are calculated and

compared to the contemporary ones (Fig. 17). Ault section long-term retreat rates could not be calculated due to the lack of the S_1 edge observations. Unlike contemporary retreat rates, long-term retreat rates (6.5 ky) are spatially quite homogenous. This comes from the merely constant distance between S_1 and the present-day coastline. Some rocky capes behave differently, like between le Tilleul and Etretat, where the long-term retreat rate is lower than the current one (Manneporte and Porte d'Aval) (Fig. 17). Along the section from Antifer Cape to Etretat the long-term average cliff retreat rate is $0.051 \text{ m/y} \pm 0.008 \text{ m/y}$, the lowest rate observed along the studied coastal sections. Between Fécamp and Eletot, the long-term mean retreat rate is $0.060 \text{ m/y} \pm 0.009 \text{ m/y}$ with a slight increase between Fécamp and Eletot as for the contemporary retreat rates (Fig. 17). From Biville-sur-Mer to Mesnil-Val the long-term average cliff retreat rate of $0.090 \text{ m/y} \pm 0.014 \text{ m/y}$ is the highest observed. At Mesnil-Val, where the inner platform is the widest, at Muron rocks, long-term retreat rate is $0.13 \text{ m/y} \pm 0.014 \text{ m/y}$, quite similar to the retreat values estimated on the shore platform by Regard et al. (2012) using cosmogenic dating (0.11- 0.13 m/y) (Fig. 17).

Long-term mean retreat rates calculated over the period from $6.5 \text{ ky} \pm 1 \text{ ky BP}$ to present are 33% (Biville to Mesnil-Val section) to 57% (Fécamp to Eletot section) slower than the corresponding contemporary cliff retreat rates, suggesting a recent acceleration in the erosion of coastal cliff sections, as observed on the south coast of Great Britain (Hurst et al., 2016).

7. Conclusion

We propose a long-term cliff retreat quantification based on the morphological and lithological characteristics of submarine rock platforms. We tested it on the coastal chalk cliff of the eastern English Channel, in Normandy. We firstly demonstrated that the inner platform edge (S_1), located at -9 m to -10 m (NGF), can be associated to an old position of the cliff, corresponding to the cliff position before sea level drop at the end of the last interglacial (MIS5a and/or MIS5c). Therefore, the Normandy inner platform developed following the static evolution model with a static platform edge (S_1). The platform gradually widened by cliff retreat. We also estimated that the starting moment of the current cliff retreat to be $6.5 \pm 1 \text{ ky BP}$. This moment corresponds to slowing down of the Holocene sea level rising. One place illustrates the occurrence of an outer platform delimited by a step (S_2) located at -17 m. By analogy with submarine cliff reported in crystalline geological framework of western Normandy, we propose that such deep platform could be associated to an older high sea level stagnation dated from MIS5a and/or MIS5c (96 and 82 ky BP, respectively). Finally, we calculated the average Normandy cliff retreat rates since $6.5 \text{ ky} \pm 1 \text{ ky}$ and compared them to the contemporary ones. Cliff retreat rates since $6.5 \text{ ky} \pm 1 \text{ ky}$ varied from $0.051 \text{ m/y} \pm 0.008 \text{ m/y}$ to $0.090 \text{ m/y} \pm 0.014 \text{ m/y}$, lower by 33% to 57% than the contemporary ones. This result suggests an acceleration of coastal cliff retreats rates in Normandy during the contemporary period.

Acknowledgments

This work is part of a PhD thesis (T.D) and benefits from the Le Havre Normandie Université allocation. The INSU/CNRS French national program EC2CO (Ecosphère Continentale et Côtière) - DRIL (CROCO-DYL project) supported this work. Data used to merge detailed onshore-offshore DEM provide from the French National Institute of Geography (IGN) for the BDALTI25 and the RGEALTI databases. Some LIDAR data surveyed by CIRCLE

crew from UMR 6143 M2C (Université Caen Normandie) were used on Mesnil-Val site and a TLS DEM realised at Senneville-sur-Fécamp was part of INSU-CNRS RELIEF (2007) project conducted by V.R. The CROCOLIT-2013, SPLASHALIOT-2014 and CROCO-CAUX-2017 cruises were operated on the R/V Haliotis (IFREMER) and we thank the CNFC and the Haliotis's crew (Genavir) for their work. Finally, the Normandy Region sustained project RIN SELiNe, allow to perform cosmogenic measurements on the ASTER AMS national facility, CEREGE (Aix-en-Provence) under the supervision of Regis Braucher and Laetitia Leani.

References

1. Amédéo, F., & Robaszynski, F., 2000. Les craies à silex du Turonien supérieur au Santonien du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. *Géologie de France*, 4, 39-56.
2. Augris, C., Clabaut, P., Bourillet, J., Dréves, L., 1993. Carte morpho-sédimentaire du domaine côtier entre Dieppe et Le Tréport (Seine-Maritime). Notice explicative. IFREMER
3. Augris, C., Clabaut P., Costa S., Latteux B., Gourmelon F., 2004. Evolution morpho-sédimentaire du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime. Editions Quae.
4. Beun & Broquet, 1980. Tectonique quaternaire (Holocène ?) dans la plaine littorale picarde des « Bas-Champs de Cayeux » et de leurs abords orientaux. In : *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire – Volume 17- Numéro 1-2*. Pp. 47-52.
5. Blanco Chao, R., Costa Casais, M., Martínez Cortizas, A., Pérez Alberti, A., Trenhaile, A. S., 2003. Evolution and inheritance of a rock coast: western Galicia, northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 28(7), 757-775.
6. BRGM, 1956. Banque du sous-sol, BSS000DTWM, Criel-sur-Mer (76192).
<http://ficheinfoterre.brgm.fr/InfoterreFiche/ficheBss.action?id=BSS000DTWM>.
7. BRGM, 1963. Banque du sous-sol, BSS000EKFG, Etretat (76254).
<http://ficheinfoterre.brgm.fr/InfoterreFiche/ficheBss.action?id=BSS000EKFG>.
8. BRGM, 1969. Banque du sous-sol, BSS000ELDU, Fécamp (76259).
<http://ficheinfoterre.brgm.fr/InfoterreFiche/ficheBss.action?id=BSS000ELDU>.
9. BRGM, 1970. Banque du sous-sol, BSS000EKHC, Le Tilleul (76693).
<http://ficheinfoterre.brgm.fr/InfoterreFiche/ficheBss.action?id=BSS000EKHC>.
10. BRGM, 1973. Banque du sous-sol, BSS000DDQB, Woignarue (80826).
<http://ficheinfoterre.brgm.fr/InfoterreFiche/ficheBss.action?id=BSS000DDQB>.
11. BRGM, 1993. Banque du sous-sol, BSS000DTWB/ BSS000DTWD, Penly (76618).
<http://ficheinfoterre.brgm.fr/InfoterreFiche/ficheBss.action?id=BSS000DTWB>
<http://ficheinfoterre.brgm.fr/InfoterreFiche/ficheBss.action?id=BSS000DTWD>
12. Brossard, J., & Duperret, A., 2004. Coastal chalk cliff erosion: experimental investigation on the role of marine factors. *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, 20(1), 109-120.
13. Castleden, R., & Green, C., 1996. Classic landforms of the Sussex coast. *Sheffield: Geographical Association*.
14. CEREMA, 2019. <http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>
15. Choi, K. H., Seong, Y. B., Jung, P. M., Lee, S. Y., 2012. Using cosmogenic ^{10}Be dating to unravel the antiquity of a rocky shore platform on the west coast of Korea. *Journal of Coastal Research*, 28 (3), 641-657.
16. 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. Thèse de doctorat, Université de Paris I.
17. Costa, S., Delahaye, D., Freiré-Díaz, S., Di Nocera, L., Davidson, R., Plessis, E., 2004. Quantification of the Normandy and Picardy chalk cliff retreat by photogrammetric analysis. in: Mortimore R.N. and Duperret A. (eds), *Coastal Chalk Cliff instability*. Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications, 20 (1), 139-148.
18. 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. *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF, 95-116.

19. Coutard, S., Lautridou, J. P., Rhodes, E., Clet, M., 2006. Tectonic, eustatic and climatic significance of raised beaches of Val de Saire, Cotentin, Normandy, France. *Quaternary Science Reviews*, 25 (5-6), 595-611.
20. de Lange, W. P., & Moon, V. G., 2005. Estimating long-term cliff recession rates from shore platform widths. *Engineering Geology*, 80 (3-4), 292-301.
21. Davies, P., Sunamura, T., Takeda, I., Tsujimoto, H., & Williams, A. T., 2006. Controls of shore platform width: the role of rock resistance factors at selected sites in Japan and Wales, UK. *Journal of Coastal Research*, 160-164.
22. Dewez, T. J., Rohmer, J., Regard, V., Cnudde, C., 2013. Probabilistic coastal cliff collapse hazard from repeated terrestrial laser surveys: case study from Mesnil Val (Normandy, northern France). *Journal of Coastal Research*, 65 (sp1), 702-707.
23. 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*, 40(12), 1688-1700.
24. Dickson, M. E., 2006. Shore platform development around Lord Howe Island, southwest Pacific. *Geomorphology*, 76(3-4), 295-315.
25. Dornbusch, U., Robinson, D. A., Moses, C., Williams, R., Costa, S., 2006. Retreat of Chalk cliffs in the eastern English Channel during the last century. *Journal of Maps*, 2 (1), 71-78.
26. Dornbusch, U., Robinson, D. A., Moses, C. A., Williams, R. B., 2008. Temporal and spatial variations of chalk cliff retreat in East Sussex, 1873 to 2001. *Marine Geology*, 249 (3-4), 271-282.
27. Dornbusch, U., & Robinson, D. A., 2011. Block removal and step backwearing as erosion processes on rock shore platforms: a preliminary case study of the chalk shore platforms of south-east England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(5), 661-671.
28. Dunai, T. J., 2010. *Cosmogenic Nuclides: Principles, concepts and applications in the Earth surface sciences*. Cambridge University Press.
29. Duperret, A., 2013a. CROCOLIT_LEG1 cruise, RV Haliotis, <http://dx.doi.org/10.17600/13120080>
30. Duperret, A., 2013b. CROCOLIT_LEG3 cruise, RV Haliotis, <http://dx.doi.org/10.17600/13120100>
31. Duperret, A., 2017. CROCO-CAUX cruise, RV Haliotis, <https://doi.org/10.17600/17008200>
32. Duperret, A., Genter, A., Mortimore, R. N., Delacourt, B., De Pomerai, M. R., 2002. Coastal rock cliff erosion by collapse at Puys, France: the role of impervious marl seams within chalk of NW Europe. *Journal of Coastal Research*, 52-61.
33. Duperret, A., Genter, A., Martinez, A., Mortimore, R. N., 2004. Coastal chalk cliff instability in NW France: role olithology, fracture pattern and rainfall. in: Mortimore R.N. and Duperret A. (eds), *Coastal Chalk Cliff instability*. Geological Society, London, *Engineering Geology Special Publications*, 20 (1), 33-55.
34. 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*, 78 (3-4), 321-343.
35. 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*, 581, 163-181.
36. Duperret, A., Raimbault, C., Le Gall, B., Authemayou, C., van Vliet-Lanoë, B., Regard, V., Dromelet, E., Vandycke, S., 2016. High-resolution onshore-offshore morpho-bathymetric records of modern chalk and granitic shore platforms in NW France. *Comptes Rendus Geoscience*, 348 (6), 422-431.
37. Fairbanks, R. G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342(6250), 637.
38. Faÿ-Gomord, O., Descamps, F., Tshibangu, J. P., Vandycke, S., Swennen, R., 2016. Unraveling chalk microtextural properties from indentation tests. *Engineering Geology*, 209, 30-43.
39. Foote, Y., Plessis, E., Robinson, D. A., Henaff, A., Costa, S., 2006. Rates and patterns of downwearing of chalk shore platforms of the Channel Coasts: comparisons between France and England. *Zeitschrift fur Geomorphologie Supplementband*, 144, 93-115.
40. Frouin, M., Sebag, D., Durand, A., Laignel, B., Saliege, J. F., Mahler, B. J., & Fauchard, C., 2007. Influence of paleotopography, base level and sedimentation rate on estuarine system response to the

- Holocene sea-level rise: the example of the Marais Vernier, Seine estuary, France. *Sedimentary Geology*, 200(1-2), 15-29.
41. Gosse, J. C., & Phillips, F. M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20(14), 1475-1560.
 42. Haslett, S. K., & Curr, R. H., 2001. Stratigraphy and palaeoenvironmental development of Quaternary coarse clastic beach deposits at Plage de Mezpeurleuch, Brittany (France). *Geological Journal*, 36(2), 171-182.
 43. Hauchard, E., & Laignel, B., 2008. Morphotectonic evolution of the north-western margin of the Paris Basin. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 52 (4), 463-488.
 44. 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*, 8(2), 107-118.
 45. Hénaff, A., Lageat, Y., Costa, S., 2006. Geomorphology and shaping processes of chalk shore platforms of the Channel coasts. *Annales de Géomorphologie/Annals of Geomorphology/Zeitschrift für Geomorphologie*, 144, 61-91.
 46. Horton, B. P., & Edwards, R. J., 2005. The application of local and regional transfer functions to the reconstruction of Holocene sea levels, north Norfolk, England. *The Holocene*, 15(2), 216-228.
 47. Hurst, M. D., Rood, D. H., Ellis, M. A., Anderson, R. S., Dornbusch, U., 2016. Recent acceleration in coastal cliff retreat rates on the south coast of Great Britain. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113 (47), 13336-13341.
 48. Hurst, M. D., Rood, D. H., Ellis, M. A., 2017. Controls on the distribution of cosmogenic ^{10}Be across shore platforms. *Earth Surface Dynamics*, 5(1), 67-84.
 49. Johnson, D. W., 1919. *Shore processes and shoreline development*. John Wiley & Sons, Incorporated.
 50. Juignet P., 1974. *La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricaïn*. Thèse d'état, Université de Caen, 2 vol., 786p.
 51. Kennedy, D. M., & Dickson, M. E., 2006. Lithological control on the elevation of shore platforms in a microtidal setting. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 31(12), 1575-1584.
 52. Lageat, Y., Hénaff, A., Costa, S., 2006. The retreat of the chalk cliffs of the Pays de Caux (France): erosion processes and patterns. *Annales de Géomorphologie/Annals of Geomorphology/Zeitschrift für Geomorphologie*, (144), 183-197.
 53. Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), 424-439.
 54. Lambeck, K., 1997. Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129 (1-2), 1-22.
 55. Larssonneur, C., Vaslet, D., Auffret, J. P., 1979. *Les sédiments superficiels de la Manche, Carte géologique de la marge continentale française*. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, BRGM, Orléans.
 56. Lasseur E., 2007. *La craie du Bassin de Paris (Cénomanien-Campanien, Crétacé Supérieur)*. *Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D, Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes 1*, France, 423p.
 57. Lasseur, E., Guillocheau, F., Robin, C., Hanot, F., Vaslet, D., Coueffe, R., Neraudeau, D., 2009. A relative water-depth model for the Normandy Chalk (Cenomanian–Middle Coniacian, Paris Basin, France) based on facies patterns of metre-scale cycles. *Sedimentary Geology*, 213 (1-2), 1-26.
 58. Letortu, P., Costa, S., Bensaid, A., Cador, J. M., Quénot, H., 2014. Vitesses et modalités de recul des falaises crayeuses de Haute-Normandie (France): méthodologie et variabilité du recul. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 20 (2), 133-144.
 59. Letortu, P., Costa, S., Maquaire, O., Delacourt, C., Augereau, E., Davidson, R., Suanez, S., Nabucet, J., 2015. Retreat rates, modalities and agents responsible for erosion along the coastal chalk cliffs of Upper Normandy: The contribution of terrestrial laser scanning. *Geomorphology*, 245, 3-14.
 60. 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*.
 61. Lim, M., Rosser, N. J., Petley, D. N., Keen, M., 2011. Quantifying the controls and influence of tide and wave impacts on coastal rock cliff erosion. *Journal of Coastal Research*, 27(1), 46-56.
 62. Maillet, G., 2014. SPLASHALIOT-2 cruise, RV Haliotis, <http://dx.doi.org/10.17600/14011800>

63. Massey, A. C., Gehrels, W. R., Charman, D. J., Milne, G. A., Peltier, W. R., Lambeck, K., & Selby, K. A., 2008. Relative sea-level change and postglacial isostatic adjustment along the coast of south Devon, United Kingdom. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 23(5), 415-433.
64. Matsuoka, N., & Murton, J., 2008. Frost weathering: recent advances and future directions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2), 195-210.
65. Mortimore, R. N., 2001. Report on mapping of the chalk channel coast of France from Port du Havre-Antifer to Ault, June-September 2001. Unpublished report, Brighton University.
66. Mortimore, R., 2011. A chalk revolution: what have we done to the Chalk of England? *Proceedings of the Geologists' Association*, 122 (2), 232-297.
67. Mortimore, R. N., & Pomerol, B., 1987. Correlation of the upper cretaceous white chalk (Turonian to Campanian) in the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the Geologists' Association*, 98 (2), 97-143.
68. Mortimore, R. N., & Pomerol, B., 1991. Upper Cretaceous tectonic disruptions in a placid Chalk sequence in the Anglo-Paris Basin. *Journal of the Geological Society*, 148 (2), 391-404.
69. Mortimore, R., & Pomerol, B., 1997. Upper Cretaceous tectonic phases and end Cretaceous inversion in the Chalk of the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the geologists' association*, 108 (3), 231-255.
70. Mortimore, R. N., Wood, C. J., Gallois, R. W., 2001. British upper Cretaceous stratigraphy (Vol. 23). Joint Nature Conservation Committee (JNCC).
71. Mortimore, R. N., & Duperret, A. (Eds.), 2004. Coastal chalk cliff instability. Geological Society of London.
72. Moses, C. A., Robinson, D. A., Williams, R. B. G., Marques, F. M. S. F., 2006. Predicting rates of shore platform downwearing from rock geotechnical properties and laboratory simulation of weathering and erosion processes. *Zeitschrift fur Geomorphologie Supplementband*, 144, 19.
73. Naylor, L. A., & Stephenson, W. J., 2010. On the role of discontinuities in mediating shore platform erosion. *Geomorphology*, 114(1-2), 89-100.
74. Neau, G., 1979. Carte géologique à 1/250 000 ème. Feuille de Rouen, BRGM, Orléans.
75. Peregrine, D. H., Kalliadasis, S., 1996. Filling flows, cliff erosion and cleaning flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 310, 365-374.
76. Prémaillon, M., Regard, V., Dewez, T. J., Auda, Y., 2018. GlobR2C2 (Global Recession Rates of Coastal Cliffs): a global relational database to investigate coastal rocky cliff erosion rate variations. *Earth Surface Dynamics*, 6(3).
77. Rimbault, C., Duperret, A., Regard, V., Molliex, S., Wyns, R., Authemayou, C., Le Gall, B., 2018a. Quaternary geomorphological evolution of a granitic shore platform constrained by in situ ¹⁰Be concentrations, Penmarc'h, SW Brittany, France. *Marine Geology*, 395, 33-47.
78. Rimbault, C., Duperret, A., Le Gall, B., Authemayou, C., 2018b. Structural inheritance and coastal geomorphology in SW Brittany, France: An onshore/offshore integrated approach. *Geomorphology*, 306, 141-154.
79. Regard, V., Dewez, T., Bourles, D. L., Anderson, R. S., Duperret, A., Costa, S., Maillet, G. M., 2012. Late Holocene seacliff retreat recorded by ¹⁰Be profiles across a coastal platform: Theory and example from the English Channel. *Quaternary Geochronology*, 11, 87-97.
80. Regard, V., Dewez, T. J., Cnudde, 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*, 65(sp2), 1692-1698.
81. Rodet, J., 1983. Karst et littoral du Bec de Caux (Seine-Maritime, Normandie, France). *Karstologia*, 2(1), 23-32.
82. Senfaute, G., Duperret, A., Lawrence, J. A., 2009. Micro-seismic precursory cracks prior to rock-fall on coastal chalk cliffs: a case study at Mesnil-Val, Normandie, NW France. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9 (5), 1625-1641.
83. Shennan, I., Milne, G., & Bradley, S., 2012. Late Holocene vertical land motion and relative sea-level changes: lessons from the British Isles. *Journal of Quaternary Science*, 27(1), 64-70.
84. SHOM, 2017. Références Altimétriques Marines. Ports de France métropolitaine et d'outre-mer. Côtes du zéro hydrographique et niveaux caractéristiques de la marée. <https://diffusion.shom.fr/pro/references-altimetriques-maritimes-ram.html>

85. 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*, 32(1-2), 21-41.
86. Siddall, M., Chappell, J., Potter, E. K., 2007. 7. Eustatic sea level during past interglacials. In *Developments in Quaternary Sciences* (Vol. 7, pp. 75-92). Elsevier.
87. Sunamura, T., 1977. A relationship between wave-induced cliff erosion and erosive force of waves. *The Journal of Geology*, 85(5), 613-618.
88. Sunamura, T., 1983. Processes of sea cliff and platform erosion. *CRC handbook of coastal processes and erosion*, 233-265.
89. Sunamura, T., 1992. *Geomorphology of rocky coasts* (Vol. 302). Chichester: Wiley.
90. Tessier, B., Billeaud, I., Sorrel, P., Delsinne, N., Lesueur, P., 2012. Infilling stratigraphy of macrotidal tide-dominated estuaries. Controlling mechanisms: Sea-level fluctuations, bedrock morphology, sediment supply and climate changes (The examples of the Seine estuary and the Mont-Saint-Michel Bay, English Channel, NW France). *Sedimentary Geology*, 279, 62-73.
91. Trenhaile, A. S., 1978. The shore platforms of Gaspé, Québec. *Annals of the Association of American Geographers*, 68(1), 95-114.
92. Trenhaile, A. S., 1980. Shore platforms: a neglected coastal feature. *Progress in physical geography*, 4(1), 1-23.
93. Trenhaile, A. S., 1987. *The geomorphology of rock coasts*. Oxford University Press, USA.
94. Trenhaile, A. S., 1999. The width of shore platforms in Britain, Canada, and Japan. *Journal of Coastal Research*, 355-364.
95. Trenhaile, A. S., 2000. Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology*, 166 (1-4), 163-178.
96. Trenhaile, A. S., 2001a. Modelling the Quaternary evolution of shore platforms and erosional continental shelves. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 26 (10), 1103-1128.
97. Trenhaile, A. S., 2001b. Modeling the effect of late Quaternary interglacial sea levels on wave-cut shore platforms. *Marine Geology*, 172 (3-4), 205-223.
98. Trenhaile, A. S., 2002. Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms. *Geomorphology*, 48(1-3), 7-22.
99. Walkden, M. J. A., & Hall, J. W., 2005. A predictive mesoscale model of the erosion and profile development of soft rock shores. *Coastal Engineering*, 52(6), 535-563.
100. Wright, L. W. 1970. Variation in the level of the cliff/shore platform junction along the south coast of Great Britain. *Marine Geology*, 9 (5), 347-353.
101. Young, A. P., Adams, P. N., O'Reilly, W. C., Flick, R. E., Guza, R. T., 2011. Coastal cliff ground motions from local ocean swell and infragravity waves in southern California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C9).
- 102.

Chapitre 5

Morphométrie des bassins versants de la Seine-Maritime

1. Introduction et problématique	169
2. Le relief de Seine-Maritime	169
3. Le réseau hydrographique de Seine-Maritime.....	174
3.1. Définition.....	174
3.2. Organisation du réseau de drainage.....	175
3.3. Bassins Versants.....	177
3.4. Géologie des bassins versants	178
3.4.1. Bassins versants et lithologie des craies	178
3.4.2. Tectonique et bassins versants	180
3.5. Morphométrie des bassins versants.....	180
3.5.1. Géométrie des bassins versants	180
3.5.2. Maturité du relief des bassins versants	184
3.5.3. Relation pente-aire drainée (Hack, 1957)	188
4. Les vallées suspendues (valleuses).....	195
4.1. Les valleuses de Normandie.....	197
4.2. Les différents types de valleuses (Rodet, 1992).....	198
4.3. Valleuses et aire drainée.....	199
4.4. Morphologie des valleuses	201
4.5. Stades et inter-stades glaciaires récents en Normandie.....	202
5. Reconstitution d'un paléo-trait de côte à partir de la projection du profil longitudinal des valleuses	205
5.1. Validation de la méthode	205
5.2. Extension de la méthode de projection à l'ensemble des valleuses du littoral de Seine-Maritime	211
6. Conclusion.....	216

1. Introduction et problématique

L'érosion long-terme des falaises a pu être estimée sur des secteurs où les données bathymétriques de la plateforme rocheuse étaient disponibles (*cf.* Chapitre 3). Pour le reste du littoral à falaises de craie de Normandie, nous avons testé une approche basée sur l'étude géomorphologique de reliques paléogéographiques : les valleuses ou vallées sèches suspendues. Cette approche a été expérimentée pour la première fois par Rodet (1992) sur quelques secteurs du littoral de Seine-Maritime où il a prolongé le profil longitudinal des valleuses en direction de la mer pour obtenir la position approximative d'un paléo-rivage de falaise.

Avant d'utiliser cette méthodologie sur l'ensemble du littoral à falaise de craie de Normandie, il est important d'étudier en détail l'ensemble du réseau hydrographique de Seine-Maritime et ses nombreux bassins versants. Il est notamment fondamental de connaître la période à partir de laquelle les vallées ont cessé de s'inciser et d'estimer si cette période correspond bien au moment où elles étaient connectées au niveau de base. D'autre part, avant d'être étendue à l'ensemble des valleuses de Seine-Maritime, cette approche est testée sur les valleuses dont l'exutoire se trouve au-dessus d'une plateforme littorale à bathymétrie connue, étudiée dans le Chapitre 3, dans le but de voir si la projection de leur profil de pente coïncide avec une marque géomorphologique bathymétrique de l'ancienne position de la falaise.

Une analyse morphométrique de détail est présentée dans ce chapitre afin d'essayer de comprendre le fonctionnement actuel et passé des réseaux de drainage et l'organisation de leur bassin versant. Par la suite, des valleuses ciblées seront choisies pour tenter de reconstituer une paléo-ligne de rivage selon la méthodologie utilisée par Rodet (1992) que nous avons adapté.

2. Le relief de Seine-Maritime

Le relief d'un paysage reflète la répartition spatiale de l'équilibre entre surrection et érosion (England & Molnar, 1990). L'édification d'un relief résulte de la combinaison entre la déformation crustale et l'érosion. Les processus tectoniques profonds influencent les processus érosifs de surface, en contrôlant les conditions limites à la surface de la Terre (England & Molnar, 1990). Le climat influence ce couplage et il est lui-même sous l'influence des conditions orographiques (Burbank & Anderson, 2012). L'édification du relief est donc contrôlée par des processus et des mécanismes dépendants les uns des autres, le tout lié à la déformation crustale et au climat.

Les contrastes importants de morphologie du paysage pour des régimes tectoniques et climatiques données ont poussé les géomorphologues à développer des modèles d'évolution pour expliquer ces différences morphologiques. Trois modèles classiques sont majoritairement repris, les modèles d'évolution de Davis (1899), de Penck (1953) et de Hack (1975) (Fig. 5.1).

Davis (1899) est le premier à décrire l'évolution du relief au travers d'un modèle incluant trois stades : jeune, mature et ancien. Le stade jeune est caractérisé par l'incision des rivières, créant progressivement des vallées incisées et des gorges. Le stade mature correspond au début de la décroissance du relief relatif. Les fonds de vallées ont atteint un niveau proche du niveau de base et l'incision diminue entraînant l'élargissement des vallées et l'adoucissement des pentes des versants. Le stade ancien constitue le stade

presque terminal du modèle. Il s'illustre par l'abaissement maximal des versants et des crêtes jusqu'au niveau de base suivant, se stabilisant en pénéplaine. Dans ce modèle, le forçage tectonique est un phénomène impulsif qui se déroule au début du cycle géomorphologique entraînant l'édification du relief (Fig. 5.1). En réponse, les processus d'érosion attaquent et dégradent le relief pour arriver jusqu'au stade final de pénéplaine.

Penck (1924) propose une théorie qui s'oppose au modèle d'évolution de Davies. Plutôt que d'avoir une déformation tectonique concentrée en début du cycle, il suggère un forçage tectonique qui dure dans le temps, avec une mise en place et une terminaison douce (Fig. 5.1). Son modèle est également acimatique, élaboré dans le but de déduire l'intensité des mouvements tectoniques à partir de l'expression de la morphologie. Penck émet l'hypothèse que le réseau de drainage est capable de s'adapter relativement rapidement aux changements de surrection. Dans ce modèle, la déformation d'origine tectonique croît et décroît progressivement. Pendant la surrection, les processus érosifs sont en compétition face aux processus de déformation tectoniques. Lorsque les taux de déformation diminuent, les taux d'érosion sont prédominants et causent la réduction progressive du relief (Fig. 5.1).

Contrairement aux deux premiers modèles, **Hack** (1960, 1975) considère que lorsque la déformation tectonique et l'érosion durent sur de longues périodes, le relief atteint un stade d'équilibre dynamique (Fig. 5.1). La résistance et le volume des roches n'étant pas infinis, il conclut que la topographie ne peut croître indéfiniment. Hack propose ainsi un modèle selon lequel les différents processus d'érosion, la lithologie et les gradients des pentes et rivières puissent s'équilibrer au cours du temps (équilibre dynamique) et que le relief puisse demeurer constant une fois cet équilibre atteint. Le relief fluctue donc autour d'une topographie à l'équilibre jusqu'au changement de forçage tectonique suivant (Fig. 5.1).

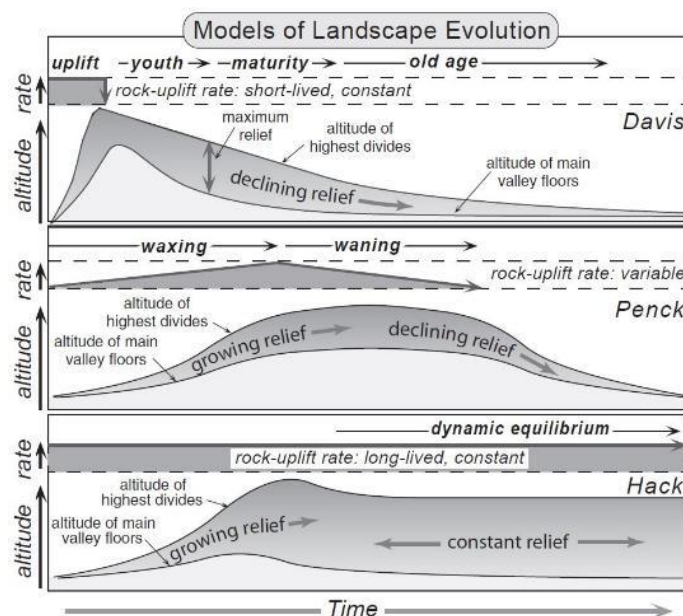


Figure 5.1 – Modèles classiques de la réponse morphologique du paysage face au forçage tectonique (Burbank & Anderson, 2012). Basés sur les théories de réponse du paysage de Davies (1899), de Penck (1924) et Hack (1960, 1975). Chaque modèle est caractérisé par des différences de durée, de forçage tectonique et de réponse topographique.

Si les modèles classiques d'évolution long-terme du relief présentés ci-avant tentent de déterminer l'évolution du relief en fonction des variations du niveau de base, des travaux récents, depuis l'émergence de la tectonique des plaques, sont concentrés sur la détermination de la déformation et des processus

tectoniques à partir d'études géomorphologiques.

Dans les **domaines orogéniques à fort taux de convergence** (raccourcissement crustal), un équilibre dynamique est atteint entre les taux de surrection crustale, les taux d'activité sismique et les précipitations liées au climat. Ces conditions permettent le développement de formes du relief indépendantes du temps tant que l'équilibre dynamique est maintenu (Burbank et al., 1996). Dans ces systèmes géomorphologiques, les débits importants d'eau et de sédiments permettent aux rivières de s'inciser et aux pentes de s'ajuster au taux de surrection crustale.

Dans les **zones à plus faible convergence**, l'équilibre dynamique n'est pas atteint, l'évolution du relief en réponse à une chute du niveau de base est considérée comme contrôlée par la propagation vers l'amont des *knickpoints* (ruptures de pente) des rivières. Les pentes des versants s'adaptent progressivement au gradient des rivières suite au réajustement du relief. Dans certains cas et sous certaines conditions, la position des *knickpoints* peut être à l'équilibre dynamique (Young & MacDougall, 1993) ou ralentie par des lithologies plus résistantes. Dans ces conditions, un réajustement du relief lié à une chute du niveau de base ne peut être propagé à la partie amont du système.

Dans les **domaines intraplaques** et en contexte post-orogénique, les principaux facteurs de surrection sont d'origine thermique (charge et décharge entraînant la flexure de la croûte). Les processus de charge et de décharge de la croûte peuvent engendrer des variations topographiques. La charge de la croûte (bassins sédimentaires, inlandsis...) modifie l'équilibre isostatique entraînant la subsidence de la croûte alors qu'une décharge de la croûte (dénudation, fonte d'inlandsis...) entraîne un rebond isostatique ou glacio-isostatique *i.e.* une surrection crustale.

Le **relief actuel de la Seine-Maritime** (Fig. 5.2) est le résultat de grandes phases tectoniques majeures avec notamment les phases distensives du Crétacé liées à l'ouverture de l'Atlantique Nord et de la Manche ainsi que les phases de compression synsédimentaires du Crétacé supérieur (« pulse » tectoniques des phases *Ilse*, *Wernigerode* et *Peine*) et post-sédimentaires du Cénozoïque (phases laramienne et pyrénéenne) (Mortimore & Pomerol, 1997 ; Mortimore, 2011 ; Duperret et al., 2012). Les variations eustatiques et tectoniques post-sédimentaires vont dicter des phases de sédimentation (e.g. dépôts Thanétien et Yprésien) qui vont s'opposer à des phases d'incision (Quesnel, 1997). Jusqu'au Miocène, les vallées sont très peu incisées et ce n'est qu'au Pléistocène seulement que leur encaissement débute (Antoine et al., 1998, 2000). A partir de l'étude de vallées de la Somme et de la Seine, Antoine et al. (2000) ont montré que les facteurs tectoniques et climatiques sont fortement liés et qu'un faible taux de surrection (0,05 à 0,06 mm/an) est essentiel pour générer une incision fluviale au cours d'un cycle climatique. Cette incision est prépondérante au début du stade glaciaire caractérisé par de forts écoulements et par une végétation relativement développée limitant l'apport de colluvions dans les vallées (Antoine et al., 2000).

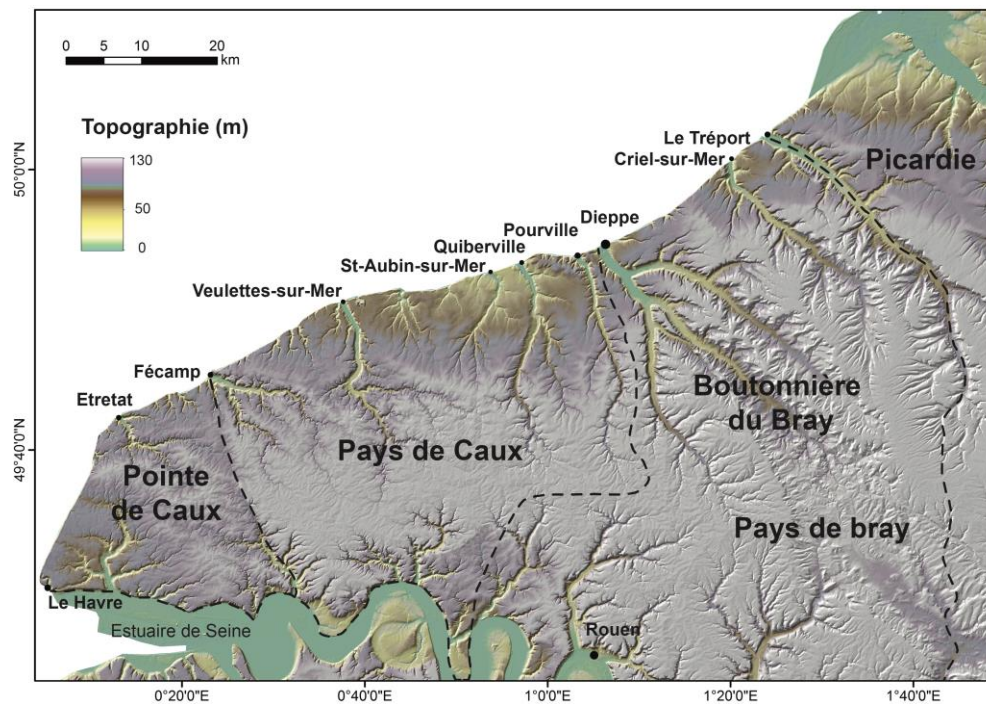


Figure 5.2 – MNT de la Seine-Maritime (normandie.developpement-durable.gouv.fr)

L'évolution du relief de Seine-Maritime a pu être estimée au travers de son érosion différentielle par analyse topographique (Ahnert, 1984). La variation du relief correspond à la différence entre l'altitude de sa partie basse (fond de vallée) et de sa partie haute (ligne de crête). Deux indices permettent de quantifier cette différence à partir d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) : le relief résiduel et l'incision (Fig. 5.3).

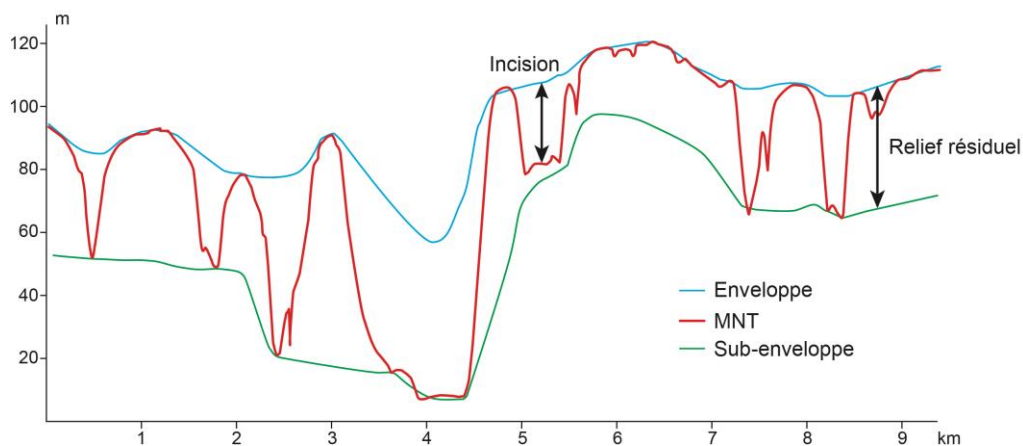


Figure 5.3 – Exemple de profils représentant à la fois la topographie réelle du MNT (rouge), sa surface enveloppe (bleu) et sa surface sub-enveloppe (vert). Le relief résiduel correspond à la différence entre la surface enveloppe et sub-enveloppe. L'incision correspond à la différence entre la surface sub-enveloppe et la topographie réelle.

Le relief résiduel décrit la capacité d'érosion d'un relief et l'incision représente le volume manquant issu d'une érosion passée (Champagnac et al., 2014). Ces deux indices sont obtenus à partir de la surface enveloppe et sub-enveloppe de la topographie calculées à partir du logiciel *ArcGIS*. La surface enveloppe est la surface tangente aux lignes de crêtes alors que la surface sub-enveloppe correspond à la surface

tangente au fond de thalwegs (Fig. 5.3).

Le relief résiduel (ou relief local) correspond à la différence entre la surface enveloppe et la surface sub-enveloppe (Fig. 5.3).

L'incision (relief physique) équivaut à la différence entre la surface enveloppe et la topographie réelle (Burbank & Anderson, 2012) (Fig. 5.3).

Il faut noter que ces deux indices calculés correspondent à des valeurs minimales car avec cette méthode, on suppose que les lignes de crêtes sont représentatives d'une surface initiale n'ayant connu aucune érosion.

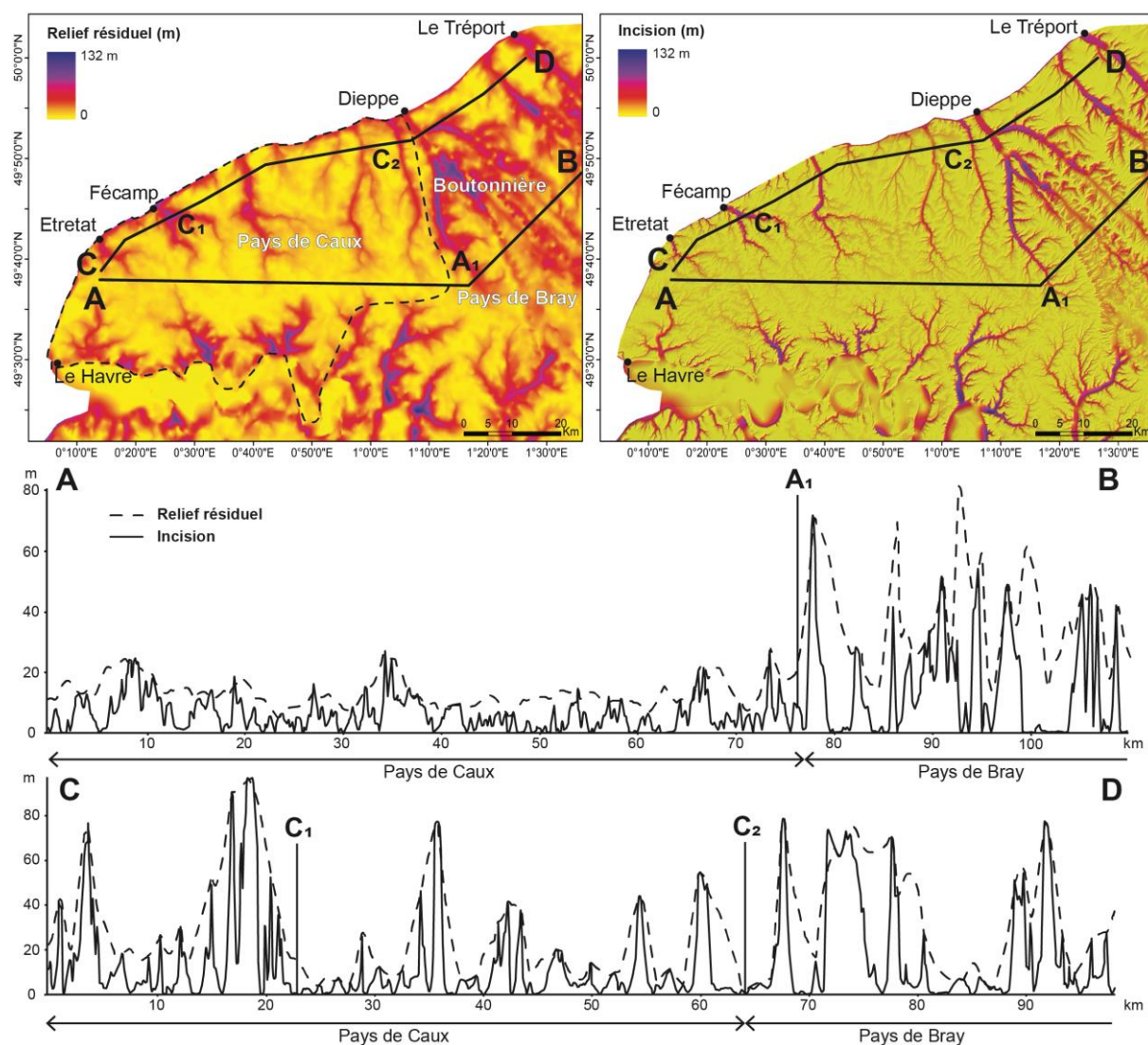


Figure 5.4 – Analyse du relief de Seine-Maritime à partir des indices de relief résiduel et de l'incision.

Les valeurs du relief résiduel et d'incision de la Seine-Maritime sont comprises entre 0 et 132 m (Fig. 5.4). Le Pays de Caux qui s'étend du Havre à Dieppe présente un relief résiduel et un indice d'incision inférieurs à 90 m (Fig. 5.4). Les valeurs les plus élevées sont très localisées et les profils nous montrent que les valeurs d'incision et de relief résiduel sont bien plus importantes à proximité de la côte (profil C-C₂) que dans les terres (profil A-A₁). Une coupe orientée W-E (A-A₁) montre les valeurs d'incision et de relief résiduel les plus basses de la Seine-Maritime (< 30 m). Cette zone rectiligne E-W d'environ 65 km de long correspond à l'interfluve entre les réseaux hydrographiques se jetant dans la Seine au sud et

les réseaux hydrographiques se jetant dans la Manche au nord. Cette surface peu incisée contraste avec le Pays de Bray (à l'est de Dieppe) où les valeurs du relief résiduel et d'incision sont les plus importantes (A₁-B) notamment à cause de l'emplacement de la faille et de l'anticlinal du Bray orientés NW-SE où les drains du bassin versant de l'Arques ont fortement incisé le substrat (Fig. 5.4). Cette zone correspond à la Boutonnière du Pays de Bray, dépression au cœur de l'anticlinal, délimitée de part et d'autre par une cuesta. Contrairement au Pays de Caux il est intéressant de remarquer que les valeurs maximales d'incision et du relief résiduel du Pays de Bray ne sont pas localisées près de la côte mais à l'intérieur des terres à environ 7-8 km du littoral (Fig. 5.4).

Cette analyse révèle donc que le domaine géomorphologique du Pays de Bray a un potentiel érosif et d'incision plus important que le Pays de Caux dont les potentiels érosif et incisif sont plus faibles voire presque nuls au niveau de l'interfluve des affluents de la Seine et de la Manche.

3. Le réseau hydrographique de Seine-Maritime

3.1. Définition

Le réseau hydrographique ou réseau de drainage correspond à l'ensemble des chenaux hiérarchisés et structurés assurant le drainage superficiel, permanent ou temporaire d'une région donnée. Pour obtenir la couverture complète et homogène du réseau hydrographique de la Seine-Maritime, les données IGN du BDAlti25 ont été exploitées. Le réseau hydrographique est généré sur le logiciel de SIG *ArcGIS* (esri®). Pour cela, il est nécessaire de respecter plusieurs étapes : (1) à partir du MNT BDAlti25, la direction de l'écoulement de pixel à pixel est déterminée en fonction de la ligne de plus grande pente, puis (2) les valeurs d'accumulation de l'écoulement de chaque pixel sont calculées (Fig. 5.5). Un seuil empirique minimum est établi au-delà duquel le pixel sera associé au réseau hydrographique.

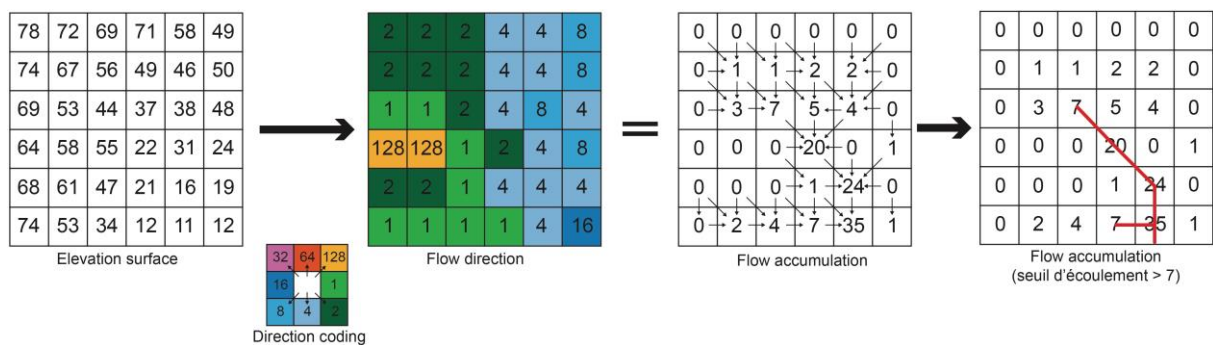


Figure 5.5 – Méthode de calcul pour générer un tracé hydrographique avec le logiciel *ArcGIS* (<https://pro.arcgis.com>).

La qualité du réseau hydrographique calculé par le logiciel *ArcGIS* dépend fortement de la résolution horizontale et de la précision verticale de la méthode d'interpolation du MNT (Martz & Garbrecht, 1998 ; Peralvo & Maidment, 2004). Dans notre cas, le MNT BDAlti possède une résolution horizontale de 25 m pour une précision verticale de 1 m. Ces valeurs sont suffisantes pour estimer un tracé convenable à grande échelle du réseau hydrographique de Seine-Maritime.

3.2. Organisation du réseau de drainage

La Seine-Maritime se distingue de ses départements voisins par la faible densité de son réseau hydrographique actif (Fig. 5.6). Elle s'étend en grande partie sur de vastes plateaux crayeux affectés par des phénomènes karstiques. Une des caractéristiques des paysages karstiques est la faible proportion d'écoulements de surface. La densité linéaire d'écoulements pérennes est de seulement 0,2 km/km² car les eaux superficielles s'infiltrent préférentiellement dans le sous-sol (DREAL, 2015).

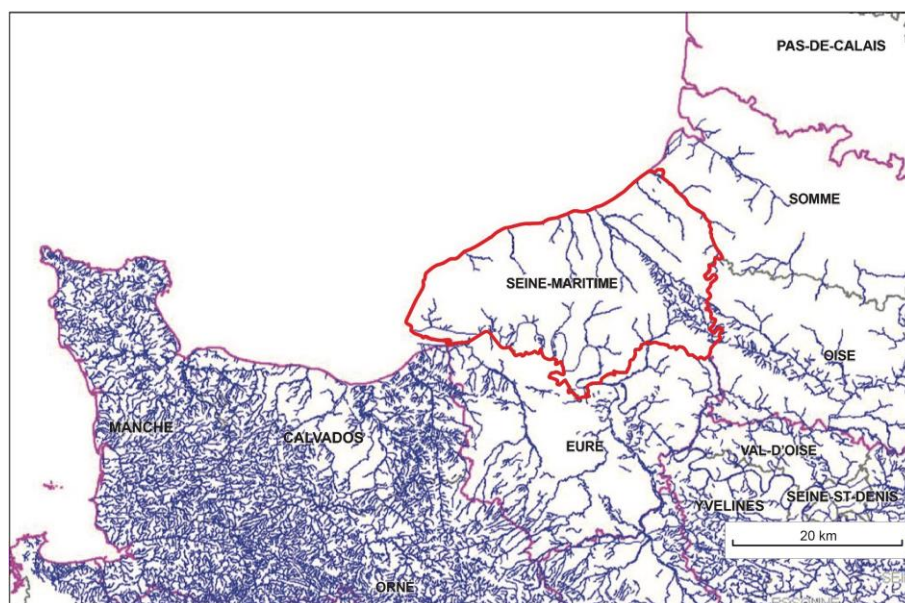


Figure 5.6 – Répartition du réseau hydrographique actif en Seine-Maritime et dans les départements voisins (DREAL, 2015).

Il est à noter que l'écoulement de surface en Cotentin, portion septentrionale du massif nord armoricain constitué d'unités du socle apparaît comme nettement plus dense. Le réseau hydrographique actif est donc concentré sur un petit nombre de rivières principales dont des cours d'eaux côtiers qui vont nous intéresser dans le cadre cette étude et des affluents de la Seine. On distingue seulement huit cours d'eaux côtiers dont l'Arques qui se jette à Dieppe et ses trois affluents (la Varenne, la Béthune et l'Eaulne), la Bresle au Tréport, la Yères à Criel-sur-Mer, la Scie à Pourville-sur-Mer, la Saâne à Quiberville, le Dun à Saint-Aubin-sur-Mer, la Durdent à Veulettes-sur-Mer et le Valmont à Fécamp (Fig. 5.7).

Outre ces cours d'eau, le réseau hydrographique de Seine-Maritime est composé de nombreux chenaux et vallées qui ne sont plus actifs aujourd'hui. La figure 5.7 illustre le réseau hydrographique complet, bien plus dense que le réseau actuellement actif.

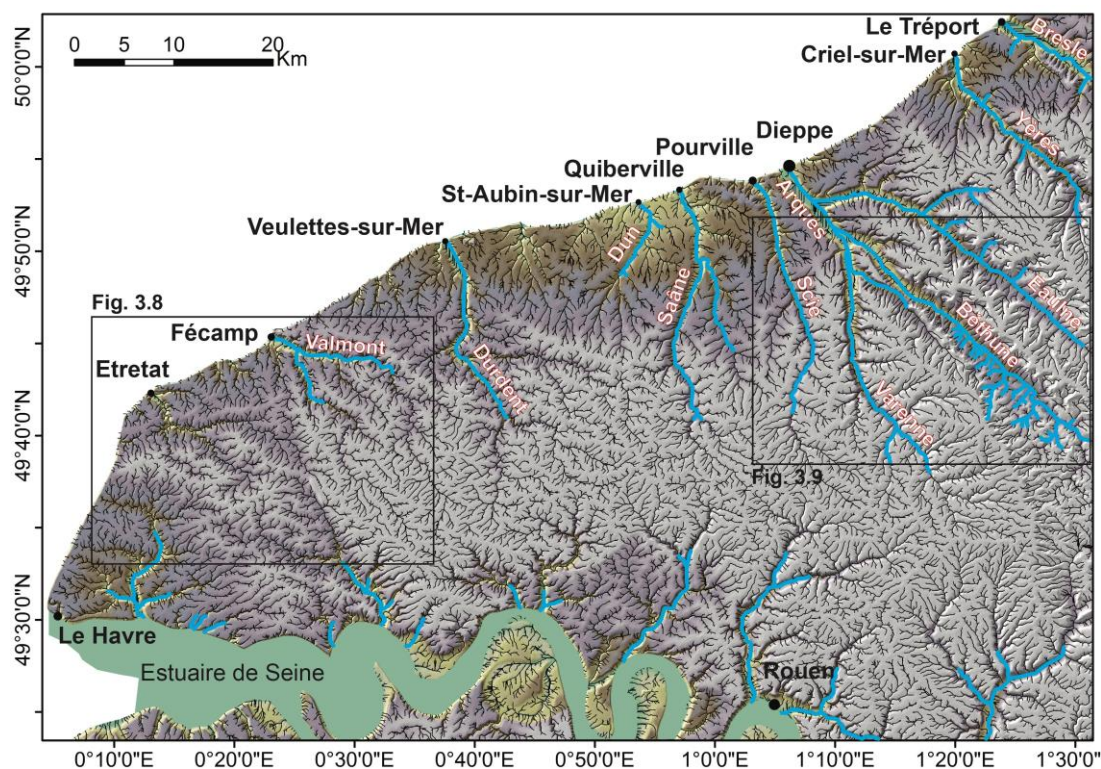


Figure 5.7 – Réseau hydrographique de la Seine-Maritime. Les cours d'eau figurés en bleu sont les cours d'eau actuellement actifs.

Le réseau hydrographique de Seine-Maritime a commencé à se développer par le creusement des vallées débutant à la limite Pliocène-Pléistocène sur un plateau crayeux recouvert par les formations sédimentaires tertiaires d'argiles à silex et de sables de Lozère (Elhaï, 1967). Ce n'est qu'au Pléistocène que les vallées s'incisent plus profondément et plus précisément il y a environ 1 Ma, date de la plus ancienne terrasse alluviale de la Somme (Antoine, 1994 ; Antoine et al., 2000). Au total, Antoine et al. (2000) y dénombrent dix terrasses alluviales étagées témoignant de la succession régulière de phases glaciaires-interglaciaires.

Au niveau de la Pointe de Caux, le réseau hydrographique est caractérisé par des motifs « subdendritiques » avec deux directions qui prédominent, N160°E et N100°E (Fig. 5.8). Ce type de motif témoigne d'un substrat sédimentaire uniformément résistant, de faible pente avec un contrôle structural régional léger (Howard, 1967). La zone est en effet constituée en surface par la craie du Coniacien qui présente une légère pente régionale vers le NE.

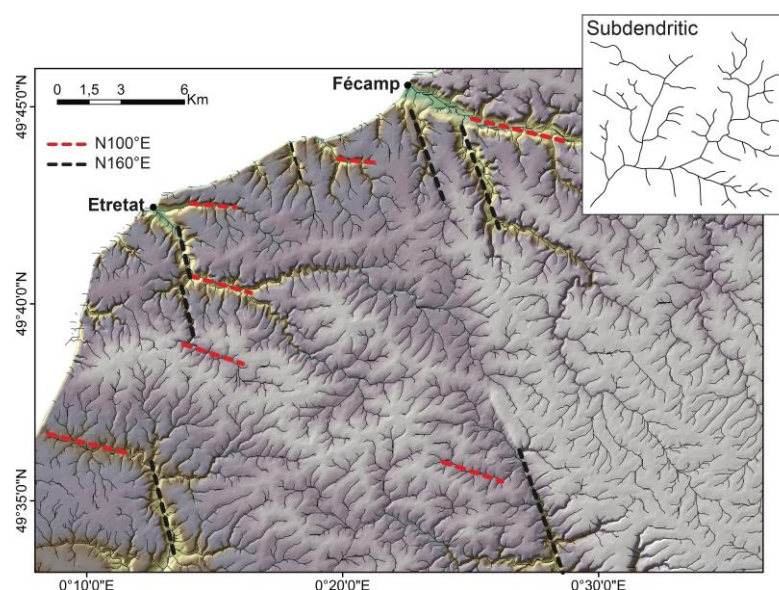


Figure 5.8 – Illustration du réseau hydrographique « subdendritique » de la Pointe de Caux.

Dans le Pays de Bray, la géométrie du réseau hydrographique est sensiblement différente du reste de la Seine-Maritime. Il s'illustre sous la forme de motif « en treillis » guidé par des failles avec une direction dominante de N130°E et tend vers un drainage à motif dendritique entre les failles (Fig. 5.9). Ce motif témoigne d'un substrat sédimentaire plissé et/ou affecté par un réseau de fractures parallèles d'axe N130°E (Howard, 1967).

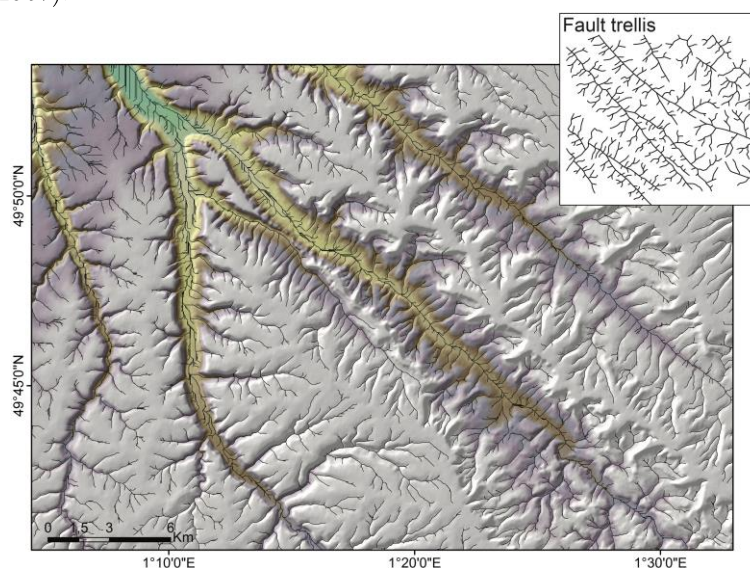


Figure 5.9 – Illustration du réseau en « treillis » guidé par failles du la région du Pays de Bray.

3.3. Bassins Versants

Le tracé du réseau hydrographique a permis de générer les contours de chaque bassin versant de Seine-Maritime. Grâce à l'outil *watershed* du logiciel *ArcGIS*, les exutoires de chaque drain au niveau du trait de côte ont été pointés pour relier de proche en proche vers l'amont tous les pixels qui lui sont rattachés. La délimitation des bassins versants correspond ainsi à la ligne de partage des eaux à l'intérieur duquel se rassemblent les eaux précipitées s'écoulant en surface. Il est à noter que les bassins versants générés via *ArcGIS* sont des bassins versants hydrographique qui ne prennent pas en considération la circulation des sous-terraines.

A l'échelle de la Seine-Maritime, il existe environ 93 bassins versants de taille extrêmement variable. Tous ces bassins versants ont un exutoire dans la Manche et sont situés au nord de l'interfluve W-E qui les séparent de 24 bassins versants secondaires qui se déversent vers le grand bassin versant de la Seine (Fig. 5.10). Dans le cadre de cette étude nous avons décidé d'étudier seulement les 47 bassins versants dont l'aire est supérieure à 0,5 km² car le réseau hydrographique des bassins versants plus petits est trop restreint et ne possède pas de thalweg incisé (Fig. 5.10).

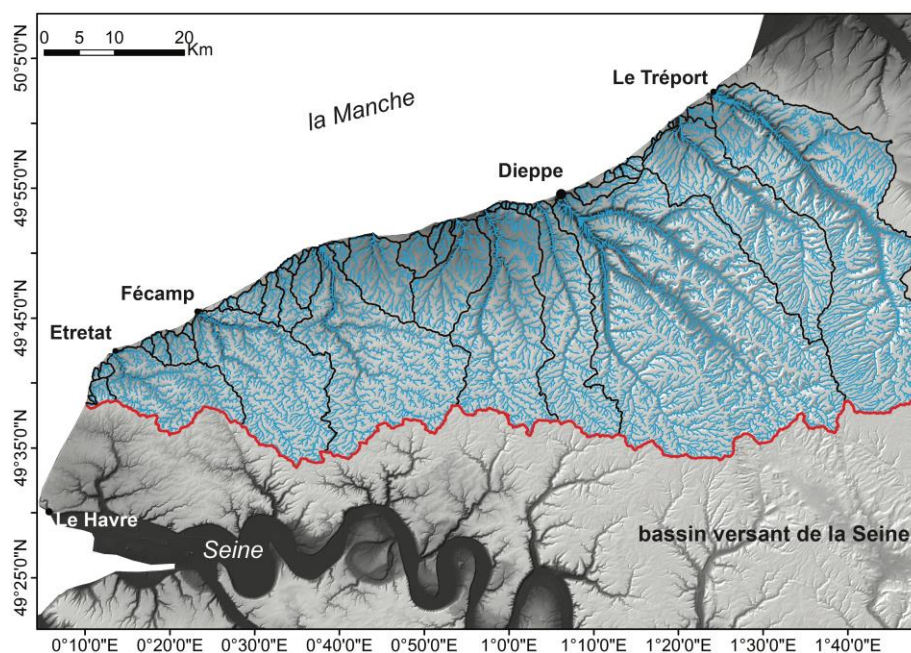


Figure 5.10 – Localisation des 47 bassins versants de Seine-Maritime (aire > 0,5 km²). La ligne rouge correspond à l'interfluve entre le bassin versant de la Seine et les bassins versants dont l'exutoire est situé dans la Manche.

3.4. Géologie des bassins versants

Pour comprendre la morphométrie d'un bassin versant, il est fondamental de s'intéresser aux caractéristiques géologiques du substratum qu'il traverse. Le substratum de Seine-Maritime étant essentiellement composé de craie du Crétacé Supérieur, la majorité des bassins versants se sont donc développés dans une lithologie crayeuse (Fig. 5.12). L'influence structurale est également fondamentale dans le développement des bassins versants comme le réseau de failles NW-SE et les plis associés (Fig. 5.12).

3.4.1. Bassins versants et lithologie des craies

Cependant, comme il existe des variations lithologiques au sein de la craie, les bassins versants ont pu se développer dans une craie plus ou moins riche en silex, en marne, en glauconie ou en *hardgrounds* (cf. 1.5.3 & Fig. 5.11). Les bassins n°1 à 23, n°37 à 44 et n°46 traversent une craie blanche riche en silex datée du Coniacien au Santonien (sommet de la Lewes Nodular Chalk Fm et Seaford Chalk Fm) (Fig. 5.11 & Fig. 5.12). Les bassins n°24, 26 et 27 traversent une craie blanche riche en silex du Santonien au Campanien correspondant aux formations crayeuses les plus récentes de Seine-Maritime (Seaford Chalk Fm et base de la Newhaven Chalk Fm) (Fig. 5.11 & Fig. 5.12). Les bassins versants n°45 et 47 traversent la craie grise marneuse du Turonien ainsi que la craie grise à silex du Cénomanién supérieur présente

dans le fond des vallées principales (Holywell Nodular Chalk Fm, New Pit Chalk Fm et Craie de Rouen).

System	Stage	Formations in Sussex	Key markers	Additional features in Normandy	Formations in Normandy	Local Formations used in Normandy (Lasseur, 2007)	Local Formations used in Hauts de France (Amedro and Robaszynski, 2000)
Upper Cretaceous	Campanian	Culver Chalk	Castle Hill marl	no outcrops			
		Newhaven Chalk	Telscombe marls Minchling marls Pescapen marl Old Nore marl Filer's bay marl Brighton marl Buckley marl Exeat flint Whitaker's three inch flint	Guiberville HG	Newhaven Chalk	craie de Vasterival craie de Sotteville	Caffiers
	Santonian	Seaford Chalk	Bedwell's columnar flint Seven Sisters flint band	St valcry HGs	Seaford Chalk	craie de Veulettes	
		Lewes Nodular Chalk	Belle Tout marls Shoreham marls Light Point HGs Beeding HGs Huge Gap HGs Cliffe HG Navigation marl Lewes marl Bridgwick marl Coburn marl Southernham marl Glynde marl	Etrotat Complex Mers HGs	Lewes Nodular Chalk	craie de Saint Pierre en Port craie de Petites Dalles craie d'Eletot craie de Senneville	Guet
	Turonian	New Pit Chalk	New Pit marls Atelling street marl Glyndebourne flints Gun Gardens main marl	3 Tilleul HGs	New Pit Chalk	craie du Val st Nicolas	Mottelettes
		Holywell Nodular Chalk	Meads marls Plenus marl	Antifer HGs	Holywell Nodular Chalk	craie du Cap Fagnet craie d'Antifer	Grand Blanc-Nez Crupes
	Cenomanian	Zig Zag Chalk	Tonuis limestone		Craie de Rouen	craie de Rouen	Escalles Cran
		West Melbury Marly Chalk	Glaucouitic marl		Glaucouitic Chalk	craie glaucouieuse	Petit Blanc-Nez Strouanne

Figure 5.11 – Echelle stratigraphique et lithostratigraphique des unités de craie retrouvées au Sussex (Uk), en Normandie et Hauts-de-France. D'après Mortimore (2001), Duperret et al., 2012. Corrélations avec les formations locales de craie en Normandie et Hauts-de-France (Lasseur, 2007 ; Amedro & Robaszynski, 2000).

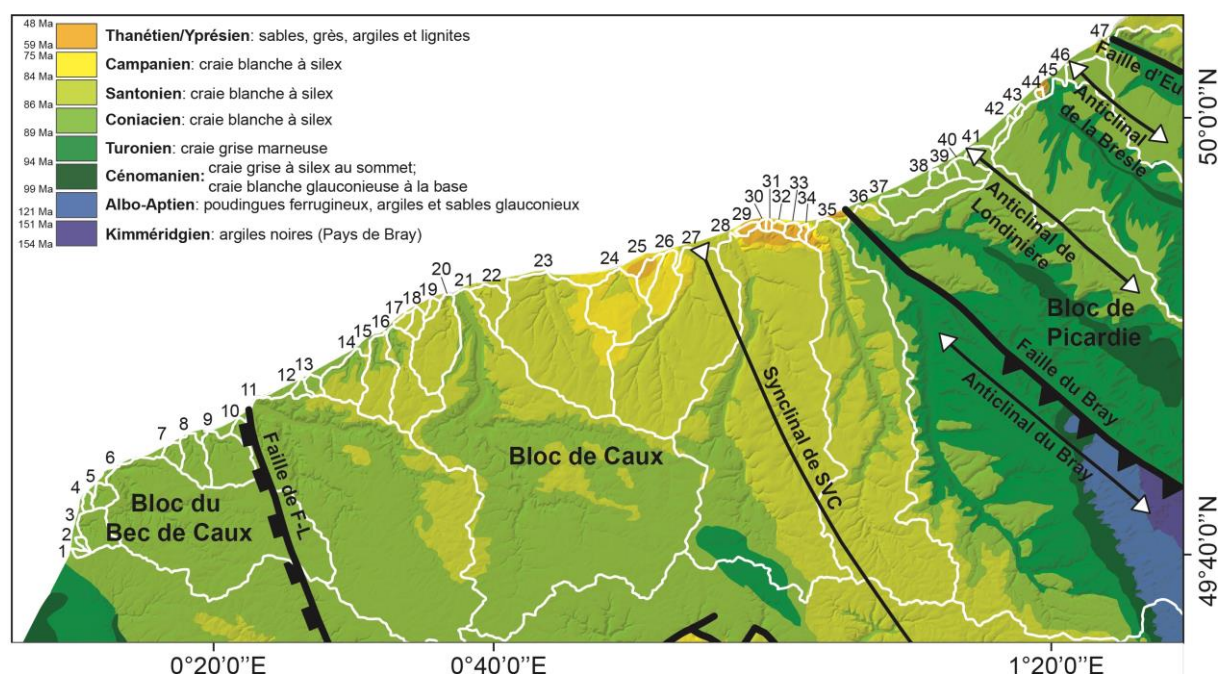


Figure 5.12 – Carte géologique du littoral de Seine-Maritime avec la localisation des 47 bassins versants étudiés. Abréviations : faille de F-L : faille de Fécamp-Lillebonne, synclinal de SVC : synclinal de Saint-Valéry-en-Caux.

Localement des lithologies différentes de la craie constituent le substratum de certains bassins versants. Ainsi les petits bassins versants n°29 à 34 se sont développés dans des formations sédimentaires du Thanétien et de l'Yprésien, plus meubles, tels que des sables, des argiles, des grès et des lignites (Fig.

5.12). Les bassins n°28 et 35, plus grands, traversent deux lithologies contrastées avec en majorité la craie blanche à silex du Coniacien au Campanien et localement les formations sédimentaires du Thanétien et de l'Yprésien à proximité de la côte. Le bassin versant n°36 se distingue des autres bassins car c'est le seul dont le substratum est composé en partie de lithologies sédimentaires du Crétacé inférieur (Albo-Aptien) avec des poudingues ferrugineux, des argiles et des sables glauconieux, et par les argiles noires du Jurassique (Kimméridgien) (Fig. 5.12). Ces formations plus anciennes sont visibles dans le fond de la vallée principale au niveau de la Boutonnière du Pays de Bray.

Certains bassins versants côtiers (BV n°14 à 20 & BV n°22, 23 et 27) situés entre des bassins versants d'ordre importants apparaissent comme directement dépendants des variations lithologiques des craies, comme pour le passage Coniacien-Santonien du bloc de Caux côtier et les très petits bassins versants du Cap d'Ailly développés dans le Thanétien (sables et argiles). Le passage Coniacien-Santonien correspond globalement au passage entre la Lewes Nodular Chalk Chalk Formation et la Seaford Chalk Formation (Fig. 5.12).

3.4.2. Tectonique et bassins versants

Au nord du pays de Bray, les grands bassins versants de Seine-Maritime d'ordre supérieur à 4 (BV n°36, 45 et 47) sont associés aux grands systèmes de fracture de l'hercynien d'orientation NW-SE : faille du Bray et faille d'Eu (Fig. 5.12). Parallèlement aux plis associés de la zone, certains réseaux se sont installés dans l'axe des plis synclinaux de la craie, format ainsi des talwegs bien marqués. Au sud de la faille de la faille du Bray, le contrôle structural est moins net, mais les BV n°11, 21, 28 et 35 situés immédiatement au sud de la faille du Bray semblent influencés par la position du synclinal de Saint-Valery-en-Caux et la faille de Fécamp-Lillebonne (Fig. 5.12). Quant à l'accident E-W signalé par Hauchard et al. (2002), il apparaît plus lié à une différence de lithologie de la craie qu'à un accident tectonique, en considérant par ailleurs que la couverture d'altérites diminue progressivement du sud vers le nord.

3.5. Morphométrie des bassins versants

3.5.1. Géométrie des bassins versants

Les caractéristiques hydrologiques influencent considérablement la géométrie d'un bassin versant. La lithologie et l'évolution long-terme d'un paysage sont les facteurs prépondérants qui contrôlent la forme d'un bassin versant (Fryirs & Brierley, 2012). La caractérisation géométrique d'un bassin versant se base sur des indices morphométriques tels que sa surface (aire drainée), son facteur de forme et l'ordre d'écoulement de son réseau hydrographique (ordre de Strahler).

Table 5.1 – Indices morphométriques des 47 bassins versants : aire drainée, altitude moyenne, ordre de Strahler, facteur de forme, densité de drainage (DD) et intégrale hypsométrique (IH). BBC : bloc tectonique du Bec de Caux ;

BC : bloc tectonique de Caux ; BP : bloc tectonique de Picardie.

	BV	Aire drainée (km ²)	Altitude moyenne (m)	Ordre Strahler	Facteur de forme	DD	IH
BV littoraux	BC_31	0,5	60	2	0,40	1,78	0,79
	BP_44	0,5	73	2	0,48	1,20	0,61
	BC_30	0,6	60	2	0,52	1,90	0,74
	BP_43	0,6	68	1	0,30	1,55	0,80
	BBC_1	0,7	102	2	0,25	2,22	0,80
	BBC_2	0,8	89	2	0,24	2,08	0,78
	BC_34	0,9	62	2	0,31	1,74	0,70
	BC_32	1	60	2	0,57	2,21	0,77
	BBC_4	1,3	78	3	0,42	2,25	0,81
	BC_29	1,3	46	2	0,30	2,35	0,65
	BC_19	1,5	61	2	0,34	2,03	0,82
	BP_39	1,6	73	3	0,68	2,02	0,83
	BC_12	1,7	84	2	0,50	2,20	0,83
	BC_17	1,7	69	3	0,68	2,45	0,82
	BC_33	1,7	58	2	0,56	2,12	0,75
	Bp_42	1,8	89	2	0,14	2,23	0,77
	BP_38	1,9	65	3	0,80	1,88	0,86
	BC_13	2,2	80	3	0,45	1,92	0,85
	BBC_10	2,3	70	3	0,33	2,33	0,80
	BC_18	2,6	63	3	0,30	2,45	0,85
	BBC_7	2,9	66	3	0,44	2,20	0,78
	BBC_5	3,6	69	4	0,55	2,32	0,82
	BP_41	3,7	72	3	0,47	1,85	0,84
	BP_40	4	74	3	0,36	2,98	0,83
	BC_25	4,5	43	3	0,27	2,36	0,69
	BC_22	7,4	55	4	0,36	3,00	0,70
	BP_46	8,5	62	4	0,35	2,56	0,71
	BBC_8	8,6	68	3	0,35	2,27	0,73
	BBC_3	8,7	78	4	0,48	2,35	0,76
	BC_26	10,7	46	4	0,24	2,32	0,62
	BC_14	12,7	68	4	0,50	2,00	0,80
	BP_37	14,4	69	4	0,18	2,48	0,70
	BBC_9	16,6	67	4	0,48	2,15	0,77
	BC_15	16,6	71	4	0,27	2,30	0,74
BV moyens	BC_16	21,8	71	4	0,25	2,18	0,74
	BC_20	23,2	62	4	0,29	2,37	0,72
	BC_24	24,3	50	5	0,53	2,40	0,72
	BC_23	82,9	69	5	0,37	2,19	0,62
Grands BV	BC_27	108	77	5	0,38	2,17	0,56
	BBC_6	145,3	78	6	0,33	2,32	0,73
	BC_35	221,2	90	5	0,18	2,17	0,69
	BC_11	274,9	77	6	0,35	2,31	0,77
	BC_28	299,3	91	6	0,28	2,25	0,62
	BP_45	308,8	124	6	0,21	2,01	0,58
	BC_21	371,6	88	6	0,37	2,34	0,71
	BP_47	653,7	125	6	0,24	2,42	0,59
	BP_36	1018	123	6	0,38	2,19	0,59

Aire drainée

L'aire drainée des bassins versants est calculée à partir du logiciel *ArcGIS*, grâce au calcul de l'accumulation de flux qui donne l'écoulement cumulé sous la forme de la somme de toutes les cellules (pixel) traversées par le flux se déversant au niveau de l'exutoire. Cette somme de cellules est ensuite multipliée par la résolution d'une cellule pour obtenir une aire. Le BDAlti25 nous a servis de base de données avec une résolution de 25 m. L'aire drainée des bassins versants (BV) de Seine-Maritime est comprise entre 0,5 km² pour les BV n°31 et 44 à 1018 km² pour le BV n°36 avec une moyenne de 79 km² (Table 5.1 & Fig. 5.11). 34 bassins versants ont une aire inférieure à 20 km² (Fig. 5.13). Ces petits bassins sont des bassins versants littoraux restreints géographiquement dans une bande côtière de 5 km de large et répartis régulièrement le long du littoral (Table 5.1 & Fig. 5.13). Quatre bassins versants de tailles moyennes ont une aire drainée comprise entre 20 km² et 100 km² (BV n°16, 20, 23 et 24) (Table

5.1). Ces quatre bassins sont situés dans le bloc tectonique de Caux de part et d'autre d'un bassin versant bien plus grand (BV n°21) (Fig. 5.13). Neuf grands bassins versants possèdent une aire drainée comprise entre 100 km² (BV n°27) et 1018 km² (BV n°36). Sur ces neuf bassins versants, huit d'entre eux accueillent encore aujourd'hui un cours d'eau. Le BV n°6 est le seul bassin versant dont l'aire est supérieure à 100 km² et qui ne possède pas de drain actif (Fig. 5.13). La répartition spatiale de ces grands bassins versants montre que les plus grands d'entre eux (BV > 300 km²) sont majoritairement situés dans le NE de la Seine-Maritime, dans le bloc de Picardie, (BV n°45 et 47) et à cheval entre les blocs tectoniques de Caux et de Picardie (BV n°36). Pour le reste de la Seine-Maritime, seul le BV n°21 possède une aire drainée supérieure à 300 km² (Fig. 5.13).

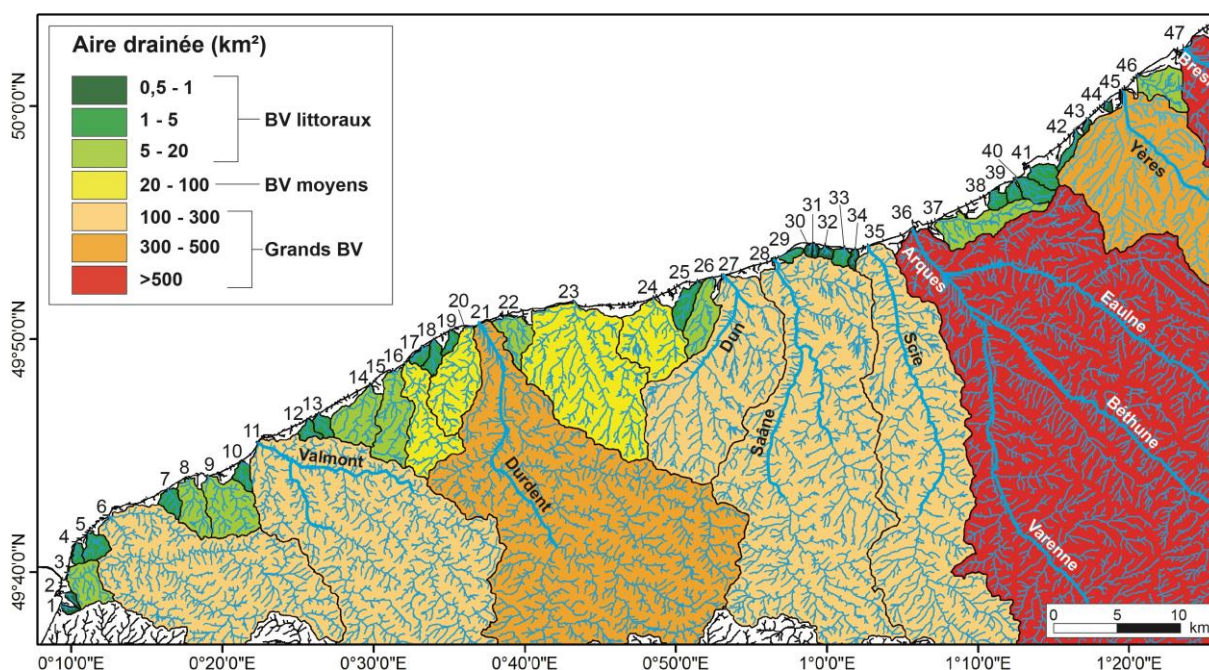


Figure 5.13 – Carte de l'aire drainée des 47 bassins versants de Seine-Maritime.

Ordre d'écoulement (ordre de Strahler)

L'ordre d'écoulement offre un moyen de mesurer la taille relative et la configuration de l'écoulement au sein d'un bassin versant. La classification la plus utilisée est celle de Strahler (1957).

Il permet de connaître la décharge relative d'un bassin versant en tout point de son réseau hydrographique (Fryirs & Brierley, 2012) (Fig. 5.14).

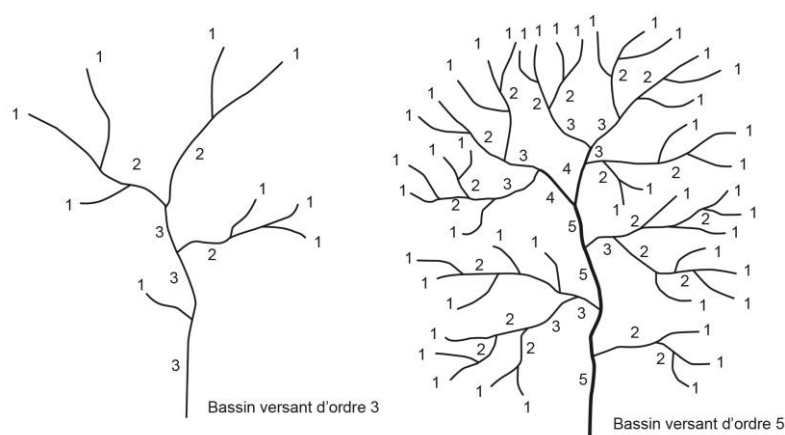


Figure 5.14 – Méthode de Strahler pour estimer l'ordre d'écoulement d'un bassin versant. Exemple de bassins versants d'ordre 3 et d'ordre 5 (Fryirs & Brierley, 2012).

Strahler (1957) se base sur le niveau de ramification du réseau hydrographique incrémenté de l'amont vers l'aval (Fig. 5.14). Le passage vers l'ordre supérieur se fait à la confluence de deux drains de même ordre.

Les bassins versants de Seine-Maritime possèdent un ordre d'écoulement qui varie de 1 à 6 (Table 5.1). Leur ordre d'écoulement est étroitement corrélé à leur aire drainée i.e. plus un bassin versant est grand (aire drainée importante) plus son ordre d'écoulement sera important. Les onze BV dont l'aire drainée est supérieure à 23,2 km² possèdent un ordre d'écoulement égal ou supérieur à 5 dont sept d'entre ont un ordre d'écoulement de 6. Huit de ces onze bassins versants possèdent encore aujourd'hui au moins un drain constamment actif : le BV n°27 avec le Dun, le BV n°35 avec la Scie, le BV n°11 avec le Valmont, le BV n°28 avec la Saâne, le BV n°45 avec la Yères et le BV n°36 avec l'Arques (Fig. 5.13). Environ 30 % des bassins versants étudiés ont un ordre d'écoulement inférieur ou égal à 2, correspondant à des bassins versant petits dont l'aire est comprise entre 0,5 km² et 1,8 km² (Table 5.1). Alors que la majorité des bassins versants (50 %) possède un ordre d'écoulement de 3 ou 4 corrélé à une aire drainée comprise entre 1,3 km² et 23,2 km² (Table 5.1).

Facteur de forme

Le facteur de forme illustre la relation entre l'aire d'un bassin versant et sa longueur (Fryirs & Brierley, 2012). Il donne un indice de l'allongement/élongation du bassin versant. Le degré d'élongation d'un bassin versant dépend de la pente moyenne des drains et du bassin. Un bassin très allongé peut caractériser une zone en soulèvement. Le facteur de forme peut être aussi influencé par l'intensité du régime d'écoulement. Fryirs & Brierley (2012) montre qu'un facteur de forme bas suggère une intensité d'écoulement faible. Alors qu'un bassin versant de forme plutôt circulaire (facteur de forme élevé) possède de nombreux affluents drainant de larges surfaces. Un facteur de forme élevé va également caractériser un régime d'écoulement « flashy » i.e. très réactif aux précipitations. Le facteur de forme (Ff) est calculé à partir du rapport entre l'aire drainée du bassin (A) et le carré de la distance maximale entre deux points quelconques du bassin (L²) : $Ff = \frac{A}{L^2}$

Les valeurs du facteur de forme des 47 bassins versants de Seine-Maritime sont comprises entre 0,18 et 0,80 (Table 5.1). Les bassins versants les plus allongées (Ff ≤ 0,4) sont des bassins de tailles très variables (aire drainée comprise entre 0,5 km² et 1018 km²) mais comprennent cependant tous les plus grands BV. Il est également intéressant de remarquer que tous ces bassins très allongés ne sont pas isolés, ils sont

voisins d'au moins un autre bassin ayant un F_f inférieur ou égal à 0,4 (Fig. 5.15). Cette tendance semble souligner une influence régionale que l'on peut attribuer à la géométrie structurale de la Seine-Maritime. En effet ces bassins allongés sont globalement alignés selon les grandes directions tectoniques NW-SE illustrées par les failles majeures de Fécamp-Lillebonne et du Bray mais également par la succession de plis tels que le synclinal de Saint-Valery-en-Caux ou l'anticlinal de Londinière (Fig. 5.12). Contrairement aux observations de Fryirs & Brierley (2012), les bassins versants dont le facteur de forme est supérieur à 0,4 sont essentiellement de petits bassins dont l'aire drainée est comprise entre 0,5 km² et 24,3 km² (Table 5.1). Ces bassins de faible allongement sont confinés dans une bande littorale ne dépassant pas les 7 km de large vers l'intérieur des terres (Fig. 5.15).

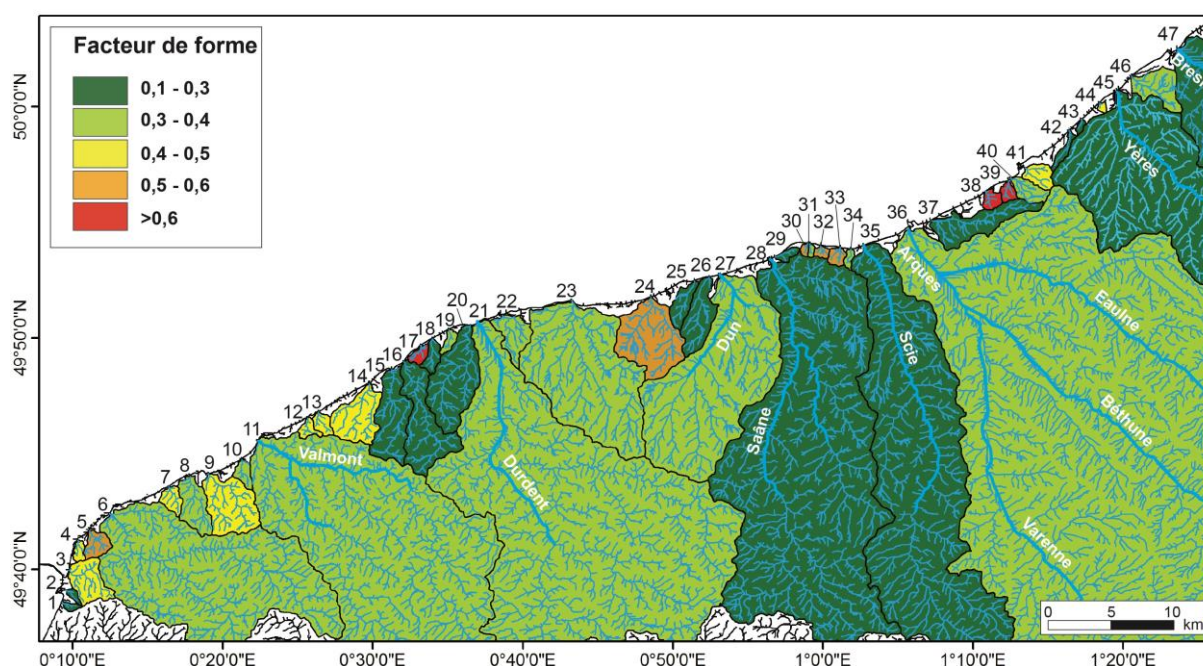


Figure 5.15 – Carte du facteur de forme des 47 bassins versants de Seine-Maritime.

3.5.2. Maturité du relief des bassins versants

D'autres indices morphométriques tels que l'altitude moyenne, la densité de drainage ou l'intégrale hypsométrique permettent d'estimer la maturation et l'érosion du relief des bassins versants.

Altitude moyenne

L'altitude moyenne d'un bassin versant correspond à la valeur associée à la moitié de la surface drainée du bassin versant (Fig. 5.16). Les valeurs d'altitudes moyennes des 47 bassins versants de Seine-Maritime sont comprises entre 43 m pour le BV n°59 et 125 m pour le BV n°13 (Table 5.1). Les altitudes moyennes les plus faibles (entre 40 m et 60 m) correspondent aux petits bassins situés dans le bloc tectonique de Caux, de part et d'autre du Synclinal de Saint-Valery-en-Caux (Fig. 5.12 & Fig. 5.17). Mise à part le BV n°22, l'ensemble des bassins versants dont l'altitude moyenne est inférieure à 60 m traversent majoritairement les formations du Campanien et du Thanétien/Yprésien (BV n°24, 25, 26, 29, 30, 31, 32 et 33). Alors qu'excepté le BV n°1, les 3 bassins versants dont l'altitude moyenne est la plus importante sont les bassins versants les plus grands (BV n°36, 45 et 47) (Fig. 5.17). Ces 3 bassins versants quant à eux traversent les formations lithologiques les plus anciennes (Fig. 5.12). Il semble donc

que l'altitude moyenne des bassins versants soit reliée à leur aire drainée mais aussi à la lithologie du substrat traversée.

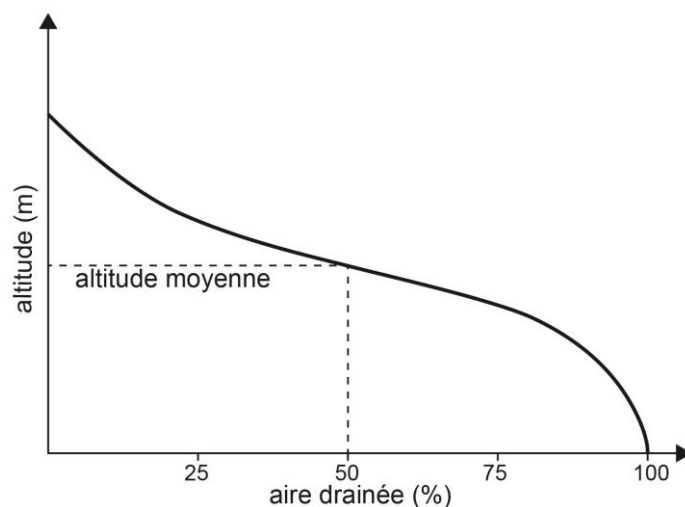


Figure 5.16 – Altitude moyenne d'un bassin versant.

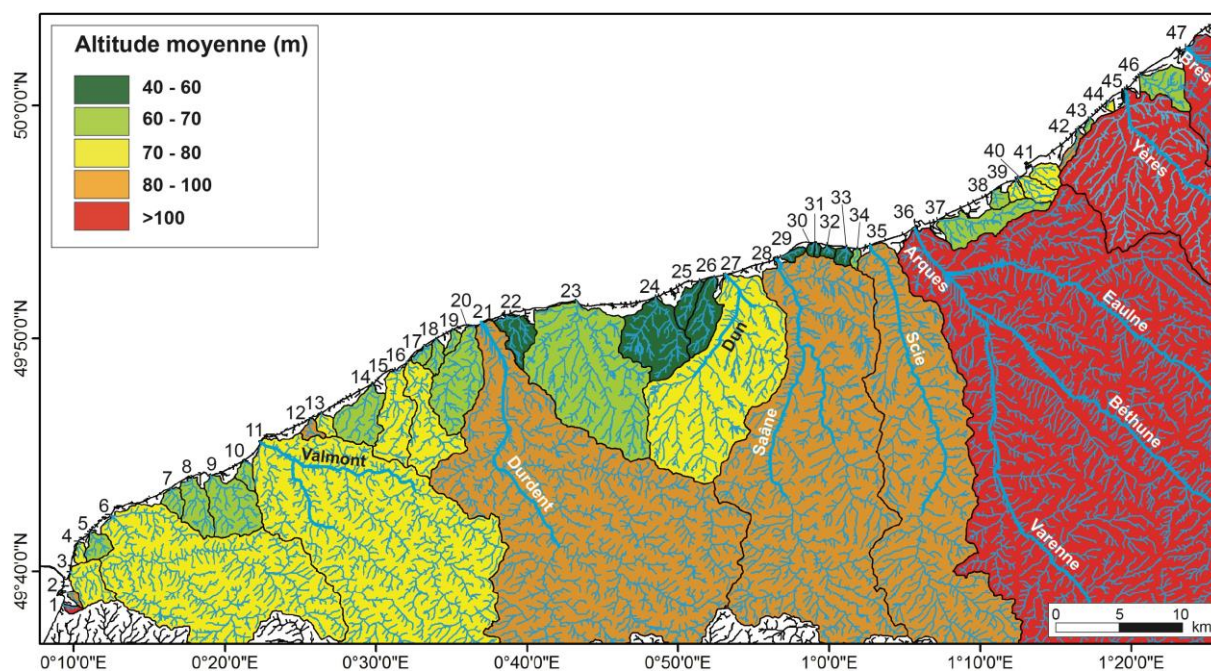


Figure 5.17 – Carte de l'altitude moyenne des 47 bassins versants de Seine-Maritime.

Densité de drainage

La densité de drainage (DD) d'un bassin versant est calculée en faisant le rapport entre la distance totale de tous les drains du bassin et son aire. La densité de drainage correspond donc à une longueur par unité de surface (km.km^2). Cet indice nous renseigne sur le degré de dissection du relief qui est directement influencé par l'intensité de l'écoulement et le transfert sédimentaire au sein d'un bassin versant (Fryirs & Brierley, 2012). La densité de drainage va également être influencée par la nature lithologique du substrat et par la géologie structurale de la région étudiée. Par exemple pour des lithologies dont la résistance à l'érosion est modérée, la densité de drainage varie de 8 à 16. Un indice inférieur à ces valeurs va caractériser un bassin très peu disséqué (Fryirs & Brierley, 2012). La densité de drainage peut dépasser les 1000 dans le cas de paysages très ramifiés avec peu d'infiltration et une

réponse géomorphologique rapide aux perturbations du milieu. Le réseau de drainage ainsi que sa densité évoluent avec le temps. Ainsi la densité de drainage augmente avec la maturation du relief du bassin versant jusqu'à atteindre une densité de drain maximale (Fig. 5.18). Lorsqu'il n'est plus possible de maintenir dans le temps les taux d'incision et d'érosion du relief, la densité de drainage diminue (Chorley et al., 1984) (Fig. 5.18).

Les bassins versants de Seine-Maritime possèdent une densité de drainage faible, elle varie entre 1,2 et 3 (Table 5.1). Ce faible rapport peut s'expliquer en partie par la nature du substrat qui est en grande majorité constitué de craie qui favorise l'infiltration des écoulements dans le sol. Par ailleurs, en l'absence de trace de rajeunissement (captures ou de pertes de drains), cet indice nous montre que du point de vue régional, l'ensemble du réseau hydrographique de Seine-Maritime apparaît comme relativement récent (DD faible).

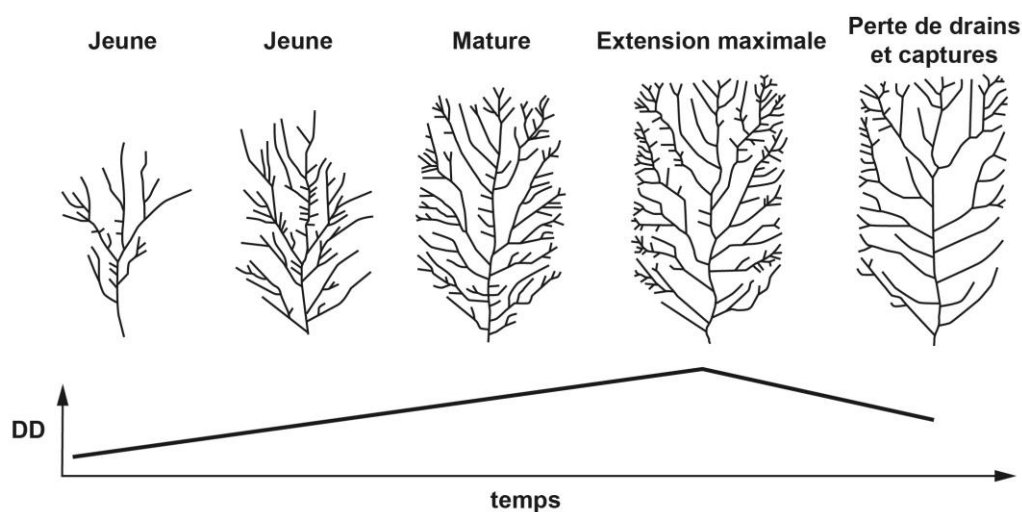


Figure 5.18 – Evolution du réseau de drainage (densité et extension). D'après Chorley et al. (1984).

Intégrale hypsométrique

L'intégrale hypsométrique correspond à la mesure de la proportion de l'aire d'un bassin versant située au-dessus ou en-dessous d'une certaine élévation (Fig. 5.19). Si l'on se déplace vers l'amont, l'altitude h augmente (Fig. 5.19a). L'aire a du bassin versant augmente avec chaque incrémentation en h (Fig. 5.19b). Les valeurs relatives h/H et a/A permettent de tracer la courbe hypsométrique où x et y sont sans dimension i.e. ils représentent les proportions totales de surface et d'altitude (Fig. 5.19c). L'aire sous la courbe hypsométrique correspond à la valeur de l'intégrale hypsométrique du bassin versant (IH) (Strahler, 1952). L'intégrale hypsométrique traduit le volume relatif non érodé : elle est faible pour les bassins versants très matures et profondément érodés ($IH < 0,3$: courbe concave) et élevée pour les bassins versants jeunes ou faiblement érodés ($IH > 0,6$: courbe convexe) (Fig. 5.19d). Une allure de courbe concavo-convexe traduit un équilibre relatif entre l'érosion et la sédimentation ($0,4 < IH < 0,6$) (Strahler, 1952, 1964 ; Fryirs & Brierley, 2012). La valeur de l'intégrale hypsométrique peut également être sensible à la résistance des roches face à l'érosion et à la taille du bassin versant (Hancock & Willgoose, 2001 ; Cheng et al., 2012).

Les valeurs de l'intégrale hypsométrique des bassins versants de Seine-Maritime nous montrent qu'aucun bassin ne peut être considéré comme mature. Leur IH est comprise entre 0,56 et 0,86 pour une moyenne de 0,74 (Table 5.1). Sur l'ensemble des bassins versants, seuls quatre d'entre eux sont à l'équilibre

($0,4 < IH < 0,6$) (BV n°27, 36, 45 et 47). Ces quatre bassins ont une aire drainée importante ($> 100 \text{ km}^2$) et sont encore aujourd'hui actifs car drainés par un écoulement pérenne (Fig. 5.20). Le BV n°11 est le seul bassin versant actif dont l'aire est supérieure à 100 km^2 et qui possède une IH supérieure à 0,75. Les autres grands BV (aire drainée $> 100 \text{ km}^2$) ont une intégrale hypsométrique comprise entre 0,60 et 0,75 (BV n°6, 21, 28 et 35) (Fig. 5.20). Les BV dont l'aire drainée est moyenne ($20 \text{ km}^2 < A < 100 \text{ km}^2$) possèdent une IH comprise entre 0,6 et 0,75 (Table 5.1). Les BV littoraux ($A < 20 \text{ km}^2$) possèdent pour la grande majorité une IH supérieure à 0,75 et traduisent donc la plus grande jeunesse du réseau (Fig. 5.20).

D'un point de vue régional, l'indice hypsométrique des bassins versants de Seine-Maritime tend à confirmer la relative jeunesse du réseau hydrographique.

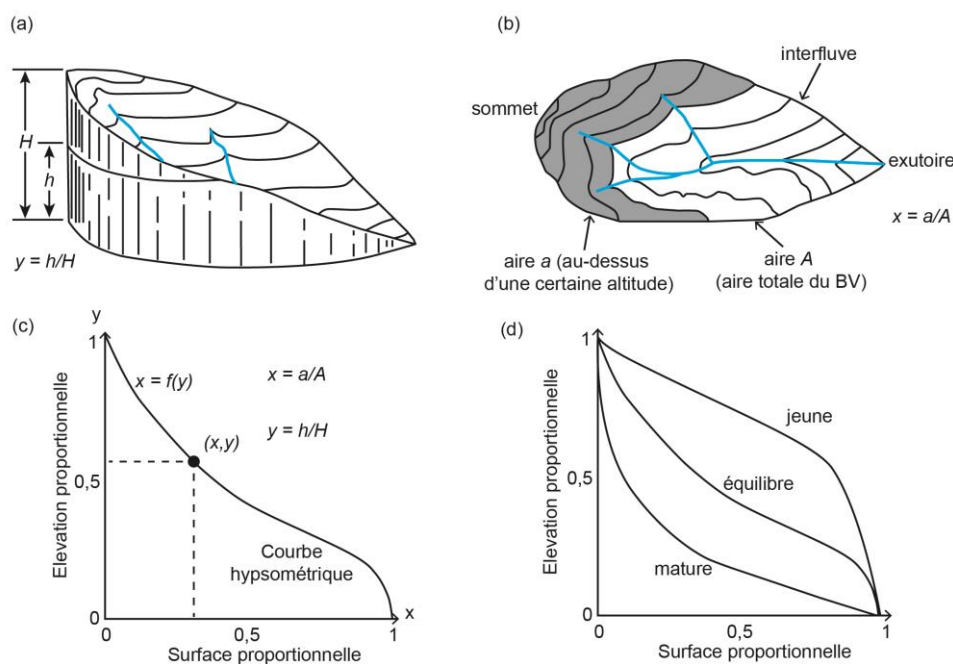


Figure 5.19 – Calcul de l'intégrale hypsométrique d'un bassin versant. D'après Strahler (1964) et Fryirs & Brierley (2012).

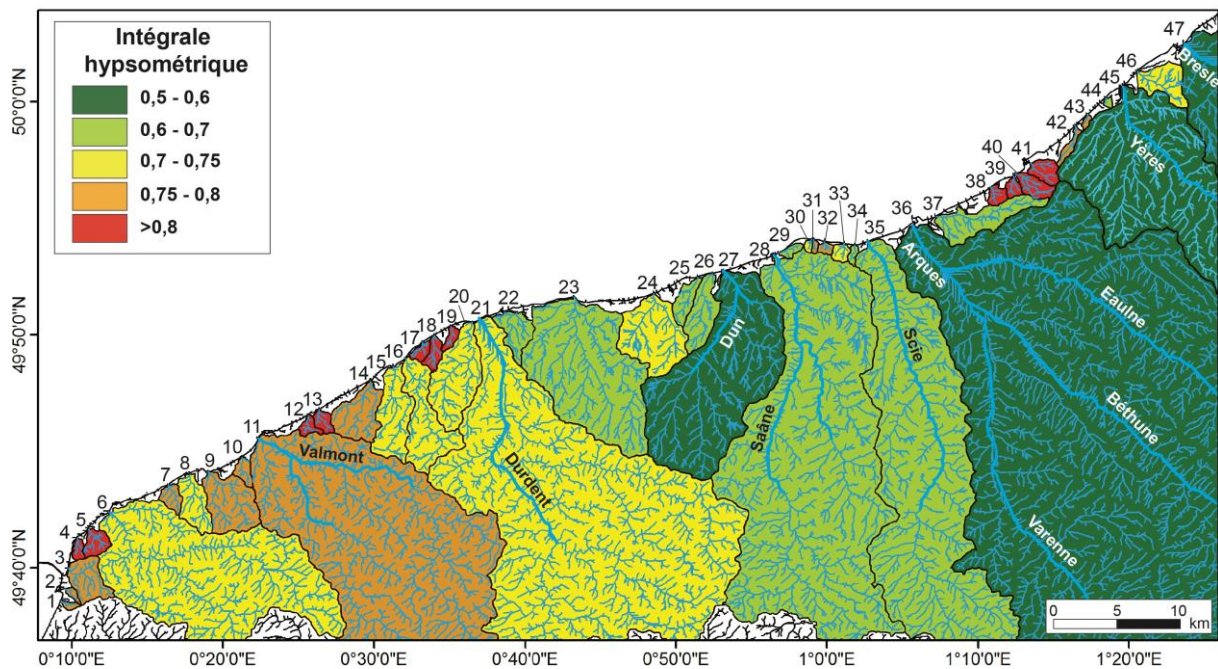


Figure 5.20 – Carte de la valeur de l'intégrale hypsométrique des 47 bassins versants de Seine-Maritime

Tous les indices morphométriques calculés sur les 47 bassins versants de Seine-Maritime nous ont permis de dresser un premier bilan des principaux facteurs contrôlant leur géométrie et du stade de développement du réseau hydrographique régional. La taille ainsi que forme allongée et orientée (NW-SE) de la majorité des BV traduisent donc une influence tectonique, car ils reprennent les principales directions des grands accidents structuraux tels que des failles ou des plis. Sur l'ensemble des BV, seuls 8 d'entre eux ont un écoulement pérenne. L'ensemble du réseau hydrographique n'a pas atteint son stade d'équilibre, traduisant la faible incision et la faible érosion des bassins versants de Seine-Maritime.

3.5.3. Relation pente-aire drainée (Hack, 1957)

Hack (1957) illustre la relation existante entre la pente d'un drain et son aire drainée. Cette relation permet au sein d'un ou plusieurs bassins versants de délimiter des domaines géomorphologiques (Willgoose et al., 1991 ; Montgomery & Foufoula-Georgiou, 1993 ; Ijjasz-Vasquez & Bras, 1995 ; Tucker & Bras, 1998 ; Brardinoni & Hassan, 2006 ; McNamara et al., 2006). Sur la droite résultante de cette relation, les domaines géomorphologiques sont délimités par des seuils symbolisés par des ruptures de pente (Fig. 5.21). Montgomery & Foufoula-Georgiou (1993) identifient quatre domaines géomorphologiques où les processus d'écoulement diffèrent. Pour les aires drainées les plus faibles, le domaine sera caractérisé par des processus de versant non chenalisé tels que des éboulements/écroulement, des coulées de débris, des glissements... Lorsque l'aire drainée augmente, on passe dans le deuxième domaine qui est caractérisé par la présence de chenaux dont l'écoulement est dominé par les coulées de débris. Le troisième domaine correspond aux aires drainées les plus élevées avec une réduction progressive de la pente, il est caractérisé par la présence de chenaux alluviaux (Fig. 5.21).

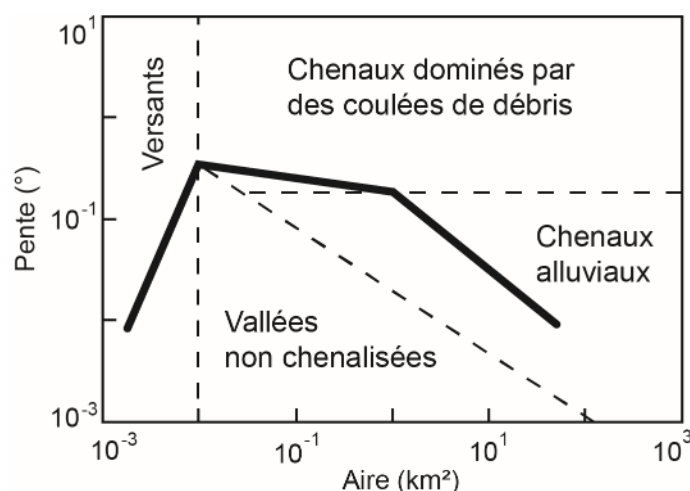


Figure 5.21 – Représentation schématique de la relation pente-aire drainée illustrant les domaines géomorphologiques d'un relief à l'équilibre. D'après Montgomery & Foufoula-Georgiou (1993).

Ijjasz-Vasquez & Bras (1995) puis McNamara et al. (2006) proposent également quatre domaines géomorphologiques en fonction de l'allure du diagramme pente/aire drainée pour l'étude de bassins versants de l'Alabama et de Thaïlande (Fig. 5.22). La première région correspond aux aires drainées les plus faibles. La pente croît avec l'augmentation de l'aire drainée jusqu'à un seuil représenté par un pic sur le diagramme (Fig. 5.22). Ce premier domaine traduit une topographie convexe du relief qui serait typiquement contrôlé par des processus d'érosion diffusive sur les versants, tendant à arrondir ou lisser le sol (*rainsplash*, *soil creep*, *sheet-wash*) (Hancock & Evans, 2006). Le deuxième domaine correspond à une zone du diagramme où la pente décroît assez rapidement avec l'augmentation de l'aire drainée. Cela implique un passage vers une topographie concave. Le troisième domaine correspond à une zone du diagramme où la pente reste relativement constante alors que l'aire drainée augmente (symbolisé par un plateau) (Fig. 5.22). Selon Tucker & Bras (1998), ce domaine peut illustrer une morphologie du relief caractéristique où la pression dans les pores peut engendrer l'activation de glissements de terrain au niveau de la tête des chenaux i.e. cette zone marquerait la transition du domaine non chenalisé vers le domaine chenalisé avec un changement dans l'organisation de l'écoulement (Ijjasz-Vasquez & Bras, 1995). Le quatrième domaine correspond à la zone du diagramme où la pente décroît avec l'augmentation de l'aire drainée selon la loi de puissance de Flint (1974) (Fig. 5.22). Ce domaine correspond à la partie chenalisée du relief où les aires drainées sont les plus grandes.

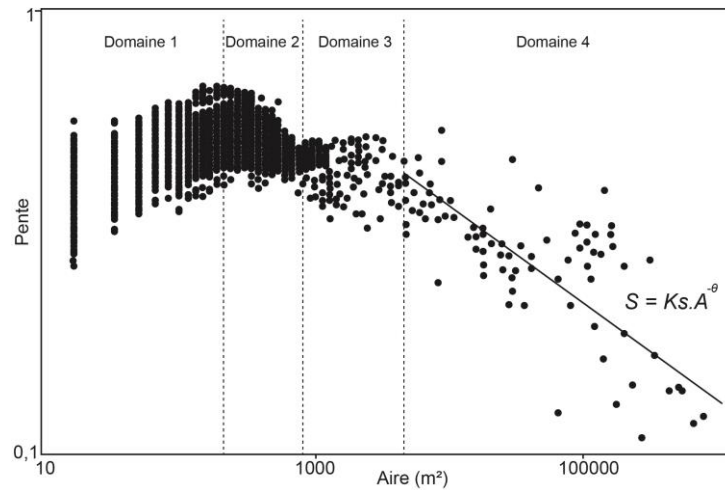


Figure 5.22 – Diagramme de la pente en fonction de l'aire drainée pour 100 bassins versants Thaïlandais illustrant 4 domaines géomorphologiques. D'après McNamara et al. (2006).

Flint (1974) illustre la relation pente-aire drainée au travers d'une loi de puissance :

$$S = K_s \cdot A^{-\theta}$$

où S est la pente, K_s l'index d'inclinaison, A l'aire drainée et θ l'index de concavité. Pour le domaine chenalisé (domaine 4, Fig. 5.22), l'index de concavité θ peut varier de 0,3 à 1,2 et peut dans certains cas être négatif ou extrême (>1) (Tarboton et al., 1989 ; Sklar & Dietrich, 1998 ; Snyder et al., 2000 ; Kirby & Whipple, 2001 ; Tucker & Whipple 2002 ; Kirby et al., 2003). Il dépend de plusieurs facteurs comme le taux de surrection, la nature de l'écoulement, les taux d'incision ou la dureté de la roche.

Pour une valeur de θ nulle, le profil du drain ne témoignera d'aucune incision alors que pour une valeur de θ élevée, le profil sera concave (Fig. 5.23). Une **concavité faible** ($<0,4$) peut être associée à de petits réseaux hydrographiques, pentus majoritairement influencés par des coulées de débris (Blocklehurst & Whipple, 2002) ou une augmentation de l'incision ou de la dureté du substrat à l'aval du bassin versant (Kirby & Whipple, 2001 ; Kirby et al., 2003). Une **concavité moyenne** (0,4 - 0,7) est associée à une surrection active du chenal sur un substrat homogène (Whipple, 2004). Une **concavité élevée** (0,7 - 1,0) peut être associée à une réduction des taux de surrection ou de la dureté du substrat à l'aval du bassin versant (Kirby & Whipple, 2001 ; Kirby et al., 2003) ou à la transition vers le domaine alluvial (Whipple, 2004). Une **concavité extrême** (négative ou >1) est due soit à la présence de *knickpoints* abruptes en raison de changements de propriétés du substrat (VanLaningham, 2003) ou soit à une différence spatiale ou temporelle des taux de surrection (Whipple, 2004).

L'index de **d'inclinaison** (k_s) est connu pour être fonction du taux de surrection, de la lithologie et du climat (Snyder et al., 2000 ; Kirby & Whipple, 2001 ; Duvall et al., 2004 ; Kirby et al., 2003). Pour une concavité équivalente, la variation d'inclinaison d'un profil de rivière correspondra à un décalage de la courbe sur le diagramme de la pente en fonction de l'aire drainée (Fig. 5.23).

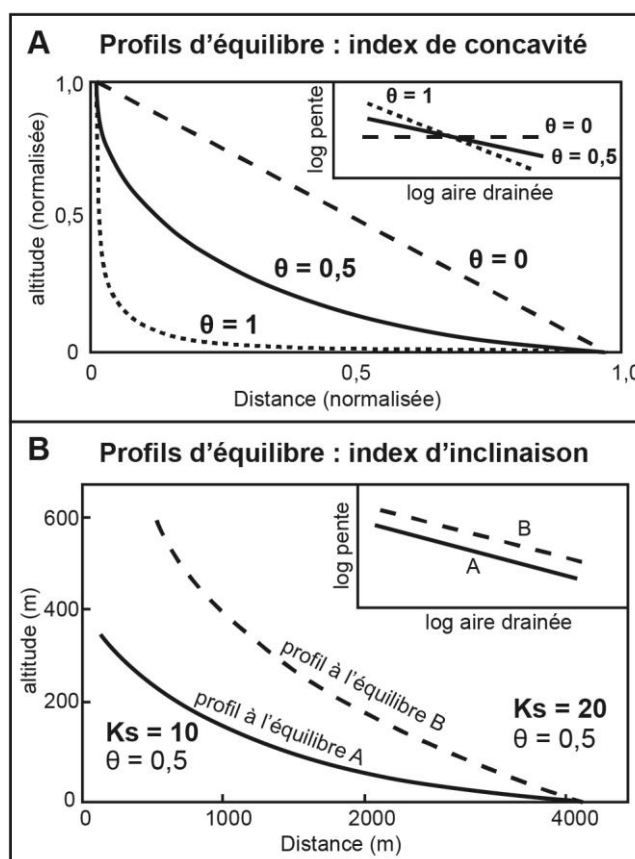


Figure 5.23 – Représentation des paramètres Ks et θ dérivés des profils d'équilibres longitudinaux. a) Influence de la concavité sur un profil d'équilibre ainsi que sur le diagramme pente/aire drainée. b) Influence de l'indice d'inclinaison sur un profil d'équilibre ainsi que sur le diagramme pente/aire drainée. D'après Duvall et al., 2004.

Pour analyser les relations pente/aire drainée et les valeurs de concavité et d'inclinaison associées, nous avons divisé l'ensemble des bassins versants de Seine-Maritime en trois groupes qui sont fonction de leur aire drainée (Fig. 5.24). Le premier groupe correspond aux neuf bassins versants les plus grands dont l'aire drainée est supérieure à 100 km². Le deuxième groupe correspond aux quatre BV dont l'aire drainée est « moyenne » (20 km² < A < 100 km²). Il s'agit des bassins versants n°16, 20, 23 et 24. Le troisième groupe correspond aux BV littoraux dont l'aire drainée est inférieure à 20 km² (Fig. 5.24).

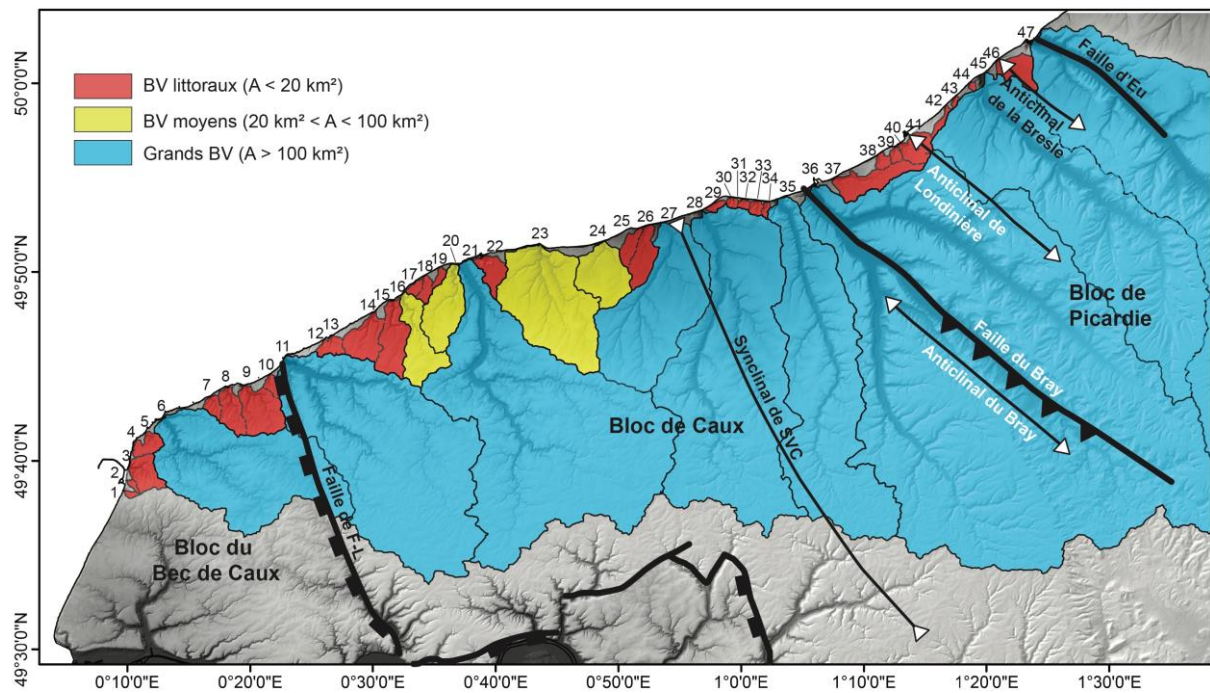


Figure 5.24 – Localisation des 3 groupements de bassins versants utilisés dans l'analyse pente/aire drainée.

Pour les trois regroupements de bassins versants, un diagramme bi-logarithmique des valeurs moyennes de pente en fonction des valeurs moyennes de l'aire drainée a donc été réalisé. De plus, une courbe de tendance a été calculée pour le domaine chenalisé illustrée par la loi puissance de Flint (1974).

Le diagramme pente/aire drainée du groupement des plus grands BV possède une distribution du nuage de points très linéaire (Fig. 5.25). En comparant ce diagramme avec le modèle schématique de Montgomery & Foufoula-Georgiou (1993) (Fig. 5.21) et l'exemple de McNamara et al. (2006) pour des BV thaïlandais (Fig. 5.22), la délimitation des domaines géomorphologiques s'apparente plus à l'exemple de McNamara et al. (2006). En effet, les quatre domaines morphologiques sont visibles (Fig. 5.25).

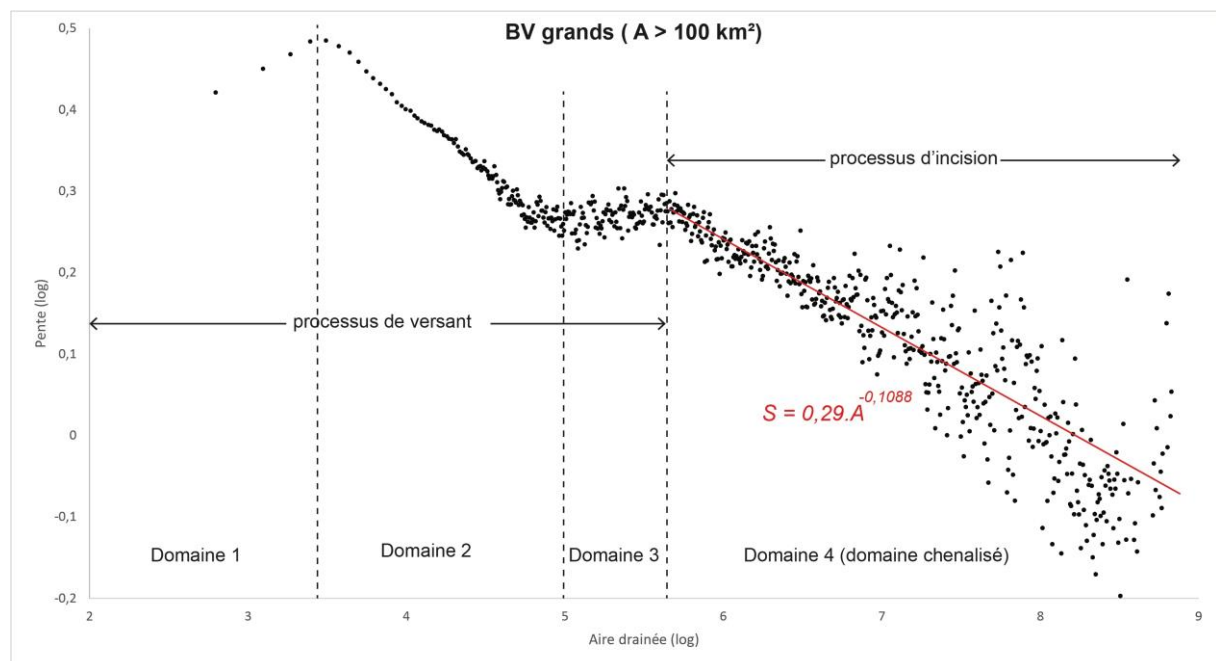


Figure 5.25 – Diagramme de la pente en fonction de l'aire drainée pour les 9 plus grands BV.

Le domaine 1 correspond à une zone où l'aire drainée maximale est de $10^{3,4}$ m² (soit environ 2 500 m²) (Fig. 5.25). Ce domaine illustre une topographie convexe du relief caractérisée par une pente élevée sans chenaux (Fig. 5.26). Le domaine 2 correspond à une zone dont l'aire drainée est comprise entre $10^{3,4}$ m² et 10^5 m² (100 000 m²). Il marque la décroissance de la pente avec l'augmentation de l'aire drainée et traduit donc une topographie concave du relief (Fig. 5.26). Le domaine 3 correspond à une zone plus restreinte pour des aires drainées comprises entre 10^5 m² et $10^{5,7}$ m² (soit environ 500 000 m²). Il montre une légère croissance de la valeur de la pente avec l'augmentation de l'aire drainée. Ce domaine illustre les zones des têtes de chenaux et donc il traduit le passage vers la zone chenalisée (Fig. 5.26). Le domaine 4 correspond à une zone dont les aires drainées sont supérieures à $10^{5,8}$ m² (Fig. 5.25). Ce domaine est caractérisé par la présence de chenaux alluviaux pour lequel la loi puissance de Flint peut être appliquée (Fig. 5.25 & Fig. 5.26). Alors que les trois premiers domaines caractérisent des zones où l'incision n'opère pas, seul des processus érosifs de versant ont lieu, le quatrième domaine est caractérisé par des processus érosifs d'incision (Fig. 5.26). Le seuil entre le domaine 3 et le domaine 4 ($10^{5,7}$ m²) est important car c'est la valeur minimale d'aire drainée nécessaire pour que l'incision fluviale ait lieu.

A partir de l'équation de la courbe de tendance du nuage de points, il est possible de calculer les index de concavité (θ) et d'inclinaison (Ks). Pour ce groupement de bassins versants, θ vaut environ 0,11 et Ks vaut 0,29 (Fig. 5.25). θ est donc très faible, il symbolise la faible couverture du réseau hydrographique qui est également marqué par une très faible incision. Ks quant à lui correspond à la valeur de la pente moyenne du seuil entre le domaine 3 et 4 soit environ 2°.

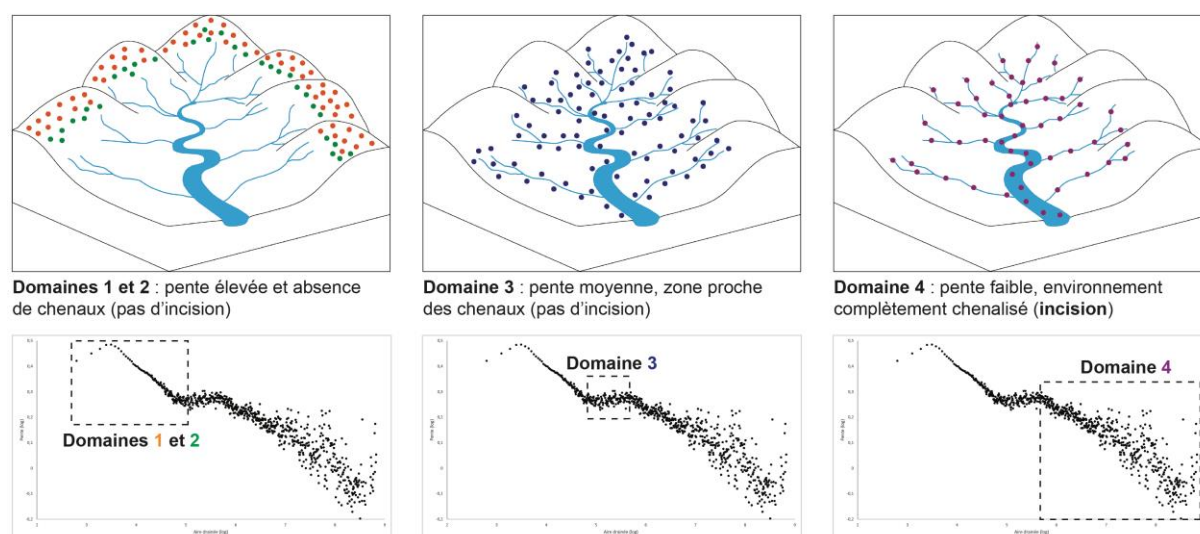


Figure 5.26 – Localisation des différents domaines géomorphologiques d'un bassin versant avec leur correspondance sur le diagramme pente/aire drainée.

Le diagramme pente/aire drainée du groupement des BV de taille moyenne (n°16, 20, 23 et 24) possède une distribution du nuage de points linéaire pour les valeurs d'aire inférieures à $10^{4,4}$ m² (25 000 m²) alors que pour les aires plus importantes, la distribution des points est plus aléatoire (Fig. 5.27). Ce changement peut s'expliquer par la taille des bassins versants étudiés dont l'aire est bien inférieure à celle des grands bassins versants étudiés précédemment et chaque point étant une moyenne de l'aire drainée et de la pente, les petites valeurs d'aire seront majoritairement représentées (Fig. 5.24). Dans le cas de ces BV de taille « moyenne, comme peu de valeurs ont une aire drainée importantes, seuls les trois premiers domaines géomorphologiques sont clairement identifiables. Le seuil séparant le domaine 3

du domaine 4 n'est pas visible, il est donc impossible d'identifier les bornes du domaine 4 (Fig. 5.27). La droite de régression ainsi que les indices de concavité et d'inclinaison n'ont donc pu être déterminés. Le domaine 1 s'étend jusqu'à une aire drainée de $10^{3,3}$ m² (2 000 m²), valeur relativement semblable à l'aire drainée maximale du domaine 1 des grands BV. Cependant, dans le cas des BV moyens, le domaine 1 illustre des valeurs de pente largement plus faibles, avec un maximum de $10^{0,25}$ (soit 1,8°) contre $10^{0,47}$ (soit environ 3°) pour les grands BV. Le domaine 2 est lui légèrement moins étendu que le domaine 2 des grands BV, avec un seuil d'aire maximal de $10^{4,8}$ m² (63 000 m²) (Fig. 5.27). Le nuage de points du domaine 2 possède une allure moins pentue et des valeurs de pentes plus homogènes, traduisant une concavité du relief moins prononcée que dans le cas des grands BV (Fig. 5.27). Le seuil entre les domaines 3 et 4 n'étant pas clairement identifiable, il est impossible d'estimer à partir de quelle valeur d'aire drainée la chenalisation apparaît et donc l'incision fluviale (Fig. 5.27).

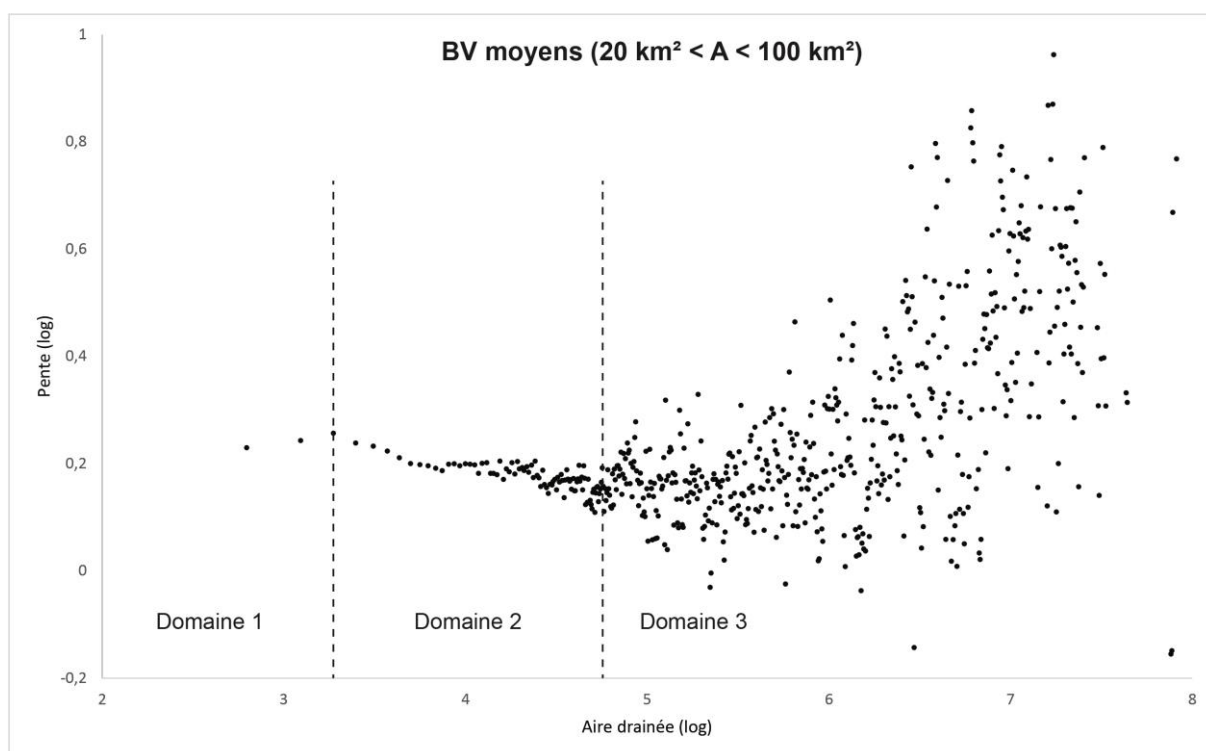


Figure 5.27 – Diagramme de la pente en fonction de l'aire drainée pour les 4 BV de taille moyenne (n°16, 20, 23 et 24).

Le diagramme pente/aire drainée du groupement des BV littoraux i.e. les BV les plus petits dont l'aire est inférieure à 20 km² (Fig. 5.24) possède lui aussi une distribution du nuage de points linéaire pour les valeurs d'aire inférieures à $10^{4,4}$ m² (25 000 m²) alors que pour les aires plus importantes, la distribution des points est plus aléatoire (Fig. 5.28). Comme précédemment, ce changement s'explique par la taille des bassins versants étudiés dont l'aire est la plus petite et chaque point étant une moyenne de l'aire drainée et de la pente, les petites valeurs d'aire seront majoritairement représentées (Fig. 5.24). Les 3 premiers domaines géomorphologiques sont bien représentés et comme pour les BV de taille moyenne. Le seuil séparant les domaines 1 et 2 est sensiblement similaire au seuil séparant ces mêmes domaines dans le cas des BV de moyenne taille ($10^{3,3}$ m² soit 2 000 m²). La pente y est cependant plus élevée avec une concavité également plus marquée (allure du nuage de point plus raide dans le domaine 2) (Fig. 5.28). Le seuil marquant le début de la chenalisation (seuil entre les domaines 3 et 4) est difficilement

visible même s'il semble se trouver aux environs de $10^{5,8} \text{ m}^2$, valeur proche du seuil identifié dans le cas des grands BV (Fig. 5.28). Dans le cas des BV littoraux, l'incision permettant la chenalisation auraient donc lieu pour des zones dont l'aire drainée est supérieure à $10^{5,8} \text{ m}^2$ soit environ 630 000 m^2 .

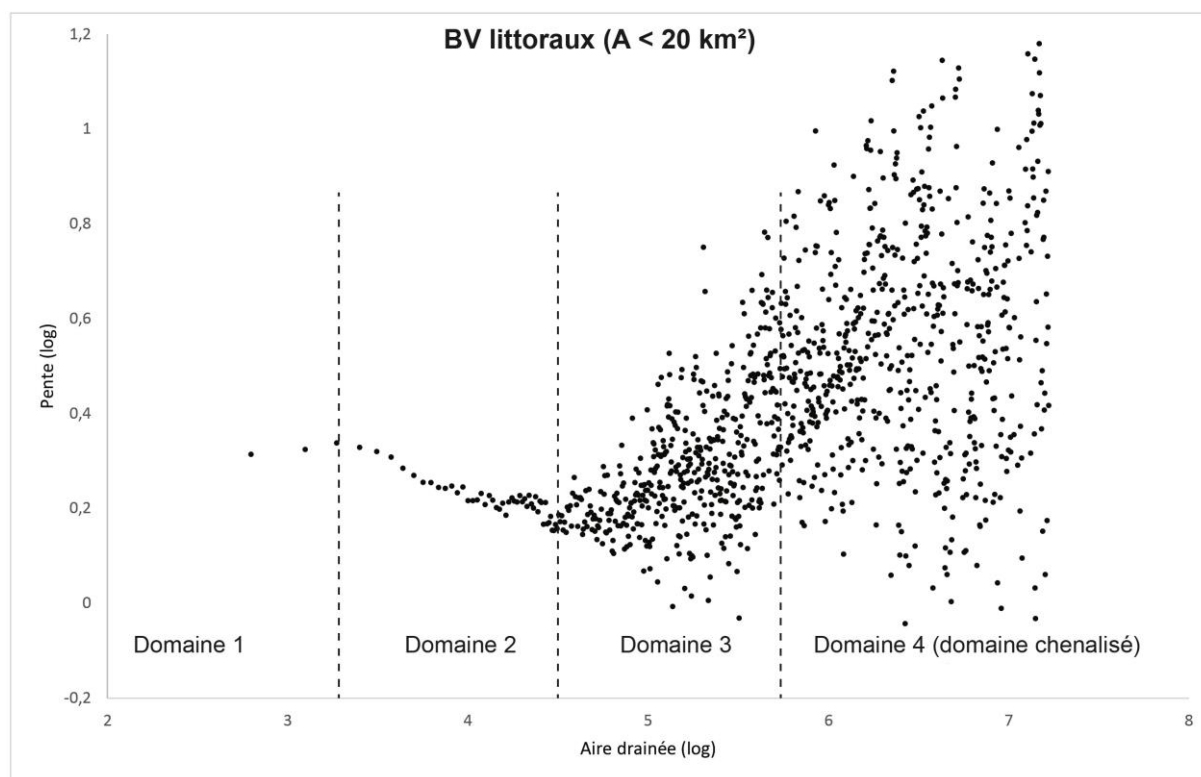


Figure 5.28 – Diagramme de la pente en fonction de l'aire drainée pour la zone Central Caux (BV n°21 à 27).

4. Les vallées suspendues (valleuses)

Le long des côtes rocheuses, l'interaction des processus marins et terrestres sculpte le paysage en une morphologie unique où les falaises verticales sont entrecoupées par des vallées et des rivières. Les rivières incisent verticalement le sous-sol, un processus qui peut ponctuellement éroder l'intégralité d'une falaise en translatant vers l'amont un « *knickpoint* » (Mackey et al., 2014).

Lorsque l'incision par les rivières est prépondérante, les rivières incisent le substrat jusqu'au niveau de base qui correspond au niveau marin moyen. Dans ce cas, la falaise marquant le contact terre-mer disparaît totalement et les vallées fluviales deviennent un accès direct vers la mer. Cette situation se vérifie par exemple lorsque l'aire drainée du bassin versant de la rivière est grande et que l'écoulement est pérenne ou lorsque le recul de la falaise est très lent (Limber & Barnard, 2018).

Dans le cas contraire, lorsque le recul d'une falaise est plus rapide que l'incision verticale de celle-ci par une rivière, la falaise est maintenue car la rivière ne peut atteindre son niveau de base. Dans ce cas précis, les vallées fluviales se terminent par un « *coastal knickpoint* » et forment une vallée suspendue localement nommée « valleuse » en Normandie et « *Chînes* » en Angleterre (Leyland & Darby, 2008, 2009 ; Mackey et al., 2014 ; Hackney et al., 2015). Ces vallées suspendues peuvent se développer lorsque le recul de la falaise est trop rapide ou que le débit de la rivière est trop faible pour que celle-ci s'incise

jusqu'à son niveau de base (Limber & Barnard, 2018). Il existe deux catégories de vallées suspendues, les vallées dont l'écoulement est pérenne générant une chute d'eau et celles dont l'écoulement est sporadique i.e. qui a lieu seulement lors des périodes de fortes précipitations (Fig. 5.29). Les vallées suspendues dont l'écoulement est pérenne sont beaucoup plus rares, il est difficile de dire s'il s'agit d'un état transitoire dans le processus d'incision ou s'il s'agit d'éléments géomorphologiques permanents qui caractérisent les paysages côtiers en surrection (tectonique ou isostatique). Leyland & Darby (2008, 2009) ont montré au travers de modèles numériques calibrés sur des sites à falaises de l'île de Wight (Angleterre) comment le taux moyen de recul des falaises et l'incision fluviale affectent la position relative du fond de la vallée par rapport au niveau de la mer. Ils ont également prouvé l'influence que pouvait avoir les changements climatiques et plus particulièrement les variations eustatiques sur l'équilibre géomorphologique de ces vallées dans le futur.



Figure 5.29 – Chute d'eau pérenne de « McWay Falls » dans le parc de Julia Pfeiffer Burns en Californie © T.Tietz.

Limber & Barnard (2018) ont développé un modèle plus général de la formation des vallées suspendues, dérivé de modèles d'incision (Whipple & Tucker, 1999 ; Snyder et al., 2000, 2002), mettant en avant la compétition entre l'incision fluviale et le recul des falaises sur plusieurs millénaires (Fig. 5.30). Ils ont prouvé que les vallées suspendues avec un écoulement pérenne ou sporadique se forment dans les cas où (i) l'aire du bassin versant drainée par la rivière est relativement petite ($< 5.10^6 \text{ m}^2$), (ii) le profil en long de rivière est peu concave et sa pente élevée (iii) le recul de la falaise est rapide (Limber & Barnard, 2018). Dans le cas des vallées suspendues dont l'écoulement est pérenne, l'aire du bassin versant doit être assez importante pour alimenter la vallée en eau mais pas trop grande pour ne pas générer un flux dont l'incision dominerait la formation de la falaise. Le recul de la falaise doit être rapide et le profil de pente et la concavité de la vallée élevés (Limber & Barnard, 2018).

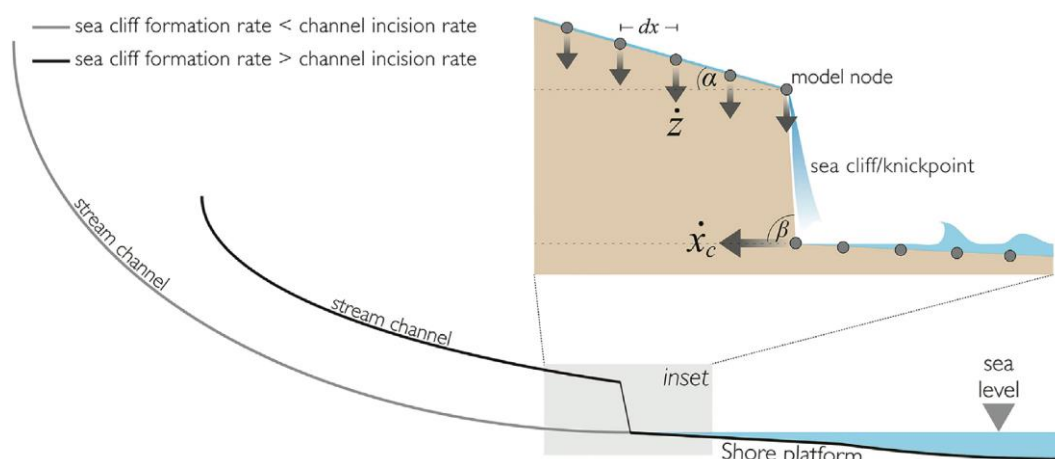


Figure 5.30 – Configuration schématique du modèle de Limber & Barnard (2018) montrant le profil en long de la rivière résultant de l'équilibre entre l'incision fluviale et le recul de la falaise. α correspond à la pente du profil, β à la pente de la falaise/*knickpoint*, $\dot{z}$ est le taux d'incision fluviale et $\dot{x}_c$ est le taux de recul de la falaise.

4.1. Les valleuses de Normandie

Les valleuses sont des environnements caractéristiques des côtes à falaises de craie de Normandie. Elles font parties du paysage côtier et abritent notamment au niveau de leur embouchure de nombreuses villes et villages. Leur encaissement permet souvent un accès direct à la mer et génère un climat plus abrité que sur les hauts plateaux favorisant l'implantation de nombreuses habitations. Le long du littoral à falaises de craie, on dénombre plus d'une vingtaine de valleuses majeures perchées entre 4 m (valleuse de Saint-Valéry-en-Caux) et 65 m de haut (valleuse de Saint-Jouin-Bruneval) (Fig. 5.31). Toutes les valleuses de Normandie sont asséchées et aucun écoulement de surface n'est aujourd'hui observé mise à part certaines valleuses lors de fortes précipitations (période d'orage) qui peuvent re-fonctionner. Les seuls écoulements visibles générant des chutes d'eau pérennes ou sporadiques en front de falaises sont dus aux circulations karstiques qui émergent aux niveaux de résurgences. La seule vallée asséchée du littoral à falaises de craie de Normandie qui ne peut pas être considérée comme une valleuse, car non suspendue, est la vallée d'Étretat. Même si la ville d'Étretat se situe à 5 m d'altitude (NGF), cela est dû à la transgression holocène qui a encombré la partie aval sur-creusée de la vallée d'une terrasse marine ou estuarienne sur laquelle s'est installée la ville (Rodet, 1992). De plus la carte bathymétrique dans le prolongement de la vallée d'Étretat nous montre l'absence de plateforme littorale, ce qui témoigne de la trace de la vallée au large de la côte (cf. Chapitre 3). La vallée d'Étretat et les 8 vallées qui accueillent encore aujourd'hui un écoulement pérenne, sont donc les seules vallées de Seine-Maritime qui ne sont pas suspendues.

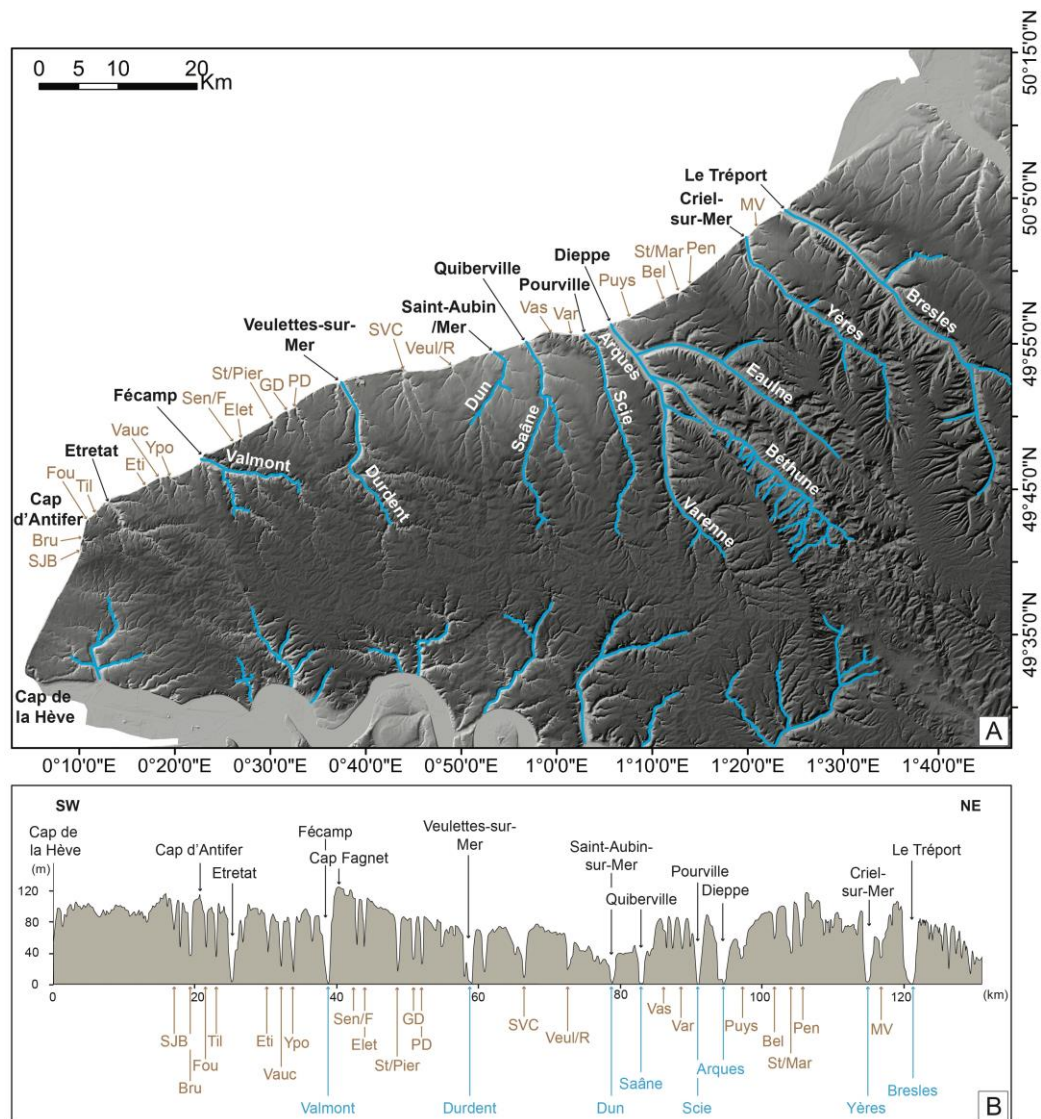


Figure 5.31 – (a) Localisation des vallées accueillant encore aujourd'hui un cours d'eau (bleu) et position des villes et villages côtiers localisés au niveau d'une valleuse (marron) (MNT : BD Alti, IGN). (b) Coupe littorale avec la position des vallées encore en eau et des valleuses. Abréviations : SJB : Saint-Jouin-Bruneval, Bru : Bruneval, Fou : le Fourquet, Til : le Tilleul, Eti : Etigue, Vauc : Vaucottes, Ypo : Yport, Sen/F : Senneville-sur-Fécamp, Elet : Eletot, St/Pier : Saint-Pierre-en-Port, GD : Grandes Dalles, PD : Petites Dalles, Pal : Paluel, SVC : Saint-Valéry-en-Caux, Veul/R : Veules-les-Roses, Vas : Vasterival, Var : Varengeville-sur-Mer, Bel : Belleville-sur-Mer, St/Mar : Saint-Martin-en-Campagne, MV : Mesnil-Val.

4.2. Les différents types de valleuses (Rodet, 1992)

A partir de l'étude des profils longitudinaux des différentes valleuses du Bec de Caux (Cap d'Antifer à Fécamp), Rodet (1992) a défini 4 types de valleuses :

Le **type élémentaire** : la valleuse a un profil longitudinal très court (< 500 m), pentu et régulier. Le rebord qui correspond au « *knickpoint* » est suspendu très haut sur le front de falaise (> 40 m) (Fig. 5.32). Il s'agit soit de vallons courts secondaires peu évolués et amputés de leur valleuse de raccordement, soit de l'extrême amont de valleuses plus importantes (Rodet, 1992). Ce type de valleuse ne présente pas de chenalisation et l'amplitude de son bassin versant est réduite. La valleuse de Saint-Jouin-Bruneval avec un rebord situé à 65 m de haut est un exemple de valleuse de type élémentaire (BV n°1, Fig. 5.35).
Le **type à encoche basale** : le raccord de la valleuse au niveau du front de falaise montre une encoche

d'adaptation qui indique une incision et un recul synchrone i.e. la partie terminale de la vailleuse s'est incisée pour tenter de récupérer son niveau de base (niveau marin) (Rodet, 1992) (Fig. 5.32). Cette encoche illustre une phase d'adaptation à un niveau de base plus bas. La quasi-totalité des vailleuses étudiées dans ce chapitre possèdent une encoche basale plus ou moins marquée (Fig. 5.35).

Le **type concavo-convexe** : le profil amont de la vailleuse présente une concavité suivie d'un replat plus ou moins marqué se terminant par un aval convexe qui peut être amplifié par une encoche basale (Rodet, 1992) (Fig. 5.32). La vailleuse de Saint-Martin-Plage est un exemple de vailleuse appartenant au type concavo-convexe (BV n°40, Fig. 5.35).

Le type à **convexité amont** : le profil amont de ces vailleuses présente une convexité suivie d'une concavité plus ou moins marquée et parfois suivie d'une nouvelle convexité accentuée par une entaille basale (Rodet, 1992) (Fig. 5.32). Par exemple, la vailleuse de Senneville-sur-Fécamp possède un profil longitudinal concavo-convexe (BV n°12, Fig. 5.35).

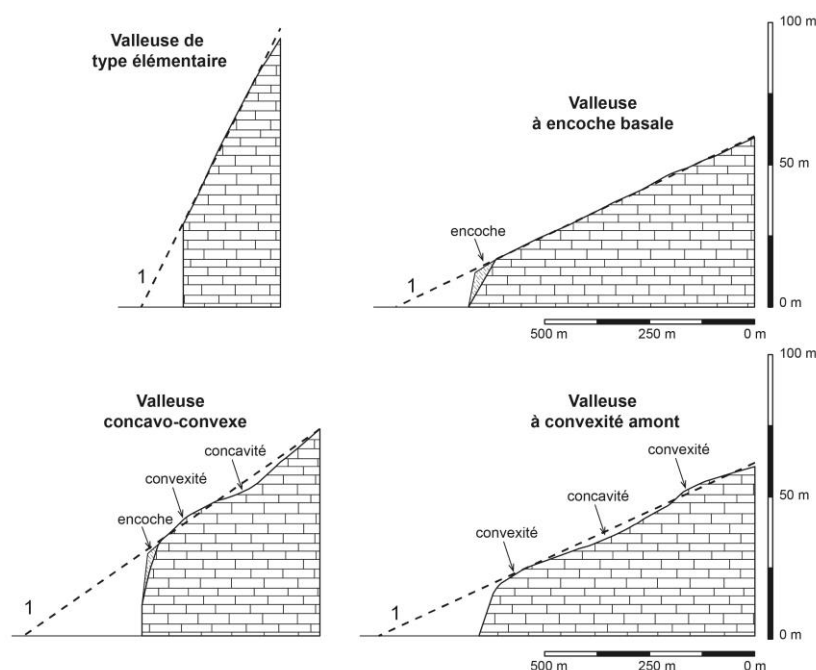


Figure 5.32 – Profils longitudinaux des quatre types de falaises rencontrés sur le littoral du bec de Caux. (1) correspond à la projection du profil de la vailleuse, indiquant une distance de recul et la position d'un paléo-rivage. D'après Rodet (1992).

4.3. Vailleuses et aire drainée

Nous avons choisi d'étudier les 21 vailleuses majeures de Seine-Maritime (aire drainée du BV $> 10^5$ m²). Les vailleuses du Port d'Antifer (BV n°2) et de Paluel (centrale nucléaire) (BV n°22) ont volontairement été écartées car la zone en falaise a été profondément creusée et aménagée pour l'installation de structures de grande envergure. Sept vailleuses se trouvent dans la région du bec de Caux et appartiennent à des bassins versants dont l'aire drainée est comprise entre 630 000 m² (BV n°1) et 16 km² (BV n°9) (Fig. 5.33). Cinq autres vailleuses se trouvent dans la région ouest du bloc de Caux et leur bassin versant possède une aire comprise entre 1,6 km² (BV n°12) et 20 km² (BV n°16) (Fig. 5.33). Deux vailleuses majeures seulement se trouvent dans la région centrale du bloc de Caux dont les bassins sont les plus grands avec une aire comprise entre 25 km² (BV n°24) et 79 km² (BV n°23) (Fig. 5.33). Deux

valleuses majeures sont également présentes dans la région est du bloc de Caux mais l'aire de leur bassin versant est sensiblement plus petite, 1 km² (BV n°32) et 1,6 km² (BV n°33) (Fig. 5.33). La région du Bray possède quatre valleuses appartenant à des bassins versants dont l'aire est comprise entre 2 km² (BV n°38) et 16 km² (BV n° 37) (Fig. 5.33). Une seule valleuse majeure est située dans la zone du bloc de Picardie, elle appartient au BV n°46 dont l'aire est de 8 km² (Fig. 5.33).

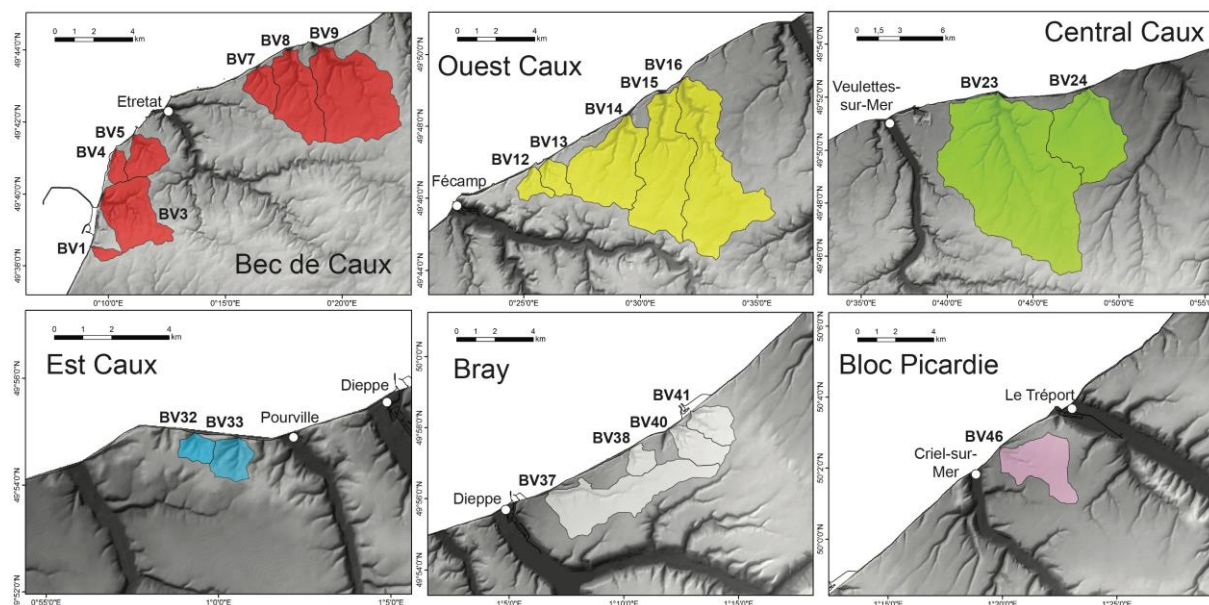


Figure 5.33 – Localisation des bassins versants des 21 valleuses étudiées.

Un diagramme représentant l'altitude de l'exutoire (*knickpoint*) des principales vallées et valleuses de Seine-Maritime en fonction de l'aire drainée de leur bassin versant a été généré (Fig. 5.34). L'altitude de l'exutoire des valleuses a été estimée à partir de leur profil longitudinal extrait du MNT. Dans le cas de certaines valleuses comme celle du BV n°46 (valleuse de Mesnil-Val), la position de l'exutoire n'est pas nette due à la présence d'une encoche basale visible dans la partie aval du profil (Fig. 5.35). Dans ce cas, nous avons choisi de prendre comme exutoire, la position de la rupture de pente principale.

Limber & Barnard (2018) ont montré à partir de l'étude de plusieurs bassins versant de Californie, que les « *coastal knickpoints* » (valleuses californiennes) se forment seulement lorsque l'aire drainée de leur bassin est inférieure à 5.10⁶ m², soit 5 km². Dans le cas des valleuses de Seine-Maritime, ce seuil se situe environ à 10⁸ m² soit 100 km² (Fig. 5.34). Cela implique que les valleuses de Seine-Maritime se sont formées pour des aires drainées de leur BV bien plus grandes que pour les BV des valleuses « californiennes ». Cela traduit donc une incision du relief bien plus réduite dans le cas des valleuses de Seine-Maritime. Ceci est logique car nous avons vu précédemment que le relief de Seine-Maritime est caractérisé par une faible incision (index de concavité très faible) et une couverture du réseau hydrographique limitée (densité de drainage faible).

La figure 5.34 montre également qu'il existe une relation entre l'altitude de l'exutoire des valleuses et l'aire drainée de leur bassin versant i.e. plus un bassin versant sera petit (faible aire drainée), plus l'altitude de l'exutoire de sa valleuse sera haute. Néanmoins la valleuse de Saint-Jouin-Bruneval (BV1) possède un exutoire qui se trouve à une hauteur de 65 m alors que d'après la courbe de tendance son exutoire devrait se situer à une altitude d'environ 40 m (Fig. 5.34). Cependant si l'on considère le graphique de la relation pente-aire drainée des BV littoraux (Fig. 5.28), la valeur de l'aire drainée du

BV de cette valleeuse ($10^{5,8} \text{ m}^2$) se situe juste au niveau du seuil qui délimite le domaine géomorphologique 3 dominé par des processus de versant et le domaine 4 qui est chenalisé et où l'incision fluviale opère (Fig. 5.28). Cela montre que la valleeuse de Saint-Jouin-Bruneval appartient un BV versant trop petit pour que la chenalisation opère. D'après la définition des différents types de valleeuses (Rodet, 1992), la valleeuse de Saint-Jouin-Bruneval appartient donc au type élémentaire et donc sans incision de chenal.

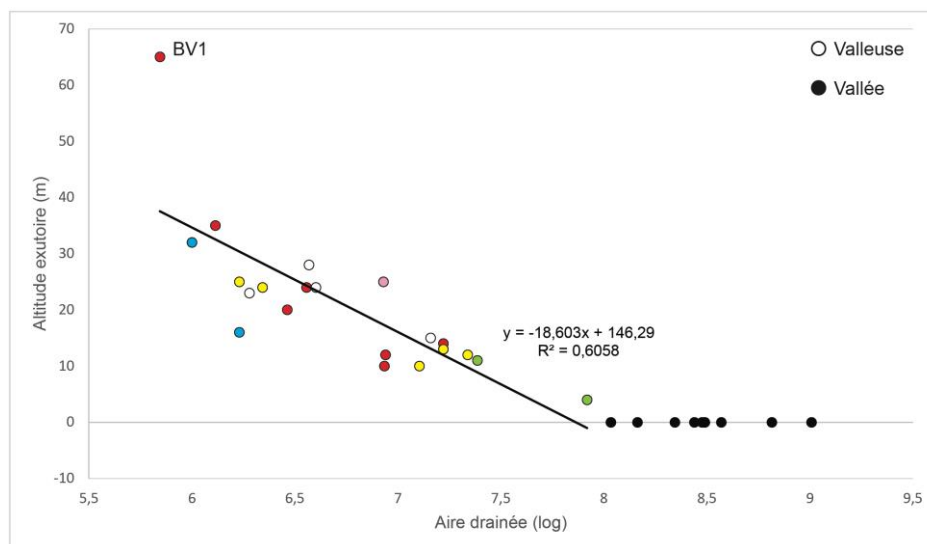


Figure 5.34 – Diagramme de l'altitude de l'exutoire des principales vallées de Seine-Maritime en fonction de l'aire drainée de leur bassin versant. Plus l'aire drainée de la valleeuse est faible, plus son altitude est élevée. Les couleurs correspondent à la localisation des valleeuses (Fig. 5.33).

4.4. Morphologie des valleeuses

En prenant le profil longitudinal des 21 valleeuses étudiées, nous avons pu définir leurs morphologies. Toutes les valleeuses possèdent un profil concavo-convexe ou à convexité amont (Rodet, 1992) où seuls la pente et l'expansion des parties concaves et convexes varient (Fig. 5.35). La figure 5.35 illustre les profils longitudinaux de 21 valleeuses et en effet, on retrouve une première zone convexe correspondant à l'exutoire. Cette zone peut être relativement étendue ($> 400 \text{ m}$) comme pour les valleeuses des BV n°3, 5, 8, 9, 12, 15, 16, 23, 24 et 46 ou plutôt restreinte lorsque l'exutoire est marqué par un abrupt plus franc, telles que pour les valleeuses des BV n°1, 13, 32, 40 et 41 (Fig. 5.35). La partie amont est concave et très étendue dans le cas des valleeuses basses de faible pente et beaucoup plus restreinte dans le cas des valleeuses les plus pentues car une nouvelle zone convexe précède la partie concave (BV n°1, 4, 12 et 13) (Fig. 5.35). Concernant ces valleeuses (BV n°1, 4, 12 et 13), elles peuvent être catégorisées comme des valleeuses à convexité amont alors que les autres valleeuses sont de type concavo-convexe (Rodet, 1992).

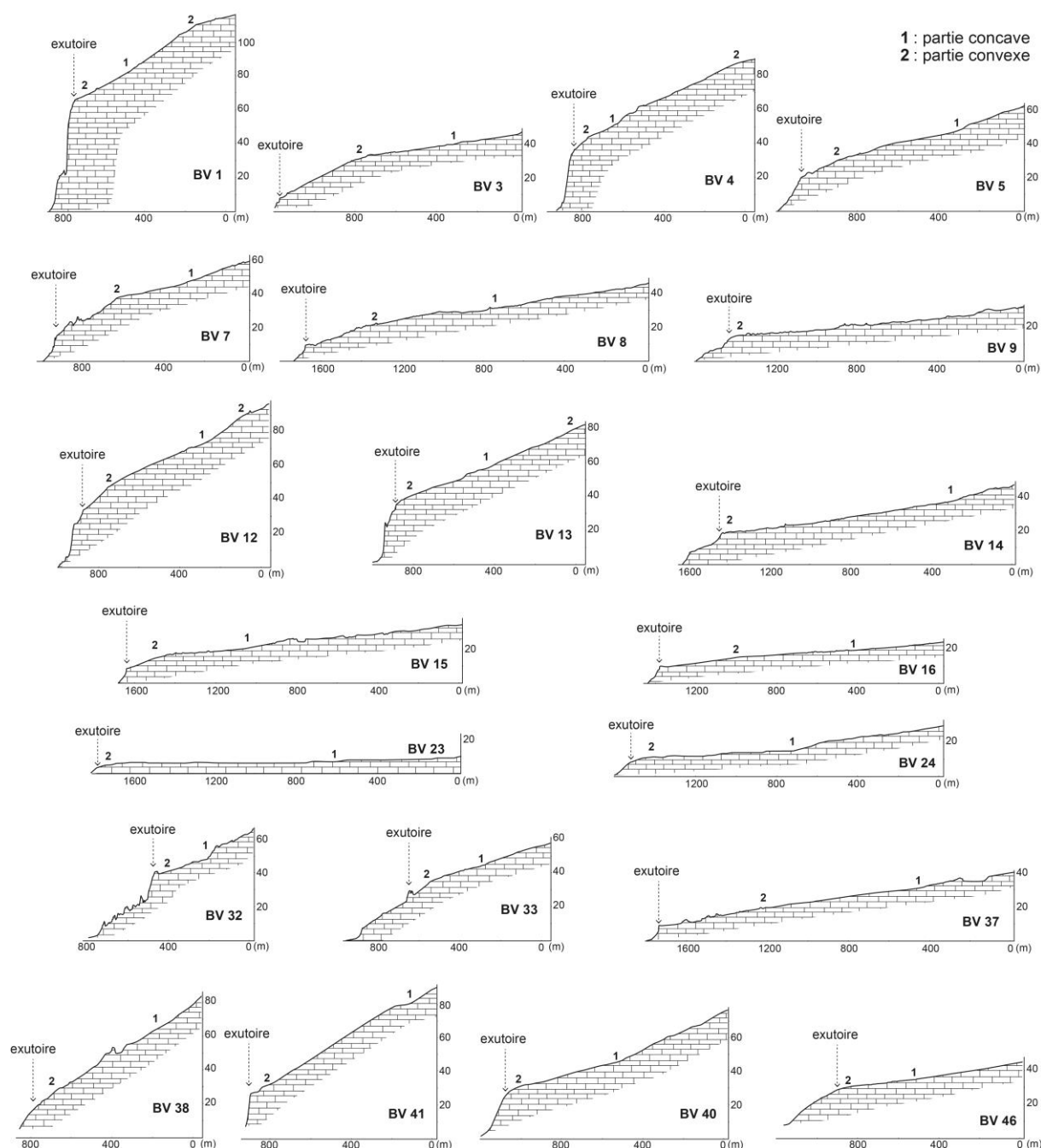


Figure 5.35 – Profils de 21 vailleuses étudiées.

4.5. Stades et inter-stades glaciaires récents en Normandie

Pour comprendre la formation des vailleuses de Normandie, il faut tout d'abord s'intéresser au développement du réseau hydrographique de Seine-Maritime à l'échelle du Quaternaire récent (Pléistocène sup. et Holocène) qui reflète les modifications paléoclimatiques et paléoenvironnementales de l'Europe de l'ouest (Elhaï, 1967 ; Antoine et al., 2000, 2007).

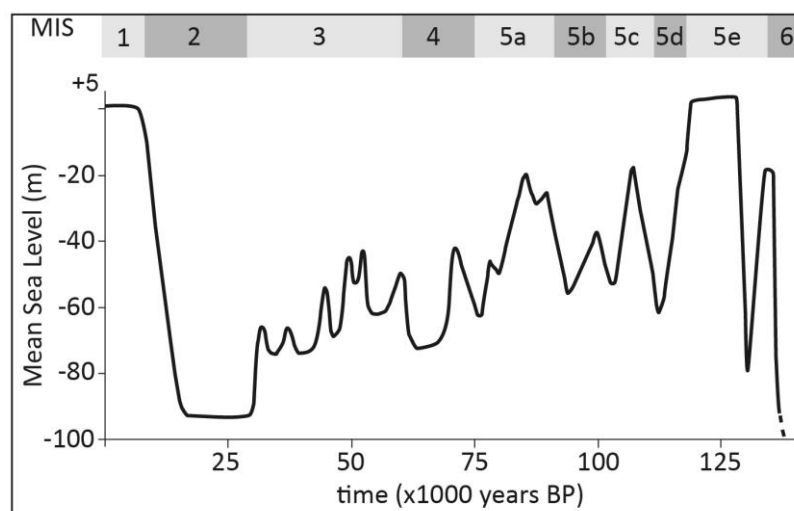


Figure 5.36 – Niveau marin moyen (MSL) depuis l'interglaciaire Eemien. D'après Siddall et al., 2003.

Lors des *stades glaciaires du MIS3 et MIS2* (~40 ka et 20 ka) (Fig. 5.36), l'Europe de l'ouest connaît des conditions périglaciaires (Kasse et al., 2007) soulignées par la présence d'un permafrost et des réseaux fluviaux en tresses (Antoine et al., 2003 ; Vandenberghe, 2003 ; Cordier et al., 2006). Cependant le débit liquide des rivières ne croît qu'à la faveur d'épisodes de fonte du couvert de neige car la production d'eau de fonte des glaciers est faible ceux-ci étant alors en pleine expansion (McCabe et al., 2007).

La *deuxième moitié du MIS2* (20 ka à 17 ka) marque le début de l'épisode de déglaciation (Fig. 5.36). L'initiation du recul majeur des glaciers européens souligne la production d'eau de fonte et le transport de sédiments vers le domaine océanique. Pour exemple, l'influence de la fonte des glaciers entraîne un débit solide du Fleuve Manche multiplié par cinq entre le cœur de la période glaciaire et la seconde partie du MIS2 (Toucanne, 2008). On peut alors penser qu'à ce stade précis, l'ensemble du réseau hydrographique de Seine-Maritime est en eau et que l'incision du relief est importante.

Après 17 ka, l'influence des glaciers chute drastiquement et la capacité de transport des fleuves retrouve un niveau faible.

Ce n'est que lors de la *fin du Tardiglaciaire* (14 ka à 9 ka) que l'amélioration climatique se traduit par deux nouvelles phases majeures d'incision et un passage d'un système de chenaux en tresses à un système fluvial à multiples chenaux stables observés dans le réseau hydrographique de la Somme (Antoine et al., 2000) (Fig. 5.37). Cette période coïncide avec la datation du fond de la vallée « moderne » de la Somme (Antoine et al., 2000). Cette période semble donc marquer les dernières grandes phases d'incision du réseau hydrographique de Seine-Maritime.

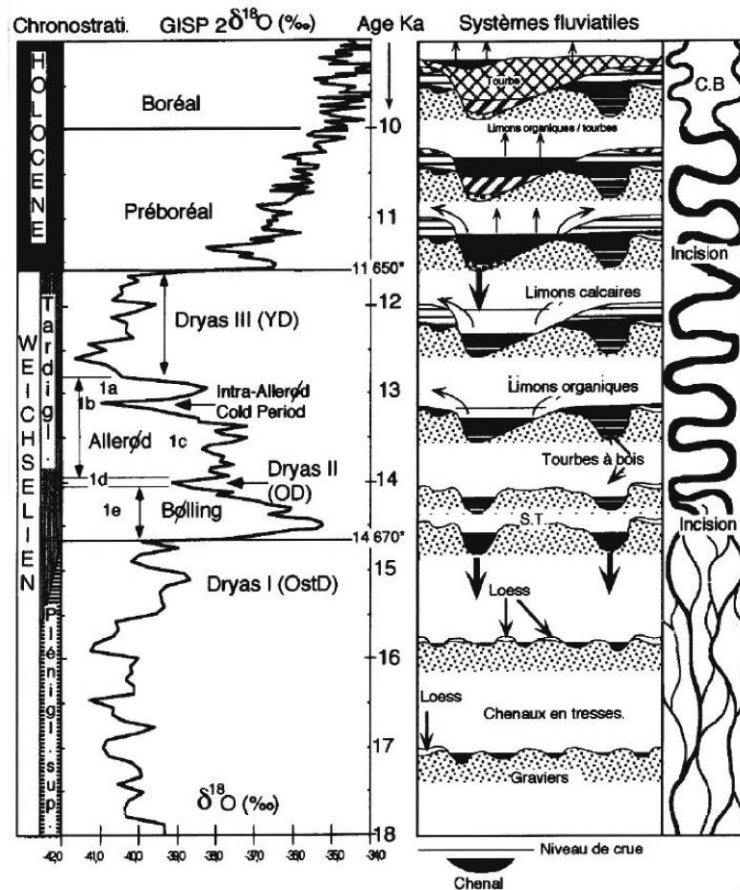


Figure 5.37 – Modifications fluviales de la vallée de la Somme du Tardiglaciaire moyen à l'Holocène. D'après Antoine et al., (2000).

Dans le cas du réseau hydrographique de Seine-Maritime, on peut estimer que sa dernière grande phase d'incision date au plus tard de la limite Tardiglaciaire voire début de l'Holocène (Antoine et al., 2000) (Fig. 5.37). A ce stade précis, les vallonnes actuelles étaient des vallées directement raccordées à leur niveau de base i.e. le niveau marin de l'époque (Fig. 5.38). Dès lors que les écoulements fluviaux deviennent insuffisants voire inexistants pour générer des taux d'incision du fond de la vallée suffisamment importants pour contrecarrer les taux de recul du front de falaise, la vallée est dans l'incapacité de retrouver son niveau de base et devient suspendue (i.e. une vallonne) (Limber & Barnard, 2018) (Fig. 5.38).

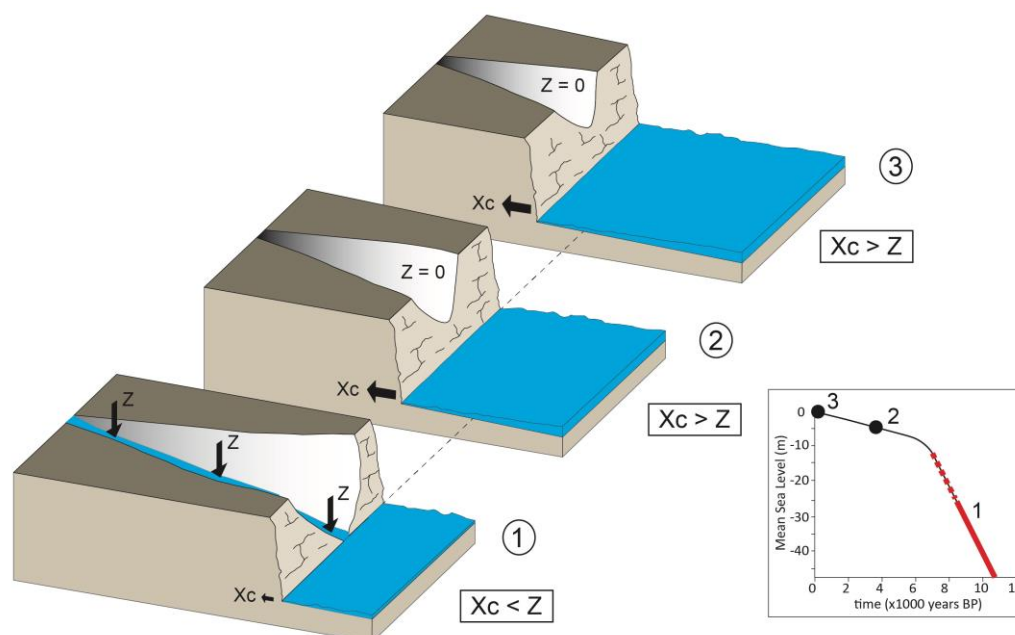


Figure 5.38 – Modèle schématique du développement d’une vailleuse en fonction de ses taux d’incision et des taux de recul de la falaise. X_c représente le recul de la falaise et Z l’incision fluviale.

5. Reconstitution d’un paléo-trait de côte à partir de la projection du profil longitudinal des vailleuses

Rodet (1992) a proposé une méthode consistant à prolonger le profil longitudinal des vailleuses pour tenter de reconstituer une paléo-ligne de rivage entre Antifer et Eletot. Il précise bien qu’il s’agit d’un « paléo-rivage idéal » expliquant que les évolutions sur un même littoral sont différentes dans l’espace et dans le temps. Le profil longitudinal des vailleuses n’étant pas uniforme mais marqué par des portions convexe et concave, il a utilisé un profil moyen de vailleuses pour faire sa projection (Fig. 5.32). Il précise également qu’il n’a pas pris en compte dans les profils les portions où une encoche basale est visible en pied de falaise. Le profil longitudinal ainsi projeté sur le niveau de base, indique une distance de recul de la falaise et la position du paléo-rivage (Rodet, 1992) (Fig. 5.32).

5.1. Validation de la méthode

Avant d’appliquer la méthodologie utilisée par Rodet (1992) à l’ensemble des vailleuses étudiées, nous avons décidé de tester cette méthode de projection sur des vailleuses pour lesquelles des données bathymétriques sont disponibles au large dans le but de voir si la projection des profils de ces vailleuses coïncide avec un marqueur du paléo-trait de côte identifié dans le chapitre 3. La méthode de projection a donc été testée sur 5 vailleuses : la vailleuse du Fourquet (BV n°4), la vailleuse du Tilleul (BV n°5), la vailleuse de Senneville-sur-Fécamp (BV n°12), la vailleuse d’Eletot (BV n°13), et la vailleuse de Senneville-sur-Fécamp (BV n°46).

Les profils longitudinaux des vailleuses du Fourquet et d’Antifer ont donc été projetés sur la plateforme rocheuse au large du Cap d’Antifer (Fig. 5.39). A partir de l’orientation des drains des vailleuses, nous

avons estimé les directions dans lesquelles faire les projections. Si la direction de projection au large de la valleuse du Tilleul est dans la prolongation de l'axe de la vallée, le problème est plus compliqué pour la valleuse du Fourquet. L'exutoire A_0 de la valleuse du Fourquet est situé au cœur d'un méandre qui semble amorcer un changement de direction du profil de la vallée initiale (Fig. 5.39). De plus, une incision de la plateforme rocheuse au niveau de la marche S_1 (marqueur de la position de la falaise estimée à environ $6,5 \text{ ka} \pm 1 \text{ ka}$, cf. Chapitre 3) pourrait représenter une trace possible de la valleuse (Fig. 5.39).

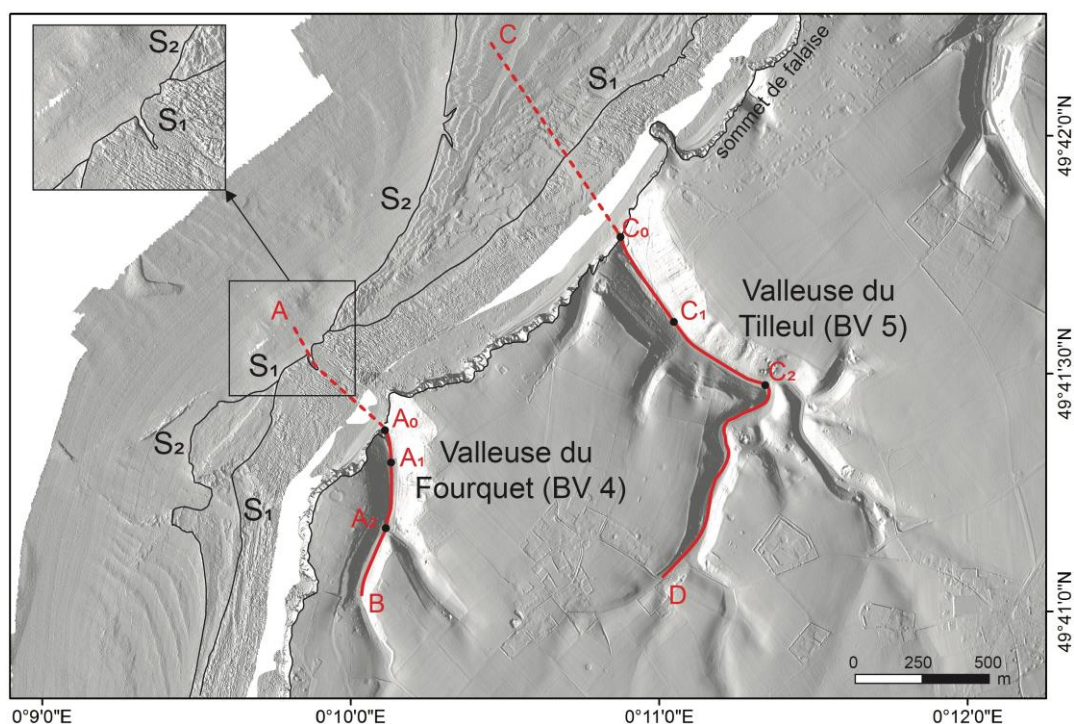


Figure 5.39 – Localisation des profils topo-bathymétriques des valleuses du Fourquet (BV 4) et du Tilleul (BV 5) et de leur prolongement.

Pour chaque valleuse, deux projections ont été réalisées ; une première semblable à la méthode de Rodet (1992) qui utilise le profil longitudinal moyen de la valleuse sans considérer l'entaille d'adaptation (A_1 à A_2 et C_1 à C_2) et une deuxième méthode de projection basée exclusivement sur le profil de la valleuse au niveau de cette entaille (A_0 à A_1 et C_0 à C_1) (Fig. 5.40). Cette entaille d'adaptation est spatialement restreinte (100 m à 200 m), elle correspond à la dernière phase d'incision de la valleuse (Rodet, 1992) et à des aires drainées supérieures à $1,3 \text{ km}^2$ (valleuse du Fourquet) et 2 km^2 (valleuse d'Antifer) (Fig. 5.40).

Les projections des deux valleuses à partir de leur profil moyen, positionneraient les paléo-exutoires des valleuses à plus de 1000 m de leur exutoire actuel (A_0 et C_0) (Fig. 5.40). Alors que si l'on utilise les portions de profils des valleuses correspondant à l'entaille d'adaptation (A_0 à A_1 et C_0 à C_1), les projections coïncident relativement bien avec la position sous-marine de S_1 (Fig. 5.40). Pour ce dernier cas, l'exutoire des valleuses d'Antifer et du Tilleul est situé respectivement à environ 380 m et 420 m de la position actuelle de la falaise.

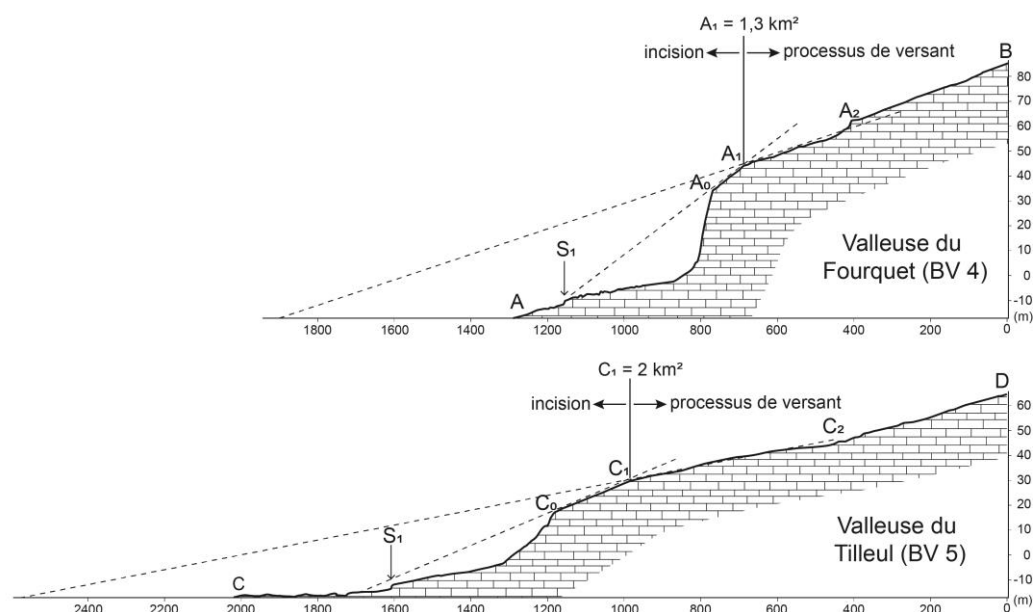


Figure 5.40 – Profils topo-bathymétriques longitudinaux des valleuses du Fourquet (BV 4) et du Tilleul (BV 5). Exagération verticale : 6,5. Les portions des profils A_0 à A_1 et C_0 à C_1 correspondent à des entailles d'adaptation (portion incisée).

Grace à la couverture bathymétrique du secteur au large de Fécamp et Eletot, les profils longitudinaux des valleuses de Senneville-sur-Fécamp et d'Eletot ont également été projetés sur la plateforme rocheuse au large de leur exutoire (Fig. 5.41). A partir de l'orientation à terre des valleuses nous avons choisis une direction de projection rectiligne perpendiculaire au trait de côte pour la valleuse de Senneville-sur-Fécamp et avec un angle de 50° par rapport à la falaise pour la valleuse d'Eletot (Fig. 5.41).

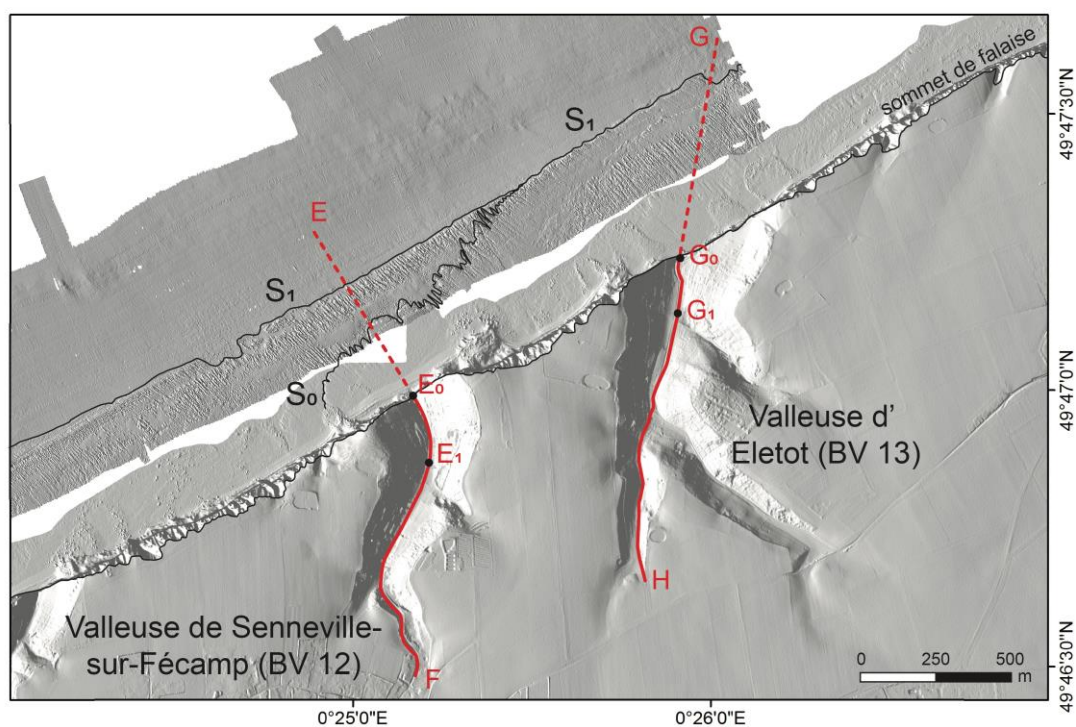


Figure 5.41 – Localisation des profils topo-bathymétriques des valleuses de Senneville-sur-Fécamp (BV 12) et d'Eletot (BV 13) et de leur prolongement.

Comme précédemment, deux projections du profil longitudinal de chaque valleeuse ont été réalisées ; une première projection à partir du profil longitudinal moyen de la valleeuse sans considérer l'entaille d'adaptation (E_1 à F et G_1 à H) et une deuxième méthode de projection basée exclusivement sur le profil de la valleeuse au niveau de cette entaille (E_0 à E_1 et G_0 à G_1) (Fig. 5.42). L'entaille d'adaptation fait entre 180 m et 200 m et correspond à une aire drainée du drain incisé supérieure à $10^{6,2}$ m² (Fig. 5.42). La projection du profil moyen de la valleeuse de Senneville-sur-Fécamp positionnerait son paléo-exutoire à plus de 1000 m de la position de son exutoire actuel (E_0) et dans le cas d'Eletot le paléo-exutoire serait situé à environ 900 m de son exutoire actuel (Fig. 5.42). Dans les deux cas, le paléo-exutoire serait bien au-delà de la plateforme rocheuse.

Si l'on utilise les portions de profils des valleeuses correspondant à l'entaille d'adaptation (E_0 à E_1 et G_0 à G_1) pour la projection, leur point de contact avec la plateforme rocheuse coïncide dans le cas des deux valleeuses avec la position de S_1 (Fig. 5.42). Les paléo-exutoires des valleeuses de Senneville-sur-Fécamp et d'Eletot seraient donc positionnés à environ 420 m et 600 m respectivement de la position actuelle de la falaise.

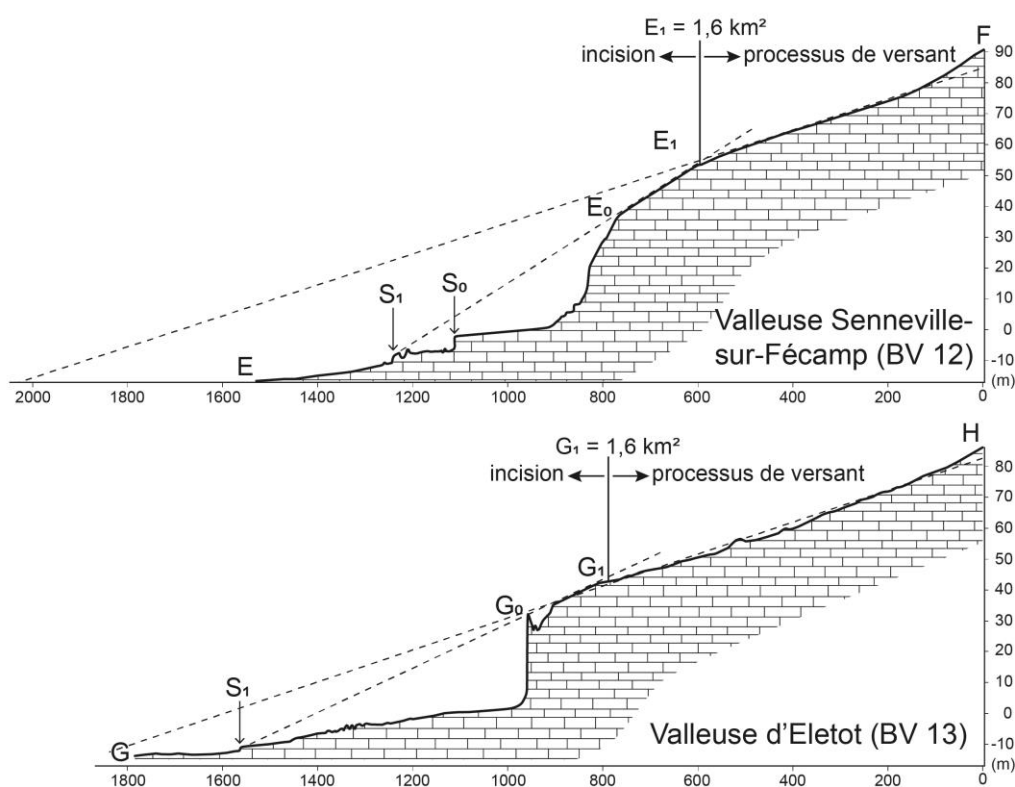


Figure 5.42 – Profils topo-bathymétriques longitudinaux des valleeuses de Senneville-sur-Fécamp (BV 12) et d'Eletot (BV 13). Exagération verticale : 6,5. Les portions des profils E_0 à E_1 et G_0 à G_1 correspondent à des entailles d'adaptation (portion incisée).

La couverture bathymétrique du secteur au large Mesnil nous laisse entrevoir deux scénarios concernant la projection de la valleeuse de Mesnil-Val (Fig. 5.43). Dans un premier temps, on peut penser que l'ancien tracé de la vallée se fait dans la prolongation du drain principal de la valleeuse actuelle (scénario 1, Fig. 5.43). Cependant, la morphologie de la plateforme rocheuse qui est dans la prolongation du drain secondaire (valleeuse « aval ») montre une indentation au niveau de S_1 et semble témoigner de la trace de la valleeuse (scénario 2, Fig. 5.43 & Fig. 5.44). De plus, ce changement de direction raccorderait la valleeuse de Mesnil-Val à la grande vallée de l'Yères dont la trace au large de son exutoire est perceptible

(Fig. 5.43).

Cependant, une incision du bout de la plateforme rocheuse nous laisse envisager que l'ancien tracé de la valleuse a pu être détourné et capturé par une valleuse secondaire, nommée valleuse « aval » (scénario 2, Fig. 5.43). Dans ce deuxième scénario, la valleuse de Mesnil-Val aurait été un affluent de la Yères.

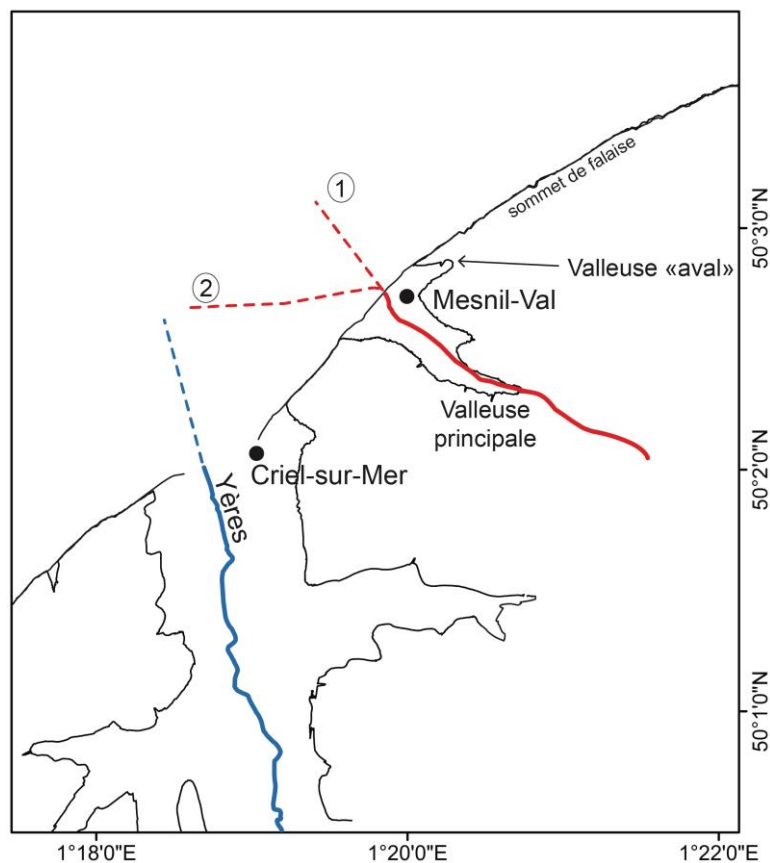


Figure 5.43 – Deux scénarios possibles du paléo-tracé de la valleuse de Mesnil-Val. (1) le tracé suit la prolongation de la valleuse principale. (2) le tracé est détourné par la prolongation de la valleuse « aval » et dans ce cas, la valleuse de Mesnil-Val est un affluent de la Yères.

Si la prolongation du profil de la valleuse se fait dans l'axe du drain principal actuel (I_0 à J) (Fig. 5.44), on obtient un paléo-exutoire à plus de 1500 m de la position de son exutoire actuel (I_0) (Fig. 5.45). Et si on considère que la valleuse de Mesnil-Val se prolongeait dans la continuité de sa valleuse « aval » (K_0 à L), le paléo-exutoire serait comme pour les valleuses précédentes localisé au niveau de la marche S_1 (980 m de l'exutoire actuel) (Fig. 5.45).

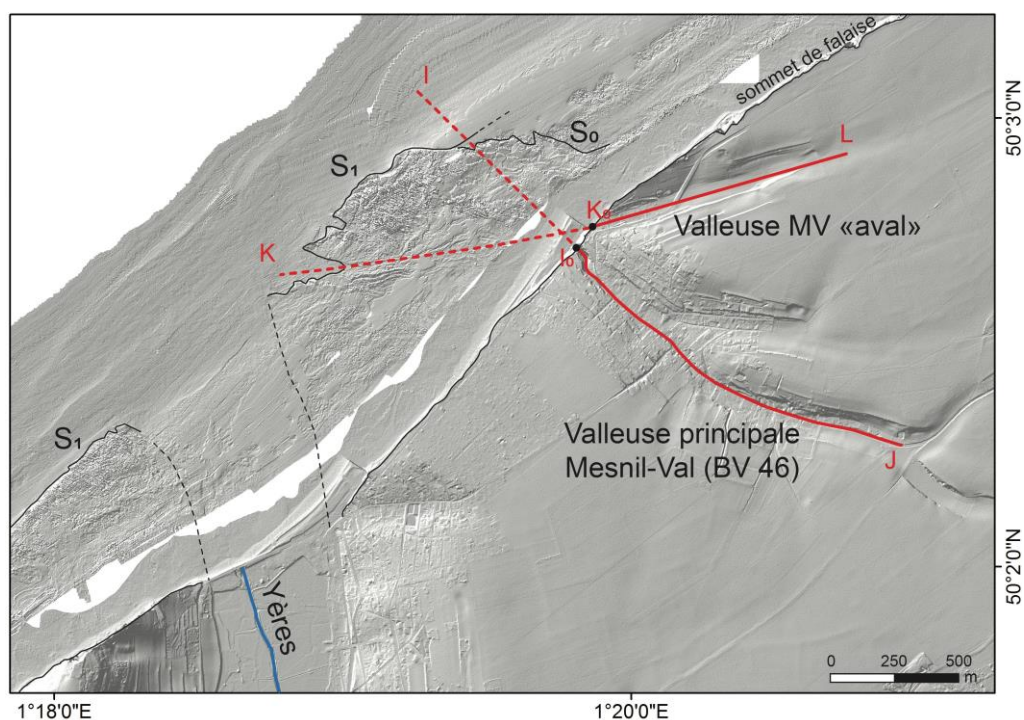


Figure 5.44 – Localisation des profils topo-bathymétriques de la vailleuse de Mesnil-Val (BV 46) et de sa vailleuse « aval » et de leur prolongation.

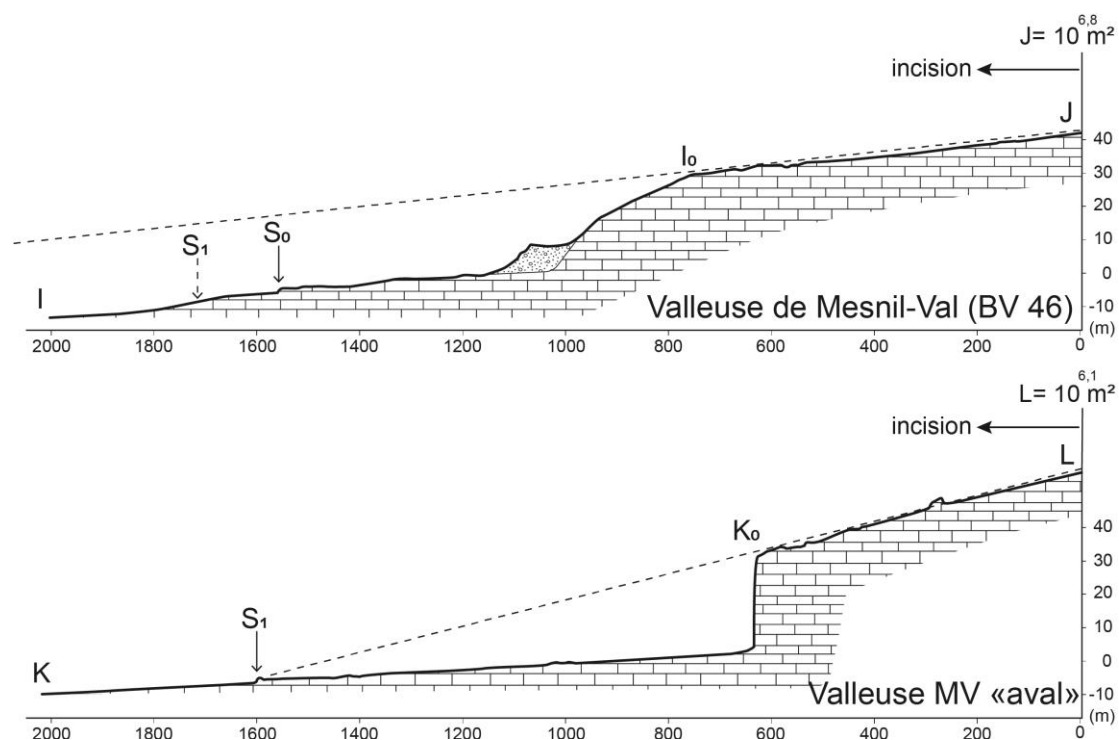


Figure 5.45 – Profils topo-bathymétriques longitudinaux de la vailleuse de Mesnil-Val (BV 46) (premier scénario) et de sa vailleuse « aval » (deuxième scénario). Exagération verticale : 6,5.

Les profils longitudinaux des vailleuses du Fourquet, du Tilleul, de Senneville-sur-Fécamp, d'Eletot et de Mesnil-Val ont montré que pour que la projection coïncide avec la position d'un marqueur d'une ancienne position du paléo-trait de côte sur la plateforme rocheuse, il faut utiliser la portion du profil où l'incision est la plus marquée i.e. l'entaille d'adaptation qui témoigne de l'ajustement récent du profil de base de

la valleeuse. Cette portion-là plus incisée de la valleeuse doit posséder une aire drainée suffisamment élevée pour que, comme exposé dans les diagrammes pente/aire drainée, l'incision domine face aux processus de versant.

Les projections du profil des valleuses sur la plateforme rocheuse coïncident donc avec la position de la marche S_1 , qui est la trace de la falaise il y a $6,5 \text{ ka} \pm 1 \text{ ka}$. Les valleuses étaient donc connectées au niveau de base de l'époque qui correspond au niveau marin estimé à $6,5 \text{ ka} \pm 1 \text{ ka}$. A cette époque, elles n'étaient donc pas des valleuses mais des vallées littorales. De plus, on peut estimer que la dernière incision des valleuses a eu lieu au plus tard il y a $6,5 \text{ ka} \pm 1 \text{ ka}$ et que la projection de ces valleuses sur l'ensemble du littoral peut nous permettre d'estimer approximativement la position de la falaise au moment où elles étaient connectées à leur niveau de base il y a $6,5 \text{ ka} \pm 1 \text{ ka}$.

5.2. Extension de la méthode de projection à l'ensemble des valleuses du littoral de Seine-Maritime

Pour étendre la méthode de projection à l'ensemble des valleuses, nous avons respecté les conditions suivantes : (i) la portion du profil de la valleeuse sélectionnée pour sa projection doit correspondre à l'entaille d'adaptation si celle-ci est visible (ii) la portion du profil sélectionné doit avoir une aire drainée suffisamment grande (au moins $> 10^{5,8} \text{ m}^2$) pour appartenir au domaine chenalisé i.e. en incision (iii) la projection doit se faire jusqu'au niveau de base établi à -10 m (NGF), correspondant à la profondeur moyenne de S_1 (iv) les zones de fond de valleuses urbanisées ne sont pas prises en compte pour effectuer la projection et dans ce cas, c'est la portion amont du profil longitudinal qui sert de référence à la projection (cas des valleuses les plus grandes).

La projection des valleuses de Saint-Jouin-Bruneval (3), d'Etigue (7), de Vaucottes (8) et d'Yport (9) nous a permis d'estimer la position du paléo trait de côte de part et d'autre de la couverture bathymétrique ou sa position est confirmée par la position de la marche S_1 ainsi que les projections des valleuses du Fourquet (4) et du Tilleul (5) (Fig. 5.46). Pour la portion au sud du Cap d'Antifer, la projection du profil de la valleeuse de Saint-Jouin-Bruneval (3) indique la position d'un paléo-trait de côte à environ 280 m de trait de côte actuel (Fig. 5.46). Pour la zone à l'est d'Etretat, les projections des trois valleuses placent le trait de côte de 390 m pour la valleeuse d'Etigue (7) à 600 m de la position de la falaise actuelle dans le cas de la valleeuse d'Yport (9). Le recul de la falaise augmenterait donc spatialement d'ouest en est sur ce secteur (Fig. 5.46). En Partant de l'hypothèse que le paléo-trait de côte marque bien la position de la falaise estimée à $6,5 \pm 1 \text{ ka}$, il est alors possible d'estimer un taux moyen de recul long terme de la falaise au niveau des profils de valleeuse projetés. Pour la valleeuse de Saint-Jouin-Bruneval (3), le taux de recul de la falaise est estimé à $0,04 \text{ m/an} \pm 0,01 \text{ m/an}$. Au niveau des valleuses 7, 8 et 9, le taux moyen de recul de la falaise est estimé à $0,05 \text{ m/an} \pm 0,01 \text{ m/an}$ pour les valleuses d'Etigue et de Vaucottes, et de $0,09 \text{ m/an} \pm 0,01 \text{ m/an}$ pour la valleeuse d'Yport.

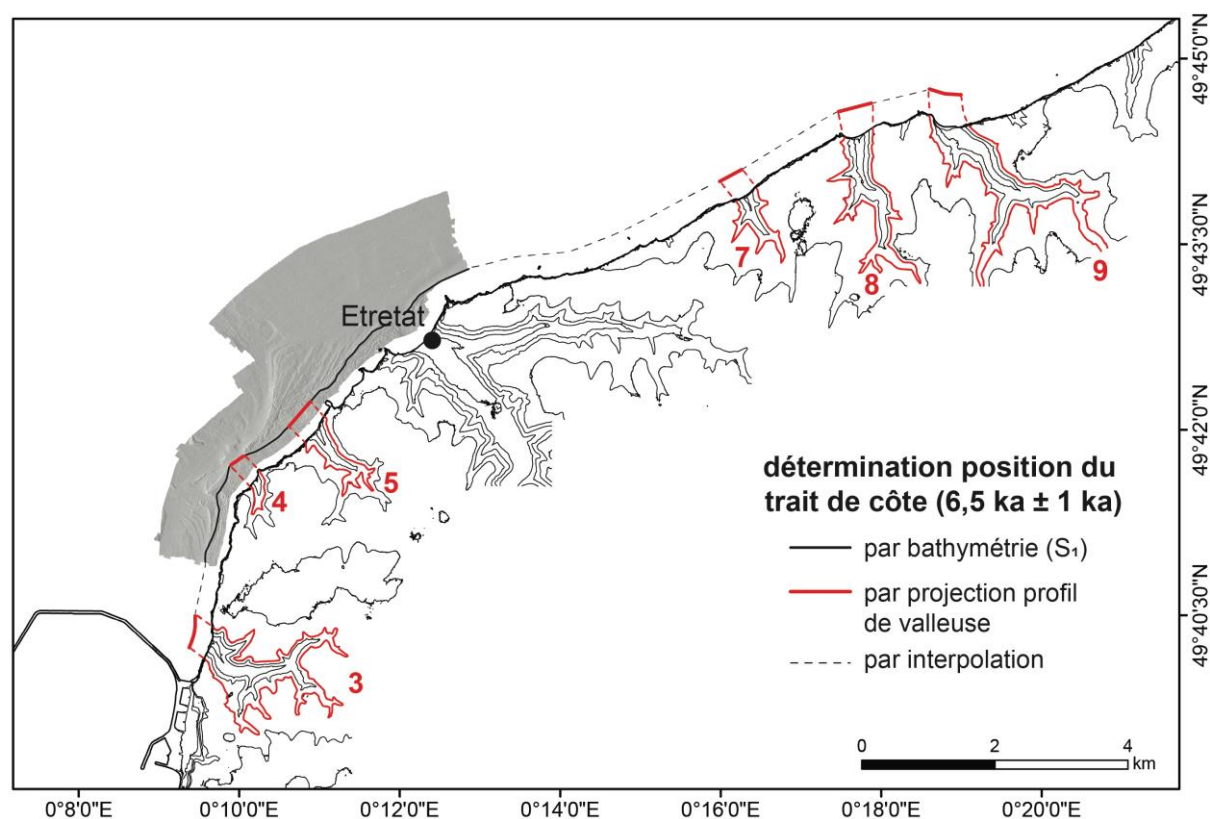


Figure 5.46 – Localisation du paléo-trait de côte estimé à 6,5 ka ± 1 ka pour la zone côtière s'étalant de la vallée de Saint-Jouin-Bruneval (3) à Yport (9). La position du paléo-trait de côte a été estimée d'une part à partir des données bathymétriques (position de S_1) et d'autre part, par la projection des profils longitudinaux des vallées

Pour la portion côtière au large de Fécamp, les projections des vallées de Saint-Pierre-en-Port (14), des Grandes Dalles (15) et des Petites Dalles (16) nous ont permis d'estimer la position du paléo trait de côte à l'est de la couverture bathymétrique où sa position est confirmée par la position de la marche S_1 ainsi que les projections des vallées de Senneville-sur-Fécamp (12) et d'Eletot (13) (Fig. 5.47). Les projections des trois vallées (14, 15 et 16) indiquent un paléo-trait de côte entre 390 m (vallées 14 et 15) et 500 m (vallée 16) de la position actuelle de la falaise (Fig. 5.47). Comme pour le secteur précédent, ces distances illustrent une augmentation du recul de la falaise d'ouest en est. Tendence également observée à partir de l'interprétation de la bathymétrie au large de Fécamp (cf. Chapitre 3). Comme précédemment, à partir des distances de recul calculées, un taux d'érosion long terme de la falaise peut être estimé sur la période de 6,5 ka ± 1 ka. Au niveau des vallées 14, 15 et 16, le taux d'érosion calculé varie de 0,06 m/an ± 0,01 m/an pour la vallée de Saint-Pierre-en-Port (14) à 0,08 m/an ± 0,01 m/an pour la vallée des Petites Dalles (16).

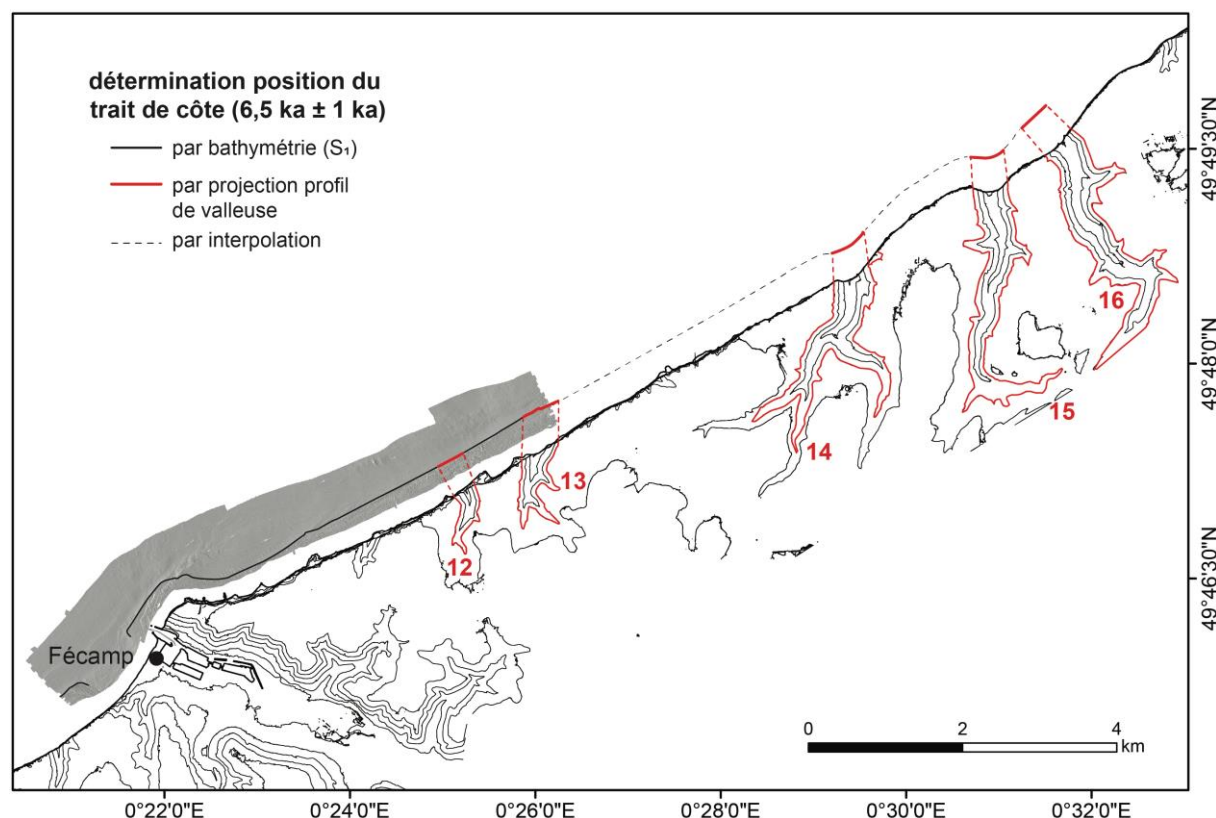


Figure 5.47 – Localisation du paléo-trait de côte estimé à $6,5 \text{ ka} \pm 1 \text{ ka}$ pour la zone côtière débutant de Fécamp à la valleeuse des Petites Dalles (16). La position du paléo-trait de côte a été estimée d'une part à partir des données bathymétriques (position de S_i) et d'autre part, par la projection des profils longitudinaux des valleuses

La zone au large de Saint-Valéry-en-Caux ne disposant pas de couverture bathymétrique précise, seules les projections des valleuses de Saint-Valéry-en-Caux (23) et Veules-les-Roses (24) nous ont permis d'estimer la position d'un paléo-trait de côte (Fig. 5.48). Pour la valleeuse 23, la projection de son profil longitudinal positionne l'ancien rivage à environ 690 m de la position actuelle de la falaise. Dans le cas de la valleeuse 24, la projection de son profil positionne l'ancien littoral à environ 800 m du trait de côte actuel soit 110 m de plus. Cette différence illustre encore une fois une augmentation du recul de la falaise d'ouest en est (Fig. 5.48). Ces distances projetées permettent d'estimer un taux de recul long-terme local de la falaise sur la période de $6,5 \text{ ka} \pm 1 \text{ ka}$. Le taux moyen de recul estimé de la falaise est donc de $0,11 \text{ m/an} \pm 0,02 \text{ m/an}$ au niveau de la valleeuse de Saint-Valéry-en-Caux (23) et de $0,12 \pm 0,02 \text{ m/an}$ pour la falaise au niveau de la valleeuse de Veules-les-Roses (24).

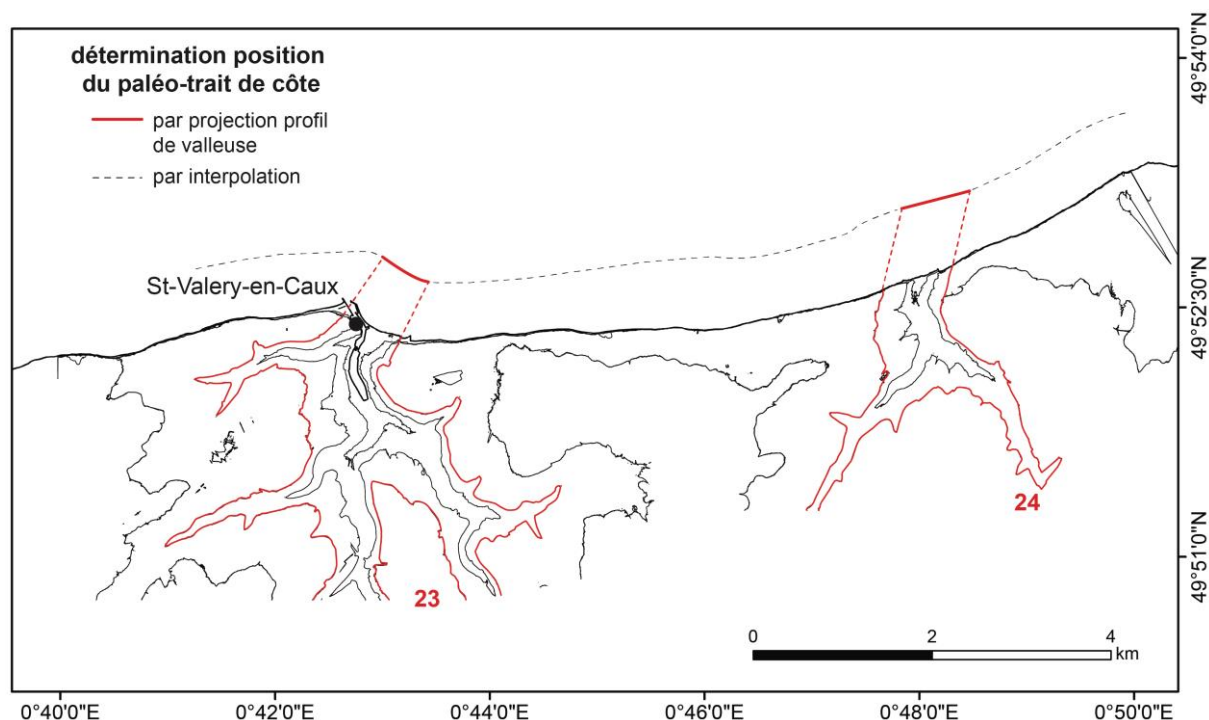


Figure 5.48 – Localisation du paléo-trait de côte estimé à $6,5 \text{ ka} \pm 1 \text{ ka}$ pour la zone côtière débutant de Saint-Valéry-en-Caux jusqu'à la valleuse de Veules-les-Roses (24). La position relative du paléo-trait de côte a été estimée à partir de la projection des profils longitudinaux des valliées.

Le secteur au large de Pourville et Dieppe ne possédant pas de couverture bathymétrique, seules les projections des profils longitudinaux de six valliées nous ont permis d'estimer la position du paléo-trait de côte (Fig. 5.49). Les projections des valliées de Vasterival (32) et de Varengeville-sur-Mer (33), situées à l'ouest de Pourville, ont positionné le paléo-rivage à environ 900 m de la falaise actuelle. Dans le cas de la valleuse de Puys (37), sa projection établit la position du paléo-trait de côte à 820 m du trait de côte actuel (Fig. 5.49). Les projections des trois dernières valliées, Belleville (38), Saint-Martin-Plage (40) et Penly (41) ont localisé le paléo-trait de côte à 390 m de la falaise actuelle dans le cas de la valleuse 38 et 480 m dans le cas des deux autres valliées (40 et 41). Les différences de distances estimées témoignent d'une diminution du recul de la falaise de la valleuse de Vasterival (32) à la valleuse de Belleville (38) et d'une augmentation du recul de la falaise d'ouest en est de Belleville (38) à Penly (41) (Fig. 5.49). Dans le cas des valliées de Vasterival (32) et de Varengeville-sur-Mer (33), le taux moyen de recul de la falaise sur la période de $6,5 \text{ ka} \pm 1 \text{ ka}$ est estimé à $0,14 \text{ cm/an} \pm 0,02 \text{ m/an}$. Au niveau de la valleuse de Puys, le taux de recul long terme de la falaise est de $0,13 \pm 0,02 \text{ m/an}$. Au niveau des trois valliées 38, 40 et 41, le taux moyen de recul estimé varie de $0,06 \text{ m/an} \pm 0,01 \text{ m/an}$ pour la valleuse de Belleville (38) à $0,07 \text{ m/an} \pm 0,01 \text{ m/an}$ pour les valliées de Saint-Martin-Plage (40) et de Penly (41).

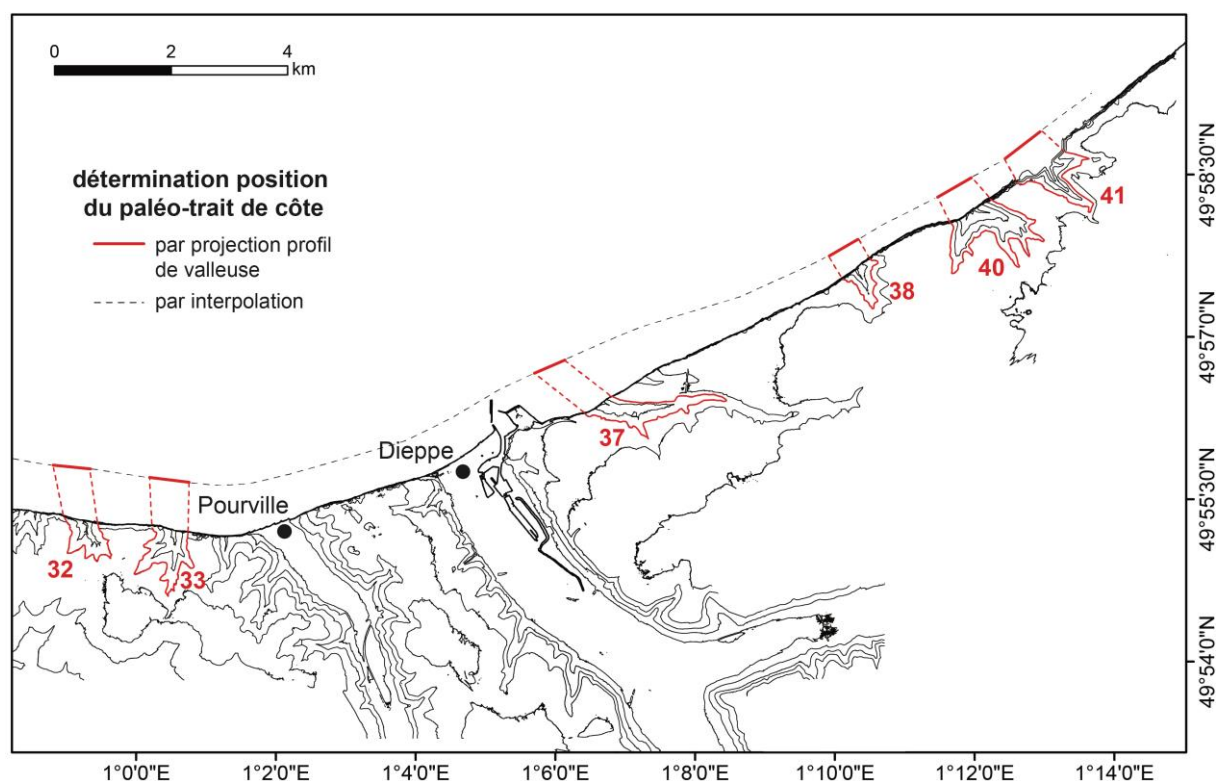


Figure 5.49 – Localisation du paléo-trait de côte estimé à 6,5 ka $\pm$ 1 ka pour la zone côtière débutant de la vallée de Vasterival (32) jusqu'à la vallée de Penly (41). La position relative du paléo-trait de côte a été estimée à partir de la projection des profils longitudinaux des vallées.

Les taux d'érosion long-termes estimés par la méthode de projection du profil longitudinal des vallées ont pu être comparés aux taux d'érosion estimés sur la période contemporaine de 1966 à 1995 et 1966 à 2008 par analyse photogrammétrique (Costa et al., 2004 ; Letortu et al., 2014) (Table 5.2). De même que pour les taux d'érosion contemporains, le secteur de Vasterival à Penly est le secteur qui a subi la plus forte érosion sur le long terme et le secteur d'Antifer à Yport est le secteur qui témoigne du recul le plus faible de la falaise (Table 5.2). Cependant, pour l'ensemble des secteurs étudiés, les taux d'érosion contemporains sont deux à trois fois supérieurs aux taux d'érosion long-termes. Cette tendance appuie encore un peu plus l'hypothèse d'une accélération « récente » du recul de la falaise, émise suite à la détermination de la position du paléo-trait de côte par la localisation de S_1 (cf. Chapitre 3).

Table 5.2 – Comparaison des taux d'érosion long termes et contemporains de la falaise.

Méthode d'estimation	Période couverte	Taux d'érosion de la falaise (m/an) par secteur			
		Antifer à Yport	Fécamp aux Petites Dalles	SVC à Veules-les-Roses	Vasterival à Penly
Projection du profil de vallée	6,5 ka $\pm$ 1 ka à auj.	0,04 - 0,09	0,06 - 0,08	0,11 - 0,12	0,14 - 0,06
Comparaison photographies aériennes (photogrammétrie)	1966 à 1995 (Costa et al., 2004) & 1966 à 2008 (Letortu et al., 2014)	0,08 - 0,15	0,12 - 0,26	0,21	0,33 - 0,18

6. Conclusion

Dans un premier temps, nous avons dressé l'état de développement de l'ensemble du réseau hydrographique de Seine-Maritime et de ses bassins versants. Plusieurs indices morphométriques ont montré que la géométrie des bassins versants est contrôlée par la nature lithologique du substrat et par la géologie structurale. Ils ont également montré que le réseau hydrographique de Seine-Maritime est de faible maturité, illustré par une incision et une érosion réduite du relief.

L'analyse des diagrammes de la pente en fonction de l'aire drainée a mis en avant la présence de quatre domaines géomorphologiques séparés par des seuils dont le principal sépare le domaine non chenalisé et où prédominent les processus de versant du domaine chenalisé pour lesquels les processus d'incision opèrent exclusivement.

Dans un second temps, nous nous sommes intéressés aux vallées suspendues de Seine-Maritime (valleuses) qui sont des reliques d'une paléo-géographie ancienne. Leur formation résulte de la compétition entre l'érosion de la falaise et l'incision fluviale et dès lors que la vitesse d'incision est dominée par la vitesse de recul de la falaise, la vallée initialement connectée au niveau marin devient suspendue. Il existe une relation entre l'aire drainée du bassin versant des valleuses et l'altitude de leur exutoire. De plus, nous avons remarqué qu'à partir d'une certaine valeur d'aire drainée (10^8 m^2), les valleuses n'étaient plus suspendues. Les valleuses de Seine-Maritime sont majoritairement de morphologie concavo-convexe et elles possèdent pour la plupart d'entre elles une entaille d'adaptation qui semble correspondre à la dernière phase d'incision subie par le réseau hydrographique de Seine-Maritime (au Tardiglaciaire).

Le profil longitudinal des valleuses a ensuite été projeté dans le but d'obtenir la position de l'exutoire des valleuses lorsque celles-ci étaient connectées au niveau marin, et donc la position relative de la falaise (Rodet, 1992). Avant d'étendre ces projections à l'ensemble des valleuses de Seine-Maritime, elles ont été testées sur des valleuses où les données de bathymétrie de la plateforme rocheuse étaient disponibles afin de voir si les projections coïncidaient avec les marqueurs d'un paléo-trait de côte préalablement identifiés sur les plateformes rocheuses. Ce test a montré qu'il existait une bonne corrélation entre la position de la marche S_1 qui matérialise la position de la falaise il y a environ $6,5 \text{ ka} \pm 1 \text{ ka}$ et la projection du profil de l'entaille d'adaptation des valleuses. Cette méthode de projection a donc pu être appliquée à l'ensemble des valleuses et ainsi étendre la paléo-position de la falaise estimée à $6,5 \text{ ka} \pm 1 \text{ ka}$. Par la suite, des taux moyens de l'érosion long-terme de la falaise ont pu être déduits et comparés aux taux d'érosion contemporains. Ainsi une accélération générale récente des vitesses de recul de la falaise confirme l'hypothèse émise à la suite du chapitre 4.

Conclusion générale

Le littoral à falaises crayeuses de Normandie est caractérisé par une plateforme littorale rocheuse qui émerge à marée basse. Cette plateforme littorale est un objet géomorphologique plat ou à faible pente, non uniforme et incisée par une succession de marches qui s'étendent vers la limite des plus basses mers astronomiques. L'érosion de ces falaises peut se manifester par à-coups sous la forme de mouvements de masse imprévisibles et inégalement répartis le long du littoral. C'est le cas du site de Senneville-sur-Fécamp dont l'activité érosive se caractérise par de rares mais volumineux mouvements gravitaires. En effet, l'analyse photogrammétrique mise en place lors d'une période de 17 mois d'observation a montré que la falaise n'avait subi qu'une érosion localisée au niveau de son pied de falaise générant un volume érodé d'environ 50 m³. Cette érosion s'est produite sur une portion de falaise qui n'était pas recouverte par le dépôt d'un précédent effondrement. Cette observation a permis de mettre en évidence le rôle protecteur de ces talus. Grâce à leur présence, la falaise sous-jacente est préservée des assauts de la mer, bien que ces derniers s'érodent rapidement (1 m de recul pour 17 mois d'analyse, ce qui correspond à un taux de 0,7 m/an pour la période considérée). Ainsi il est possible de s'interroger sur le temps nécessaire à l'érosion totale de ce talus d'effondrement, ainsi que la durée de résistance de la falaise avant un nouvel effondrement de masse, après disparition du talus.

De nouvelles données bathymétriques acquises lors de récentes campagnes en mer ont permis d'identifier un domaine rocheux sous-marin dont l'étendue spatiale était insoupçonnée jusqu'à présent. Ainsi, une plateforme rocheuse s'étend au-delà de la simple plateforme littorale (zone intertidale). Les plateformes rocheuses de quatre secteurs du littoral aux caractéristiques lithologiques hétérogènes ont été analysées dans le but de comparer leur morphologie, afin d'établir un modèle type de plateforme rocheuse et enfin de comprendre leur évolution ainsi que celle de la falaise sur le long terme. De ce fait, on ne parle plus ici de plateforme de type A ou plateforme de type B (Sunamura, 1992) car les définitions qui leur sont attribuées caractérisent seulement la portion intertidale (plateforme littorale) de la plateforme rocheuse. En outre, nous avons vu que dans le cas des plateformes littorales de Normandie, ces deux types de plateformes pouvaient être rencontrés sur un même secteur. Ainsi, afin de définir un modèle de plateforme rocheuse, il ne faut donc pas se restreindre à sa seule partie intertidale mais intégrer sa prolongation dans le domaine subtidal.

La plateforme rocheuse de Normandie est une surface en pente qui débute au niveau du pied de falaise (CPJ) et qui s'étend jusqu'à un rebord distal marqué par une marche plus ou moins verticale. Cette marche localisée dans le domaine subtidal définit le rebord distal de la plateforme rocheuse. La particularité de ce rebord de plateforme que nous avons nommé S_1 , est qu'il est localisé en continu à la même profondeur, entre -9 m et -10 m, sur l'ensemble des secteurs étudiés et qu'il est relativement parallèle à l'orientation du trait de côte actuel. Localement sur le secteur au large du Cap d'Antifer, la plateforme rocheuse s'étend au-delà de S_1 jusqu'à une autre marche, nommée S_2 , localisée plus en profondeur à -17 m. Dans ce cas précis, S_1 sépare la plateforme rocheuse en deux parties, une portion supérieure que nous avons nommée plateforme interne (CPJ au sommet de S_1) et une portion inférieure que nous avons nommée plateforme externe (base de S_1 au sommet de S_2). À la simple vue des cartes bathymétriques, nous aurions pu croire que la plateforme externe était présente seulement au large du

Cap d'Antifer, mais l'analyse de profils sismiques CHIRP nous a confirmé sa présence sur au moins un autre secteur du littoral nous laissant supposer que la plateforme externe pourrait bien être recouverte de sédiments sur l'ensemble des secteurs étudiés. La différence majeure entre ces deux marches est que S_1 a une origine purement « morphologique » car elle est présente en continu le long de la côte quelle que soit la lithologie de craie traversée, alors que S_2 a une origine « lithologique » car elle n'est visible qu'au niveau de la transition lithologique entre la Craie Glauconieuse et les formations sous-jacentes de marnes et d'argiles de l'Albien.

La présence d'un paléo-éboulement de falaise scellé sur le fond marin et collé au rebord de plateforme S_1 au large de Senneville-sur-Fécamp nous a permis de confirmer l'hypothèse que nous avons émise à la suite de l'interprétation des cartes bathymétriques et selon laquelle, S_1 marque la paléo-position de la falaise. L'apport de nouvelles données de datations cosmogéniques au ^{10}Be sur le secteur de Mesnil-Val a également permis d'appuyer un peu plus cette hypothèse. S_1 est donc restée fixe, l'élargissement de la plateforme se fait seulement par le recul progressif de la falaise, ceci nous permettant d'attribuer le modèle d'équilibre statique à l'évolution de la plateforme rocheuse (Sunamura, 1983 ; Trenhaile, 2000, 2001a, 2001b ; de Lange and Moon, 2005). Un tel modèle d'évolution peut être attribué à la plateforme rocheuse du littoral crayeux de Normandie car suffisamment de preuves permettent d'affirmer que le rebord distal de la plateforme est resté stable au cours de son évolution. Ce modèle facilite énormément l'interprétation de la dynamique de recul de la falaise car elle est directement liée à la largeur de sa plateforme rocheuse interne (S_1 au CPJ). Dans le cas d'un modèle d'évolution dynamique d'une plateforme (Challinor, 1949 ; Trenhaile, 1974), le recul du rebord de la plateforme se fait de manière synchrone à celui de la falaise, ce qui ne permet pas d'estimer la distance de recul de la falaise à partir de la largeur de la plateforme.

Si cette paléo-position de la falaise (S_1) se trouve à la même profondeur sur l'ensemble des secteurs étudiés, sa distance avec le pied de falaise peut fortement varier d'un secteur à l'autre (280 m à plus de 800 m). Cette différence morphologique est étroitement liée à la nature lithologique de la plateforme. Ainsi, les plateformes taillées dans les formations de craie de Lewes Nodular Chalk et de New Pit Chalk sont les plus larges et les moins pentues alors que les plateformes taillées dans les formations de Holywell Nodular Chalk et de Craie de Rouen sont les plus étroites et les plus pentues. Ces deux groupes de craies se caractérisent par des propriétés physiques dissemblables. En effet les craies de Lewes Nodular Chalk et de New Pit Chalk sont des craies très peu cimentées avec une résistance à la compression uniaxiale (UCS) et un index diagénétique faibles, une porosité et une perméabilité élevées. A l'inverse les craies de Holywell Nodular Chalk et de Rouen sont des craies moyennement cimentées caractérisées par un UCS et un index diagénétique élevés, une porosité et une perméabilité faibles (Faÿ-Gomord et al., 2016). Cette relation entre les propriétés physiques de la craie qui constitue la plateforme, et la morphologie de la plateforme, plus particulièrement sa largeur, montre le lien étroit qui existe entre la distance de recul de la falaise depuis S_1 et la lithologie de craie. Ce résultat corrobore les conclusions avancées suite à la quantification du recul des falaises de craie sur la période contemporaine selon lesquelles une relation directe entre la stratigraphie de la falaise et les taux de recul estimés avait été proposée (Costa, 1997 ; Costa et al., 2004 ; Letortu et al., 2014, 2019).

Pour estimer les taux d'érosion de la falaise sur le long terme à partir de l'interprétation de la morphologie de la plateforme, il nous a fallu intégrer une variable temporelle. S_1 étant une relique de la position de falaise, il était donc nécessaire d'estimer la date de sa création pour ainsi obtenir des taux

d'érosion. Deux études régionales de datation réalisées à proximité de nos secteurs nous ont permis d'approcher cette période. Des témoins sédimentaires de la remontée du niveau marin holocène datées de 7,5 à 5,5 ka (Beun & Broquet, 1980) et de 6,5 ka (Tessier et al., 2012) ont été identifiés à une profondeur semblable à celle de S_1 . La paléo-position de la falaise sur le rebord de plateforme S_1 serait donc synchrone du ralentissement de la vitesse de remontée du niveau marin holocène. Ce ralentissement de remontée holocène a largement été décrit dans différentes régions du globe, toujours à une profondeur située entre -5 m et -13 m par rapport au niveau marin actuel et daté à environ 6,5 ka $\pm$ 1 ka. Cette hypothèse a pu être confirmée par les datations au ^{10}Be de silex sur la plateforme rocheuse de Mesnil-Val, dans le domaine subtidal, à proximité et au niveau du rebord distal S_1 . Un pic de concentration en ^{10}Be a confirmé que S_1 était bien la trace de la falaise il y a au moins 6,5 ka $\pm$ 1 ka, position restée stable de la dernière période interglaciaire (MIS 5) à la dernière période glaciaire (MIS 2). S_1 correspondrait donc à la position de la falaise glaciaire abandonnée lorsque le niveau marin se situait en dessous du niveau marin actuel.

Grâce à l'estimation de la date de la paléo-position de la falaise sur le rebord S_1 , nous avons pu quantifier sur un critère de distance, l'érosion de la falaise sur le long terme, soit sur une période de 6,5 ka $\pm$ 1 ka à aujourd'hui. Le long de la section littorale entre le Cap d'Antifer et Etretat, les taux d'érosion long terme de la falaise sont de 0,051 m/an $\pm$ 0,008 m/an. Entre Fécamp et Eletot, ceux-ci sont de 0,060 m/an $\pm$ 0,009 m/an. Enfin le long de la section littorale entre Biville-sur-Mer et Mesnil-Val, ils sont les plus importants des zones étudiées avec 0,090 m/an $\pm$ 0,014 m/an. A Mesnil-Val, où la plateforme rocheuse est la plus large, les taux d'érosion long terme sont de 0,13 m/an $\pm$ 0,014 m/an, valeur similaire aux taux d'érosion estimés sur la plateforme littorale par Regard et al. (2012) en utilisant la datation cosmogénique (0,11 m/an à 0,13 /an). Ces taux estimés sur la période de 6.5 ka $\pm$ 1 ka à aujourd'hui sont de 33% (secteur Biville-sur-Mer à Mesnil-Val) à 57% (secteur Fécamp à Eletot) plus lents que les taux d'érosion contemporains estimés sur ces secteurs respectifs (de 1966 à 2008 soit 42 ans). Contrairement aux taux contemporains, les taux d'érosion long terme sont spatialement homogènes le long d'un même secteur car les taux de recul contemporain sont davantage affectés par les effets des éboulements ponctuels. Même si la récurrence de ces effondrements ponctuels peut en partie expliquer les différences de taux entre l'érosion contemporaine de la falaise et son érosion long terme, il semble tout de même qu'une accélération récente des taux d'érosion de la falaise est présente telle qu'elle a été observée sur les côtes sud de l'Angleterre (Hurst et al., 2016).

Pour étendre spatialement la quantification de l'érosion long terme des falaises à l'ensemble du littoral à falaise de craie de Normandie, nous avons utilisé le réseau hydrographique de Seine-Maritime.

Dans un premier temps, nous avons dressé l'état de développement du réseau hydrographique de Seine-Maritime et de ses bassins versants au travers de plusieurs indices morphométriques. Le réseau hydrographique de Seine-Maritime est de faible maturité, illustré par une incision et une érosion réduite du relief.

Dans un second temps nous avons utilisé les vallées suspendues localisées sur le littoral dont la formation résulte de la compétition entre l'érosion de la falaise et l'incision fluviale. Nous avons projeté leur profil longitudinal dans le but d'obtenir la position de l'exutoire de ces vallées lorsque celle-ci étaient connectées au niveau marin *i.e.* la position relative de la falaise (Rodet, 1992). Avant d'étendre cette méthodologie à l'ensemble des vallées suspendues du littoral, nous avons testé cette méthode sur des vallées où les données de bathymétrie étaient disponibles afin de voir si la projection coïncidait avec les marqueurs du paléo-trait de côte préalablement identifiés sur la plateforme rocheuse. Ce test a montré que les

projections de ces vallées coïncidaient avec la position du rebord de la plateforme rocheuse interne (S_1) qui matérialise la position de la falaise il y a $6,5 \text{ ka} \pm 1 \text{ ka}$. La méthode a donc été appliquée à l'ensemble des vallées suspendues du littoral et de ce fait la paléo-position de la falaise il y a $6,5 \text{ ka} \pm 1 \text{ ka}$ a pu être étendue à l'ensemble du trait de côte de Seine-Maritime. A partir de ces projections, des taux d'érosion long-terme de la falaise ont ainsi été estimés et comparés aux taux d'érosion contemporains. Ainsi, sur la période de $6,5 \text{ ka} \pm 1 \text{ ka}$ à aujourd'hui, le secteur littoral d'Antifer à Yport a connu un taux d'érosion de $0,04 \text{ m/an}$ à $0,09 \text{ m/an}$, le secteur de Fécamp aux Petites Dalles a connu un taux d'érosion de $0,06 \text{ m/an}$ à $0,08 \text{ m/an}$, le secteur de Saint-Valéry-en-Caux à Veules-les-Roses a connu un recul de $0,11 \text{ m/an}$ à $0,12 \text{ m/an}$ et le secteur de Vastéval à Penly a connu un recul de $0,06 \text{ m/an}$ à $0,14 \text{ m/an}$. Ces taux d'érosion long terme contrastent avec les taux d'érosion contemporains de la falaise sur ces mêmes secteurs car ils sont deux à trois fois inférieurs. Ces résultats confirment davantage les hypothèses d'une probable accélération « récente » du recul de la falaise.

Pour envisager et anticiper les vitesses d'érosion de la falaise de craie de Normandie dans le futur, il serait intéressant de considérer les vitesses contemporaines comme des vitesses maximales et les vitesses d'érosion long-terme comme des vitesses minimales. Cependant, dans le cas où l'augmentation des vitesses d'érosion résulterait de changements climatiques tel que le réchauffement de la planète et surtout l'élévation du niveau moyen de la mer qui tend à s'intensifier ces dernières années, les taux d'érosion sur la période contemporaine pourraient correspondre à des vitesses minimales d'érosion de la falaise de craie, susceptibles de pouvoir augmenter, dans la mesure où ces changements climatiques se perpétueraient sur le long terme.

Les résultats présentés reposent en grande partie sur la présence continue d'un rebord de plateforme sous-marin S_1 , qui n'a été identifié qu'à la faveur de prospections bathymétriques à très haute résolution, localisées sur quelques sites du domaine côtier proche et de faible profondeur. L'acquisition de telles données sous-marines est très récente, du fait de la mise au point de sondeurs multifaisceaux ou équivalents capables de réaliser des acquisitions sur de très faibles profondeurs d'eau. Il serait bien évidemment judicieux de pouvoir étendre la couverture bathymétrique de cette précision sur l'ensemble du littoral crayeux de la Manche, pour confirmer la présence de S_1 et valider les hypothèses proposées.

A ce sujet, le projet Litto3D développé depuis plusieurs années par le SHOM et l'IGN sur les littoraux français consiste à cartographier l'ensemble du littoral par utilisation d'un lidar topo-bathymétrique, en survol aérien. Le Réseau d'Observation du Littoral (ROL) Normandie Hauts de France a pris en charge la gestion de la couverture du littoral de la Manche de la Baie du Mont Saint-Michel aux Hauts de France (NHDF), en association avec le SHOM. Les données Lidar attendues doivent pouvoir couvrir la zone littorale jusqu'à 5 m de profondeur, pour peu que la turbidité des masses d'eau sus-jacente soit faible. De cette manière, seule la partie intertidale de la plateforme rocheuse pourrait être cartographiée dans la mesure où la plateforme affleure, sans une épaisse couverture sédimentaire. Cependant, le site d'étude le plus septentrional (Ault) montre déjà une épaisse couverture sédimentaire, laissant supposer une situation similaire voire amplifiée en termes de dépôts superficiels vers l'estuaire de la Somme, puis les Hauts de France. Dans ce cas, seule l'acquisition haute résolution par navire côtier, équipé d'un sondeur multifaisceaux petits fonds et d'un sondeur de sédiments sera efficace.

Enfin, ces résultats ne sont déterminés qu'en contexte de littoral de craie. Il est donc possible de demander s'ils peuvent être appliqués à tout type de littoral rocheux. Les données récentes acquises sur la plateforme de Penmarc'h située au large de la Bretagne (Raimbault, 2017) en contexte granitique montre une morphologie radicalement différente, qui apparaît comme essentiellement guidée par la fracturation régionale. Dans ce cas, la plateforme résulte de la rythmicité long terme des cycles glaciaires et interglaciaires du Cénozoïque et montre des traces d'héritage indéniables, issues de processus d'altération continentale. Par ailleurs, la dynamique érosive court terme y étant beaucoup plus faible, la durée de 6,5 ka est trop courte pour engendrer une marque semblable à S_1 , durable sur la plateforme. Ainsi, le rebord de plateforme S_1 ne semble pouvoir se trouver qu'en contexte de falaise à roches tendres et à taux d'érosion rapide, comme le long des côtes de craie françaises et anglaises de la Manche orientale.

Bibliographie

Adams, J., & Chandler, J., 2002. Evaluation of LIDAR and medium scale photogrammetry for detecting soft-cliff coastal change. *The Photogrammetric Record*, 17(99), 405-418.

Ahnert, F., 1984. Local relief and the height limits of mountain ranges. *American Journal of Science*, 284(9), 1035-1055.

Amédéo, F., & Robaszynski, F., 2000. Les craies à silex du Turonien supérieur au Santonien du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. *Géologie de France*, 4, 39-56.

Anthony, E. J., 2002. Long-term marine bedload segregation, and sandy versus gravelly Holocene shorelines in the eastern English Channel. *Marine geology*, 187(3-4), 221-234.

Antoine, P., 1994. The Somme valley terrace system (northern France); a model of river response to Quaternary climatic variations since 800,000 BP. *Terra nova*, 6(5), 453-464.

Antoine, P., Lautridou, J. P., Sommé, J., Auguste, P., Auffret, J. P., Baize, S., ... Joly, F., 1998. Les formations quaternaires de la France du Nord-Ouest: Limites et corrélations [The quaternary formations of North-West France: Boundaries and correlations]. *Quaternaire*, 9(3), 227-241.

Antoine, P., Fagnart, J. P., Limondin-Lozouet, N., Munaut, A. V., 2000. Le Tardiglaciaire du bassin de la Somme: éléments de synthèse et nouvelles données [The Lateglacial from the Somme basin: first synthesis and new data]. *Quaternaire*, 11(2), 85-98.

Antoine, P., Limondin-Lozouet, N., Auguste, P., Lamotte, A., Bahain, J. J., Falguères, C., ... Fagnart, J. P., 2003. Paléoenvironnements pléistocènes et peuplements paléolithiques dans le bassin de la Somme (nord de la France). *Bulletin de la Société préhistorique française*, 100(1), 5-28.

Antoine, P., Lozouet, N. L., Chaussé, C., Lautridou, J. P., Pastre, J. F., Auguste, P., ... Galehb, B., 2007. Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme): synthesis, and new results from interglacial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 26(22-24), 2701-2723.

Auffret, J. P., Alduc, D., Larsonneur, C., Smith, A. J., 1980. Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. In *Annales de l'Institut océanographique* (Vol. 56, pp. 21-35).

Augris, C., 2004. *Évolution morpho-sédimentaire du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime*. Editions Quae.

Autran, A., Lefort, J. P., Debeglia, N., Edel, J. B., Vignerresse, J. L., 1994. Gravity and magnetic expression of terranes in France and their correlation beneath overstep sequences. In *Pre-Mesozoic Geology in France and related areas* (pp. 49-72). Springer, Berlin, Heidelberg.

Bialek, J., 1969. Le recul des falaises du cap d'Antifer au Tréport, entre 1830 et 1966. Direction Départementale de l'Équipement de Seine-Maritime, Arrondissement de Dieppe, 63.

- Bird, E., 2011. Coastal Geomorphology, an Introduction. Chichester, U.K.: John Wiley & Sons, Inc., 322p.
- Blanco-Chao, R., Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A. S., Costa-Casais, M., Valcárcel-Díaz, M., 2007. Shore platform abrasion in a para-periglacial environment, Galicia, northwestern Spain. *Geomorphology*, 83(1-2), 136-151.
- Brocklehurst, S. H., & Whipple, K. X., 2002. Glacial erosion and relief production in the Eastern Sierra Nevada, California. *Geomorphology*, 42(1-2), 1-24.
- Brardinoni, F., & Hassan, M. A., 2006. Glacial erosion, evolution of river long profiles, and the organization of process domains in mountain drainage basins of coastal British Columbia. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111(F1).
- Bray, M. J., & Hooke, J. M., 1997. Prediction of soft-cliff retreat with accelerating sea-level rise. *Journal of Coastal Research*, 453-467.
- Bristow, R., Mortimore, R., Wood, C., 1997. Lithostratigraphy for mapping the Chalk of southern England. *Proceedings of the Geologists' Association*, 108(4), 293-315.
- Brown, S., 2008. Soft cliff retreat adjacent to coastal defences, with particular reference to Holderness and Christchurch Bay, UK (Doctoral dissertation, University of Southampton).
- Brown, S., Barton, M. E., Nicholls, R. J., 2012a. The effect of coastal defences on cliff top retreat along the Holderness coastline. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 59(1), 1-13.
- Brown, S., Barton, M. E., Nicholls, R. J., 2012b. Human interference on soft cliff retreat: examples from Christchurch Bay, UK. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 45(4), 395-404.
- Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2012). Tectonic Geomorphology, 454 pp.
- Burbank, D. W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R. S., Brozovic, N., Reid, M. R., Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, 379(6565), 505.
- Challinor, J., 1949. A principle in coastal geomorphology. *Geography* 34, 212 – 215.
- Champagnac, J. D., Valla, P. G., & Herman, F., 2014. Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate: A review. *Tectonophysics*, 614, 44-65.
- Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., 2003. Carte géologique de la France à 1/1 000 000 6ème édition révisée. BRGM, Orléans.
- Cheng, K. Y., Hung, J. H., Chang, H. C., Tsai, H., Sung, Q. C., 2012. Scale independence of basin hypsometry and steady state topography. *Geomorphology*, 171, 1-11.
- Choi, K. H., Seong, Y. B., Jung, P. M., Lee, S. Y., 2012. Using cosmogenic ¹⁰Be dating to unravel the antiquity of a rocky shore platform on the west coast of Korea. *Journal of Coastal Research*, 28 (3),

641-657.

Chorley, R. J., Schumm, S. A., Sugden, D. E., 1984. *Geomorphology*, Methuen & Co. Ltd., London.

Cooke, R.U. & Smalley, I.J., 1968. Salt weathering in deserts. *Nature*, 220, 1226-1227.

Cordier, S., HarMand, D., FreCHen, M., Beiner, M., 2006. Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris Basin and Rhenish Massif). *Quaternary Science Reviews*, 25(13-14), 1460-1474.

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. Thèse de doctorat, Université de Paris I.

Costa, S., 2000. Le recul des falaises du pays de Caux. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 37(1), 31-34.

Costa, S., & Delahaye, D., 2002. Pérennité des plages de galets de l'espace Rives-Manche (Beach erosion of the Rives Manche), rapport final, Préfecture de Haute-Normandie, Programme Européen Interreg. II, 90 p.

Costa, S., & Delahaye, D., 2005. Plages à risques/ *Beaches at risks* (PAR/BAR). Rapport final. Conseil régional de Haute-Normandie. Programme Européen Interreg IIIa, 175 p.

Costa, S., Delahaye, D., Freiré-Díaz, S., Di Nocera, L., Davidson, R., Plessis, E., 2004. Quantification of the Normandy and Picardy chalk cliff retreat by photogrammetric analysis. in: Mortimore R.N., Duperret A. (eds), Coastal Chalk Cliff instability. *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, 20 (1), 139-148.

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. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 95-116.

Cruslock, E. M., Naylor, L. A., Foote, Y. L., Swantesson, J. O., 2010. Geomorphologic equifinality: A comparison between shore platforms in Höga Kusten and Fårö, Sweden and the Vale of Glamorgan, South Wales, UK. *Geomorphology*, 114(1-2), 78-88.

Davies, P., Sunamura, T., Takeda, I., Tsujimoto, H., Williams, A. T., 2006. Controls of shore platform width: the role of rock resistance factors at selected sites in Japan and Wales, UK. *Journal of Coastal Research*, 160-164.

Davis, W. M., 1899. The geographical cycle. *The Geographical Journal*, 14(5), 481-504.

Dawson, R. J., Dickson, M. E., Nicholls, R. J., Hall, J. W., Walkden, M. J., Stansby, P. K., Mokrech, M., Richards, J., ... & Jordan, A., 2009. Integrated analysis of risks of coastal flooding and cliff erosion under scenarios of long term change. *Climatic Change*, 95(1-2), 249-288.

de Lange, W. P., & Moon, V. G., 2005. Estimating long-term cliff recession rates from shore platform widths. *Engineering Geology*, 80 (3-4), 292-301.

de Wever, P., Guillocheau, F., Reynaud, J. Y., Vennin, E., Robin, C., Cornée, A., Rouby, D., 2002. Deux siècles de stratigraphie dans le bassin de Paris. *Comptes Rendus Palevol*, 1(6), 399-414.

Dewez, T. J., Rohmer, J., Regard, V., Cnudde, C., 2013. Probabilistic coastal cliff collapse hazard from repeated terrestrial laser surveys: case study from Mesnil Val (Normandy, northern France). *Journal of Coastal Research*, 65(sp1), 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*, 40(12), 1688-1700.

Dewez, T., Leroux, J., Morelli, S., 2016. Cliff collapse hazard from repeated multicopter UAV acquisitions: return on experience.

Dickson, M. E., 2006. Shore platform development around Lord Howe Island, southwest Pacific. *Geomorphology*, 76(3-4), 295-315.

Dornbusch, U., Robinson, D. A., Moses, C., Williams, R., Costa, S., 2006. Retreat of Chalk cliffs in the eastern English Channel during the last century. *Journal of Maps*, 2 (1), 71-78.

Dornbusch, U., Robinson, D. A., Moses, C. A., Williams, R. B., 2008. Temporal and spatial variations of chalk cliff retreat in East Sussex, 1873 to 2001. *Marine Geology*, 249 (3-4), 271-282.

DREAL, 2015. Rapport d'activité Haute-Normandie. <http://www.normandie.developpement-durable.gouv.fr>

Dugué, O., 1989. Géodynamique d'une bordure de massifs anciens: la bordure occidentale du bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien: pulsations épirogéniques et cycles eustatiques (Manuscrit de thèse, Caen).

Dunai, T. J., 2010. Cosmogenic nuclides : principles, concepts and applications in the earth surface sciences. *Cambridge University Press*.

Duperret, A., 2013a. CROCOLIT_LEG1 cruise, RV Haliotis, <http://dx.doi.org/10.17600/13120080>

Duperret, A., 2013b. CROCOLIT_LEG3 cruise, RV Haliotis, <http://dx.doi.org/10.17600/13120100>

Duperret, A., 2017. CROCO-CAUX cruise, RV Haliotis, <https://doi.org/10.17600/17008200>

Duperret, A., Genter, A., Mortimore, R. N., Delacourt, B., De Pomerai, M. R., 2002. Coastal rock cliff erosion by collapse at Puys, France: the role of impervious marl seams within chalk of NW Europe. *Journal of Coastal Research*, 52-61.

Duperret, A., Genter, A., Martinez, A., Mortimore, R. N., 2004. Coastal chalk cliff instability in NW France: role olithology, fracture pattern and rainfall. in: Mortimore R.N. and Duperret A. (eds), Coastal Chalk Cliff instability. *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, 20 (1), 33-55.

- 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*, 78 (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*, 581, 163-181.
- Duperret, A., Raimbault, C., Le Gall, B., Authemayou, C., van Vliet-Lanoë, B., Regard, V., Dromelet, E., Vandycke, S., 2016. High-resolution onshore-offshore morpho-bathymetric records of modern chalk and granitic shore platforms in NW France. *Comptes Rendus Geoscience*, 348(6), 422-431.
- Duvall, A., Kirby, E., Burbank, D., 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 109(F3).
- Edwards, A. B., 1941. Storm wave platforms. *Journal of Geomorphology* 4, 223-36.
- Edwards, A. B., 1951. Wave action in shore platform formation. *Geological Magazine* 88, 41-9.
- Elhai, H., 1967. Les formations superficielles et le relief en Haute-Normandie. *Norvès*, 54(1), 193-209.
- Elineau, S., 2013. Le risque naturel côtier sur la communauté d'agglomération du Havre (Haute-Normandie): Une évaluation des aléas (manuscrit de thèse).
- Emery, K. O., & Kuhn, G. G., 1982. Sea cliffs: their processes, profiles, and classification. *Geological Society of America Bulletin*, 93(7), 644-654.
- England, P., & Molnar, P. (1990). Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18(12), 1173-1177.
- Fleming, C. A., 1965, Two-storied cliffs at the Auckland Islands: *Royal Society of New Zealand Transactions*, v. 3, p. 171-174.
- Flint, J. J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 10(5), 969-973.
- Foucault, A., & Raoult, J.-F., 2010. *Dictionnaire de Géologie-7^e édition*. Dunod.
- Foyle, A. M., & Naber, M. D., 2012. Decade-scale coastal bluff retreat from LiDAR data: Lake Erie coast of NW Pennsylvania, USA. *Environmental earth sciences*, 66(7), 1999-2012.
- Fryirs, K. A., & Brierley, G. J., 2012. *Geomorphic analysis of river systems: an approach to reading the landscape*. John Wiley & Sons.
- Gill, E. D., 1967. The dynamics of the shore platform process, and its relation to changes in sea-level.
- Grant, P. R., & Nettleship, D. N., 1971. Nesting habitat selection by puffins *Fratercula arctica* L. in Iceland. *Ornis Scandinavica*, 81-87.

- Guilcher, A., 1954. Morphologie littorale et sous-marine. *Presses universitaires de France*.
- Hack, J. T., 1957. *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland (Vol. 294)*. US Government Printing Office.
- Hack, J. T., 1960. *Interpretation of erosional topography in humid temperate regions*. Bobbs-Merrill.
- Hack, J. T., 1975. Dynamic equilibrium and landscape evolution. *Theories of landform development*, 1, 87-102.
- Hackney, C., Darby, S. E., Leyland, J., 2015. Landscapes on the edge: examining the role of climatic interactions in shaping coastal watersheds using a coastal-terrestrial landscape evolution model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(3), 313-325.
- Hampton, M. A., 2004. Formation, evolution, and stability of coastal cliffs: status and trends. DIANE Publishing.
- Hancock, G., & Willgoose, G., 2001. Use of a landscape simulator in the validation of the SIBERIA catchment evolution model: Declining equilibrium landforms. *Water Resources Research*, 37(7), 1981-1992.
- Hancock, G. R., & Evans, K. G., 2006. Channel head location and characteristics using digital elevation models. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 31(7), 809-824.
- Hauchard, E., & Laignel, B., 2008. Morphotectonic evolution of the north-western margin of the Paris Basin. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 52(4), 463-488.
- Hauchard, E., Delahaye, D., Freiré-Díaz, S., 2002. Organisation fractale de l'occupation du sol: conséquences sur le ruissellement et le ravinement dans les terres de grande culture/Fractal organization of the soil occupation: consequences on the runoff and gully erosion in arable cropping areas. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 8(2), 181-196.
- 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*, 8(2), 107-118.
- Hénaff, A., Lageat, Y., Costa, S., 2006. Geomorphology and shaping process of chalk shore platforms of the Channel coasts. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Suppl 144, 61-91.
- Hills, E. S., 1949. Shore platforms. *Geological Magazine*, 86(3), 137-152.
- Hills, E. S., 1972. Shore platforms and wave ramps. *Geological Magazine*, 109(2), 81-88.
- Howard, A. D., 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *AAPG bulletin*, 51(11), 2246-2259.

- Hurst, M. D., Rood, D. H., Ellis, M. A., Anderson, R. S., Dornbusch, U., 2016. Recent acceleration in coastal cliff retreat rates on the south coast of Great Britain. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113 (47), 13336-13341.
- Ijjasz-Vasquez, E. J., & Bras, R. L., 1995. Scaling regimes of local slope versus contributing area in digital elevation models. *Geomorphology*, 12(4), 299-311.
- James, M. R., & Robson, S., 2012. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: *Accuracy and geoscience application*. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F3).
- James, M. R., Ilic, S., & Ruzic, I., 2013. Measuring 3D coastal change with a digital camera. In *Proceedings of the 7th International Conference on Coastal Dynamics* (pp. 24-28). Bordeaux: Université de Bordeaux.
- James, M. R., Robson, S., Smith, M. W., 2017. 3-D uncertainty-based topographic change detection with structure-from-motion photogrammetry: precision maps for ground control and directly georeferenced surveys. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(12), 1769-1788.
- Javernick, L., Brasington, J., Caruso, B., 2014. Modeling the topography of shallow braided rivers using Structure-from-Motion photogrammetry. *Geomorphology*, 213, 166-182.
- Johnson, D.W., 1919. Shore processes and shoreline development. Wiley, New York.
- Juignet, P., 1974. La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricaïn: Aptien, Albien, Cénomaniën de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomaniën.(figures et planches) (Manuscrit de thèse, Université de Caen).
- Juignet, P., & Breton, G., 1992. Mid-Cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the western Paris Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91(3-4), 197-218.
- Kaiser, A., Neugirg, F., Rock, G., Müller, C., Haas, F., Ries, J., Schmidt, J., 2014. Small-scale surface reconstruction and volume calculation of soil erosion in complex Moroccan gully morphology using structure from motion. *Remote Sens.* 6 (8), 7050–7080.
- Kasse, C., Vandenberghe, D., De Corte, F., & Van den Haute, P., 2007. Late Weichselian fluvio-aeolian sands and coversands of the type locality Grubbenvorst (southern Netherlands): sedimentary environments, climate record and age. *Journal of Quaternary Science*, 22(7), 695-708.
- Kennedy, D. M., 2010. Geological control on the morphology of estuarine shore platforms: Middle Harbour, Sydney, Australia. *Geomorphology*, 114(1-2), 71-77.
- Kennedy, D. M., 2014. The rock coast of Australia. *Geological Society, London, Memoirs*, 40(1), 235-245.
- Kennedy, D. M., & Dickson, M. E., 2006. Lithological control on the elevation of shore platforms in a microtidal setting. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 31(12), 1575-1584.

Kennedy, D.M., Paulik, R., Dickson, M.E., 2010. Subaerial weathering versus wave processes in shore platform development: reappraising the Old Hat Island evidence. *Earth Surface Processes and Landforms* 36: 686–694.

Kennedy, D. M., Paulik, R., Dickson, M. E., 2011. Subaerial weathering versus wave processes in shore platform development: reappraising the Old Hat Island evidence. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(5), 686-694.

Kennedy, D. M., Stephenson, W. J., Naylor, L. A. (Eds.), 2014. Rock Coast Geomorphology: A Global Synthesis. *Geological Society of London*.

Kirby, E., & Whipple, K., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29(5), 415-418.

Kirby, E., Whipple, K. X., Tang, W., Chen, Z., 2003. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4).

Kirk, R. M., 1977. Rates and forms of erosion on intertidal platforms at Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 20(3), 571-613.

Laboratoire Central d'Hydraulique de France. Étude de la production des galets sur le littoral haut-normand. LCHF, 1972, 63 p.

Lague, D., Brodu, N., Leroux, J., 2013. Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: Application to the Rangitikei canyon (NZ). *ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing*, 82, 10-26.

Laignel, B., 1997. Les altérites à silex de l'ouest du Bassin de Paris: caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats (p. 264). Éditions BRGM (Manuscrit de thèse).

Larsonneur, C., Vaslet, D., Auffret, J. P., 1978. Les sédiments superficiels de la Manche. *Carte à l'échelle, 1:500 000*.

Lasseur, E., 2007. La Craie du Bassin de Paris (Cénomanien-Campanien, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D (Manuscrit de thèse, Université Rennes 1).

Laussedat, A., 1859. Mémoire sur l'emploi de la photographie dans la levée des plans; par M. Laussedat (Extrait par l'auteur). *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, 49, 732-734.

Le Cossec, J., 2010. La déformation gravitaire des côtes à falaises sédimentaires: modélisations numériques et expérimentales du secteur côtier Le Havre–Antifer (Haute-Normandie) (Manuscrit de thèse, Le Havre).

Le Cossec, J., Duperret, A., Vendeville, B. C., Taibi, S., 2011. Numerical and physical modelling of coastal cliff retreat processes between La Hève and Antifer capes, Normandy (NW France). *Tectonophysics*, 510(1-2), 104-123.

- Lee, E. M., & Clark, A. R., 2002. Investigation and management of soft rock cliffs. Thomas Telford.
- 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 (Manuscrit de thèse).
- Letortu, P., Costa, S., Cador, J. M., & Quénel, H., 2012. Effondrements des falaises crayeuses en Haute-Normandie. In *XIIèmes Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil* (pp. 315-322).
- Letortu, P., Costa, S., Bensaid, A., Cador, J. M., Quénel, H., 2014. Vitesses et modalités de recul des falaises crayeuses de Haute-Normandie (France): méthodologie et variabilité du recul. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 20(2), 133-144.
- Letortu, P., Costa, S., Maquaire, O., Delacourt, C., Augereau, E., Davidson, R., Suanez, S., Nabucet, J., 2015. Retreat rates, modalities and agents responsible for erosion along the coastal chalk cliffs of Upper Normandy: The contribution of terrestrial laser scanning. *Geomorphology*, 245, 3-14.
- Letortu, P., Jaud, M., Grandjean, P., Ammann, J., Costa, S., Maquaire, O., Davidson, R., Le Dantec, N., Delacourt, C., 2018. Examining high-resolution survey methods for monitoring cliff erosion at an operational scale. *GIScience & remote sensing*, 55(4), 457-476.
- 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*, 335, 76-91.
- Leyland, J., & Darby, S. E., 2008. An empirical-conceptual gully evolution model for channelled sea cliffs. *Geomorphology*, 102(3-4), 419-434.
- Leyland, J., & Darby, S. E., 2009. Effects of Holocene climate and sea-level changes on coastal gully evolution: insights from numerical modelling. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 34(14), 1878-1893.
- Lim, M., Petley, D. N., Rosser, N. J., Allison, R. J., Long, A. J., Pybus, D., 2005. Combined digital photogrammetry and time-of-flight laser scanning for monitoring cliff evolution. *The Photogrammetric Record*, 20(110), 109-129.
- Lim, M., Rosser, N. J., Allison, R. J., & Petley, D. N., 2010. Erosional processes in the hard rock coastal cliffs at Staithes, North Yorkshire. *Geomorphology*, 114(1-2), 12-21.
- Limber, P. W., & Barnard, P. L., 2018. Coastal knickpoints and the competition between fluvial and wave-driven erosion on rocky coastlines. *Geomorphology*, 306, 1-12.
- Lowe, D. G., 1999. Object recognition from local scale-invariant features. In *iccv* (Vol. 99, No. 2, pp. 1150-1157).
- Lowe, D. G., 2004. Distinctive image features from scale-invariant keypoints. *International journal of computer vision*, 60(2), 91-110.

- Lucieer, A., Jong, S. M. D., Turner, D., 2014. Mapping landslide displacements using Structure from Motion (SfM) and image correlation of multi-temporal UAV photography. *Progress in Physical Geography*, 38(1), 97-116.
- Mackey, B. H., Scheingross, J. S., Lamb, M. P., Farley, K. A., 2014. Knickpoint formation, rapid propagation, and landscape response following coastal cliff retreat at the last interglacial sea-level highstand: Kaua 'i, Hawai 'i. *Bulletin*, 126(7-8), 925-942.
- Maillet, G., 2014. SPLASHALIOT-2 cruise, RV Haliotis, <http://dx.doi.org/10.17600/14011800>
- Maquaire, O., Afchain, P., Launay, A., Costa, S., Lissak, C., Fressard, M., Letortu, P., Davidson, R., Thiery, Y., 2013. Evolution à long terme des falaises des 'Vaches Noires' et occurrence des glissements (Calvados, Basse-Normandie, France). *Recueil des actes des Journées' Aléas Gravitaire'*, Grenoble, 17-18 septembre.
- Martz, L. W., & Garbrecht, J., 1998. The treatment of flat areas and depressions in automated drainage analysis of raster digital elevation models. *Hydrological processes*, 12(6), 843-855.
- Matsuoka, N., & Murton, J., 2008. Frost weathering: recent advances and future directions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2), 195-210.
- May, V.J., 1971. The retreat of chalk cliffs. *Geographical Journal*, 137, 203-206.
- McCabe, A. M., Cooper, J. A. G., Kelley, J. T., 2007. Relative sea-level changes from NE Ireland during the last glacial termination. *Journal of the Geological Society*, 164(5), 1059-1063.
- McNamara, J. P., Ziegler, A. D., Wood, S. H., Vogler, J. B., 2006. Channel head locations with respect to geomorphologic thresholds derived from a digital elevation model: A case study in northern Thailand. *Forest Ecology and Management*, 224(1-2), 147-156.
- Medjkane, M., Maquaire, O., Costa, S., Roulland, T., Letortu, P., Fauchard, C., Antoine, R., Davidson, R., 2018. High-resolution monitoring of complex coastal morphology changes: cross-efficiency of SfM and TLS-based survey (Vaches-Noires cliffs, Normandy, France). *Landslides*, 15(6), 1097-1108.
- Mégnién C., Mégnién F., 1980. Synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mémoire du Bureau des Recherches Géologiques et Minière*, 3 volumes, n° 101, 102, 103.
- Merrien-Soukatchoff, V., Korini, T., Thoraval, A., 2012. Use of an integrated discrete fracture network code for stochastic stability analyses of fractured rock masses. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 45(2), 159-181.
- Montgomery, D. R., & Foufoula-Georgiou, E., 1993. Channel network source representation using digital elevation models. *Water Resources Research*, 29(12), 3925-3934.
- Mortimore, R. N., 1986. Stratigraphy of the Upper Cretaceous white chalk of Sussex. *Proceedings of the Geologists' Association*, 97(2), 97-139.
- Mortimore, R. N., 2001. Report on mapping of the chalk channel coast of France from Port du Havre-

- Antifer to Ault, June-September 2001. *Unpublished report, Brighton University*.
- Mortimore, R. N., 2011. A chalk revolution: what have we done to the Chalk of England?. *Proceedings of the Geologists' Association*, 122(2), 232-297.
- Mortimore, R. N., & Pomerol, B., 1987. Correlation of the upper cretaceous white chalk (Turonian to Campanian) in the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the Geologists' Association*, 98 (2), 97-143.
- Mortimore, R. N., & Pomerol, B., 1991. Upper Cretaceous tectonic disruptions in a placid Chalk sequence in the Anglo-Paris Basin. *Journal of the Geological Society*, 148 (2), 391-404.
- Mortimore, R., & Pomerol, B., 1997. Upper Cretaceous tectonic phases and end Cretaceous inversion in the Chalk of the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the geologists' association*, 108 (3), 231-255.
- Mortimore, R. N., Wood, C. J., Gallois, R. W., 2001. *British upper Cretaceous stratigraphy* (Vol. 23). Joint Nature Conservation Committee (JNCC).
- Mortimore, R. N., Stone, K. J., Lawrence, J., Duperret, A., 2004. Chalk physical properties and cliff instability. *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, 20(1), 75-88.
- Moses, C. A., 2014. The rock coast of the British Isles: shore platforms. *Geological Society, London, Memoirs*, 40(1), 39-56.
- Moses, C., & Robinson, D., 2011. Chalk coast dynamics: implications for understanding rock coast evolution. *Earth-Science Reviews*, 109(3-4), 63-73.
- Naylor, L. A., & Viles, H. A., 2002. A new technique for evaluating short-term rates of coastal bioerosion and bioprotection. *Geomorphology*, 47(1), 31-44.
- Naylor, L. A., & Stephenson, W. J., 2010. On the role of discontinuities in mediating shore platform erosion. *Geomorphology*, 114(1-2), 89-100.
- Naylor, L. A., Viles, H. A., Carter, N. E. A., 2002. Biogeomorphology revisited: looking towards the future. *Geomorphology*, 47(1), 3-14.
- Naylor, L. A., Coombes, M. A., Viles, H. A., 2012. Reconceptualising the role of organisms in the erosion of rock coasts: a new model. *Geomorphology*, 157, 17-30.
- Neau, G., 1979. Carte géologique à 1/250 000 ème. Feuille de Rouen, BRGM, Orléans.
- Nesteroff, W. D., & Melieres, F., 1967. L'érosion littorale du pays de Caux. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 7(2), 159-169.
- Nex, F., & Remondino, F., 2014. UAV for 3D mapping applications: a review. *Applied geomatics*, 6(1), 1-15.
- Pannet, P., Meire, B., Boulet, M., Quesnel, F., Jzcob, T., Samyn, K., Bitri, A., Dewez, T., 2015. Détermination de l'aléa recul de la falaise. Application à la région dieppoise. *Rapport final. BRGM/RP-65008-FR*, 151 p., 74 ill., 5 ann., 1 CD.

Parfitt, S. A., Owen, F., Keen, D. H., 1998. Pleistocene stratigraphy, vertebrates and Mollusca; Black Rock, Brighton. *Quaternary Research Association*.

Penck, W., 1953. Morphological analysis of land forms: a contribution to physical geology.

Peralvo, M., & Maidment, D., 2004. Influence of DEM interpolation methods in drainage analysis. *Gis Hydro*, 4.

Peregrine, D. H., & Kalliadasis, S., 1996. Filling flows, cliff erosion and cleaning flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 310, 365-374.

Phillips, B. A. M., 1970. Effective levels of marine planation on raised and present rock platforms. *Rev. Geog. Montreal*, 24, 227-240.

Pierre, G., & Lahousse, P., 2006. The role of groundwater in cliff instability: an example at Cape Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France). *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 31(1), 31-45.

Pomerol, C., 1978. Evolution paléogéographique et structurale du bassin de Paris, du Précambrien à l'Actuel, en relation avec les régions avoisinantes. *Geol. Mijnbouw*, 57(4), 533-543.

Pomerol, C., 1980. Stratigraphie et paléogéographie: principes et méthodes (Vol. 4). Doin.

Pomerol, B., 1987. Géochimie (éléments traces, isotopes stables) des craies du Bassin de Paris. Les grandes transgressions-régressions dans l'Europe du Nord-Ouest au Crétacé supérieur. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 11, 117-123.

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*, 35(15), 1793-1810.

Prêcheur, C., 1960. Le littoral de la Manche, de Sainte-Adresse à Ault: étude morphologique (Vol. 7). Poitiers: SFIL.

Prémaillon, M., 2018. Hiérarchisation des facteurs d'érosion des falaises côtières du site au globe. (Manuscrit de thèse). Université de Toulouse.

Prémaillon, M., Regard, V., Dewez, T. J., Auda, Y., 2018. GlobR2C2 (Global Recession Rates of Coastal Cliffs): a global relational database to investigate coastal rocky cliff erosion rate variations. *Earth Surface Dynamics*, 6(3), 651.

Pyle, C. J., Richards, K. S., Chandler, J. H., 1997. Digital photogrammetric monitoring of river bank erosion. *The Photogrammetric Record*, 15(89), 753-764.

Quesnel, F., 1997. Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris (Manuscrit de thèse).

Quesnel, F., Catt, J., Laignel, B., Bourdillon, C., Meyer, R., 2003. The Neogene and Quaternary Clay-

with-flints north and south of the English Channel: comparisons of distribution, age, genetic processes and geodynamics. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 18(3-4), 283-294.

Raimbault, C., Duperret, A., Regard, V., Molliex, S., Wyns, R., Authemayou, C., Le Gall, B., 2018a. Quaternary geomorphological evolution of a granitic shore platform constrained by in situ ^{10}Be concentrations, Penmarc'h, SW Brittany, France. *Marine Geology*, 395, 33-47.

Raimbault, C., Duperret, A., Le Gall, B., Authemayou, C., 2018b. Structural inheritance and coastal geomorphology in SW Brittany, France: An onshore/offshore integrated approach. *Geomorphology*, 306, 141-154.

Reffell, G., 1978. Descriptive analysis of the subaqueous extensions of subaerial rock platforms. University of Sydney, unpublished BA thesis.

Regard, V., Dewez, T., Bourles, D. L., Anderson, R. S., Duperret, A., Costa, S., Maillet, G. M., 2012. Late Holocene seacliff retreat recorded by ^{10}Be profiles across a coastal platform: Theory and example from the English Channel. *Quaternary Geochronology*, 11, 87-97.

Reynaud, J. Y., Tessier, B., Auffret, J. P., Berné, S., Batist, M. D., Marsset, T., Walker, P., 2003. The offshore Quaternary sediment bodies of the English Channel and its Western Approaches. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 18(3-4), 361-371.

Robin, C., Guillocheau, F., Allemand, P., Bourquin, S., Dromart, G., Gaulier, J. M., Prijac, C., 2000. Echelles de temps et d'espace du contrôle tectonique d'un bassin flexural intracratonique; le bassin de Paris. *Bulletin de la Société géologique de France*, 171(2), 181-196.

Robinson, L. A., 1977a. Erosive processes on the shore platform of northeast Yorkshire, England. *Marine Geology*, 23(4), 339-361.

Robinson, L. A., 1977b. The morphology and development of the northeast Yorkshire shore platform. *Marine Geology*, 23(3), 237-255.

Rodet, J., 1983. Karst et littoral du Bec de Caux (Seine-Maritime, Normandi, France). *Karstologia*, 2(1), 23-32.

Rodet, J., & Centre normand d'étude du karst et des cavités du sous-sol (Elbeuf), 1992. *La craie et ses karsts*. Centre de géomorphologie du CNRS.

Rosser, N. J., Petley, D. N., Lim, M., Dunning, S. A., Allison, R. J., 2005. Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 38(4), 363-375.

Sallenger Jr, A. H., Krabill, W., Brock, J., Swift, R., Manizade, S., Stockdon, H., 2002. Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997-1998 El Niño. *Marine Geology*, 187(3-4), 279-297.

Salomon, J. C., & Breton, M., 1993. An atlas of long-term currents in the Channel. *Oceanologica Acta*, 16(5), 439-448.

- Short A.D., 1991. Macro-meso tidal beach morphodynamics – An overview. *Journal of Coastal Research*, 7, 417-436.
- Siddall, M., Rohling, E. J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D. A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423(6942), 853.
- Sklar, L., & Dietrich, W. E., 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. *GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*, 107, 237-260.
- Snyder, N. P., Whipple, K. X., Tucker, G. E., Merritts, D. J., 2000. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 112(8), 1250-1263.
- Snyder, N. P., Whipple, K. X., Tucker, G. E., Merritts, D. J., 2002. Interactions between onshore bedrock-channel incision and nearshore wave-base erosion forced by eustasy and tectonics. *Basin Research*, 14(2), 105-127.
- So, C. L., 1965. Coastal platforms of the Isle of Thanet, Kent. *Transactions of the Institute of British Geographers* 37, 147-56.
- Stephenson, W. J., 2000. Shore platforms: a neglected coastal feature?. *Progress in Physical Geography*, 24(3), 311-327.
- Stephenson, W., 2008. Discussion of de Lange, WP and Moon VG 2005. Estimating long-term cliff recession rates from shore platform widths. *Engineering Geology* 80, 292-301. *Engineering Geology*, 3(101), 288-291.
- Stephenson, W. J., & Kirk, R. M., 1998. Rates and patterns of erosion on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group*, 23(12), 1071-1085.
- 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*, 32(1-2), 21-41.
- Stephenson, W. J., & Naylor, L. A., 2011. Geological controls on boulder production in a rock coast setting: insights from South Wales, UK. *Marine Geology*, 283(1-4), 12-24.
- Stephenson, W. J., Dickson, M. E., Trenhaile, A. S., 2013. 10.11 Rock Coasts.
- Strahler, A. N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63(11), 1117-1142.
- Strahler, A. N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913-920.
- Strahler, A. N., 1964. Part II. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel

networks. *Handbook of Applied Hydrology: McGraw-Hill, New York*, 4-39.

Suanez, S., 1997. Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône (Manuscrit de thèse, Aix-Marseille 1).

Suanez, S., Fichaut, B., Magne, R., 2009. Cliff-top storm deposits on Banneg Island, Brittany, France: effects of giant waves in the Eastern Atlantic Ocean. *Sedimentary Geology*, 220(1-2), 12-28.

Sunamura, T., 1983. Processes of sea cliff and platform erosion. *CRC handbook of coastal processes and erosion*, 233-265.

Sunamura, T., 1992. Geomorphology of rocky coasts (Vol. 302). Chichester: Wiley.

Takahashi, T., 1977. Shore Platforms in Southwestern Japan-Geomorphological Study. Osaka, Japan: *Coastal Landform Study Society of Southwestern Japan*, 177p.

Synge, F. M., 1964. The glacial succession in west Caernarvonshire. *Proceedings of the Geologists' Association*, 75(4), 431-444.

Tarboton, D. G., Bras, R. L., Rodriguez-Iturbe, I., 1989. Scaling and elevation in river networks. *Water Resources Research*, 25(9), 2037-2051.

Thomas, A., 2016. L'évolution des falaises crayeuses de Haute-Normandie. *Rapport de fin de stage*. LETG, Université de Caen-Normandie.

Thornton, L. E., & Stephenson, W. J., 2006. Rock strength: a control of shore platform elevation. *Journal of Coastal Research*, 224-231.

Toucanne, S., 2008. Reconstruction des transferts sédimentaires en provenance du système glaciaire de Mer d'Irlande et du paléo-fleuve Manche au cours des derniers cycles climatiques (Manuscrit de thèse, Bordeaux 1).

Trenhaile, A. S., 1972. The shore platforms of the Vale of Glamorgan, Wales. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 127-144.

Trenhaile, A. S., 1974. The geometry of shore platforms in England and Wales. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 129-142.

Trenhaile, A. S., 1978. The shore platforms of Gaspé, Québec. *Annals of the Association of American Geographers*, 68(1), 95-114.

Trenhaile, A. S., 1980. Shore platforms: a neglected coastal feature. *Progress in physical geography*, 4(1), 1-23.

Trenhaile, A. S., 1987. The geomorphology of rock coasts. *Oxford University Press*, USA.

Trenhaile, A. S., 1999. The width of shore platforms in Britain, Canada, and Japan. *Journal of Coastal Research*, 355-364.

Trenhaile, A. S., 2000. Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology*, 166(1-

4), 163-178.

Trenhaile, A. S., 2001. Modeling the effect of late Quaternary interglacial sea levels on wave-cut shore platforms. *Marine Geology*, 172(3-4), 205-223.

Trenhaile, A. S., 2002. Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms. *Geomorphology*, 48(1-3), 7-22.

Trenhaile, A. S., 2006. Tidal wetting and drying on shore platforms: an experimental study of surface expansion and contraction. *Geomorphology*, 76(3-4), 316-331.

Trenhaile, A. S., 2008. Modeling the role of weathering in shore platform development. *Geomorphology*, 94 (1-2), 24-39.

Trenhaile, A. S., 2016. Rocky coasts—their role as depositional environments. *Earth-science reviews*, 159, 1-13.

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*, 298-309.

Trenhaile, A. S., Pérez Alberti, A., Martínez Cortizas, A., Costa Casais, M., Blanco Chao, R., 1999. Rock coast inheritance: an example from Galicia, northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 24(7), 605-621.

Trenhaile, A., Porter, N., Kanyaya, J., 2006. Shore platform processes in eastern Canada. *Géographie physique et Quaternaire*, 60(1), 19-30.

Tsujimoto H., 1987. Dynamic conditions for shore platform initiation. *Science Report of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba A8*: 45–93.

Tucker, G. E., & Bras, R. L., 1998. Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. *Water Resources Research*, 34(10), 2751-2764.

Tucker, G. E., & Whipple, K. X., 2002. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B9), ETG-1.

Vandenbergh, J., 2003. Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews*, 22(20), 2053-2060.

Vanderhurst, M. L., McCarthy, R. J., Hannan, D. L., 1982. Black's Beach landslide. *Geologic studies in San Diego: San Diego, California, San Diego Association of Geologists*, 46-56.

VanLaningham S., 2003. *The role of rock resistance and rock uplift on topographic relief and river longitudinal profiles in the coastal mountains of Oregon and a landscape scale test for steady-state conditions*. MS thesis.

Varnes, D. J., 1978. Slope movement types and processes. *Special report*, 176, 11-33.

- Viles, H., & Spencer, T., 2014. Coastal problems: geomorphology, ecology and society at the coast. Routledge.
- Walkden, M. J. A., & Hall, J. W., 2005. A predictive mesoscale model of the erosion and profile development of soft rock shores. *Coastal Engineering*, 52(6), 535-563.
- Warrick, J. A., Ritchie, A. C., Adelman, G., Adelman, K., Limber, P. W., 2016. New techniques to measure cliff change from historical oblique aerial photographs and structure-from-motion photogrammetry. *Journal of Coastal Research*, 33(1), 39-55.
- Westoby, M. J., Brasington, J., Glasser, N. F., Hambrey, M. J., Reynolds, J. M., 2012. 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300-314.
- Westoby, M. J., Lim, M., Hogg, M., Pound, M. J., Dunlop, L., Woodward, J., 2018. Cost-effective erosion monitoring of coastal cliffs. *Coastal Engineering*, 138, 152-164.
- Whipple, K. X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 151-185.
- Whipple, K. X., & Tucker, G. E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B8), 17661-17674.
- Whittow, J. B., 1965. The interglacial and post-glacial strandlines of North Wales. *Essays in geography for Austin Miller*, 94-117.
- Willgoose, G., Bras, R. L., Rodriguez-Iturbe, I., 1991. A physical explanation of an observed link area-slope relationship. *Water Resources Research*, 27(7), 1697-1702.
- Wright, L. W., 1970. Variation in the level of the cliff/shore platform junction along the south coast of Great Britain. *Marine Geology*, 9(5), 347-353.
- Young, A. P., Guza, R. T., Flick, R. E., O'Reilly, W. C., Gutierrez, R., 2009a. Rain, waves, and short-term evolution of composite seacliffs in southern California. *Marine Geology*, 267(1-2), 1-7.
- Young, A. P., Flick, R. E., Gutierrez, R., Guza, R. T., 2009b. Comparison of short-term seacliff retreat measurement methods in Del Mar, California. *Geomorphology*, 112(3-4), 318-323.
- Young, A. P., Raymond, J. H., Sorenson, J., Johnstone, E. A., Driscoll, N. W., Flick, R. E., Guza, R. T., 2010. Coarse sediment yields from seacliff erosion in the Oceanside littoral cell. *Journal of Coastal Research*, 580-585.
- Young, A. P., Adams, P. N., O'Reilly, W. C., Flick, R. E., Guza, R. T., 2011. Coastal cliff ground motions from local ocean swell and infragravity waves in southern California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C9).
- Young, A. P., & Carilli, J. E., 2019. Global distribution of coastal cliffs. *Earth Surface Processes and*

Landforms, 44(6), 1309-1316.

Young, R., & McDougall, I., 1993. Long-term landscape evolution: Early Miocene and modern rivers in southern New South Wales, Australia. *The Journal of Geology*, 101(1), 35-49.