



HAL
open science

Hiérarchisation des facteurs d'érosion des falaises côtières du site au globe

Mélody Prémaillon

► **To cite this version:**

Mélody Prémaillon. Hiérarchisation des facteurs d'érosion des falaises côtières du site au globe. Géomorphologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2018. Français. NNT : 2018TOU30317 . tel-02414918

HAL Id: tel-02414918

<https://theses.hal.science/tel-02414918v1>

Submitted on 16 Dec 2019

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

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



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par: Université Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

présentée et soutenue publiquement par

Mélody Prémaillon

le 6 décembre 2018

Titre:

**Hierarchisation des facteurs d'érosion des
falaises côtières du site au globe**

Directeur de thèse : Vincent Regard

Co-directeur de thèse : Thomas Dewez

École doctorale: Sciences de l'univers, de l'environnement et de l'espace (SDU2E)

Discipline ou spécialité: Sciences de la Terre et des Planètes Solides

JURY:

Stéphane Bonnet,	Professeur, GET Toulouse	Président du jury
Anne Duperret,	MC, LOMC Le Havre	Rapporteure
Serge Suanez,	Professeur, LETG Brest	Rapporteur
Larissa Naylor,	Reader, Glasgow	Examinatrice
Bruno Castelles,	DR CNRS, EPOC Bordeaux	Examineur
Gilles Grandjean,	BRGM, Orléans	Examineur
Vincent Regard,	MC, GET Toulouse	Directeur de thèse
Thomas Dewez,	BRGM, Orléans	Co-directeur de thèse
Jérémy Rohmer,	BRGM, Orléans	Invité

REMERCIEMENTS

Si Jurassic Parc est le meilleur film de l'univers, ce n'est pas seulement grâce au talent de Steven Spielberg, dont le nom sera toujours associé seul à cette œuvre, mais c'est aussi grâce à toute l'équipe qui a travaillé dessus. Il en est de même pour ce travail de thèse dont mon nom sera toujours associé seul à cette œuvre, euh ce manuscrit, mais qui a été possible grâce à une kyrielle de personnes. Après cette métaphore douteuse, je tiens à remercier les personnes qui ont permis l'écriture de ce manuscrit possible, et pour cela, nous allons être obligés de remonter un peu plus loin dans le temps.

C'est lors de ma seconde année en école d'ingénieur à Nancy que la recherche a commencé à m'attirer. Je remercie plusieurs personnes pour m'avoir entraînée vers le monde de la recherche, en premier Manuel qui m'a tant soutenue et orientée vers le master Terre et Planètes. Ensuite, merci à toutes les discussions sur mon orientation que j'ai pu avoir avec Michel Buès, David Jousset et Raphaël Pik, et enfin à mes deux directeurs de master recherche Pierre-Henri Blard et Jérôme Lavé. Avant le master 2, j'ai réalisé un premier stage au BRGM de Rennes sous la supervision de Jean-Michel Schroetter. C'est grâce à lui et à la beauté des côtes bretonnes que j'ai eu envie d'étudier les falaises.

C'est aussi Jean-Michel qui m'a recommandée un an plus tard à Thomas Dewez, qui deviendra mon directeur pour un stage au BRGM d'Orléans. Donc Thomas, cela fait cinq ans qu'on se connaît et que l'on travaille ensemble. Je tiens à te remercier pour tout ce que tu m'as appris. Méthodologiquement, que ce soit pour les méthodes lidar ou photogrammétriques, mais surtout pour l'initiation à R, le meilleur logiciel du monde. J'espère que maintenant tu vas te mettre à ggplot! Mais aussi pour les discussions en rapport plus ou moins direct avec la thèse, que ce soit sur le graphisme ou la photographie et l'art. C'est aussi Thomas qui m'a recommandée à Vincent Regard pour cette thèse, que j'ai dû attendre pendant un an car mes notes de master ne me permettaient pas de prétendre à une bourse doctorale. Donc déjà, merci à Thomas et Vincent d'avoir misé sur une avant dernière de promo et d'avoir monté les dossiers pour accéder à d'autres bourses (Région Midi-Pyrénées et BRGM). Vincent, ça a été vraiment super de travailler avec toi, la balance parfaite entre une présence dès que j'en avais besoin et une grande liberté que tu m'as laissée dans la gestion de mon sujet de thèse. Mais surtout, merci pour ton humanité et ta gentillesse qui sont juste incroyables.

Une grande partie de ma thèse a été de constituer une base de données d'érosion. Merci à Yves Auda de m'avoir initiée aux bases de données relationnelles, sans toi je me serais retrouvée avec un vieux tableau excel tout pourri! Ensuite, pour le remplissage de la base de données, merci à ceux avec qui j'ai pu avoir des discussions pour avoir accès à une estimation des forçages externes. Laurent Roblou pour la marée, Yves Godéris pour le climat, Rodrigo Pedreros pour la houle. Enfin, un énorme merci à Jérémie Rohmer et

Vincent Labbé pour m'avoir initiée aux Random Forest, ça n'était absolument pas prévu comme méthode d'analyse au début de ma thèse, mais quelle classe ce truc ! Ensuite, pour la partie de l'analyse de l'évolution de Socoa, c'est bien sûr un grand merci que je tiens à faire à Nick Rosser qui m'a accueillie à Durham pendant deux mois.

Tout au long des trois ans, ce travail de thèse a été surveillé de près par le comité de thèse qui veillait au grain. Alors un grand merci à Sébastien Carretier, Alise Nardin, Delphine Rouby et Christophe Garnier pour ce suivi et vos conseils avisés ! Je remercie le jury pour l'évaluation finale, Serge Suanez et Anne Duperret (une LH woman !), mes rapporteurs. Merci aux examinateurs : Larissa Naylor, Bruno Castelle et Gilles Grandjean d'être venus assister à ma thèse.

Merci aussi aux techniciens et personnel du laboratoire ! Ludovic Menjo pour la DRX, Carine Baritoux pour l'accueil et l'accent chaleureux, et Sylvie de la cantine pour un sourire tous les midis.

Et bien sûr, cette thèse n'aurait pas été la même sans les amis. Déjà en arrivant, une fine équipe de thésards était déjà là pour accueillir les nouveaux . Il y avait les deux vieux piliers à connaître pour bien s'intégrer : merci à Alex pour la gestion de la vie sociale de derrière ta cage et Léandre pour la prune de mémé et les excursions au parc des expos. Plus généralement, merci aux vieux qui nous ont appris le sens du mot peigne-cul : Bryancoco virgule s** pour l'apprentissage de la cochelinchine et Gillou pour l'Orval et le poulycroc. Thomas Leleu, merci de m'avoir fait découvrir madame Jourdain et Diego live Bercy 92 , et merci d'aimer Saint Etienne, ton chat est pénible.

Puis il y a ma promo, aka les mouffettes. Il y a eu en premier Juliette, avec qui ça a été le coup de foudre au premier regard dans la cafétéria du PAE, merci pour ces trois années d'évolution commune du domac aux lacrymos ! Le terrier principal des mouffettes était la S9 : avec Alice, merci pour ton sourire constant et je garde un souvenir impérissable de cette fougasse matinale ! Bien sûr, merci à Maxime d'avoir été là et pour ta capacité à toujours réussir à me faire insérer de la modération dans mes propos. Merci à Loïs pour des débats sans cesse renouvelés et aux propos mesurés sur la terrasse et ton talent d'organisateur d'évènements festifs. Enfin, je suis obligée de dire quelque chose sur lui, mais ne pensez pas que je l'apprécie ou quoi que ce soit, c'est juste par politesse car on a été co-bureau longtemps et qu'un jour, il m'a vaguement aidé en Latex, alors je suis obligée de le citer. Donc : merci Pierre Maffre (en plus, tu fais définitivement trop de bruit en tapant à l'ordinateur et tu ne veux pas enlever cette eau).

Ensuite, il y a tous les bébés des promos d'après : les autres co-bureau de dernière année : Artiom, j'ai été ravie d'être ta garde du corps et Dada merci d'être restée copine avec moi malgré le racisme de Joséphine. Merci au fit girls, je ne sais pas si c'est Rizzilito ou nos fous rires qui auront le plus fait travailler nos abdos mais en tout cas je compte bien rigoler et fiter avec vous pendant encore longtemps ! Sofia, merci pour les pauses café

plus ou moins métaphysiques, et Mathilde pour nos partages linguistiques dromardéchoix (c'est celui qui a 2 bosses je crois) et parce que tu me mets toujours de bonne humeur ! Merci à Camila, je ne connais rien ni personne de si hyper super bonne humeur tout le temps ! Un jour, j'irai te voir au Chili pour boire du teremoto avec Valéria ! Merci aussi à Martin qui m'a aidée à écrire une intro qui envoie du pâté. Et merci à tous les autres, doctorants ou non : merci Anissa, Vianney R, Clément, Léopold, Manon, Jing, Antonin, Audrey, Lélé et Tika, Bertrand, Emma et Floriane !

Enfin bien sûr, la crème de la crème au marron pour la fin et mes modèles de vie : merci à mon Papa et ma Maman. C'est en grande partie grâce à vous que je suis ce que je suis aujourd'hui, vous avoir à ma soutenance était un cadeau exceptionnel. Merci à ma sœur jumelle Fanny qui est graphiste et qui a fait toutes les illustrations de ce manuscrit (vous verrez, elles sont très belles). Merci à Joséphine .

TABLE DES MATIÈRES

Remerciements	i
1 Introduction	1
1.1 Introduction générale, les falaises, définition, évolution, intérêt	3
1.1.1 Le milieu littoral	3
1.1.2 Définition : falaises littorales	4
1.1.3 Morphologie des falaises	5
1.1.4 Morphologie du platier et de l'estran	6
1.1.5 Pourquoi s'intéresse-t-on à l'érosion des côtes?	7
1.2 Les falaises côtières : une morphologie en érosion	10
1.2.1 Définition : écroulement	10
1.2.2 Définition : Taux d'érosion	12
1.2.3 Cycle continental : Préparation et écroulement	15
1.2.4 Cycle marin et évolution de l'estran	16
1.3 De nombreux forçages en présence	18
1.3.1 Forçages et processus subaériens	19
1.3.2 Forçages et processus marins	20
1.3.3 État du massif rocheux	21
1.3.4 Autres processus : anthropisme, bioérosion	22
1.3.5 Relation et rétroactions entre les forçages et réponse des systèmes côtiers	23
1.4 Une érosion très variable spatialement et temporellement. Quels sont les liens entre forçages et réponse de la falaise?	24
1.4.1 Variations à échelle locales	24
1.4.2 Variations à échelle régionale	26
1.4.3 Variations à échelle du monde	27
1.5 Synthèse de l'état de l'art, connaissances manquantes et objectifs de la thèse.	29

2	Mise en place de GlobR2C2	33
2.1	Introduction	35
2.2	Structure de la base de données	36
2.2.1	Présentation des bases de données relationnelles	36
2.2.2	Construction de GlobR2C2	37
2.2.3	Source des informations, qu'a-t-on entré dans la base de données?	39
2.2.4	Le cas de l'atlas français du trait de côte de Perherin et al. (2012)	39
2.3	Quelles informations a-t-on mises dans la base de données? Description des entités	41
2.3.1	Description de la falaise	41
2.3.2	Description de la résistance de la falaise : critère de Hoek et Brown (1997)	43
2.3.3	Description de l'érosion	45
2.3.4	Description des forçages externes	46
2.3.5	Vers une base de données opérationnelle	48
2.3.6	Bilan : quels forçages ont été pris en compte?	50
2.4	Discussion : sur la méthode et la littérature	51
2.4.1	Chiffres généraux, complétude de la base de données	51
2.4.2	Comment l'érosion est-elle mesurée?	52
2.4.3	Où l'érosion est-elle mesurée?	53
2.4.4	Représentativité des données	55
2.4.5	Conclusions	58
3	Analyse statistique GlobR2C2	59
3.1	Introduction, intérêts et objectifs de l'étude	61
3.2	Analyse exploratoire, liens entre érosion et forçages	63
3.2.1	Forçages dus à la nature de la falaise	63
3.2.2	Forçages marins	66
3.2.3	Forçages continentaux	68
3.3	Présentation du <i>Machine learning</i> et des <i>random forest</i>	72
3.3.1	Qu'est-ce que l'apprentissage automatique? Utilisation	72
3.3.2	Principe de l'apprentissage automatique	72
3.3.3	Comment évaluer la qualité d'un prédicteur?	73
3.3.4	Optimisation des algorithmes et validation croisée	75
3.3.5	Arbres de décision et bagging	75
3.3.6	Les <i>random forest</i>	78
3.4	Application des <i>random forest</i> : vers une prédiction des taux d'érosion et une hiérarchisation des forçages	80

3.4.1	Qu'est ce qui est à prédire et avec quels prédicteurs?	80
3.4.2	Optimisation des paramètres	81
3.4.3	Résultats	82
3.4.4	Importance des variables	84
3.4.5	Discussion sur le choix du seuil de coupure	85
3.4.6	De combien de variable a-t-on besoin pour être prédictif?	86
3.5	Discussion	87
3.5.1	Comparaison aux études précédentes	87
3.5.2	Taux d'érosion, durée d'étude et comportements stochastique	87
3.5.3	Les prédicteurs sont-ils représentatifs des forçages appliqués à la falaise?	88
3.5.4	Robustesse des résultats	89
3.5.5	Discussion sur les relations entre érosion et forçages marins	90
3.5.6	Influence du gel	92
3.5.7	Perspectives : Vers des calculs de flux de sédiments à l'échelle européenne	94
3.6	Conclusion générale	97
4	Socoa, méthodologie	99
4.1	Présentation du site d'étude	101
4.1.1	Localisation du site de Socoa	101
4.1.2	Contexte géologique et géomorphologique général	103
4.1.3	Forçages climatique et marin	104
4.1.4	La falaise de Socoa, Géologie et géomorphologie	105
4.1.5	Géomorphologie et évolution de la zone	106
4.1.6	Enjeux de l'étude	108
4.2	Acquisition des données, des photos aux nuages de points	109
4.2.1	Généralités sur la photogrammétrie	109
4.2.2	Données à disposition	110
4.2.3	Prise de vue	111
4.2.4	Précision attendue	112
4.2.5	Tri des photos	113
4.2.6	Alignement des caméras, et construction du nuage dense	114
4.2.7	Décimation du nuage dense, premier nettoyages	114
4.2.8	Bilan	115
4.3	Estimer les écarts entre nuages de points : état de l'art et solution adoptée	116
4.3.1	Une étape préalable : aligner les nuages de points	116
4.3.2	Présentation des méthodes de calcul existantes	117

4.3.3	La méthode M3C2	118
4.3.4	Choix des paramètres M3C2 pour notre cas d'étude	119
4.3.5	Bilan, calcul des différences	120
4.4	Différences de nuage à nuage, quel signal obtient-on?	121
4.4.1	Présentation du flux de traitement général	121
4.4.2	Déformations des nuages de points à grande longueur d'onde . . .	124
4.4.3	Bruit dans les zones d'ombres	127
4.4.4	Résidus d'erreur de registration	130
4.4.5	Derniers signaux parasites : végétations et petites cicatrices isolées	132
4.5	Discussion. Quelle confiance a-t-on dans le catalogue d'érosion?	134
4.5.1	Résolution de l'étude	134
4.5.2	Confiance en la méthode photogrammétrique	134
4.5.3	Évolution du signal des différences au cours des traitements	135
4.5.4	Le signal obtenu est-il pertinent?	138
4.6	Conclusion générale du chapitre 4	140
5	Évolution Socoa	143
5.1	Analyse générale du catalogue d'érosion	145
5.1.1	Présentation générale	145
5.1.2	Taux de recul moyen	147
5.1.3	Discussion sur le taux de recul moyen	149
5.1.4	Taille et forme des blocs érodés	150
5.1.5	Magnitude-fréquence	152
5.2	Desquamation des bancs marneux	155
5.2.1	Description des phénomènes, terrain	155
5.2.2	Analyse DRX de la composition minéralogique du banc marneux .	156
5.2.3	Évolution de la zone ouest	157
5.2.4	Description terrain du phénomène de desquamation	158
5.2.5	Analyse quantitative	160
5.2.6	Hypothèses sur les mécanismes de création et d'évolution des ronds de sorcière	162
5.3	Évolution morphologique des cavités	163
5.3.1	Description morphologique des cavités	163
5.3.2	Analyse quantitative	166
5.3.3	Modèle d'évolution des cavités	167
5.4	Discussion	169
5.4.1	Processus d'érosion et de décrochement de blocs	169
5.4.2	Temps de retour des évènements et taux de recul à long terme . .	170

TABLE DES MATIÈRES

5.4.3	Vers une modélisation d'évolution des cavités le long de la Corniche Basque	171
5.4.4	Évolution du platier et devenir des débris	171
5.4.5	Lien avec les forçages	171
5.4.6	Comportement de Socoa par rapport à la base de données GlobR2C2	172
5.5	Conclusion et perspectives	174
6	Conclusion	177
	Liste des figures	183
	Liste des tableaux	189
	Bibliographie	191
A	Article : GlobR2C2 (Global Recession Rates of Coastal Cliffs) : a global relational database to investigate coastal rocky cliff erosion rate variations	209
B	Références des publications encodées dans GlobR2C2	229
C	Notice : comparaison de différentes méthodes de registration	237

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Sommaire

1.1	Introduction générale, les falaises, définition, évolution, intérêt	3
1.2	Les falaises côtières : une morphologie en érosion	10
1.3	De nombreux forçages en présence	18
1.4	Une érosion très variable spatialement et temporellement. Quels sont les liens entre forçages et réponse de la falaise ?	24
1.5	Synthèse de l'état de l'art, connaissances manquantes et objectifs de la thèse.	29



1.1 INTRODUCTION GÉNÉRALE, LES FALAISES, DÉFINITION, ÉVOLUTION, INTÉRÊT

1.1.1 Le milieu littoral

Le littoral désigne dans le sens général l'interface entre la terre et la mer. Cependant, la définition exacte du littoral peut varier, compte tenu des différents champs d'expertises qui lui sont consacrés (géographie, géomorphologie, océanographie, biologie, urbanisme, sociologie, etc). Le terme de littoral sera considéré dans ce travail comme l'entité géographique et géomorphologique.

Les littoraux présentent une grande variété de morphologies et des dynamiques d'évolution variées. Ainsi, trois types d'environnements littoraux peuvent être distingués :

- Les côtes sableuses et à galets. Elles sont constituées d'un matériel non cohésif et donc particulièrement mobile en fonction des forçages météo-marines.
- Les estuaires et deltas. Ce sont des systèmes littoraux soumis aux forçages océaniques (marée, houle, niveau marin) et continentaux (débits liquides et solides des fleuves).
- Les côtes rocheuses ou à falaise. Ce sont des systèmes comprenant un escarpement et une plateforme rocheuse soumis aux forçages marins et continentaux.

Ce travail de thèse se concentre sur la compréhension de l'évolution des côtes à falaise.

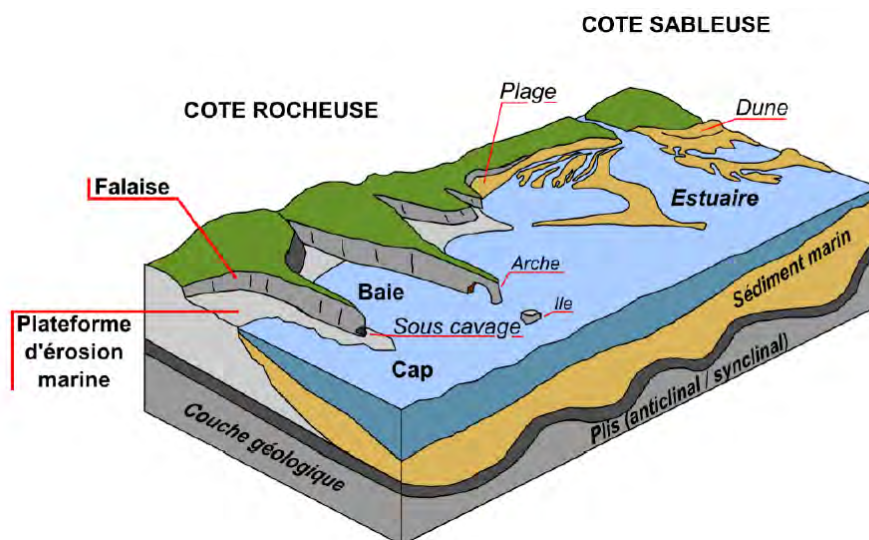


FIGURE 1.1 – Illustration de la configuration générale des littoraux rocheux, sableux et estuariens, d'après Giuliano (2015)

1.1.2 Définition : falaises littorales

Le terme de falaise littorale désigne une paroi rocheuse soumise à l'action des vagues (Derruau, 1972; Foucault et Raoult, 2010). Celle-ci peut être constituée de roches consolidées ou non et sa hauteur peut varier de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Il n'existe pas de consensus quant à la pente minimale par rapport à l'horizontale d'une falaise côtière, cependant nous considérerons qu'elle doit être d'au moins 30° à 45° pour engendrer une dynamique gravitaire par écoulement rocheux ou par glissement de matériaux meubles.

La partie basale est appelée 'pied de falaise' et la partie sommitale au niveau de la rupture de pente 'tête de falaise'. Une falaise est dite 'vive' lorsque son pied est soumis à l'action des vagues alors qu'une falaise est dite 'morte' quand elle est soustraite à l'action des vagues (exemple en figure 1.2).



FIGURE 1.2 – Côte d'Argentine où l'on peut voir au premier plan une falaise vive dont le pied est au contact avec la mer et en arrière plan une falaise morte protégée par des éboulis.

On retrouve des côtes à falaise partout dans le monde, mais leur proportion par rapport aux autres types de côtes n'est pas connue précisément. Le chiffre de 80% issu de la publication de Emery et Kuhn (1982) est souvent cité, mais il s'appuie sur des informations dont la vérification de la fiabilité est impossible à faire (observations personnelles et d'un atlas marin de Isakov (1953)). De plus, le calcul de la proportion de côte rocheuse soulève le problème majeur connu sous le nom de 'paradoxe du trait de côte' (Mandelbrot, 1983). Ceci est dû au comportement fractal de ces côtes, la valeur de leur longueur va dépendre de la longueur d'onde du calcul. Il est donc difficile de quantifier exactement la longueur des côtes rocheuses à l'échelle mondiale. Cependant, nous pouvons avoir une idée de la proportion de côtes rocheuses grâce à la longueur des côtes sableuses qui a récemment été estimée à 31% par Luijendijk et al. (2018). La proportion de côte rocheuse est donc d'au moins 69%.

1.1.3 Morphologie des falaises

Les falaises exhibent des morphologies très variées, qui dépendent de nombreux paramètres tels que la nature lithologique, la structure géologique, la hauteur et les processus d'érosion en cours ou passés (Sunamura, 1992; Emery et Kuhn, 1982; Nunes et al., 2009).

La figure 1.3, présente différentes morphologies de falaises (figure 1.3). Des falaises hautes à la paroi très verticale comme les falaises de Moher en Irlande (photo 1.3(a)). Des falaises bien plus basses au relief émoussé et composée de roches non consolidées comme les côtes de Suffolk, Grande Bretagne (photo 1.3(c)). Des falaises intermédiaires, comme la falaise de Solana Beach (Californie, USA) avec un pied résistant et vertical surmonté d'une lithologie moins résistante au relief plus doux (photo 1.3(b)). Enfin les déformations tectoniques peuvent engendrer des morphologies très particulières comme sur les flyschs de Itzurun dans le Pays Basque espagnol (photo 1.3(d)).



(a) Falaise de Moher (Région de Clare, Irlande), calcaires, ~120m



(b) Falaise de Solana Beach (Californie, USA), grès et sables, ~15m



(c) Falaise de Suffolk (Yorkshire, UK, Lee (2008)), sables, graviers et argiles, ~5m (Lee, 2008)



(d) Falaise de Itzurun (Pays Basque, Espagne), Flysch marno-calcaire, ~30m

FIGURE 1.3 – Variété des morphologies dans les falaises côtières

Une morphologie que l'on retrouve sur les falaises côtières est la présence d'encoche (ou notch en anglais) en pied de falaise (photo 1.4(a)); marqueur caractéristique de l'érosion marine selon Sunamura (1992). Ces encoches peuvent créer des morphologies très particulières "en champignon" comme au Chili (photo 1.4(b)).



(a) Mylakopi, Péninsule Perachora, Grèce (Boulton et Stewart, 2015)



(b) Cathédrale de Marbre, Rio Ibáñez, Chili

FIGURE 1.4 – Exemples d'encoche en pied de falaise

1.1.4 Morphologie du platier et de l'estran

Les falaises sont associées à des plateformes littorales, ou platier rocheux, issues du recul des falaises à l'échelle millénaire. Le platier peut affleurer directement, ou être recouvert de sédiments meubles (plages de sable ou galet) ou de débris issus de l'érosion des falaises.

Les falaises qui ne possèdent pas de platier sont appelées "falaise plongeante" (voir figure 1.5 et photo 1.3(a)). Deux typologies de morphologie de platier sont communément décrites (Sunamura, 1992; Tsujimoto, 1986). (1) Les plateformes avec un gradient de pente ("type A" selon Sunamura (1992)). Elles présentent généralement un profil continu et légèrement concave dont la pente est comprise entre 1° et 5° . Elles se développent dans des environnements méso à macrotidaux (Trenhaile, 2002b). (2) Les plateformes horizontale (type "B" selon Sunamura (1992)). Leur pente est très faible ($<1^\circ$) et elles possèdent une rupture de pente qui peut être appelée "marche", "falaise de bas estran" ou encore "low tide cliff" (e.g. Sunamura, 1992; Trenhaile, 2018). Elles sont caractéristiques des environnement microtidaux (Trenhaile, 2002b).

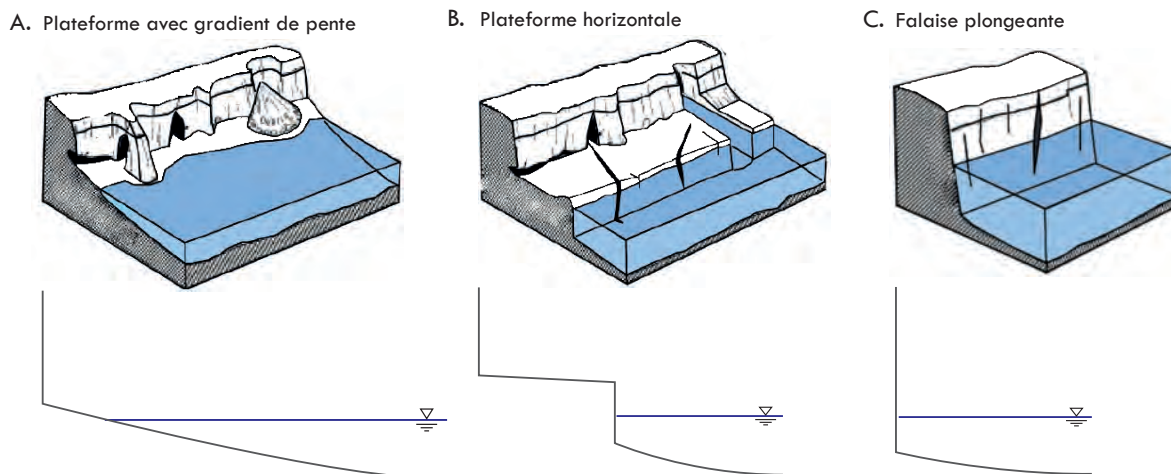


FIGURE 1.5 – Typologie de la configuration des falaises contenant ou non des plateformes (modifié d'après Sunamura (1992) et Giuliano (2015)). A. Falaise avec plateforme et un gradient de pente (1° à 5°); B. Falaise avec plateforme horizontale ($<1^\circ$) et marche; C. Falaise plongeante sans plateforme

1.1.5 Pourquoi s'intéresse-t-on à l'érosion des côtes ?

Les littoraux sont des milieux complexes à l'interface entre le continent et la mer et sont le siège d'une action anthropique forte. Le recul des falaises est un phénomène qui peut être préoccupant lorsque des enjeux sont situés à proximité des têtes ou pieds de falaises : habitations, routes, infrastructures, sites naturels protégés etc. La protection des côtes représente un enjeu économique fort, par exemple le coût de l'érosion des côtes a été estimé en Grande Bretagne à 14,4 millions de livres par an (Evans et al., 2004).

Le recul des côtes peut être très rapide. Par exemple, les côtes britanniques du Yorkshire s'érodent à des vitesses atteignant localement plus de 1 m/an (Pye et Blott, 2015). Ce phénomène peut gravement endommager les infrastructures, comme la route d'Al-drough affectée par un glissement de terrain côtier en photographie 1.6. La figure 1.7 montre quant à elle un glissement de terrain ayant eu lieu à Dieppe (Normandie, le 20 décembre 2012) et qui menace les habitations, la route et le lycée situés en sommet de falaise. La route est aujourd'hui coupée à la circulation et les maisons évacuées.

La compréhension des phénomènes engendrant le recul des falaises est donc un défi scientifique avec des conséquences sociétales majeures. Mieux comprendre les mécanismes d'érosion des côtes est important afin de pouvoir adopter des stratégies de gestion adaptées.

L'importance de la compréhension des phénomènes d'érosion a justifié le financement de cette thèse par des institutions publiques le BRGM et la région Midi-Pyrénées (Occitanie). Le site d'étude de la corniche de Socoa fait quand à lui partie du Service National d'Observation DynaLit (Pour DYNAMique du LITtoral, <https://www.dynalit.fr>) axé sur l'étude de la dynamique du littoral et du trait de côte.



FIGURE 1.6 – *Effondrement de falaise affectant une route à Aldbrough, Yorkshire UK*



FIGURE 1.7 – *Glissement de terrain à Dieppe (Normandie) menaçant la route et les habitations. Crédit T.Dewez*

La compréhension des phénomènes d'érosion des côtes à falaises est également un défi scientifique. En effet, celles-ci sont soumises à de nombreux forçages et les mécanismes en jeu sont complexes. Les côtes à falaises sont moins étudiées que les côtes sableuses ou estuaires et deltas (Trenhaile, 1980, 2002b; Naylor et al., 2010). La figure 1.8, tirée de Naylor et al. (2010), présente le nombre de publications scientifiques publiés entre 1993 et 2008 concernant les différentes morphologies côtières. On voit que bien que le nombre d'études concernant les côtes rocheuses soit augmentation, ce type de côte reste bien moins étudié que les autres morphologies côtières.

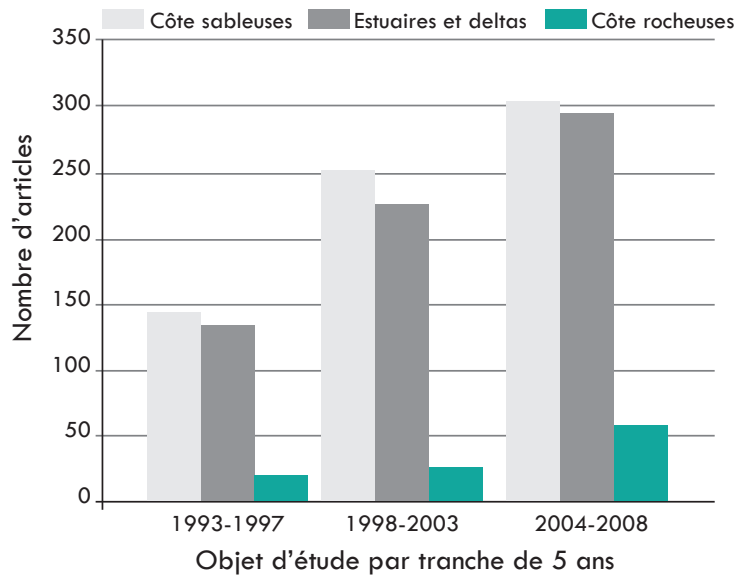


FIGURE 1.8 – Nombre d'articles publiés sur les différentes morphologies côtières entre 1993 et 2008 par tranche de 5 ans, d'après Naylor et al. (2010)

La relation entre les côtes à falaise et les autres types de littoraux n'est que peu connue. Leur érosion fournit un apport sédimentaire aux côtes d'accumulation et à l'océan qui n'est aujourd'hui pas quantifié (Naylor et al., 2010). Or, le peu d'études qui quantifient leur contribution aux bilans sédimentaires des plages mettent en évidence un apport non négligeable. Ainsi, Mushkin et al. (2016) quantifient l'apport de l'érosion des côtes d'éolianite Israéliennes à une hauteur de 50% des sédiments de la cellule hydro-sédimentaire du Nil.

1.2 LES FALAISES CÔTIÈRES : UNE MORPHOLOGIE EN ÉROSION

La particularité des falaises côtières est que ce sont des morphologies en érosion, la falaise reculant inéluctablement vers les terres sur le long terme. Il est dans un premier temps nécessaire de définir ce qu'est l'érosion d'une falaise. Dans ce travail de thèse nous ferons la distinction entre les écroulements individuels et le taux de recul. Une fois ces définitions fixées, nous présenterons les similarités avec l'évolution des escarpements continentaux, puis les particularités dues à la présence de la mer.

1.2.1 Définition : écroulement

Au sens le plus strict, un écroulement se définit comme une entité unique de matière qui se détache de la paroi de manière instantanée. La détection de ces écroulements est étroitement liée à la méthode de mesure utilisée.

Différentes méthodes sont utilisées pour détecter et quantifier les écroulements (taille et occurrence). Historiquement, la plus ancienne des méthodes est l'inventaire "expert" (e.g. Teixeira, 2006; Bezerra et al., 2011; May, 1971), cette méthode non quantitative ne permet pas de documenter les éboulements d'ampleur limitée par rapport à la hauteur de la falaise. La comparaison de photographies (aériennes ou au sol) est aussi utilisée, elle permet de localiser les écroulements entre différentes époques et d'en estimer les volumes. Mais c'est surtout depuis le milieu des années 2000 que l'observation et la quantification des écroulements est devenue accessible avec l'avènement des méthodes lidar et photogrammétrique (ou SfM, Structure-from-Motion). Ces avancées technologiques ont permis une démultiplication des études de sites (e.g. Dewez et al., 2009, 2013; Letortu et al., 2015b; Young et al., 2009; Lim et al., 2010; Rosser et al., 2007, 2013; Williams et al., 2018; Vann Jones et al., 2015). La résolution spatio-temporelle s'est nettement améliorée au niveau de l'occurrence, la géométrie et la localisation des éboulements sur la falaise. La sensibilité de détection centimétrique permet d'observer des changements de morphologies allant du litre ($10 \times 10 \times 10 \text{ cm}^3$, (e.g., Rosser et al., 2007)) jusqu'à plusieurs milliers de mètres cubes (e.g., Michoud et al., 2015; Rohmer et Dewez, 2013). La résolution temporelle varie généralement du mois à l'année (e.g., Dewez et al., 2009; Letortu et al., 2015b; Young et al., 2009; Lim et al., 2010), et peut descendre jusqu'à une mesure toutes les vingt minutes (Williams et al., 2018).

La réalité physique d'un écroulement est souvent complexe, un événement observable pouvant être la somme de plus petits événements polyphasés. Les pas de temps d'observation et de quantification sont donc des facteurs limitant l'individualisation des volumes unitaires composant un éboulement. Ce phénomène est illustré en figure 1.9,

tirée de Vann Jones et al. (2015) (mesure lidar à pas de temps mensuel sur la période de 2008-2010). De même, l'équipe de Williams et al. (2018) (sur des données lidar de la falaise de Whitby, UK) montre qu'en utilisant un pas de temps horaire au lieu de 30 jours, le nombre d'évènements total détectés augmente de trois ordres de grandeurs. Ceci est dû à la détection de nombreux petits évènements qui, observés à plus grand intervalle de temps se confondent en une seule cicatrice.



FIGURE 1.9 – Effondrement ayant eu en plusieurs temps, Vann Jones et al. (2015). Les nombres indiquent l'ordre temporel de chute des blocs.

La typologie des écroulements est variée, elle dépend de critères lithologiques, géométriques, morphologiques et de la typologie des débris et de nombreuses classifications existent pour les décrire (e.g. Whaley, 1983; Gellatly et al., 1984; Hutchinson, 1988). Nous présentons ici celle de Sunamura (1992) spécifique aux falaises côtières. Elle identifie quatre principaux types d'instabilités sur les littoraux : les chutes de blocs, les écroulements, les glissements et les écoulements (voir figure 1.10).

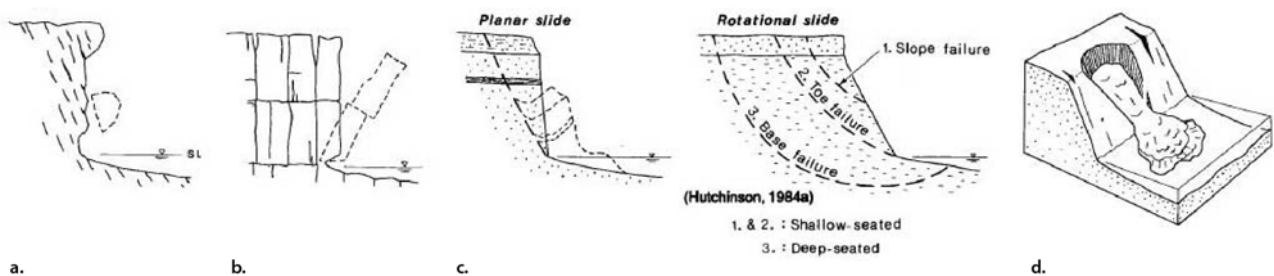


FIGURE 1.10 – Quatre principaux types d'instabilités gravitaires des falaises littorales selon Sunamura (1992). a. Chutes de blocs, b. Effondrements de pan, c. Glissements, d. Écoulements

Le volume des écroulements est très variables allant de quelques centimètres cubes à plusieurs millions de mètres cubes (e.g. Dewez et al., 2009; Rosser et al., 2007; Young et al., 2009; Lim et al., 2010; Michoud et al., 2015; Dewez et al., 2013). S'il n'est pas possible de prédire à quel moment aura lieu un écroulement, l'occurrence de la taille d'un

évènement est contrôlée par une relation de type loi de puissance (Dussauge-Peisser et al., 2002; Dussauge et al., 2003; Stark et Guzzetti, 2009; Brunetti et al., 2009; Barlow et al., 2012; Dewez et al., 2013). Cette relation reliant la dimension (magnitude) à la fréquence d'occurrence des évènements est une loi d'échelle de puissance négative (voir équation 1.1), c'est à dire que plus un évènement est de grande dimension plus son occurrence est rare. Les valeurs de l'exposant de la loi de puissance sont généralement comprises entre 0,4 et 0,8 (atteignant parfois 1) (Dussauge et al., 2003; Brunetti et al., 2009). Cette pente est influencée par la durée d'observation et de l'intervalle entre deux campagnes de mesures (e.g. Dussauge et al., 2003; Williams et al., 2018).

$$F = a.M^{-b} \quad (1.1)$$

Avec F la fréquence de l'évènement et M sa magnitude (qui peut être le volume, la surface ou l'épaisseur)

En conclusion, nous prendrons donc comme définition d'un **écroulement : un évènement distinct spatialement entre deux périodes de mesures. L'unité de mesure adaptée est le mètre cube**. Notre définition d'un écroulement peut donc en réalité confondre dans une cicatrice unique plusieurs éboulements spatialement contigus mais distinct en temps.

1.2.2 Définition : Taux d'érosion

Le taux d'érosion en [m/an] est un recul vers l'intérieur des terres en mètres intégré par unité de temps. Cependant, sa définition dépend de la méthode de mesure utilisée. En effet, le problème peut être abordé en deux ou trois dimensions, chacune des approches contenant ses limitations.

Le taux d'érosion est souvent abordé comme un phénomène à **deux dimensions** et correspond à un **taux de recul planimétrique**. Il s'agit de la distance sur laquelle s'est érodée la tête ou le pied de falaise entre deux époques d'observation. Typiquement, ce recul est mesuré par méthode de comparaison de photographies aériennes et/ou cartes historiques (e.g. Costa et al., 2004; Neves et Pereira, 1999; Bray et Hooke, 1997; Pierre et Lahousse, 2004; Pierre, 2006; Del Río et Gracia, 2009; Pye et Blott, 2015; Letortu et al., 2015b; Aubié et al., 2011). Historiquement, ce sont les méthodes les plus couramment utilisées car elles ont l'avantage d'être faciles à mettre en place, nécessitent peu de matériel, sont peu coûteuses et peuvent couvrir des périodes de temps de plusieurs décennies. D'autres méthodes sont parfois utilisées comme les levés dgps du pied ou sommet de falaise (e.g. Marie, 2003) ou encore les mesure de distance par rapport à un point fixe (souvent un pieux en métal planté dans le platier) (e.g. Lee, 2008; Dias et Neal, 1992; Kostrzewski et al., 2015; Pye et Blott, 2015). Enfin, le recul peut être

calculé sur plusieurs milliers d'années grâce aux isotopes cosmogéniques (e.g. Regard et al., 2012; Choi et al., 2012; Giuliano, 2015; Raimbault et al., 2018).

Une des limitations due à cette définition du taux de recul est illustrée en figure 1.11. Elle provient de la forme de référentiel utilisée pour mesurer la migration vers l'intérieur des terres : pied ou tête de falaise. Le recul de la tête de falaise est le résultat ultime du départ de matériaux qui s'est produit sur la face libre de la falaise. Cela suppose que l'érosion se fait de manière uniforme sur toute la falaise, ce qui n'est pas le cas (e.g. Rosser et al., 2007; Lim et al., 2010; Vann Jones et al., 2015; Young et al., 2009). Dans les configurations A et B sur le schéma 1.11, le recul de la tête de falaise est nul alors que des écroulements ont eu lieu. Pour les cas C et D le taux de recul est identique car la tête de falaise a reculé de la même distance, cependant les volumes érodés ne sont pas du tout les mêmes et on surestime largement le taux d'érosion pour le cas C.

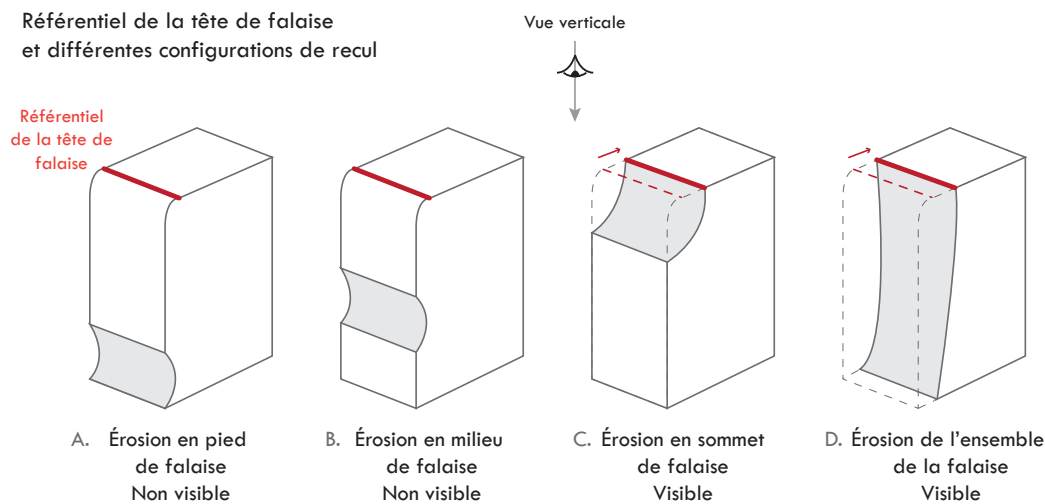


FIGURE 1.11 – Représentativité du référentiel "haut de falaise" pour suivre l'érosion côtière (modifié d'après Young et al. (2009) et Letortu (2013))

Le taux d'érosion peut également être abordé en **trois dimensions**, il correspond alors à la **somme des volumes érodés** divisé par la surface de la falaise étudiée. Cette définition nécessite donc de connaître le volume de tous les écroulements, donc l'utilisation des techniques décrites dans les parties précédentes (typiquement lidar ou photogrammétrie).

Ici, la limitation vient de l'intégration d'une valeur en trois dimensions en une valeur à deux dimensions. En effet, les écroulements sont des objets aux dimensions finies qui peuvent être très localisée sur la falaise, ce qui ne sera pas représenté en utilisant un taux de recul. Ce phénomène est visible sur le panorama 1.12 des falaises de Dieppe. On distingue nettement les éboulements individuels le long de la côte qui engendrent localement un recul de plusieurs mètres. Si l'on considère le taux de recul moyen il n'est alors que d'une quarantaine de centimètres par an (Letortu et al., 2014a).



FIGURE 1.12 – Panorama de la falaise de Dieppe (Normandie) le 16 avril 2018. On distingue de nombreux éboulements le long de la côte. Crédits : T. Dewez

Les deux définitions précédemment décrites souffrent d'une même limitation due à la fenêtre de temps sur laquelle le taux d'érosion est mesuré. Sunamura (1992) illustre cette limitation dans un schéma conceptuel présenté en figure 1.13. Il distingue le taux d'érosion $\Delta x/\Delta t$ mesuré sur un intervalle de temps court (i.e. durée d'une marée ou de quelques jours) du taux d'érosion moyen à long terme χ/τ_t (de 10 à 1000 ans). Ainsi, la survenue d'un évènement important et rare peut fortement influencer la valeur du taux de recul. Par exemple, Rohmer et Dewez (2013) ont utilisé des indicateurs statistiques descriptifs pour tester si les très gros écroulements sont des évènements aberrants ou non. Ces indicateurs ont été appliqués à une falaise de craie Normande qui lors de 2.5 ans de suivi a vu la survenue d'un glissement de terrain de $70\,000\text{ m}^3$ correspondant à un recul de la tête de falaise de 19 m (Dewez et al., 2013). Ceci représente l'équivalent de cent ans de recul annuel moyen, la prise en compte de cet évènement fait passer le taux d'érosion passe donc de 0,13 m/an à 0,94 m/an. Cependant cet évènement est lié à une configuration structurale locale qui n'est pas généralisable à l'échelle du littoral normand. En effet, des études par comparaison de photographies aériennes sur 29 ans (Costa et al., 2004) et par des isotopes cosmogéniques (^{10}Be) sur la plateforme (Regard et al., 2012) sur 3000 ans convergent vers un taux d'érosion de l'ordre de la dizaine de centimètres par an.

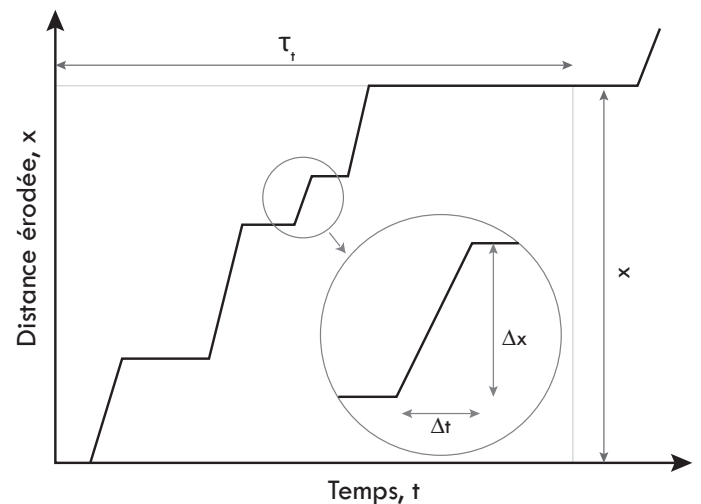


FIGURE 1.13 – Représentation schématique des variations temporelles du recul de falaise sur un site donné (d'après Sunamura (1992))

Le taux de recul n'est donc pas un indicateur parfait de l'érosion se produisant sur une falaise et peut correspondre à plusieurs réalités physiques. Il reste cependant la métrique la plus couramment utilisée et donc celle qui permet le mieux de comparer différents sites entre eux.

1.2.3 Cycle continental : Préparation et écroulement

L'évolution des falaises côtières comme celle des escarpements rocheux continentaux, peut être modélisée comme un cycle en deux étapes : une **phase préparatoire** suivie d'une **phase d'écroulement**. Ces différentes phases sont contrôlées par les conditions environnementales à la fois **externes** et **internes** au massif rocheux. L'ensemble des processus agissant sur la phase préparatoire sont appelés **facteurs préparatoires** et ceux agissant sur la phase d'écroulement sont appelés **facteurs déclenchants**, le BRGM les nomme sous les termes de et de facteurs déclencheurs ou aggravants (Mallet et al., 2013).

La **phase préparatoire** est la phase au cours de laquelle le massif rocheux accumule les sollicitations des différents agents météo-marins ce qui engendre à long terme une diminution irréversible de la résistance de la roche. L'ensemble de ces affaiblissements progressifs préparent l'écroulement gravitaire.

Les massifs rocheux qui constituent les falaises sont plus ou moins résistants. Cette résistance est déterminée à la fois par la cohésion des matériaux et par l'état de fracturation du massif (e.g. Hoek et Brown, 1997; Mortimore et Duperret, 2004). Elle dépend de son histoire géologique qui peut induire de la fracturation, la présence de failles ou de plis. L'histoire climatique à long terme peut également altérer chimiquement et physiquement l'état et la cohésion du massif (e.g. Oliva et al., 2003). Conjointement à cette dégradation à long terme, l'état du massif rocheux est dégradé sous l'action répétée des forçages météo-marins (Sunamura, 1992).

La phase préparatoire est modélisée dans une équation conceptuelle de Krautblatter et Dikau (2007) (équation 1.2). Elle exprime le taux de recul de la paroi rocheuse comme une fonction du temps, de l'état déjà altéré de la roche et de son altération en cours.

$$r_{bw} = f(p, w, t) \quad (1.2)$$

Avec r_{bw} le taux de recul de la paroi, p l'état déjà altéré de la roche, w l'altération en cours de la roche et t le temps.

La phase préparatoire est suivie d'une **phase d'écroulement** qui est atteinte lorsque les seuils critiques de stabilité sont dépassés et que la gravité l'emporte sur la résistance mécanique de la roche (e.g. Krautblatter et Dikau, 2007; Sunamura, 1992; Young et Ashford, 2006).

La phase d'écroulement a également été formulée sous forme d'équation conceptuelle par Krautblatter et Dikau (2007). Ici l'écroulement est fonction des facteurs externes, des facteurs internes et du temps.

$$r_{rs} = f(e, i, t) \quad (1.3)$$

Avec r_{rs} l'écroulement, e les facteurs externes, i les facteurs internes et t le temps.

1.2.4 Cycle marin et évolution de l'estran

Toutefois, les deux particularités des falaises côtières par rapport aux falaises continentales sont la présence de la mer à leurs pieds et l'évolution de leurs estrans. En effet, l'action de la mer attaque le pied de falaise et empêche les débris issus de l'érosion de s'accumuler en pied de falaise, une stabilisation de la pente est alors impossible. L'estran va quant à lui moduler l'énergie des vagues délivrée à la falaise. Celui-ci peut être couvert de sédiments, de débris issus de l'érosion, constituer une plateforme d'abrasion ou encore la falaise peut plonger directement dans la mer.

L'évolution de la hauteur relative de la jonction plage/pied de falaise vis à vis de la mer est souvent citée comme étant un facteur déterminant de la vitesse d'érosion des falaises (e.g. Sallenger Jr et al., 2002; Masselink et al., 2017; Young et Ashford, 2006; Nunes et al., 2011; Hapke et al., 2009; Lee, 2008; Oliva et al., 2003; Earlie et al., 2018). En effet, les sédiments peuvent jouer un rôle protecteur ou alors servir de projectiles (Sunamura, 1992). Les plages sont des systèmes très dynamiques dans le temps qui évoluent en fonction des forçages externes et qui sont très sensibles aux événements extrêmes (Sallenger Jr et al., 2002; Masselink et al., 2017). Suivre l'évolution des systèmes plage/falaise nécessite un suivi temporel régulier à l'échelle de la marée.



FIGURE 1.14 – Effondrement de la falaise des petites dalles (Saint-Martin-aux-Buneaux, Seine Maritime). La falaise est protégée de l'action des vagues pas les débris issus de l'écroulement

L'estran peut également être recouvert des débris issus de l'écroulement des falaises. Ceux-ci s'accumulent en pied de falaise et peuvent la protéger temporairement de l'action des vagues (exemples en figure 1.14). La granulométrie et le temps de résidence des débris en pied de falaise sont très variables en fonction de la taille de l'évènement, de la hauteur de chute et de la nature de la falaise (Mortimore et Duperré, 2004; Moses et Robinson, 2011; Robinson et Williams, 1983).

Enfin, dans le cas des falaises présentant une plateforme d'abrasion, celle-ci va jouer un rôle dans la dissipation de l'énergie de la houle. Les plateformes sont des morphologies en érosion, qui vont également évoluer en fonction des forçages externes. L'érosion peut être d'origine marine : houle, marées, courants, cycles d'humidification/séchage (e.g. Porter et al., 2010; Stephenson et Kirk, 2000) ; ou encore climatique : alternance gel/dégel (Dewez et al., 2015) ; ou enfin d'origine biologique (e.g. Coombes et al., 2013; Regard et al., 2017; Naylor et al., 2012; Andrews et Williams, 2000).

Deux modèles théoriques existent pour décrire l'évolution du système platier falaise. Il s'agit du modèle d'équilibre et du modèle statique. Le premier décrit une migration homogène du profil topographique sur l'ensemble du système platier falaise (e.g. Regard et al., 2012) alors que le second décrit un recul uniquement sur la zone supratidale (partie toujours émergée) (Trenhaile, 2001, 2000, 2008).

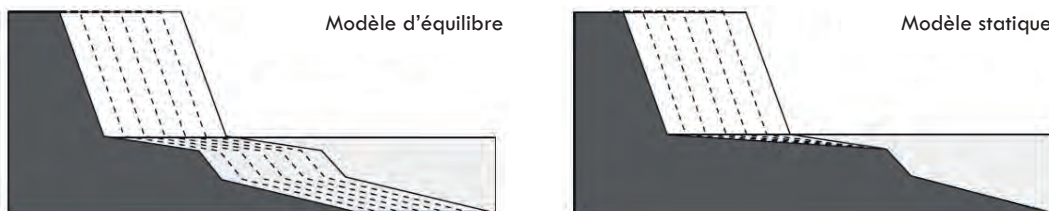


FIGURE 1.15 – Modèles théorique d'évolution du système platier falaise (de Lange et Moon, 2005)

L'évolution de l'estran, en modifiant l'énergie délivrée à la falaise, va donc avoir un rôle important sur l'évolution de la falaise et son érosion (Earlie et al., 2018).

1.3 DE NOMBREUX FORÇAGES EN PRÉSENCE

La section précédente détaillait les cycles d'évolution des falaises côtières, ceux-ci sont contrôlés par une interaction complexe entre différentes forces en présence. Les forçages internes qualifient les forces de résistance du massif rocheux face aux forces de gravité et aux différents forçages d'origine météo-marine. Ainsi, dans ce manuscrit de thèse nous répartirons les forçages en trois grandes classes : les forçages subaériens, les forçages marins et les propriétés du massif rocheux (figure 1.16). Chacune d'entre elle peut avoir un rôle sur les phases de préparation et/ou d'écroulement. Les forçages agissent de manière simultanée et induisent des effets rétroactifs.

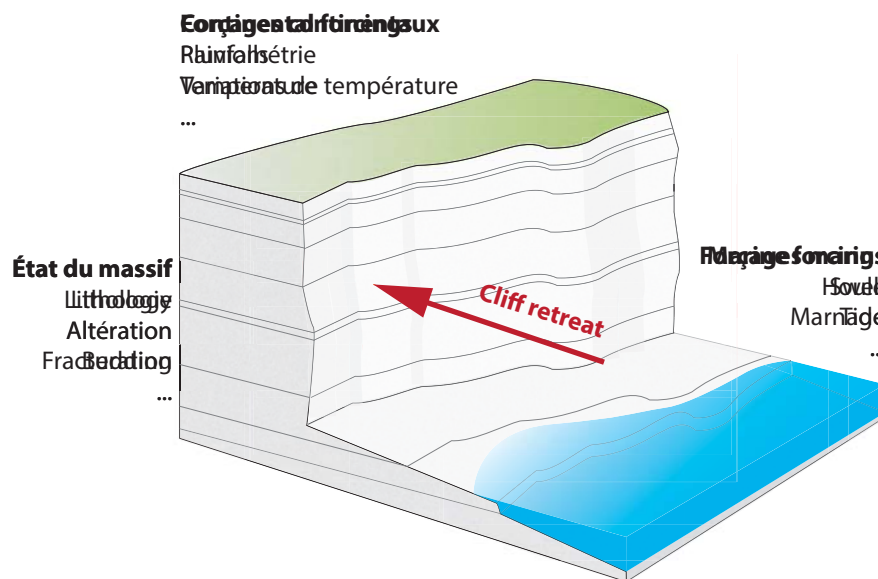
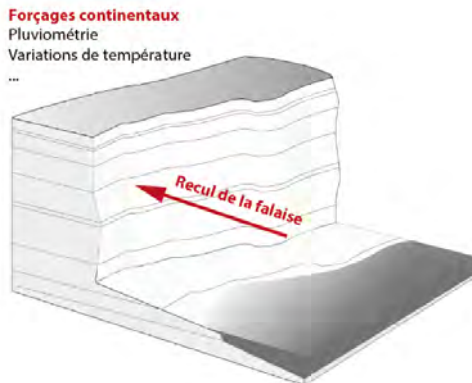


FIGURE 1.16 – Schéma des trois classes de facteurs ayant une influence sur l'érosion des falaises

1.3.1 Forçages et processus subaériens



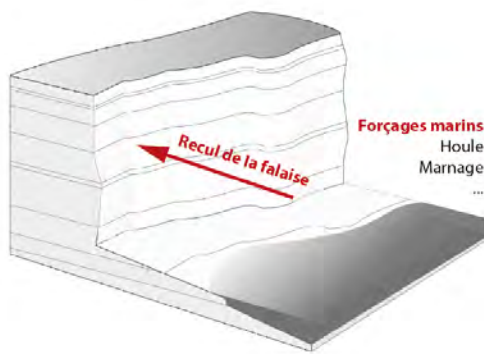
Les processus et forçages subaériens ont un rôle dans la préparation et le déclenchement des écroulements. Les principaux facteurs sont les précipitations et les variations de température. Ceux-ci jouent un rôle à court et long terme sur la dégradation du massif rocheux par altération physique et chimique (e.g. Hansom et al., 2014; Blanco-Chao et al., 2014). Des analogies avec les milieux continentaux sont souvent proposées pour quantifier l'influence des forçages subaériens à cause des difficultés d'instrumentation des falaises côtières.

Les variations de températures engendrent différents processus de préparation et/ou de déclenchement d'effondrements. La cryoclastie (alternance de gel/dégel) crée des microfissures qui accroissent les fractures existantes (Hénaff et al., 2002; Matsuoka, 2008; Frayssines et Hantz, 2006). Cet effet a également été mis en évidence sur les platiers lors d'épisodes froids et de longue durée sur le littoral normand (Dewez et al., 2015). Les variations de température au sein d'une journée peuvent aussi déclencher des écroulements à cause de la dilatation/rétraction thermique de la roche (Rosser et al., 2017; Collins et Stock, 2016). Ces phénomènes sont particulièrement marqués pour les climats extrêmes comme les climats polaires ou tropicaux (Anderson et Anderson, 2010). En effet, les climats chauds et humides sont des environnements climatiques particuliers qui vont avoir un fort impact sur la dissolution chimique des carbonates en particulier.

Le principal rôle des précipitations est la mise en charge des aquifères, ce qui augmente la pression interstitielle au sein du massif (Duperret et al., 2002; Hénaff et al., 2002; Costa et al., 2004; Young et al., 2009). Cette mise en charge hydrostatique à la suite de forts événements pluvieux a été reliée à une augmentation des effondrements sur différents sites (Duperret et al., 2002; Lahousse et Pierre, 2003; Pierre et Lahousse, 2006). Les précipitations ont également un rôle de dissolution chimique de transport de particules.

Enfin, le vent joue également un rôle (sans doute beaucoup moindre) comme agent de transport de sel et de sable et comme force transitoire sur la paroi, soit sous forme de pression directe, soit sous forme d'aspiration par effet Venturi.

1.3.2 Forçages et processus marins



Si le cycle de préparation/écroulement est commun aux escarpements côtiers et continentaux, c'est bien la présence de la mer en pied de falaise qui rend les mécanismes d'évolution des falaises littorales uniques en modifiant les conditions aux limites du système. La mer a un double rôle d'agression sur le pied de falaise mais aussi de déblayer les débris issus de l'érosion, rendant la stabilisation impossible. Les forçages marins ont un rôle de préparation et de déclenchement des écroulements.

Sur le long terme (plusieurs milliers ou millions d'années), le rôle de l'action marine est difficile à prendre en compte à cause des variations eustatiques et des surrections tectoniques ou glacio-isostatiques. Les falaises littorales sont des morphologies non pérennes dans le temps. Ainsi, nous considérerons uniquement le rôle de la mer sur une période de temps plus courte où le niveau marin peut être considéré comme plus ou moins constant.

L'action répétée du choc des vagues sur le pied de falaise engendre une fracturation des milieux rocheux qui fragilisent la falaise (Sunamura, 1992; Adams et al., 2002, 2005; Young et al., 2011). En effet, les houles déferlent avec une période moyenne de 6 à 15 secondes, ceci correspond à quasiment dix mille impacts par jour (Anderson et Anderson, 2010). De plus, la pression des vagues déferlantes contre la falaise crée un effet de piston en piégeant des poches d'air et d'eau contre la falaise et en arrachant les particules par succion lors de leur retrait (Trenhaile, 2000). Les assauts répétés de la mer peuvent enfin créer une encoche en pied de falaise qui mettent en surplomb l'ensemble de la falaise (e.g. Sunamura, 1992; Kogure et al., 2006).

La présence de la mer engendre également succession de cycles d'humidification/séchage qui se produisent à la suite du déferlement des vagues puis de leur retrait mais surtout à cause des cycles de marées. La répétition de ces cycles fragilise la roche, elle peut par exemple diminuer la résistance des carbonates de 40 à 50% (Duperret et al., 2005; Stephenson et Kirk, 2000). L'impact de la houle au pied de falaise est modulé par la marée qui met en contact le pied de falaise et la mer. Les cycles tidaux engendrent des cycles de chargement/déchargement sur la falaise et engendrent une fatigue du massif rocheux (Sunamura, 1992).

Ces phénomènes affectent la falaise mais également le platier (Kanyaya et Trenhaile, 2005) ce qui influence l'énergie délivrée par la houle à la falaise. Celle-ci est fonction de la bathymétrie, de la géomorphologie de la côte et de différentes variables océanographiques comme la hauteur des vagues en eaux libre ou le marnage (Adams et al., 2002; Vann Jones et al., 2018). Des variations locales très importantes d'énergie des vagues peuvent être observé le long du littoral, à l'échelle de quelques mètres (Vann Jones et al., 2018).

Enfin, les courants de dérive littorale ont pour action le transport des sédiments en pied de falaise (issus de l'érosion de celle-ci ou non) ce qui rend impossible la stabilisation des falaises côtières.

La mesure de l'énergie d'impact des vagues sur la falaise est souvent réalisée à l'aide de sismomètres placés en tête de falaise (e.g. Vann Jones et al., 2018; Adams et al., 2002, 2005). Les mesures directes de l'énergie délivrée au pied de falaise par l'impact de vagues restent rares (Varley et al., 2016). Des modélisations de l'agression marine ont été réalisées en laboratoire avec des modèles analogiques (e.g. Caplain et al., 2011; Sunamura, 1992).

1.3.3 État du massif rocheux



L'état d'un massif rocheux est dû à son histoire géologique et climatique. Il définit les forces résistantes au sein du massif qui s'opposent aux forçages externes et à la gravité. Cet état est contrôlé par la cohésion du matériau et la présence de discontinuités mécaniques (faille, fractures stratification, litage, diaclase etc).

Dans la littérature, les falaises côtières sont souvent classifiées en fonction de leur résistance. On parle de *falaises consolidées* ou *hard cliff*, de *falaises non consolidées* ou *soft cliff*, la classe des *falaises intermédiaires* est parfois définie (e.g. Doody et Office for Official Publications of the European Communities, 2004).

La lithologie et la structure des roches sont souvent pointées comme des paramètres majeurs de contrôle de l'érosion ; aussi bien sur la rapidité de l'érosion que sur la forme des instabilités gravitaires et de la morphologie des falaises (e.g. Kennedy, 2014; Sunamura, 1992; Cruslock et al., 2010; Kennedy et Dickson, 2006; Stephenson et Naylor, 2011). Les discontinuités au sein du massif rocheux délimitent l'extension latérale des éboulements rocheux et constituent des zones de faiblesses (Cruslock et al., 2010).

Enfin, l'état du massif rocheux définit également le comportement hydrogéologique du massif. Les eaux souterraines s'infiltrent dans des unités lithologiques spécifiques, en fonction de leur porosité et perméabilité. Des phénomènes de karstification peuvent également avoir lieu. L'hydrogéologie peut être un facteur déterminant sur le contrôle des écroulements et de la dégradation du massif (Duperret et al., 2005; Castedo et al., 2012).

1.3.4 Autres processus : anthropisme, bioérosion

D'autres processus d'ordre secondaire vont avoir une influence sur l'érosion des falaises.

C'est le cas des processus biologiques. Leur rôle est difficile à quantifier car ils vont avoir un effet protecteur ou dégradant (Kennedy, 2014). Le rôle des organismes est souvent concentré sur le platier (e.g. Coombes et al., 2013; Regard et al., 2017; Naylor et al., 2012; Andrews et Williams, 2000) mais peut aussi affaiblir la falaise elle-même (Boulton et Stewart, 2015). Ils vont donc moduler la morphologie du platier modifiant l'énergie des vagues délivrée à la falaise. La figure 1.17 est un exemple d'oursins fousseurs érodant le platier de la falaise de Socoa (Pyrénées Atlantiques).

Enfin, l'anthropisation des littoraux et la construction d'ouvrages de défense va modifier les dynamiques hydro-sédimentaires et impacter les falaises (Brown et al., 2012)



FIGURE 1.17 – *Oursin fousseurs participant à l'érosion du platier de Socoa (Ciboure, Pyrénées-Atlantiques)*

1.3.5 Relation et rétroactions entre les forçages et réponse des systèmes côtiers

Les forçages en présence sont donc nombreux et en interaction. Plusieurs modèles conceptuels proposent de résumer les interactions entre forçages, propriété intrinsèque du massif rocheux et réponse de la falaise (e.g. Castedo et al., 2012; Young et al., 2009; Sunamura, 1992; Giuliano, 2015). La figure 1.18 est une synthèse des différents processus évoqués dans cette section et de leurs rétroactions.

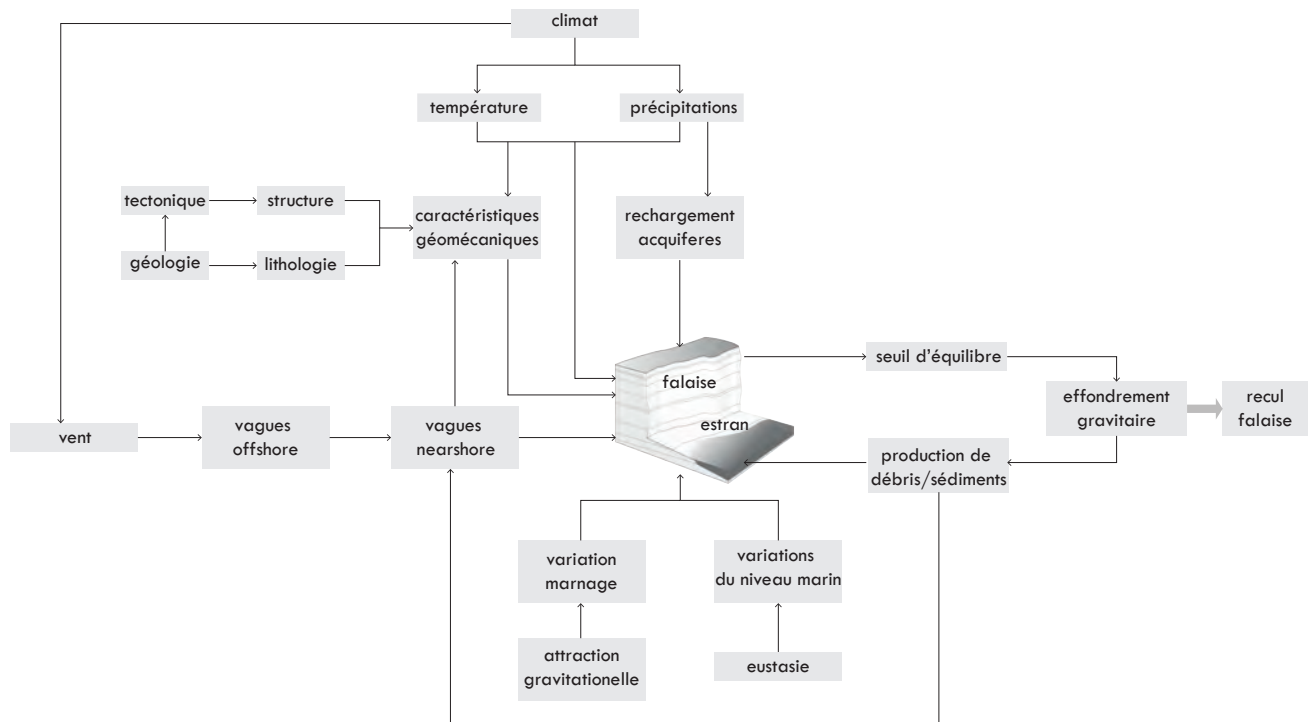


FIGURE 1.18 – Diagramme de flux conceptuel illustrant les mécanismes d'activation et leurs réponses sur les systèmes côtiers

1.4 UNE ÉROSION TRÈS VARIABLE SPATIALEMENT ET TEMPORELLEMENT. QUELS SONT LES LIENS ENTRE FORÇAGES ET RÉPONSE DE LA FALAISE ?

Les différents forçages en présence ne s'appliquent pas de manière homogène spatialement ni temporellement. La réponse de la falaise à ces sollicitations n'est donc pas uniforme.

Cette section présente les différentes relations mises en évidence par la communauté scientifique entre le forçages et la réponse de la falaise, et ce à différentes échelles spatiales. Ce sont les variations à échelle locale (de la dizaine à la centaine de mètres) qui seront détaillées dans un premier temps. A cette échelle, lorsque les techniques de mesure le permettent, on peut observer les variations de réponses de la falaise en considérant soit les écroulements soit le taux d'érosion.

Cependant, dès lors que l'on se place à une plus grande échelle spatiale, c'est le taux d'érosion qui devient le plus adapté. En effet, les technologies permettant d'observer les écroulements un à un à grande échelle spatiale sont des techniques en cours de développement. C'est donc en utilisant le taux d'érosion comme dénominateur commun que seront explorés les liens entre l'érosion et les forçages à l'échelle régionale (dizaine de kilomètres) puis mondiale.

1.4.1 Variations à échelle locales

La première échelle que nous allons considérer est celle d'un site, c'est à dire sur une longueur n'excédant pas quelques centaine de mètres et où les forçages sont quasiment homogènes. Sur un site, la répartition spatiale et temporelle des écroulements n'est pas uniforme à la fois sur la hauteur de la falaise et le long de la côte. La figure 1.19 illustre ce propos en présentant la répartition spatio-temporelle des écroulements ayant eu lieu sur la falaise de Whitby (Angleterre) mesurés par lidar sur une période d'un peu moins d'un an (Williams et al., 2018).

À l'échelle du site, les méthodes de suivi rendent possible la comparaison de la survenue des écroulements avec les différents forçages en présences. Si l'on observe à une échelle temporelle assez fine, il est possible théoriquement d'accéder aux facteurs déclenchant les instabilités. Cependant, le pas de temps de suivi est généralement trop grand pour relier un écroulement aux conditions externes à cet instant. Typiquement la fréquence de suivi est annuelle ou mensuelle (e.g. Lim et al., 2010; Vann Jones et al., 2015; Dewez et al., 2009). Mais l'équipe de l'université de Durham s'approche de la détection de l'activité d'une falaise en continu (Williams et al., 2018). La falaise de Withby (UK)

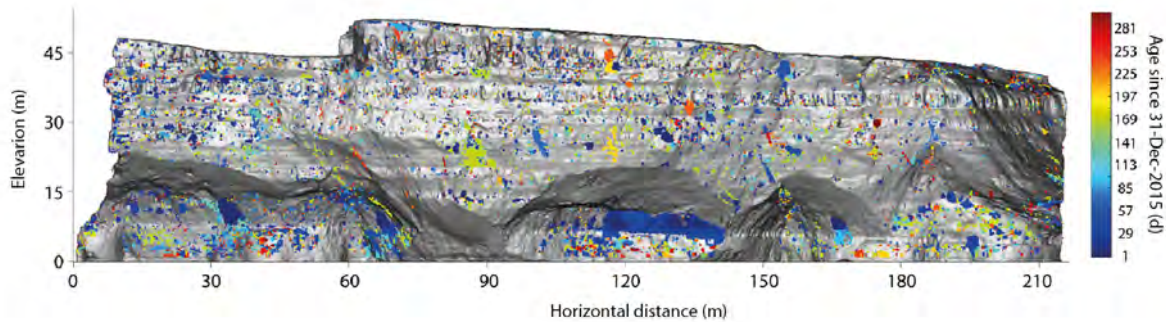


FIGURE 1.19 – Répartition spatiale et temporelle des écroulements sur la falaise de Whitby (Angleterre, mesures lidar sur environ un an, Williams et al. (2018))

a été instrumentée avec un lidar fixe qui scanne la falaise toutes les trente minutes ainsi que plusieurs instruments permettant de mesurer les conditions environnementales (marée, vagues et climat), la résolution temporelle est très fine et l'on peut s'approcher de la détermination des facteurs déclenchants.

S'il est difficile à l'échelle du site de caractériser les facteurs déclenchant les écroulements, il est néanmoins possible de mener des approches pour relier la fréquence de chute de blocs ou leurs volumes aux facteurs environnementaux (e.g. Lim et al., 2010; Letortu et al., 2015a; Masselink et al., 2017; Vann Jones et al., 2015), ces approches sont souvent statistiques. En effet, l'intensité des forçages affectant la falaise est variable dans le temps, à l'échelle du jour, de l'année ou des décennies. Ceux-ci vont varier en fonction des cycles tidaux, des cycles diurnes/nocturnes, des saisons ou encore des variations du niveau marin. Une augmentation de la fréquence des écroulements en hiver a plusieurs fois été mise en évidence (Duperret et al., 2002; Pierre et Lahousse, 2006; Lahousse et Pierre, 2003; Masselink et al., 2017; Williams et al., 2018).

Les sollicitations externes étant variables sur la hauteur de falaise, la localisation géographique des événements apporte déjà une première information. En effet, les agressions marines sont concentrées en pied de falaise, alors que les infiltrations d'eau continentales se font à la faveur de la fracturation. De même un massif rocheux possède de nombreuses discontinuités créant ainsi des zones de plus faible résistance mécaniques s'érodant préférentiellement. Sunamura (1992) propose un modèle avec une érosion d'abord localisée en pied de falaise, avec le développement d'une encoche générée par l'agression marine. La falaise sus-jacente va donc se retrouver en surplomb et finir par s'effondrer. Cependant, ce modèle est débattu et la présence d'une encoche n'est pas observée systématiquement (e.g. Moses et Robinson, 2011).

1.4.2 Variations à échelle régionale

Si les sollicitations et réponses de la falaise sont très variables à une échelle très locale, il en va de même à plus grande échelle. Ce changement d'échelle implique l'utilisation d'une valeur de taux d'érosion pour comparer l'évolution des falaises. Plusieurs études ont été menées à l'échelle d'une région (plusieurs dizaine de kilomètres) où les taux d'érosion peuvent varier sur plusieurs ordres de grandeur (e.g. Letortu, 2013; Benumof et al., 2000; Marques, 2018; Lim et al., 2010). La figure 1.20 (d'après Letortu et al. (2014a)) présente les vitesses d'érosion le long des côtes de craie de Haute Normandie calculées entre 1966 et 2008.

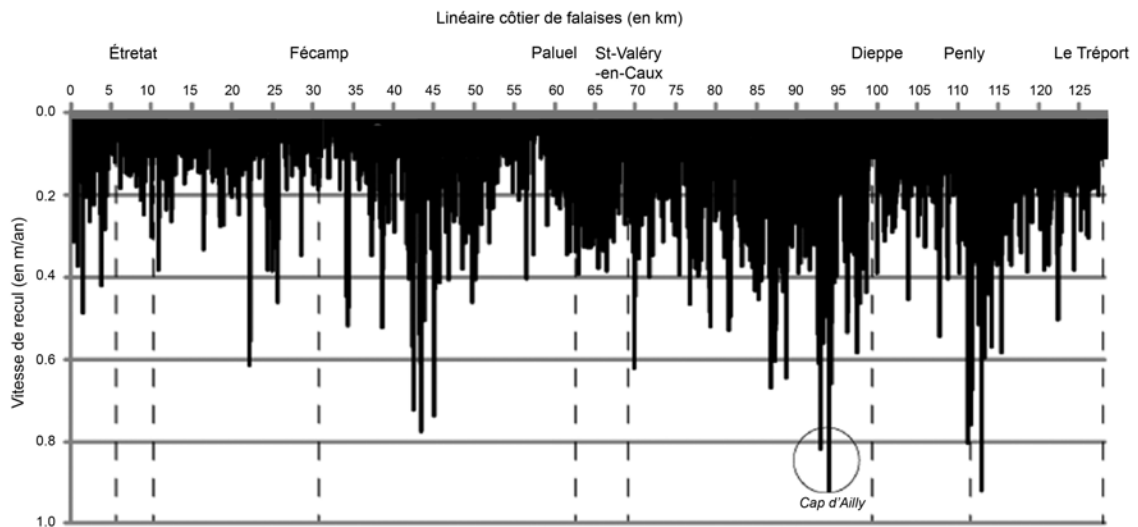


FIGURE 1.20 – Variation du taux d'érosion le long du littoral haut Normand, modifié d'après Letortu et al. (2014a)

A cette échelle, il n'est pas possible de déterminer les facteurs déclenchants. Cependant, par rapport à l'échelle locale la variabilité des forçages externes est plus importante, il est donc possible à cette échelle de comparer l'intensité des forçages au taux d'érosion.

Les études pointent souvent les changements de caractéristiques lithostructurales du massif rocheux (Letortu et al., 2014a; Marques, 2018; Marques et al., 2013; Earlie et al., 2015; Del Rio et al., 2009; Furlani et al., 2011). Les forçages marins sont pointés sous différentes formes : (1) houle (Letortu et al., 2014a; Marques, 2018; Earlie et al., 2015; Del Rio et al., 2009; Lim et al., 2010); (2) marée (Letortu et al., 2014b); (3) relation avec la présence et morphologie de la plage sur l'estran (Marques, 2018; Hapke et al., 2009; Del Rio et al., 2009; Marques et al., 2013). Les variations dans les forçages subaériens n'ont été que peu mises en évidence, ceci est probablement dû au choix d'échelle spatiale sur laquelle les conditions climatiques présentent moins de variabilité que les autres forçages.

1.4.3 Variations à échelle du monde

Enfin, si l'on passe à l'échelle mondiale les vitesses d'érosion sont bien sûr ici aussi très variables. Elles peuvent aller de quelques millimètres (e.g. Earlie et al., 2015; Gibb, 1978; Rosser et al., 2013; Costa et al., 2004; Marques, 2006) par an à plusieurs mètres, voire plusieurs dizaines de mètres par an (e.g. Pye et Blott, 2015; Romagnoli et Jakobsson, 2015).

A l'échelle mondiale, comme pour l'échelle régionale, l'intensité et la nature des forçages sont très variables, il est donc possible de les comparer aux taux d'érosion. Pour faire cela il faut dans un premier temps que les taux d'érosion soient recensés. Seul Sunamura (1992) a publié une base de donnée qui recense les taux d'érosion calculés. Toutefois, les taux d'érosion issus de cette base de données n'ont été confrontés qu'à la lithologie par Woodroffe (2002). La figure 1.21 présente les plages de taux d'érosion pour les différents types de roches recensés par Sunamura (1992). Les taux d'érosion varient sur plus de 5 ordres de grandeur et on voit un net accroissement du taux d'érosion avec une diminution de la résistance des roches.

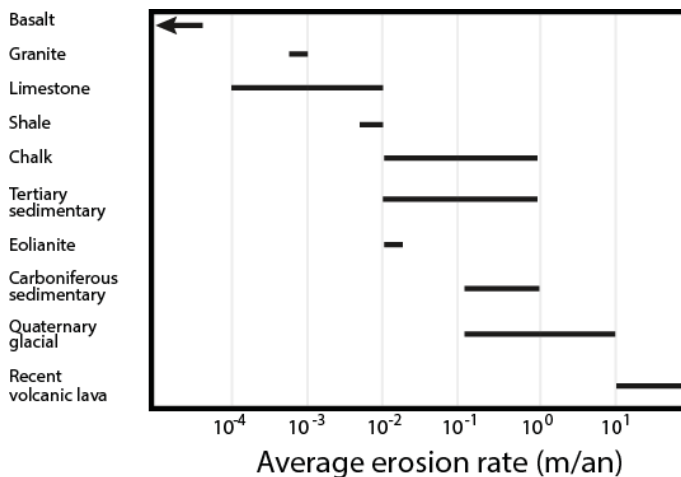
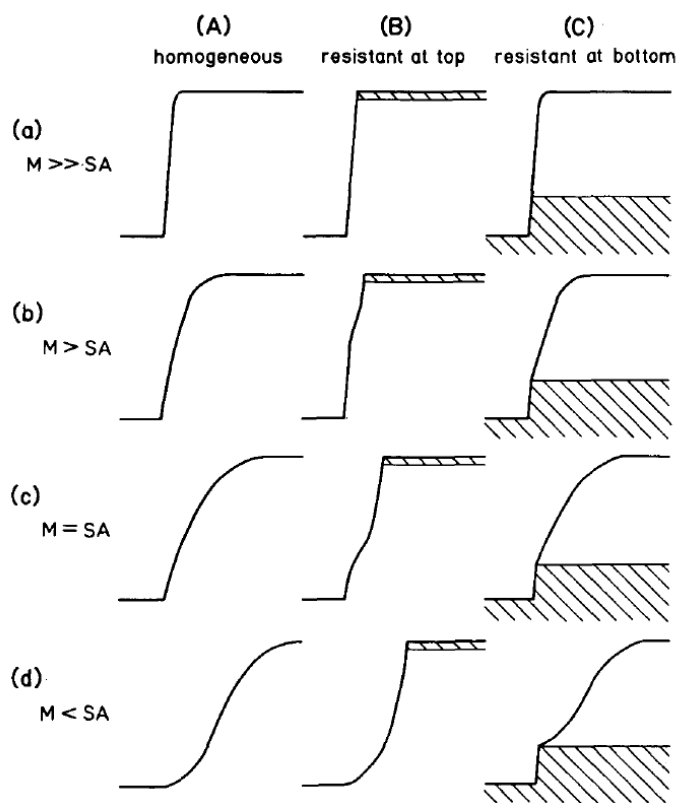


FIGURE 1.21 – Plages de taux d'érosion observées en fonction de la lithologie, Woodroffe (2014) d'après la base de données de Sunamura (1992)

Si à cette échelle peu d'études quantitatives comparatives ont été conduites, il existe néanmoins des études morphologiques pour exprimer les relations entre la morphologie et les forçages. Emery et Kuhn (1982) proposent une classification des profils de falaise en fonction de la résistance de la roche et de son homogénéité ainsi que de la prédominance des forçages marins et/ou subaériens.

FIGURE 1.22 – Matrice des morphologies du profil topographique des falaises en fonction de la résistance de la roche et de la prédominance des forçages marins (M) ou subaériens (SA), Emery et Kuhn (1982)



1.5 SYNTHÈSE DE L'ÉTAT DE L'ART, CONNAISSANCES MANQUANTES ET OBJECTIFS DE LA THÈSE.

Suite à cet état de l'art, plusieurs constats peuvent être dressés. Le départ de blocs et le recul de la falaise résultent d'une compétition entre les forces résistantes propres au massif rocheux et les forces météo-marines déstabilisatrices. Ainsi, les côtes à falaises s'érodent et reculent vers l'intérieur des terres avec des vitesses et des mécanismes très variés.

Comme mentionné en section 1.1.5, le nombre d'études sur les côtes rocheuses est en constante augmentation (Naylor et al., 2010). Celles-ci sont rendues possibles grâce à l'émergence de nouvelles techniques de mesure comme le lidar ou la photogrammétrie (ou Structure-from-Motion, SfM). Ces améliorations dans l'instrumentation des falaises et du suivi conjoint de leur évolution et des forçages en présence améliorent notre compréhension des phénomènes d'érosion à l'échelle du site.

Cependant, les modalités d'évolution des côtes rocheuses à une échelle spatiale plus large nécessitent d'être mieux contraintes (voir section 1.4). Ceci est confirmé par Naylor et al. (2010) qui ont mis l'accent sur la compréhension du fonctionnement d'un site particulier et de sa remise en contexte géomorphologique plus global : *"The challenge for researchers is therefore both to understand the scale of their particular study and to contextualize it within the boundary conditions of the system"*. Des changements à l'échelle microscopique sur la surface de la roche jusqu'à l'évolution des côtes rocheuses à l'échelle régionale, la compréhension globale du système multi-échelles constitue un véritable défi. Ce verrou scientifique est défini dans l'introduction du volume spécial sur les côtes rocheuses de la *Geological Society* de Londres (Kennedy et al., 2014). Dans ce jeu d'échelles, l'échelle globale (l'ensemble des falaises dans le monde) est très peu contrainte. En effet, seul Sunamura en 1992 propose une étude quantitative en compilant les données existantes de taux d'érosion. Une telle analyse n'a pas été ré-entrepris depuis, alors que le nombre d'études quantitatives n'a cessé de croître (figure 1.8). Ainsi, l'étude globale réactualisée que constitue le présent travail apparaissait de première nécessité.

Ce type d'approche est d'autant plus nécessaire qu'il n'existe aujourd'hui pas de consensus quant à la prédominance des forçages engendrant l'érosion tel que l'illustre la figure 1.23 (Prémaillon et al., 2018). 26 résumés issus de publications explorant ces liens sur différents sites ont été synthétisés graphiquement sous forme de diagramme ternaire. La mention de la prépondérance des forçages a été résumée sous forme d'un pourcentage, et ce pour chacune des trois familles (état du massif rocheux, forçages continentaux et marins). Ce diagramme (1.23) témoigne d'une grande variabilité des réponses apportées

par les auteurs, bien que les forçages marins et internes au massif rocheux comme facteur contrôlant l'érosion constituent les hypothèses prédominantes. Cette diversité d'ensemble illustre à la fois une grande variabilité entre les sites mais peut aussi présenter un biais d'observation des auteurs dû à leurs champs d'expertise.

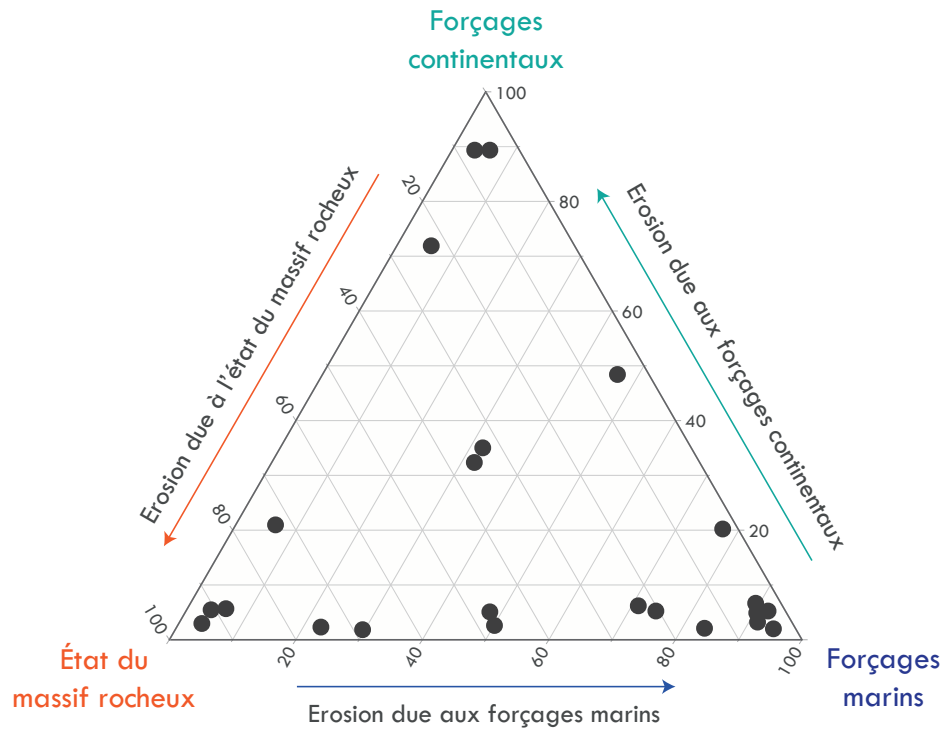


FIGURE 1.23 – Diagramme ternaire représentant les forçages prédominants cités dans les résumés de 26 publications (Prémaillon et al., 2018)

L'augmentation des études locales peut être mise à profit pour tirer des conclusions sur des comportements globaux via une **approche statistique**. Ce type d'approche est nécessaire, car elle permet de s'affranchir des variabilités individuelles pour observer un comportement moyen et des distributions de réponses des côtes rocheuses à des forçages donnés. Elle permet de décrire des lois physiques simplifiées et de donner une hiérarchie aux forçages. Ce manuscrit de thèse propose alors une mise à jour de la base de données de Sunamura (1992) en y ajoutant une quantification des forçages. Afin de pouvoir comparer les différentes études entre elles, la métrique commune utilisée est le **taux d'érosion**.

La mise en place de cette base de données d'érosion et de forçages nommée **GlobR2C2**, pour GLOBAL REcession Rates of Coastal Cliffs, est décrite dans le chapitre 2. Son analyse statistique est décrite dans le chapitre 3. La construction de GlobR2C2 a été guidée par les trois questions suivantes :

Comment expliquer les variations dans les taux d'érosion des côtes rocheuses à

l'échelle globale ?

&

Quelle est la hiérarchie des forçages engendrant l'érosion des côtes rocheuses ?

&

Peut-on prédire efficacement un taux d'érosion à partir des forçages en présence ?

Nous avons démontré l'importance de la compréhension des phénomènes d'érosion à différentes échelles. Ainsi, l'analyse mondiale sera jointe à une étude de site : la falaise de Socoa dans le Pays Basque. La singularité de cette falaise est qu'elle est constituée d'un flysch marno-calcaire résistant à stratification monoclinale, basculée de 35° à 45° et plongeant vers la mer. Ce site a été suivi par méthode photogrammétrique à pas de temps annuel. La description de la méthodologie d'acquisition et d'obtention d'un signal d'érosion est détaillée dans le chapitre 4. Pour ce cas d'étude nous observerons à la fois les départs de blocs un à un pour répondre aux questions suivantes :

Quelle est la morphologie et la fréquence des écroulements sur la falaise de Socoa ?

&

Quels processus contrôlent l'évolution de la falaise de Socoa ?

Cette étude sera ensuite intégrée dans le cadre plus large de l'étude mondiale afin d'analyser le comportement de cette falaise particulière vis-à-vis du comportement global des falaises côtières.

CHAPITRE 2

MISE EN PLACE DE LA BASE DE DONNÉES GLOBR2C2 (GLOBAL RECESSION RATES OF COASTAL CLIFFS)

Sommaire

2.1	Introduction	35
2.2	Structure de la base de données	36
2.3	Quelles informations a-t-on mises dans la base de données ? Description des entités	41
2.4	Discussion : sur la méthode et la littérature	51



2.1 INTRODUCTION

Nous avons discuté en introduction générale de la nécessité d’une approche à la fois globale et locale pour mieux comprendre les phénomènes d’érosion des côtes rocheuses. Ce chapitre, ainsi que le suivant, sont consacrés à cette approche globale. Le but de celle-ci est de comparer le taux d’érosion des falaises aux forçages auxquels elles sont soumises.

Afin d’analyser les liens entre érosion et forçages à échelle globale, il faut dans un premier temps disposer de données. Celles concernant les taux d’érosion et la géologie des falaises sont disponibles dans la littérature (revue par les pairs et littérature grise). Celle-ci est d’ailleurs de plus en plus abondante et elle est facilitée par les avancées technologiques depuis les années 2000. Concernant les forçages climatiques et marins, si ceux-ci ne sont pas forcément décrits dans les publications, des bases de données sont disponibles à l’échelle globale.

Les données pour répondre à notre question sont donc accessibles et nombreuses. Cependant, avant de commencer l’analyse statistique un défi de taille reste à relever : synthétiser et mettre en forme les informations des publications, décrites de manière disparate afin de les rendre comparables. Pour cela il faut mettre en place une méthodologie efficace, répliquable et qui s’adapte le mieux possible à tous les cas de figure. Un cadre rigide pour synthétiser les données est donc une nécessité absolue. Le meilleur moyen d’extraire l’information pertinente des publications ou des bases de données de forçages est de l’ordonner dans une base de données structurée. Celle-ci doit répondre à une double injonction : être assez souple pour pouvoir entrer toutes les informations décrites de manière hétérogène au sein des publications, et assez rigide pour que ces informations soient assez homogènes pour être comparées.

Ce chapitre présente la méthodologie mise en place pour construire et peupler la base de données baptisée GlobR2C2 pour Global Recession Rates of Coastal Cliffs. La constitution et l’analyse préliminaire de cette base de données ont été publiés dans Prémaillon et al. (2018), l’article est donné en annexe A. Il présente la structure de la base de données, les données utilisées pour la remplir et enfin les différents champs encodés pour répondre à notre question centrale qui est le lien entre taux d’érosion et forçages. Enfin, ce chapitre discute du contenu de la base de données et de ce qu’elle nous enseigne sur la littérature. L’analyse statistique de la base de données fait l’objet d’un chapitre à part entière, le chapitre 3.

2.2 STRUCTURE DE LA BASE DE DONNÉES

Afin d’encoder de manière rapide, efficace et sans ambiguïtés les données, la base de données d’érosion GlobR2C2 a été construite sous forme de base de données relationnelle grâce au formalisme Merise (Tardieu et al., 1985). Cette section explique dans un premier temps ce qu’est une base de données relationnelle puis présente la structure de GlobR2C2 et enfin décrit la source des données qui ont été encodées dans la base.

2.2.1 Présentation des bases de données relationnelles

Au sein d’une base de données relationnelle, les informations sont organisées dans différents tableaux appelés **entités**. Chaque colonne d’un tableau est appelée **attribut** et chaque ligne correspond à un **enregistrement**. Les différents tableaux sont reliés entre eux par des **relations** décrites par un verbe d’action. Chaque relation possède une **cardinalité** qui décrit le nombre de relations possibles entre les enregistrements d’une table et les enregistrements de la table à laquelle ils sont reliés. Afin de mieux comprendre ces définitions, nous allons les illustrer avec un exemple issu de l’étude de la falaise de Socoa (chapitres 4 et 5) qui est accompagné de la figure 2.1. Les paramètres morphologiques de la falaise de Socoa (hauteur, lithologie, stratification, etc) sont les **attributs** renseignés dans l’entité *falaise*. L’**enregistrement** de Socoa correspond à une ligne de l’entité *falaise*. Sur cette falaise, cinq taux d’érosion ont été calculés sur des périodes de temps différentes. Chacune des mesures de taux d’érosion correspond à un enregistrement de l’**entité** *mesure*, avec différents **attributs** tels que la méthode d’étude, le temps de mesure, le taux d’érosion, l’incertitude sur la mesure, etc. L’enregistrement qui correspond à Socoa possède une **clé primaire** qui identifie cette ligne de manière univoque dans l’entité *falaise*. Chaque ligne de l’entité *mesure* correspondant à la falaise de Socoa est reliée à l’entité *falaise* en renseignant dans une colonne la clé primaire qui correspond à la falaise de Socoa, cette colonne s’appelle une **clé étrangère**. Les cardinalités renseignent le nombre de relations possibles entre les enregistrement de deux entités et sont de 1,N pour la relation entre falaise et mesure, chaque falaise pouvant être reliée à N mesures. La relation inverse, de l’entité *mesure* vers l’entité *falaise*, possède une cardinalité 1,1, car chaque mesure correspondant à un enregistrement de l’entité *falaise*.

Si la base de données avait été constituée d’une seule entité, il aurait fallu reproduire l’enregistrement falaise de Socoa autant de fois qu’il y avait d’enregistrement mesure. Outre l’inefficacité à la saisie et la consommation inutile d’espace disque, il existe un risque élevé d’erreur de saisie. Les bases de données relationnelles représentent donc une réponse robuste à ces travers. Dans l’exemple que nous avons donné, la description de la falaise n’est entrée qu’une seule fois. De même si une publication décrit plusieurs falaises, qui possèdent chacune plusieurs taux d’érosion, les informations concernant la

publication (titre, DOI, auteurs, etc.) ne sont aussi entrées qu’une seule fois.

Pour construire la base de données relationnelle GlobR2C2, nous avons utilisé la méthode de conception Merise (Tardieu et al., 1985) qui fournit des outils formels pour concevoir de manière optimale la base de données.

La base de données a été encodée sous OpenOffice Base, un logiciel libre de gestion de bases de données alphanumérique (par comparaison aux bases de données géographiques). Pour consulter la base de données et travailler dessus, des requêtes sont effectuées en langage SQL via le logiciel R (R Core Team, 2016). Seules les emprises des sites de falaise étudiés sont stockées dans un environnement différent. Chaque linéaire de falaise étudié a été digitalisé sous Google Earth puis enregistré sous forme de polygone dans un shapefile, avec une table attributaire qui possède sa propre clé primaire et la clé étrangère de l’enregistrement *falaise* concerné afin de pouvoir relier l’enregistrement géographique à la base de données.

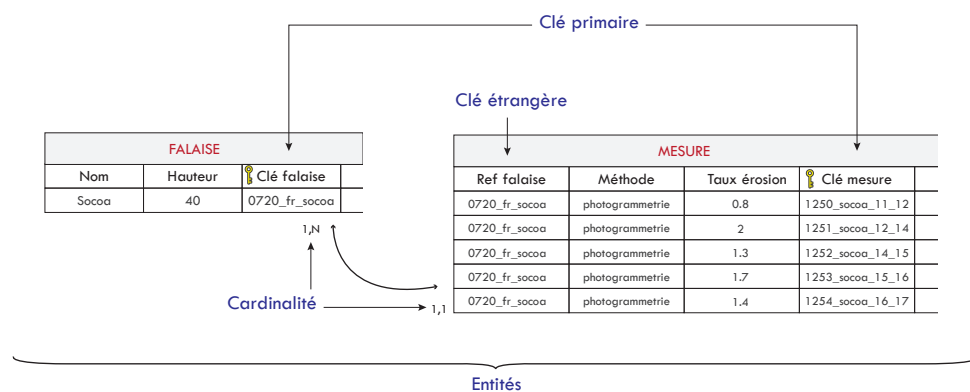


FIGURE 2.1
– Illustration des différentes définitions pour expliquer les bases de données relationnelles

2.2.2 Construction de GlobR2C2

Grâce au formalisme Merise, nous avons pu construire une structure pour la base de données relationnelle GlobR2C2. La structure a été imaginée en anticipant les questions géomorphologiques auxquelles nous voulions répondre afin que la base de données contienne toutes les informations nécessaires. Ensuite, afin de rester le plus proche possible des publications, les calculs, transformations ou interprétations des données originales doivent être évités au moment de la saisie. Ceux-ci seront réalisés dans une entité distincte.

Afin de satisfaire toutes ces conditions, la base de données contient différents types d’entités : celles qui encodent les informations exactes de la source originelle pour garantir la traçabilité de l’information, et celles qui contiennent des données calculées ou interprétées nécessaires à l’homogénéisation et pour répondre à nos besoins géomorphologiques.

La base de données contient 11 entités (ou tableaux) comprenant au total 76 attributs (ou champs). Le modèle logique de données est présenté en figure 2.2. Les entités décrivent la publication (*Publication* et *Author*), la falaise (*Cliff*, *Lithology*, *Geotechnical Parameter*, *Cliff height*), la méthode de mesure (*Measure*) et enfin les forçages (*Climate*, *Tide*, *Swell*). Chacune des entités et de leurs attributs seront décrits en section suivante (2.3).

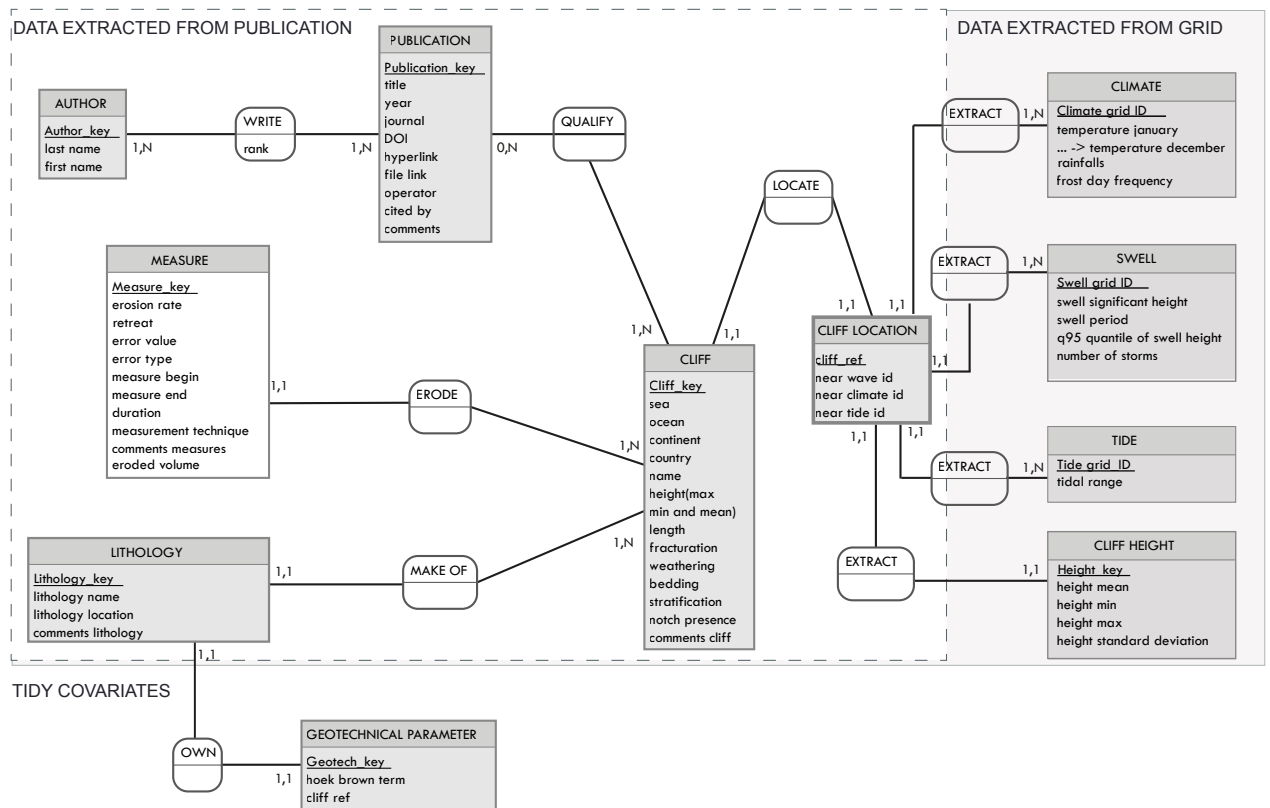


FIGURE 2.2 – Modèle logique de données de la base de données GlobR2C2 (Prémaillon et al., 2018)

2.2.3 Source des informations, qu'a-t-on entré dans la base de données ?

La principale source de données vient des publications scientifiques. Elles ont été utilisées pour ce qui concerne la description de la falaise et de son érosion. Les publications relues par les pairs et la littérature grise (rapport nationaux) en langues anglaise, espagnole et français ont été utilisées. Pour valider l'insertion d'une publication dans la base de données, elle doit contenir au minimum une valeur d'érosion jugée fiable accompagnée d'une description de sa méthode de mesure ainsi que mentionner la lithologie de la falaise. Les données provenant des publications correspondent aux entités *Author*, *Publication*, *Cliff*, *Lithology*, *Cliff location* et *Measure*.

Les recherches de publications ont été initiées via des moteurs de recherches type Web of Science ou Google Scholar, en entrant des mots clés tels que *sea*, *cliff*, *retreat*, *erosion* par exemple. Elles ont ensuite été étendues en utilisant les citations croisées. La communauté scientifique a également été sollicitée via un message sur la liste de diffusion *coastal list*. La liste des publications encodées est disponible en annexe

La description des forçages, relevant souvent de disciplines différentes de celles des géomorphologues côtiers, étaient décrites de manière trop hétérogène pour répondre à nos besoins. Le choix s'est donc porté sur l'utilisation de bases de données mondiales pour décrire les forçages de manière statistique. Ces données proviennent du modèle FES2012 (Carrère et al., 2012) pour les marées, des réanalyses ERA-interim (Dee et al., 2011) pour la houle, des réanalyses du CRU (Climate Research Unit, Mitchell et Jones (2005)) pour le climat et enfin du MNT GMTED2010 (Danielson et Gesch, 2011) pour les hauteurs de falaises. Les entités utilisant ces sources de données sont *Climate*, *Swell*, *Tide* et *Cliff height*.

Enfin, une dernière entité appelée *Geotechnical parameters* qui décrit la résistance de la roche, ne provient d'aucune des deux sources citées précédemment mais est une donnée qui a été interprétée à partir des publications pour les besoins de notre étude. Cette entité fait l'objet d'une description en section 2.3.2.

2.2.4 Le cas de l'atlas français du trait de côte de Perherin et al. (2012)

Une des bases de données nationales à laquelle nous avons eu accès fait l'objet d'un traitement particulier de par la masse de données qu'elle représente. Il s'agit d'une base de donnée du CEREMA, publiée en 2016 dans un atlas français de recul du trait de côte sur tout le pourtour de la France métropolitaine (<http://www.geolittoral.developpement-durable.gouv.fr/>, Perherin et al. (2012)). La méthode mise en place, pour les côtes rocheuses, est de mesurer le recul de la tête de falaise entre deux époques

de photographies aériennes verticales. Cette mesure de recul est faite le long de transects perpendiculaires au trait de côte espacés de 200m chacun. Ceci représente 1800 km de côtes rocheuses et 1323 enregistrements dans la base de données, soit 75% des enregistrements totaux. Au vu de la précision des photographies aériennes, le CEREMA fixe un seuil de détection de 0,1 m/an en deçà duquel le taux d'érosion est fixé comme *nul*.

La richesse de cette base d'information l'impose comme source alimentant GlobR2C2. Cet atlas national renseigne systématiquement l'érosion le long de falaise et représente donc tous les types de côtes. Elle est de ce fait très peu affectée par rapport aux biais scientifiques et de financement. En effet, peu d'études sont menées sur les côtes avec des taux d'érosion très lents, du fait de la difficulté de mesure et parce qu'elles représentent moins d'aléas et donc moins de risques.

Cependant, le nombre de données est très grand et il engendre une très large sur-représentation de la France au sein de GlobR2C2. Si la géologie de la France est très variée, les environnements climatiques et marins restent semblables. Le risque d'avoir inclus une masse de donnée importante sur un si petit domaine de forçages est de polariser les conclusions sur la France.

Nous avons décidé d'inclure les données du CEREMA dans GlobR2C2, mais étant conscients de leur particularité, nous avons apporté un soin particulier à en évaluer l'influence. Les valeurs *nulles* (inférieure au seuil de détection) n'ont pas été prises en compte pour l'analyse statistique exploratoire (chapitre 3, section 3.2).

La base de données du CEREMA renseigne le taux d'érosion, la période de mesure ainsi que l'imprécision sur celle-ci. Elle ne renseigne pas la nature de la falaise et ses dimensions. La géologie de ces falaises a été obtenue grâce au trait de côte issu de l'étude EUROSION (Doody et Office for Official Publications of the European Communities, 2004). Cette étude renseigne la géologie des falaises selon 21 classes. En ce qui concerne les dimension des falaises, leur hauteur a pu être calculée *a posteriori* avec un MNT global ; le détail de la méthode sera donné en section 2.3.1.

2.3 QUELLES INFORMATIONS A-T-ON MISES DANS LA BASE DE DONNÉES ? DESCRIPTION DES ENTITÉS

La section précédente détaillait la structure générale de la base de données. Chacune des entités de GlobR2C2 et leurs attributs est détaillée dans celle-ci. Dans un premier temps nous détaillerons la description de la falaise puis de la mesure d'érosion. Ces informations proviennent des publications (sauf pour les hauteurs de falaises). Dans un deuxième temps, nous expliciterons la construction de l'entité *Geotechnical parameters* qui est une interprétation des publications qui permet d'inférer un critère de résistance de la roche. Dans un troisième temps, nous détaillerons chacun des forçages pris en compte par type de source (marée, houle et climat). Enfin, nous verrons quels calculs ont été appliqués pour homogénéiser les champs afin de rendre la base de données propre à l'analyse statistique pour une interprétation géomorphologique.

2.3.1 Description de la falaise

Lithologie et structure de la falaise

Deux entités décrivent la falaise : *Cliff* et *Lithology*. Elles décrivent la zone géographique de la falaise : continent, pays, océan, mer ; et ses dimensions : largeur, hauteur (moyenne, maximum et minimum en fonction de la publication).

La lithologie et la structure des falaises sont décrites de manière très hétérogène dans la littérature. En effet, une falaise représente une réalité terrain complexe, le massif rocheux ayant subi une histoire géologique polyphasée. Les descriptions de cette réalité peuvent aller d'un simple nom de lithologie à une description poussée avec parfois des mesures géotechniques. En ce qui concerne la structure de la falaise (stratification, présence de plis, fractures, failles ou encoche), elle n'est que rarement décrite. Ceci peut être dû au manque d'expertise des auteurs, mais on peut aussi penser que la complexité des phénomènes rend couteuse leur quantification.

Pour encoder ces informations nous avons dû faire des choix. Pour représenter au mieux la lithologie un nom est entré, il est accompagné d'un chiffre numéroté de 1 à N qui représente sa position sur la falaise (du pied à la tête). Ainsi une seule entité *falaise* peut être reliée à plusieurs lithologies (cardinalité 1,N). En ce qui concerne les structures et déformations (stratification, présence de plis, fractures, failles ou encoche) elles ont été encodées sous forme booléenne (*vrai/faux*). L'instance *faux* peut avoir deux significations : il n'y a pas ou peu de déformations visibles, ou alors les auteurs ne les ont pas mentionnées. Les informations supplémentaires sont conservées dans un champ de commentaire pour conserver la description originale et permettre une réinterprétation future.

Localisation

La position géographique des linéaires des falaises décrites dans les publications ont toutes été digitalisées manuellement dans le logiciel Google Earth pour harmoniser l'encodage. Elles ont ensuite été converties en fichiers de Système d'Information Géographique au format shapefile qui contiennent dans leur table attributaire une clé étrangère qui les relie à l'enregistrement *falaise* de la base de données. Nous estimons que l'erreur de positionnement des extrémités des linéaires des falaises ne doit pas dépasser la cinquantaine de mètres. La polyligne numérisée ne peut en aucun cas être utilisée comme référence pour une comparaison diachronique.

Hauteur de la falaise

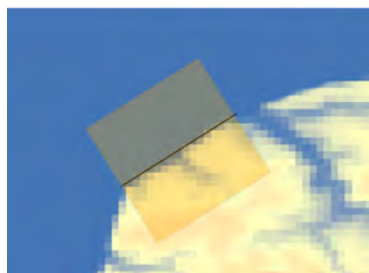


FIGURE 2.3 – Exemple de buffer autour d'une falaise

De manière surprenante, la hauteur de la falaise est souvent manquante. En effet, obtenir une valeur de hauteur de falaise peut être un exercice délicat car sa variabilité peut être importante le long de la falaise. Pour pallier ce manque, nous avons calculé *a posteriori* les hauteurs de falaises grâce à leur localisation. Pour cela, le MNT mondial de résolution 7,5 arc-seconde (GMTED2010, Danielson et Gesch (2011)) a été utilisé. Son exactitude altimétrique a été estimée entre 26 et 30 m. Pour chaque falaise, matérialisée par un shapefile de type polyligne, un buffer de 1,62 secondes ($4,5 \cdot 10^{-4}$ degrés) a été calculé (exemple en figure 2.3). La hauteur moyenne des falaises est la valeur de la moyenne des pixels non nuls (qui correspondent à la mer).

Pour évaluer cette méthode, les valeurs calculées ont été comparées à celles publiées par les auteurs quand elles étaient mentionnées (figure 2.4). Nous obtenons une bonne estimation avec une RMSE de 19 m (Root Mean Square Error) et un coefficient de détermination (r^2) de 0,47. Cette estimation a été jugée satisfaisante car les hauteurs de falaises données dans la littérature présentent aussi une valeur imprécise comme il s'agit souvent d'une valeur moyenne (estimateur non robuste) qui ne prend pas en compte l'écart type.

Cette méthode de calcul des hauteurs a donc été appliquée sur toutes les falaises. Comme il s'agit d'un calcul *a posteriori* et que ce n'est pas une information provenant directement des publications, les hauteurs de falaises ont été enregistrées dans une entité à part entière : *Cliff height*. Pour chaque falaise, la hauteur moyenne, maximum, minimum et l'écart type des pixels du MNT GMTED2010 ont été renseignés. Nous aurions souhaité pouvoir renseigner la médiane et l'indicateur de dispersion MAD, mais ces deux

métriques ne sont toujours pas disponibles dans les SIG courants.

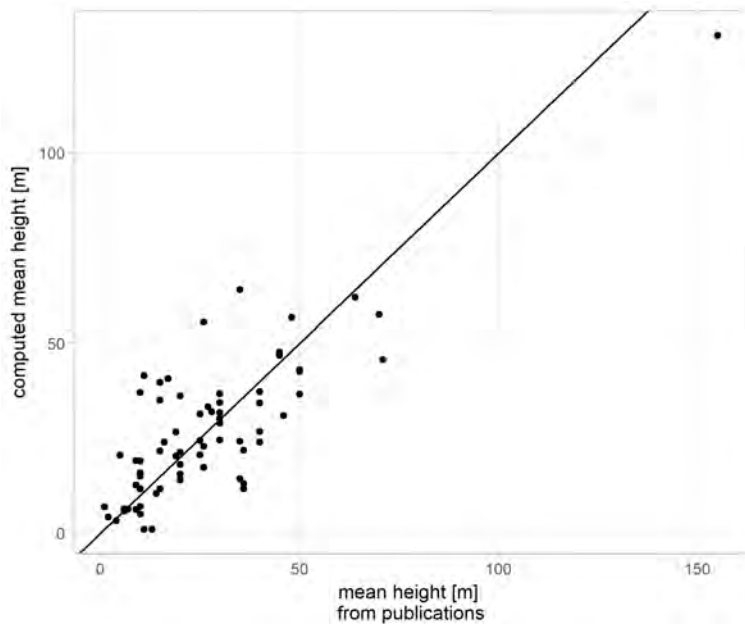


FIGURE 2.4 – Évaluation de la méthode de calcul de hauteur des falaises. Hauteur calculées avec le mnt GMED2010 vs hauteurs données dans les publications

2.3.2 Description de la résistance de la falaise : critère de Hoek et Brown (1997)

Nous venons de voir que la description du massif rocheux n'était pas un exercice trivial et que la littérature présentait une large variété de descriptions. Ainsi, la base de données GlobR2C2 recense plus de 40 noms de lithologies distincts, ce qui rend difficile de lier l'érosion avec chacune d'entre elles. De plus, la lithologie seule ne renseigne pas l'histoire tectonique et climatique qui a pu fragiliser le massif rocheux en engendrant fracturation, altération, stratification et toute autre discontinuité. Une description de la résistance de la roche est donc nécessaire d'autant plus qu'elle est souvent pointée comme un paramètre important pour contrôler l'érosion (e.g. Cruslock et al., 2010).

Il nous a donc fallu trouver un critère qui définisse la résistance du massif et qui puisse être inféré à partir des descriptions des publications. Pour satisfaire ces besoins, nous nous sommes tournés vers le critère de résistance macroscopique des roches de Hoek et Brown (1997) qui définit sept degrés de résistances : d'extrêmement faible à extrêmement résistant. Cette publication décrit comment déterminer une classe de résistance de la roche de manière pratique sur le terrain en fonction de la facilité à casser la roche (avec la main, un seul coup de marteau, plusieurs avec un maillet...) et de la densité de fracturation. Une table relie les 7 classes de résistance au diagnostic de terrain, à la résistance aux essais uniaxiaux, et donne des exemples de lithologies correspondantes (voir partie gauche du tableau 2.1).

Les descriptions des types de roches composant les falaises sont souvent très équivoques. Pour éviter les ambiguïtés de classement dans les 7 catégories originales de Hoek et Brown (1997) nous les avons agrégées en 3 classes uniquement : les roches faiblement résistantes (classes originales R0, R1, R2), moyennement résistantes (classe originales R3) et très résistantes (classes originales R4, R5, R6). Le classement des falaises dans une des classes de résistance s'est fait en combinant les champs lithologie, fracturation, altération, stratification, présence de pli et enfin la case commentaire qui contient les descriptions supplémentaires. Chaque cas a été examiné individuellement selon notre expertise. Une approche similaire, mais encore plus simplifiée, avait été menée dans le projet EUROSION Doody et Office for Official Publications of the European Communities (2004) mais avec seulement deux classes de roches "soft cliff" et "hard cliff".

Hoek and Brown table						Recorded in GlobR2C2 as	
Grade	Term	Uniaxial Comp. Strength (Mpa)	Point Load Index (Mpa)	Field estimate of strength	Examples	Hoek and Brown term	Unique lithologic name instances
R6	Extremely strong	> 250	> 10	Specimen can only be chipped with a geological hammer	Fresh basalt, chert, diabase, gneiss, granite, quartzite	hard	basalt, conglomerate, flysh, gneiss, granite, greywacke, intermediate rocks, lavas (basalts, etc), limestone, marly limestone, metamorphic, mudstone, plutonic, sandstone, schist, shale, siltstone, volcanic rock, volcano-sedimentary
R5	Very strong	100 -250	4 - 10	Specimen requires many blows of a geological hammer to fracture it	Amphibolite, sandstone, basalt, gabbro, gneiss, granodiorite, limestone, marble, rhyolite, tuff		
R4	Strong	50 - 100	2 - 4	Specimen requires more than one blow of a geological hammer to fracture it	Limestone, marble, phyllite, sandstone, schist, shale		
R3	Medium strong	25 - 50	1 - 2	Cannot be scrapped or peeled with a pocket knife, specimen can be fractured with a single blow from a geological hammer	Claystone, coal, concrete, schist, shale, siltstone	medium	claystone, shale, slate, volcanic tuff, sandstone, shale, limestone, marl, siltstone, basalt, marl and consolidated clay
R2	Weak	5 - 25	†	Can be peeled with a pocket knife with difficulty, shallow indentation made by firm blow with point of a geological hammer	Chalk, rocksalt, potash	weak	aeolianite, argilites, basalt, chalk, clay, conglomerate, dune deposits, fluvial deposits, glaciofluvial, gravels, head, lahar deposits, loess and silts, marl, sand, sand, sandstone, scories, silt, till, tuff, undifferentiated recent marine deposits
R1	Very weak	1 - 5	†	Crumbles under firm blows with point of a geological hammer, can be peeled by a pocket knife	Highly weathered or altered rock		
R0	Extremely weak	0.25 - 1	†	Indented by	Stiff fault gouge		

TABLE 2.1 – Estimations de la force de compression uniaxiale sur le terrain (Hoek et Brown, 1997) associé au terme de Hoek et Brown et aux noms de lithologies correspondants dans la base de données GlobR2C2 (tableau extrait de (Prémaillon et al., 2018)).

Le tableau 2.1 (issu de Prémaillon et al. (2018)) présente, aux côtés de la table originale de Hoek et Brown (1997), l'agrégation que nous proposons en trois classes de résistance et les noms de toutes les lithologies affectées dans la base de données. Les roches très résistantes rassemblent les roches plutoniques et volcaniques ainsi que les roches sédimentaires très consolidées comme certains grès et calcaires. Les roches moyennement résistantes rassemblent majoritairement des roches résistantes à l'origine mais qui ont subi des dégradations. Enfin, les roches les moins résistantes rassemblent les dépôts sédimentaires peu consolidés et souvent récents (formations quaternaires) mais aussi la craie. On peut aussi y trouver certaines lithologies, *a priori* résistantes comme les basaltes ou les grès mais qui ont été fragilisées (Gibb, 1978; Del Río et Gracia, 2009).

2.3.3 Description de l'érosion

L'entité *Measure* contient le taux d'érosion ainsi que la manière dont il a été obtenu (par quelle méthode, sur quelle durée et avec quelle précision). Pour satisfaire à tous les cas présents dans la littérature, trois attributs représentent l'érosion : le taux d'érosion (en m/an), le recul (en m) et le volume érodé (en m³). Ces attributs ont été harmonisés *a posteriori* pour être tous convertis en m/an. De même, la durée d'étude est renseignée soit en tant que durée (en années) soit comme une date de début et date de fin de mesure, le tout ayant été harmonisé ensuite en durée en années.

La technique de mesure et sa précision ont également été renseignées. Les manières de mesurer l'érosion sont très variables en termes de (i) précision : de l'observation terrain et dire d'expert (May et Hansom, 2003) à l'estimation précise de volume érodé en utilisant des techniques telles que le lidar (e.g. Dewez et al., 2013); (ii) extension temporelle : d'une observation toutes les 20 minutes (Williams et al., 2018) jusqu'à plusieurs milliers d'années (e.g. Choi et al., 2012; Hurst et al., 2017; Regard et al., 2012); (iii) extension spatiale : de la dizaine de mètres (e.g. Letortu et al., 2015b) jusqu'à plusieurs kilomètres (e.g. Hapke et al., 2009).

Dans la suite du manuscrit, nous avons divisé les techniques de mesures en trois grandes familles : les mesures à une dimension (1D), deux dimensions (2D) et trois dimensions (3D).

La technique de mesure est entrée comme un attribut. La précision sur la mesure est également entrée lorsqu'elle est donnée. Pour s'adapter à tous les cas de figure deux attributs sont créés pour l'enregistrer. Un d'eux correspond à la valeur numérique de la précision, l'autre à son unité/type (erreur en m/an, en pourcentage, écart-type...). Ces valeurs sont harmonisées par la suite.

2.3.4 Description des forçages externes

Comme nous l'avons mentionné précédemment, les éléments décrivant les forçages dans les publications étaient soit manquants soit décrits de manière tellement hétérogène qu'il était impossible de concevoir des attributs pour pouvoir les synthétiser entre études. Nous avons donc utilisé d'autres sources de données pour les décrire de manière homogène à l'échelle du globe. Ces sources de données se présentent toutes sous forme de grilles mondiales à diverses résolutions.

Afin d'encoder les forçages externes dans la base de données, différentes variables ont d'abord été sélectionnées, elles sont décrites dans les sous sections suivantes. Le calcul de la valeur de ces variables a été réalisé sur chaque pixel de grille proche des côtes (au sein d'une zone tampon autour du trait de côte d'une largeur de 1°) et ce pour trois tailles de grilles qui représentent la marée, la houle et le climat. Les valeurs des variables calculées ont été stockées dans la base de données sous forme de trois entités *tide_forcing*, *wave_forcing* et *climate_forcing*, leur clé primaire étant l'identifiant du pixel sur lequel les variables ont été calculées. Ainsi GlobR2C2 contient les valeurs de forçages partout dans le monde, pas uniquement sur les zones d'étude. Ceci permet à la base de données d'être plus souple lors de l'ajout de nouvelles données et de ne pas avoir à recalculer les valeurs des différents forçages.

Le lien entre falaise et forçage se fait grâce à la localisation géographique de la falaise. Sous SIG, à chaque falaise est attribuée la valeur de l'identifiant du pixel de forçage le plus proche (en distance euclidienne). Ce calcul est fait pour chacune des grilles de forçage (marée, houle et climat) et les identifiants sont ajoutés à la table *cliff_location*. Le lien entre la table *cliff_location* et *tide_forcings*, *wave_forcings* et *climate_forcings* est donc assuré par l'identifiant du pixel. C'est donc simplement le calcul de la distance au pixel de forçage le plus proche qui doit être réitéré lors de l'insertion de nouvelles falaises dans GlobR2C2.

Les sous sections suivantes présentent chacune des sources de données et les forçages que nous avons extraits.

Forçage	Source	Résolution spatiale	Résolution temporelle	Période couverte
Marée	FES 2012	0.25°		2 ans
Hauteur significative de houle Période de la houle Direction de la houle	ERA Interim	0.75°	6h	1979-2016
Température moyenne Pluie cumulées Nombre de jours de gel	CRU	0.5°	1 mois	1961-1990

Marée

L'amplitude des marées décrit les variations de hauteur de la surface de la mer. Ces variations entraînent des cycles de mouillage et séchage de la plateforme et du pied de falaise qui les affaiblissent et les érodent (Kanyaya et Trenhaile, 2005). Elles créent également des cycles de chargement et déchargement sur la falaise qui entraînent de la fatigue du massif rocheux (Sunamura, 1992; Adams et al., 2005).

Pour qualifier ces marées statistiquement, nous avons utilisé le modèle FES 2012 (Carrère et al., 2012). Celui-ci donne accès aux amplitudes et aux phases des harmoniques constituant la marée. En effet, la marée peut être considérée comme la somme d'ondes élémentaires strictement périodiques appelées composantes harmoniques. Ainsi la hauteur de la marée à un instant t peut s'exprimer par la formule suivante (source <http://www.shom.fr>) :

$$h(t) = Z_0 + \sum(A_i \cdot \cos(q_i \cdot t + Vo_i - G_i))$$

avec Z_0 niveau moyen de la mer, A_i amplitudes des ondes élémentaires à Greenwich ; q_i pulsations des ondes élémentaires ; t le temps, Vo_i valeurs des arguments astronomiques à $t = 0$ et G_i situations des ondes élémentaires à Greenwich

Les harmoniques peuvent être décomposées en quatre familles : les ondes semi-diurnes dont la période est d'environ douze heures ; les ondes diurnes dont la période est d'environ 24 heures ; les ondes de longues périodes : bimensuelle, mensuelle, semestrielle, annuelle... et enfin les ondes supérieures et composées de périodes quart-diurne, tiers-diurne...

Pour nos besoins nous n'avons tenu compte que des huit principales harmoniques diurnes et semi-diurnes : M2, N2, K2, S2, P1, K1, O1 et N2.2. Celles-ci permettent déjà d'avoir une très bonne estimation des amplitudes de marée.

Le modèle FES 2012 a une grille de résolution $0,25^\circ$. Nous avons calculé le modèle pour toutes les côtes et pour une durée de deux ans. Sur ces deux ans d'oscillation théorique du plan d'eau le marnage a été extrait pour chaque pixel de la grille, il correspond à l'amplitude entre la marée haute et la marée basse.

Houle

Pour caractériser l'agression du pied de falaise par la houle, nous avons extrait des paramètres représentant un état moyen de la mer ainsi que des états extrêmes. Ceux-ci ont été extraits des réanalyses ERA-interim (Dee et al., 2011). Les grilles sont sous format de NetCDF, avec une résolution spatiale de $0,75^\circ$. La chronique temporelle s'étend de janvier 1979 à décembre 2016 sur un pas de temps de 6h. Nous avons sélectionné trois paramètres pour caractériser la houle : la hauteur significative des vagues, leur période (inverse à la distance entre deux crêtes successives) et leur direction.

L'état moyen est représenté par la moyenne des hauteurs significatives et périodes sur toute la durée de la réanalyse (1979-2016). Pour la direction de la houle, nous avons sélectionné le mode principal de l'histogramme des directions comme direction représentative. L'incidence entre la houle et la falaise a ensuite été calculée, ses valeurs sont comprises entre 0° (train de houle parallèle à la falaise) et 90° (train de houle perpendiculaire à la falaise).

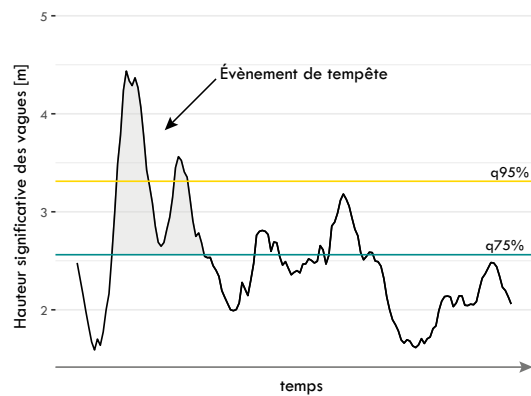


FIGURE 2.5 – Définition d'un évènement de tempête selon Castello et al. (2015)

heures pour la période 1979-2016, nous avons pu calculer le nombre de tempêtes sur cette période ainsi que leurs durées moyennes (en jours).

Pour qualifier les états extrêmes de houle, nous avons utilisé la définition donnée par Castello et al. (2015) : un évènement de tempête est un évènement au cours duquel la hauteur significative des vagues dépasse le quantile à 95%. Le début de l'évènement est défini à partir du moment où le quantile à 75% précédent est dépassé et il ne se termine que lorsque la hauteur des vagues redescend en dessous du quantile à 75% (illustration en figure 2.5). Comme nous avons accès pour chaque site à la séquence temporelle complète, avec un pas de temps de six

Climat

Les données climatiques ont été extraites des réanalyses du CRU (Climate Research Unit, Mitchell et Jones (2005)). Des données de pluviométrie, température et nombre de jours de gel (où la température atteint des valeurs négatives) sont disponibles au pas de temps mensuel durant la période 1961-1990. La résolution spatiale de la grille est de $0,5^\circ$.

Pour représenter les forçages climatiques, les variables extraites sur la période totale (1961-1990) sont : la moyenne des pluies cumulées annuelles (en mm), le nombre moyen de jours de gel par an, et les températures moyennes pour chaque mois.

2.3.5 Vers une base de données opérationnelle

Après avoir détaillé différentes variables que nous avons entrées dans la base de données, quelques post-traitements ont été effectués afin d'homogénéiser les données et de pouvoir explorer les liens entre taux d'érosion et forçages.

Intégration des données ponctuelles

Nous avons mentionné en section 2.3.3 que nous avons distingué trois types de mesures : 1D, 2D et 3D. Chacun de ces types de mesure ne reflète pas exactement les mêmes processus d'érosion. Afin de les rendre homogènes, les mesures ont toutes été converties en type 2D. Les données 3D (en m^3) ont été divisées par la surface de la falaise afin d'avoir un recul équivalent de la tête de falaise en m/an. Les mesures de type 1D (faites le long de transects orthogonaux à la côte) n'intègrent pas les variations latérales d'érosion le long de la falaise. Les éboulements sont des phénomènes stochastiques en temps et dans l'espace. Ainsi une mesure sur un seul transect n'est pas représentative de l'érosion moyenne et risque de sous ou surestimer l'érosion. Les mesures de type 1D ont donc été moyennées entre transects latéraux pour chaque étude, pour chaque falaise et extension temporelle commune.

Les falaises appartenant à la base de données du CEREMA font partie des données ponctuelles, car il s'agit de taux d'érosion calculés tous les 200 m. Les taux d'érosion des transects ont été moyennés par extension temporelle et lithologie identiques.

Conversion des unités

Comme nous l'avons mentionné dans les sections précédentes, pour rester au plus près de l'information contenue dans les publications, certaines informations ont été encodées avec différentes unités. Les conversions effectuées sont les suivantes :

- Pour obtenir une durée de mesure en années, les dates de début et de fin de mesure ont été soustraites l'une de l'autre et ont été renseignées en années entières.
- Les champs de hauteurs de falaise maximum et minimum ont été moyennés pour que toutes les hauteurs soient des hauteurs moyennes, en faisant l'hypothèse que la hauteur réelle s'approche de la valeur moyenne.
- Les erreurs ont été converties en erreur en m/an à partir des champs de valeur de l'erreur et du type d'unité.

Création de variables synthétiques

Certaines variables de forçages sont très corrélées entre elles (par exemple hauteur significative et période des vagues) ce qui peut engendrer des corrélations fallacieuses ("*spurious correlation*"). Nous avons donc combiné ces variables pour en créer de nouvelles, plus synthétiques :

- Les températures moyennes mensuelles ont été synthétisées en moyenne et amplitude annuelle.

- Les hauteurs significatives et période de houle ont été synthétisées en énergie en eaux profondes selon la formule :

$$E_f = \frac{1}{8} \rho g H_s^2 C_g \quad \text{avec} \quad C_g = \frac{1}{2} g \frac{T}{2\pi} \quad (2.1)$$

Où ρ est la densité de l'eau ; H_s [m] est la hauteur significative des vagues ; C_g [$m.s^{-1}$] est la vitesse de groupe ; et T [s] la période de houle.

2.3.6 Bilan : quels forçages ont été pris en compte ?

Les différentes variables environnementales qui ont été encodées dans GlobR2C2 et décrites dans cette section, ont été choisies car elles représentent des forçages souvent décrits dans la littérature comme influant sur l'érosion des côtes rocheuses. Le diagramme de flux 2.6 reprend la figure 1.18 issue le chapitre 1 avec les variables de GlobR2C2 en couleur. Ce que nous avons encodé sont des proxies qui ont une influence directe et/ou indirecte sur l'érosion de la falaise.

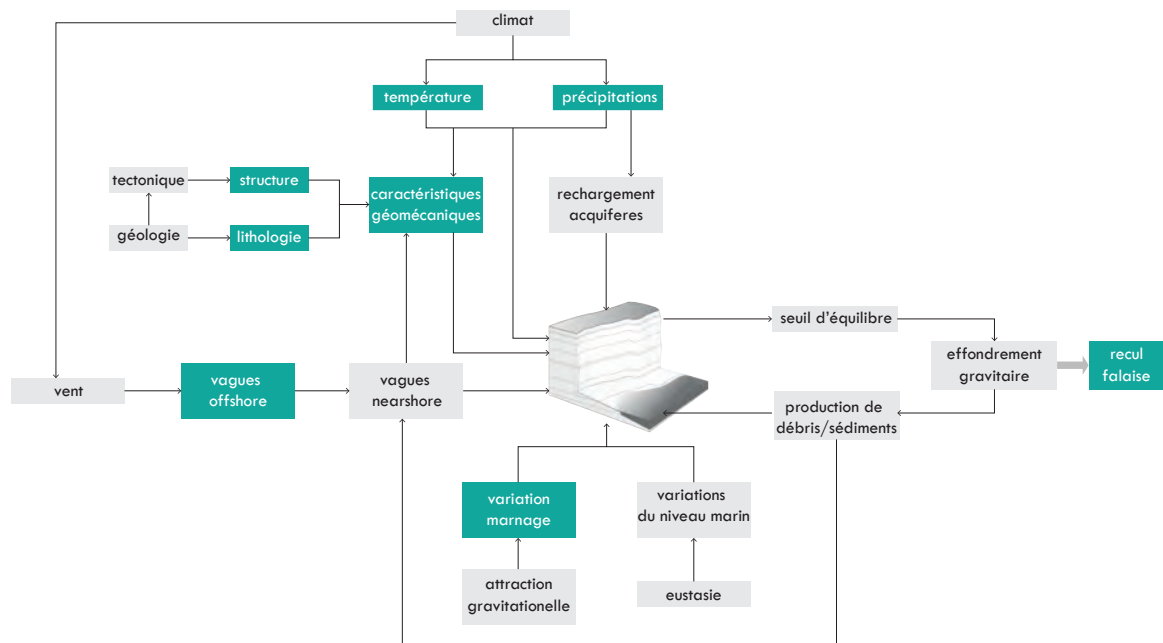


FIGURE 2.6 – Diagramme de flux conceptuel avec les forçages encodés dans GlobR2C2 (en bleu canard), d'après figure 1.18 dans le chapitre 1

2.4 DISCUSSION : SUR LA MÉTHODE ET LA LITTÉRATURE

Nous venons de décrire la structure de la base de données, les sources utilisées pour la remplir et les différentes variables encodées pour analyser les liens entre l'érosion et les forçages externes. Cette section présente et discute le contenu de la base de données.

2.4.1 Chiffres généraux, complétude de la base de données

La base de données est peuplée de 58 études, 47 sont des articles relus par les pairs et 11 sont des bases de données nationales. Ceci représente 1530 falaises et 1680 taux d'érosion enregistrés.

Avec plus de 90% de champs complets, la base de données est correctement remplie. La figure 2.7 montre pour chaque enregistrement (en abscisse) la présence ou l'absence de d'information (en ordonnée). Ceci permet de mettre en évidence l'absence quasi systématique de certaines données. C'est le cas pour l'altération ou la facturation qui sont manquantes pour 98.4% des enregistrements et dont nous avons mentionné les difficultés de description en section 2.3.1. On constate bien sur cette figure que la hauteur de falaise est une donnée qui est aussi très souvent manquante. Ceci justifie la méthode mise en place pour calculer des hauteurs de falaise à partir d'un MNT.

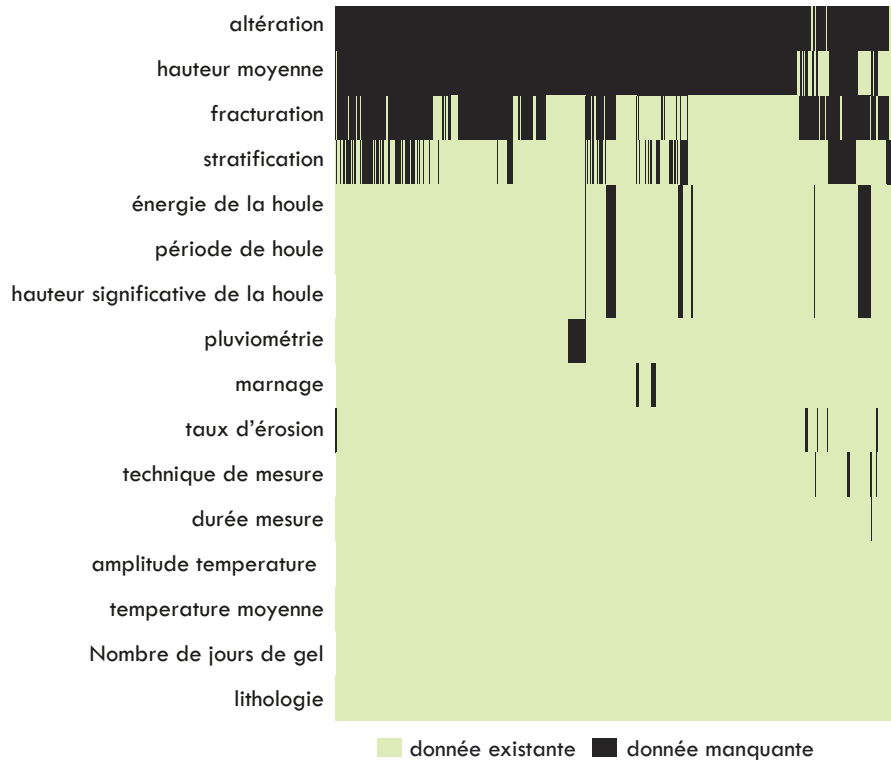


FIGURE 2.7 – Valeurs existantes et manquantes pour différents champs de GlobR2C2

Cette complétude confirme *a posteriori* que les choix de variables à encoder que nous avons fait *a priori* lors de la conception de la base de données.

2.4.2 Comment l'érosion est-elle mesurée ?

Nous observons bien les mêmes tendances que Naylor et al. (2010) : le nombre d'études sur l'érosion des côtes rocheuses ne cesse d'augmenter depuis le milieu des années 1990, pour tous les types de méthodes (figure 2.8).

Les méthodes les plus répandues sont celles de type 2D qui sont typiquement de la comparaison de photographies aériennes et/ou cartes historiques, cette méthode est utilisée dans la moitié des cas (43 études) encodés dans GlobR2C2, ce qui correspond à 88% des enregistrements. Cette méthode, de type 2D, est peu coûteuse et facile à mettre en œuvre pour mesurer un recul de falaise sur un intervalle de plusieurs décennies. Viennent ensuite les techniques 3D de type lidar ou photogrammétrie. Elles représentent 19 cas (22% des études et 5% des enregistrements). Ces techniques sont devenues accessibles depuis le milieu des années 2000. Enfin, les autres types de techniques sont utilisés de manière beaucoup plus rare. Les méthodes de type 1D ne représentent que 9% des études publiées et 3,5% des enregistrements.

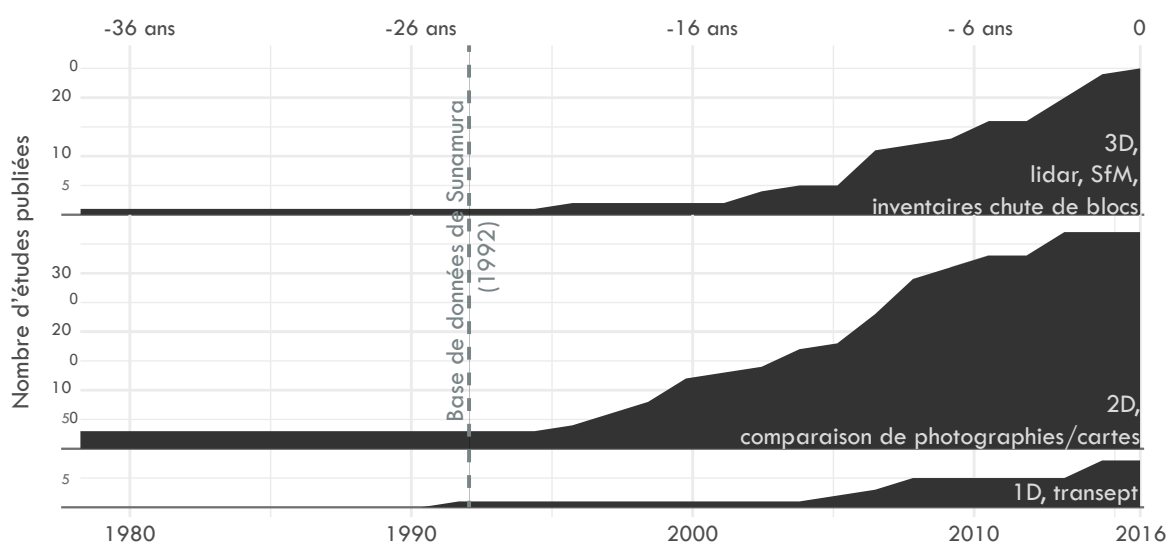


FIGURE 2.8 – Émergence des techniques de mesures sur l'érosion des falaises par type de méthodes dans les publications enregistrées dans GlobR2C2, Prémaillon et al. (2018)

2.4.3 Où l'érosion est-elle mesurée ?

La figure 2.9 présente la répartition géographique des falaises enregistrées dans GlobR2C2 ainsi que le nombre d'études réalisées par pays. Le graphique 2.10 propose une autre représentation graphique du nombre de taux d'érosion encodés dans GlobR2C2 par pays. On voit que les études sur l'érosion des côtes rocheuses sont majoritairement réalisées en Europe (42 études, 1579 enregistrements), en Océanie et plus particulièrement en Nouvelle Zélande (3 études, 94 enregistrements), en Amérique du nord (4 études, 50 enregistrements). L'Asie (2 études et 4 enregistrements) et l'Amérique du Sud (1 étude, 1 enregistrement) ne sont que très peu représentées. Quant à l'Afrique, elle n'a été l'objet d'aucune étude recensée. Ce manque est par ailleurs confirmé par l'absence de chapitre consacré aux côtes rocheuses africaines dans la monographie consacrée aux côtes rocheuses par Kennedy (2014).

Cette répartition géographique inégale et centrée sur quelques pays occidentaux est le reflet de plusieurs aspects. Premièrement, elle reflète notre stratégie de recherche d'articles pour peupler la base de données. Elle est en effet, centrée sur la littérature publiée et relue par les pairs en langue française, anglaise ou espagnole. La gestion des littoraux et la mesure du taux d'érosion est peut être suivie dans les autres pays, mais la méconnaissance des institutions gérant ces questions et notre méthode de recherche d'information ne nous permet pas d'y avoir accès. Deuxièmement, on voit que les suivis d'érosion sont majoritairement réalisés dans les pays développés. Ceci reflète à la fois une possibilité de consacrer de l'argent à cette recherche mais aussi une nécessité de mieux protéger les différents enjeux se situant à proximité des falaises.

Cette répartition géographique a des conséquences directes sur la représentativité des données en surreprésentant certains types de climat et d'environnement marins. La représentativité des données est présentée en sous-section suivante.

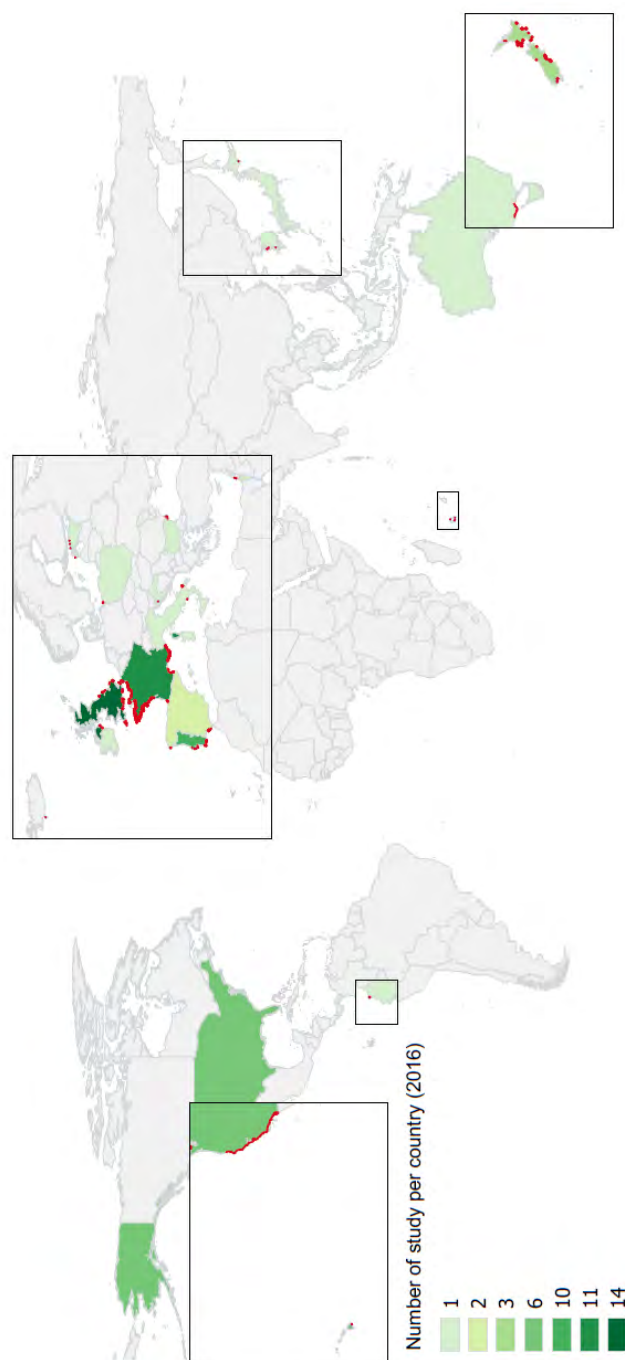


FIGURE 2.9 – Répartition géographique des falaises (points rouges) et nombre d'études par pays contenues dans GlobR2C2 (publication antérieures à 2016), Prémaillon et al. (2018)

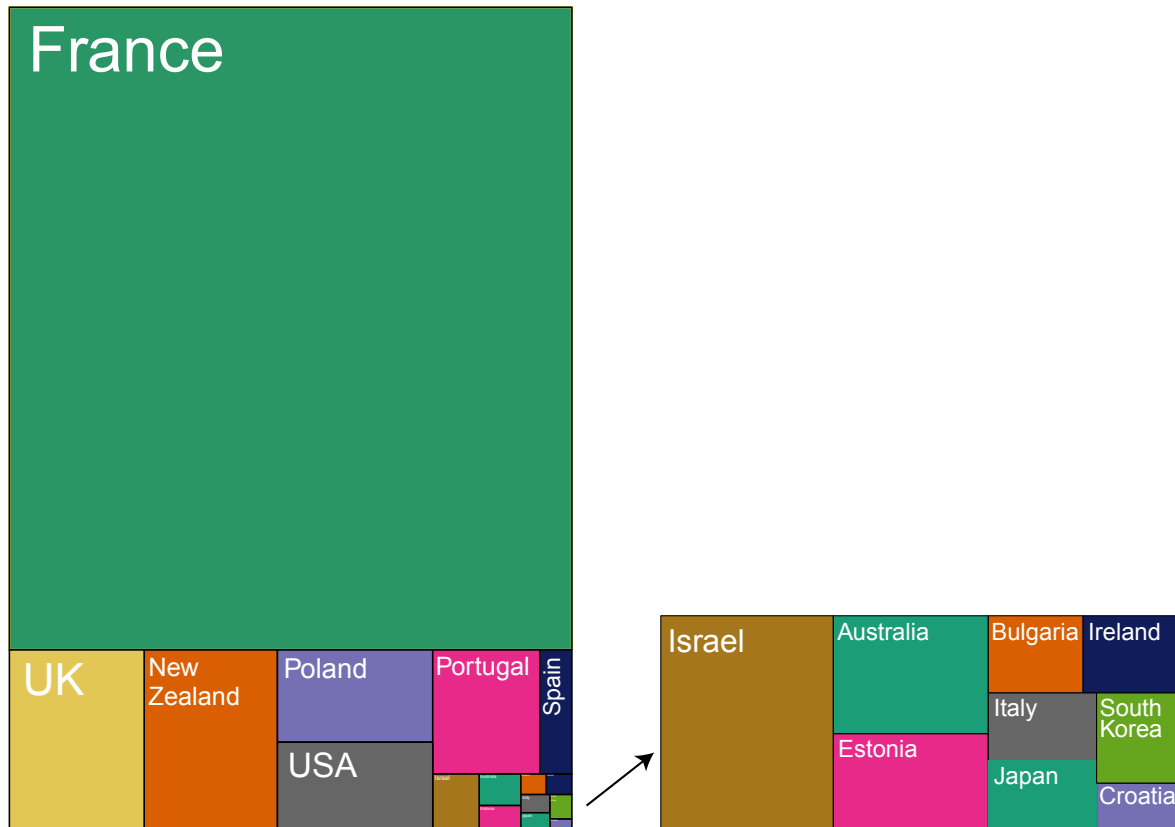


FIGURE 2.10 – Proportion du nombre de taux d'érosion par pays encodés dans GlobR2C2

2.4.4 Représentativité des données

Taux d'érosion et géologie

Nous allons dans un premier temps nous intéresser à la représentativité des valeurs de taux d'érosion et de géologie de GlobR2C2. Pour cela, l'atlas du littoral français du CEREMA (Perherin et al., 2012) qui va être utilisée. En effet, cette étude est la seule réalisée avec un calcul systématique du taux d'érosion tous les 200 m le long de tout le littoral de France métropolitaine. Elle est donc la seule étude qui ne soit pas biaisée géographiquement.

Les taux d'érosion enregistrés dans GlobR2C2 varient sur 4 ordres de grandeur, entre 1 mm/an et 36 m/an, avec un taux d'érosion médian de 7,5 cm/an et une moyenne de 0,358 m/an.

Les deux courbes de densité de probabilité en figure 2.11 représentent la répartition des taux d'érosion pour les données provenant des publications du CEREMA. On voit que la répartition des données diffère et que la médiane d'érosion des publications (24,5 cm/an) est plus élevée que celle du CEREMA (4,1 cm/an). Il existe donc un biais

dans les publications qui se concentrent sur les zones qui s'érodent rapidement.

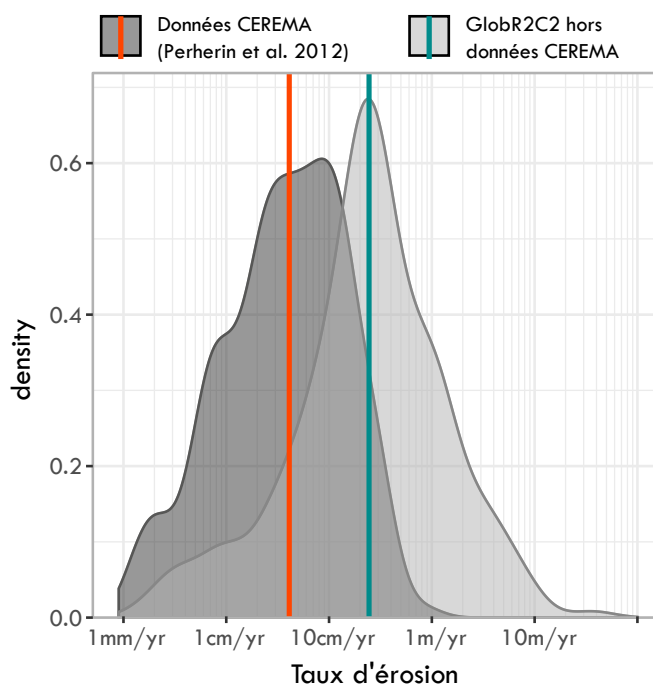


FIGURE 2.11 – Diagramme de densité de distribution des taux d'érosion pour l'étude du CEREMA, et les autres valeurs des publications

De plus, les données du CEREMA permettent d'enrichir GlobR2C2 en sites à roches moyennement à très résistantes selon le critère de Hoek et Brown (1997) (respectivement 71% et 92% des enregistrement totaux, voir tableau 2.2). Ici on voit à nouveau un biais de la littérature publiée qui surreprésente les roches à lithologie faiblement résistante.

Résistance de la roche	Faible	Moyenne	Forte
CEREMA	254	50	1019
sans CEREMA	304	20	88
% apporté par le CEREMA	46%	71%	92%

TABLE 2.2 – Nombre d'enregistrements par type de résistance de roche, pour les données provenant du CEREMA et pour celles venant d'autres publications

Forçages climatiques et marins

Afin d'évaluer la représentativité des forçages, nous disposons des grilles globales originales. Il est donc aisé d'extraire la distribution des valeurs de forçages sur toutes les côtes à échelle globale et de la comparer à la distribution des valeurs encodées dans GlobR2C2.

Les courbes de densité en figure 2.12 sont tracées pour trois types de forçages (marnage moyen, pluviométrie et hauteur significative des vagues). Pour chacun des forçages, trois courbes sont tracées, celles qui représentent la répartition des données à l'échelle des

côtes mondiales (en gris), celle des données de GlobR2C2 (hors CEREMA, en rouge) et enfin celles du CEREMA uniquement (en orange). Au vu des distributions, nos données ne sont pas représentatives des côtes mondiales.

Les données du CEREMA ont tendance à tirer les données de GlobR2C2 vers le climat météo marin des côtes de France métropolitaine, qui sont globalement plus pluvieuses, avec des hauteurs de houle plus hautes et surtout un marnage plus important que sur le reste des côtes mondiales. Les climats extrêmes ne sont pas représentés dans la base de données. Des études en climat polaire ou subpolaire font pourtant l'objet de recherches mais n'étaient pas intégrables à GlobR2C2. En effet, ces études sont soit non quantitatives (Hansom et al., 2014) soit concernent des roches avec un contenu en eau trop grand (Lantuit et al., 2012) et reflètent des mécanismes trop différents des côtes rocheuses pour être intégrés dans GlobR2C2.

Nous sommes donc conscients de ces biais de représentativité présents dans GlobR2C2 et ils devront être intégrés dans l'interprétation de l'analyse statistique.

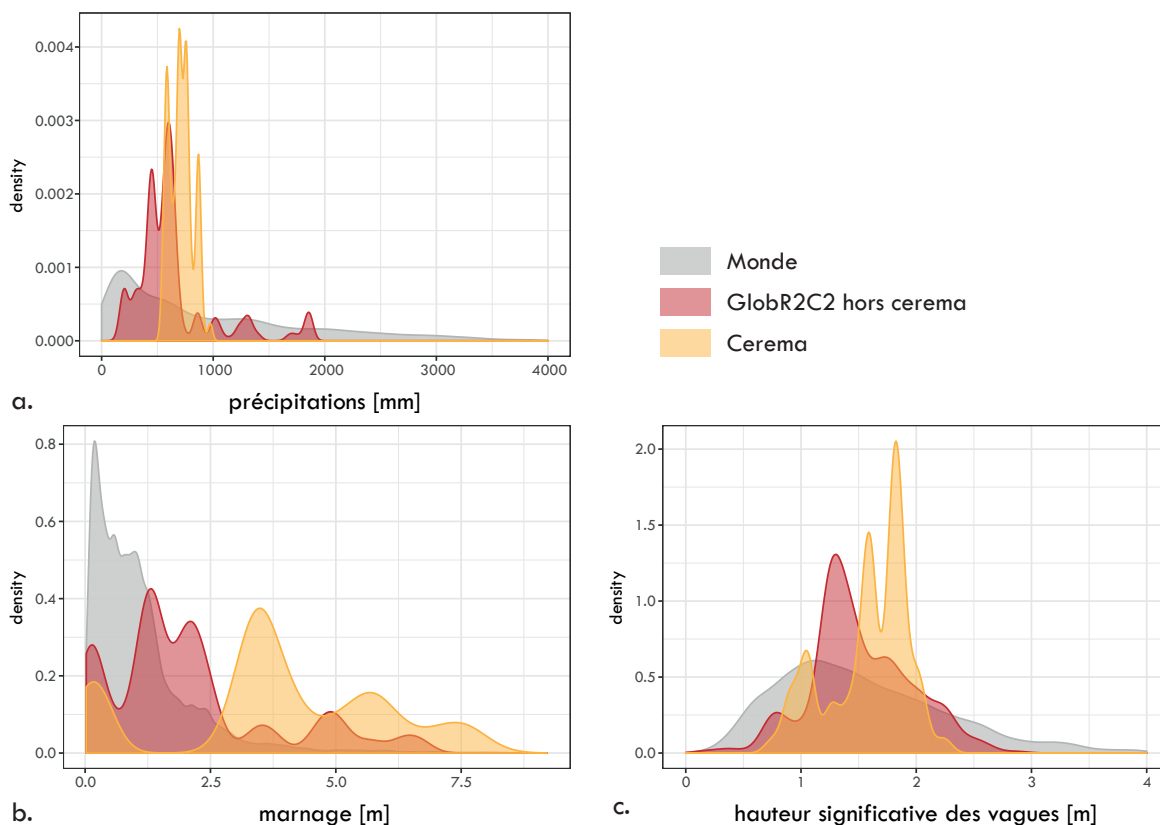


FIGURE 2.12 – Représentativité des forçages de GlobR2C2, comparaison des distribution globales (en gris) à celles de GlobR2C2 (en rouge) et du CEREMA (en orange). Exemple sur : a. pluviométrie, b. marnage moyen et c. hauteur significative des vagues.

2.4.5 Conclusions

La base de donnée GlobR2C2 publié dans Prémaillon et al. (2018) est la base de données de taux d'érosion la plus à jour depuis celle de Sunamura (1992), et la seule qui contienne une tentative de mise en perspective des observations par rapport aux forçages. Cette base de données tire profit d'un virage technologique, avec l'apparition de méthodes telles que le lidar ou la photogrammétrie mais aussi de la mise à disposition massive de données géographiques par les agences cartographiques nationales.

GlobR2C2 est riche de 58 études, 47 sont des articles relus par les pairs et 11 sont des bases de données nationales. Ceci représente 1530 falaises et 1680 taux d'érosion enregistrés. Les données de taux d'érosion sont donc nombreuses dans la littérature et il est possible de les comparer à des forçages car de nombreux sont disponibles à l'échelle globale.

GlobR2C2 n'est pas encore aussi homogène que nous l'aurions souhaité pour couvrir tout le spectre de taux d'érosion, de répartition géographique, de résistance de la roche et de forçages météo-marins. Cette hétérogénéité reflète une tendance dans la littérature scientifique qui est focalisée sur les pays occidentaux et plus spécifiquement encore sur les falaises s'érodant rapidement.

Ces différents constats peuvent être pris en compte pour donner une direction possible à la communauté pour de futures recherches. Étudier des mécanismes plus lents et sur des zones climatiques et environnements marins plus variés sont des clés pour mieux comprendre le phénomène d'érosion des côtes rocheuses.

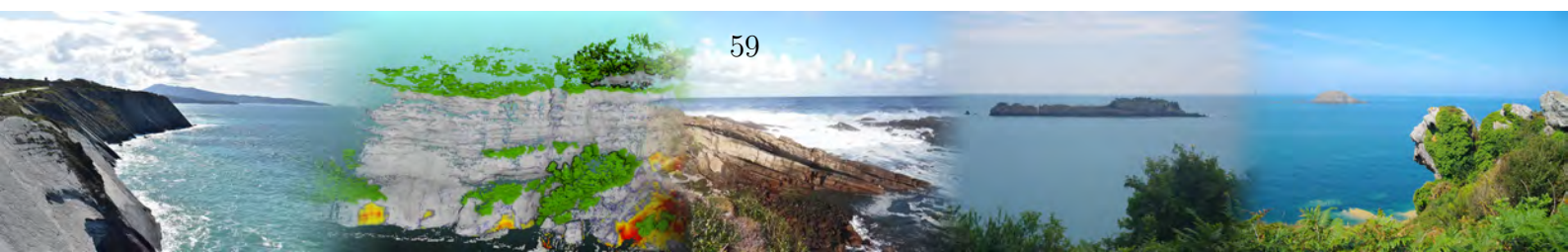
Nous avons construit et peuplé GlobR2C2 dans le but de mieux comprendre l'influence des différents forçages sur le taux d'érosion. Le chapitre suivant est consacré à l'analyse statistique de la base de données.

CHAPITRE 3

ANALYSE STATISTIQUE DE LA BASE DE DONNÉES GLOBR2C2.

Sommaire

3.1	Introduction, intérêts et objectifs de l'étude	61
3.2	Analyse exploratoire, liens entre érosion et forçages	63
3.3	Présentation du <i>Machine learning</i> et des <i>random forest</i>	72
3.4	Application des <i>random forest</i> : vers une prédiction des taux d'érosion et une hiérarchisation des forçages	80
3.5	Discussion	87
3.6	Conclusion générale	97



3.1 INTRODUCTION, INTÉRÊTS ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

La compréhension des phénomènes d'érosion des côtes rocheuses et la réponse de celles-ci aux sollicitations auxquelles elles sont soumises représentent un enjeu scientifique et sociétal. Ceci est confirmé par les études quantitatives sur des sites particuliers qui sont de plus en plus nombreuses. En effet, celles-ci sont facilitées par les avancées technologiques depuis les années 2000 qui rendent le suivi des falaises plus précis spatialement et temporellement.

Néanmoins, si les approches de sites se sont démultipliées, il n'existe pas d'étude globale quantitative qui identifie les relations entre érosion et forçages. En effet, seul Sunamura (1992) a constitué une base de données quantitative des taux d'érosion qui a été réutilisée par Woodroffe (2002) pour qualifier l'influence de la lithologie.

C'est dans le but de mieux comprendre les liens entre l'érosion et les forçages que nous avons constitué la base de donnée GlobR2C2 (Prémaillon et al., 2018). Ici c'est la résultante des évènements qui est observée sous forme d'un taux d'érosion intégré sur plusieurs années. Les forçages, dont les valeurs sont issues de réanalyses, sont eux aussi intégrés spatialement et temporellement. C'est donc avec un jeu de données de plus de 1600 enregistrements que nous allons explorer les liens entre les taux d'érosion et les forçages à l'échelle globale.

L'exploration et l'analyse de GlobR2C2 fait partie du domaine des *data sciences* qui vise à extraire des connaissances d'ensemble de données. L'analyse de GlobR2C2 est faite en plusieurs étapes tout en respectant les principes des data sciences.

La première étape est l'exploration des données, celle-ci a été amorcée dans le chapitre précédent en explorant la représentativité des données. Cette exploration est poursuivie en partie 3.2, ici le but est d'explorer la co-variation des taux d'érosion et des différents forçages. Dans cette partie le taux d'érosion est conservé comme une variable continue et la question à laquelle nous allons répondre est :

Comment expliquer les variations de taux d'érosion des côtes rocheuses à l'échelle globale ?

La deuxième partie utilise des techniques statistiques plus poussées que sont les algorithmes d'apprentissage automatique et en particulier les *random forest*. Le principe de ces méthodes est développé en section 3.3. Ici le but est double, les *random forest* sont des algorithmes qui servent non seulement à prédire une sortie mais ils permettent aussi de déterminer l'importance des variables de prédiction. La partie prédiction est faite pour des classes d'érosion (lente et rapide) car les algorithmes se trouvent être beaucoup plus performants pour des variables catégorielles que pour une prédiction de variable continue. Les deux questions posées pour cette partie seront donc :

Quelle est la hiérarchie des forçages engendrant l'érosion des côtes rocheuses ?

&

Peut-on prédire efficacement un taux d'érosion à partir des forçages en présence ?

3.2 ANALYSE EXPLORATOIRE, LIENS ENTRE ÉROSION ET FORÇAGES

Les taux d'érosion encodés dans GlobR2C2 varient sur quatre ordres de grandeur dans la base de données (entre 10^{-3} et 10^1 m/an). Afin d'analyser quelles variables explicatives expliquent le mieux ces variations, la première étape a été une analyse exploratoire de GlobR2C2. Celle-ci a été menée avec des outils statistiques classiques (corrélations, analyse en composante principale ou ACP). Cette section explore les liens entre le taux d'érosion et chacune des trois grandes familles de forçages internes et externes au massif : l'état du massif rocheux, les forçages marins et les forçages continentaux.

3.2.1 Forçages dus à la nature de la falaise



La lithologie de la falaise et sa morphologie sont souvent pointés comme facteur influençant l'érosion (e.g. Woodroffe, 2014; Cruslock et al., 2010; Benumof et al., 2000; Bezerra et al., 2011; May et Heeps, 1985; Costa et al., 2004). Les variables de GlobR2C2 correspondant à cette famille de forçages sont la lithologie, le critère de résistance de la roche de Hoek

et Brown et les dimensions de la falaise (hauteur et longueur de côte étudiée), voir chapitre 2.

La base de données contenant plus de 40 instances uniques de nom de lithologie, il est nécessaire de les regrouper pour mener une analyse statistique pertinente. Elles peuvent être regroupées par grandes familles lithologiques à la manière de Woodroffe (2002). La figure 3.1 présente le graphique de Woodroffe (2002) (dont les taux d'érosion sont extraits de Sunamura (1992)) auquel nous avons superposé les données que nous obtenons à partir de GlobR2C2. Le graphique original a été légèrement modifié, les lithologies en ordonnée ont été classées par médiane croissante (de notre étude). Bien que nous observions que les lithologies les plus résistantes (type basalte ou granite) s'érodent plus lentement que les roches peu consolidées, les tendances que nous obtenons sont loin d'être aussi nettes que l'ordre proposé par Woodroffe (2002). Les plages d'érosion observées pour chaque famille lithologique s'étendent sur au moins trois ordres de grandeurs et des roches a priori résistantes comme les granites peuvent s'éroder à plus de 1 m/an. De plus, le choix des familles de roches telles que définies dans le graphe de Woodroffe (2002) peut être remis en question.

Afin d'outrepasser les questions relatives à la classification par la lithologie et de prendre en compte la résistance du massif rocheux, pointé comme un facteur important

(Cruslock et al., 2010) ; nous nous sommes tournés vers le critère géotechnique de Hoek et Brown (1997). La figure 3.2 présente la distribution des taux d'érosion pour chacune des classes de résistance de roche (peu, moyennement et très consolidé). Les trois courbes sont bien distinctes, les falaises s'érodant globalement plus rapidement lorsque leur résistance est moindre. Ainsi le taux médian d'érosion pour les roches peu résistantes (403 observations) est de 0,23 m/an, avec une MAD (Median Absolute Deviation, utilisée à la place de l'écart-type car les distributions ne sont pas normales, voir Höhle et Höhle (2009)) de $\pm 0,25$ m/an. En ce qui concerne les roches moyennement résistantes la médiane est de 0,10 m/an avec une MAD de $\pm 0,0785$ m/an. Toutefois, compte tenu du faible nombre d'observations de cette classe (63 observations), ces résultats doivent être pris avec précaution. Enfin, le taux d'érosion médian est de 0,029 m/an pour les roches très résistantes (341 observations) avec une MAD de $\pm 0,034$ m/an.

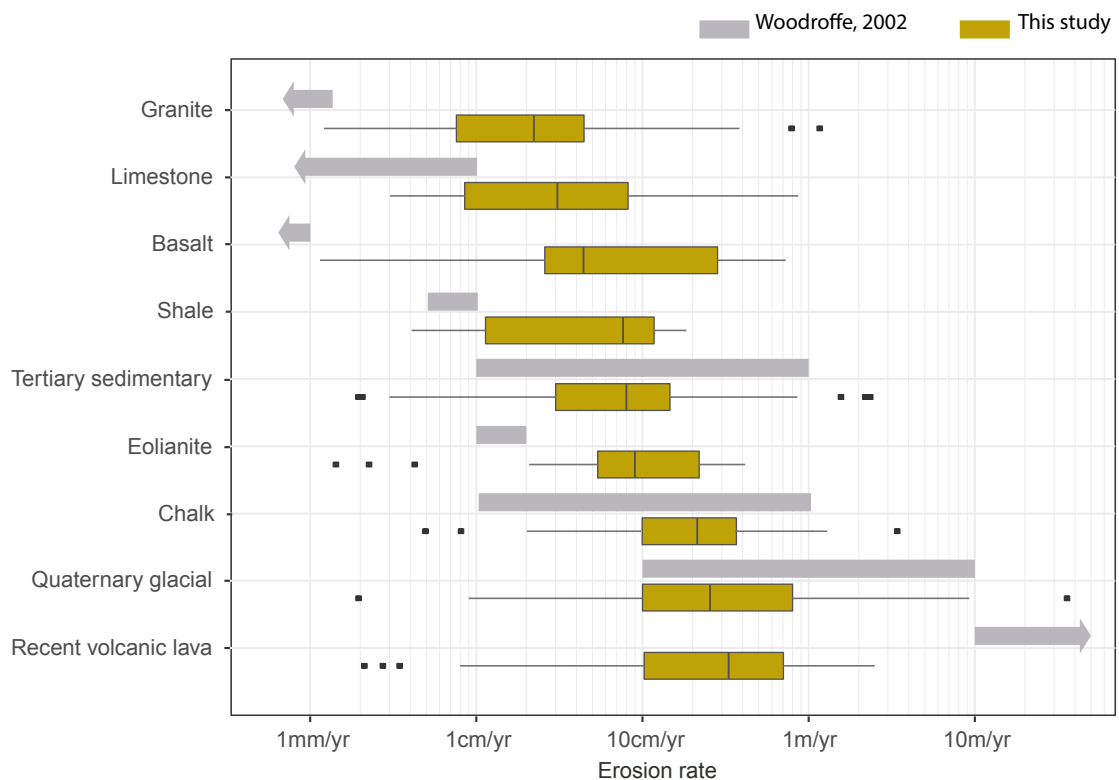


FIGURE 3.1 – Plages d'érosion en fonction de la lithologie comparaison aux valeurs de Woodroffe (2002). Les points noirs correspondent aux outliers de la distribution.

Ces classes de résistances macroscopiques de la roche peuvent sembler grossières, mais elles représentent bien le phénomène attendu et décrit dans la littérature, en accord avec ce que décrit Woodroffe (2002). Cependant ces distributions, bien que distinctes, restent multimodales et étendues. Le tableau 3.1 présente les différents paramètres de formes pour chaque classe de résistance. Les distributions sont asymétriques avec une queue de

distribution étalée vers les hauts taux d'érosion. Le Kurtosis qui mesure l'aplatissement de la courbe est très positif, ce qui signifie que les valeurs anormales sont fréquentes (les queues de distribution sont épaisses).

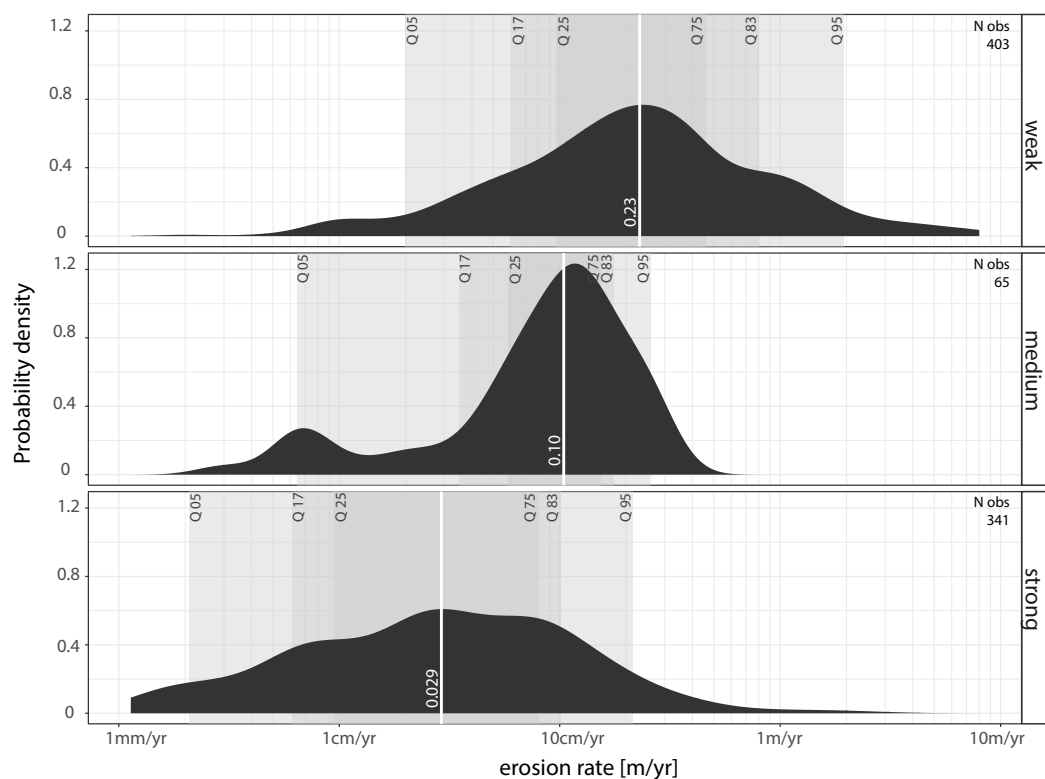
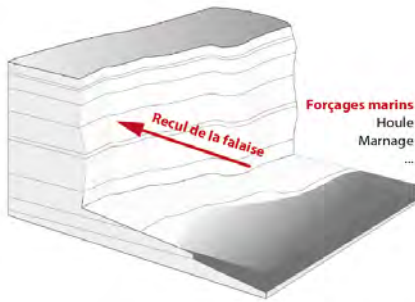


FIGURE 3.2 – Distribution des taux d'érosion en fonction de la résistance de la roche (critère géotechnique de Hoek et Brown (1997)). Le taux d'érosion médian des falaises de roche tendre (weak) est de 23 ± 25 cm/an, des falaises moyennement résistantes (medium) de 10 ± 7.8 cm/an et des falaises résistantes (strong) de $2,9 \pm 3,4$ cm/an.

	Médiane [m/an]	MAD [m/an]	Asymétrie [-]	Kurtosis [-]
peu résistante	0,23	0,25	11,5	162,6
moyennement résistante	0,10	0,078	2,7	12,5
très résistante	0,029	0,034	7	62,3

TABLE 3.1 – statistiques d'érosion pour chacune des classes de résistance de roches

3.2.2 Forçages marins



Afin de représenter l'agression du pied de falaise par la mer, différentes variables ont été encodées dans la base de données pour représenter l'état moyen de la mer (hauteur significative moyenne, période de houle, marnage moyen....) ou les états extrêmes de mer (nombre et durée des tempêtes, quantiles à 95% des vagues les plus hautes...). Ces variables sont très fortement corrélées entre elles comme le montre le graphe des variables de l'ACP (Analyse en Composantes Principales) en figure 3.3. Ainsi pour la figure 3.4, seules trois variables ont été représentées sur les graphes (flux d'énergie des vagues, marnage et nombre de tempêtes, voir chapitre 2 pour la définition des variables). Les valeurs de chacune de ces variables (correspondant aux colonnes de la matrice 3.4) ont été tracées en fonction du taux d'érosion pour chacune des classes de résistance de roche (correspondant aux lignes).

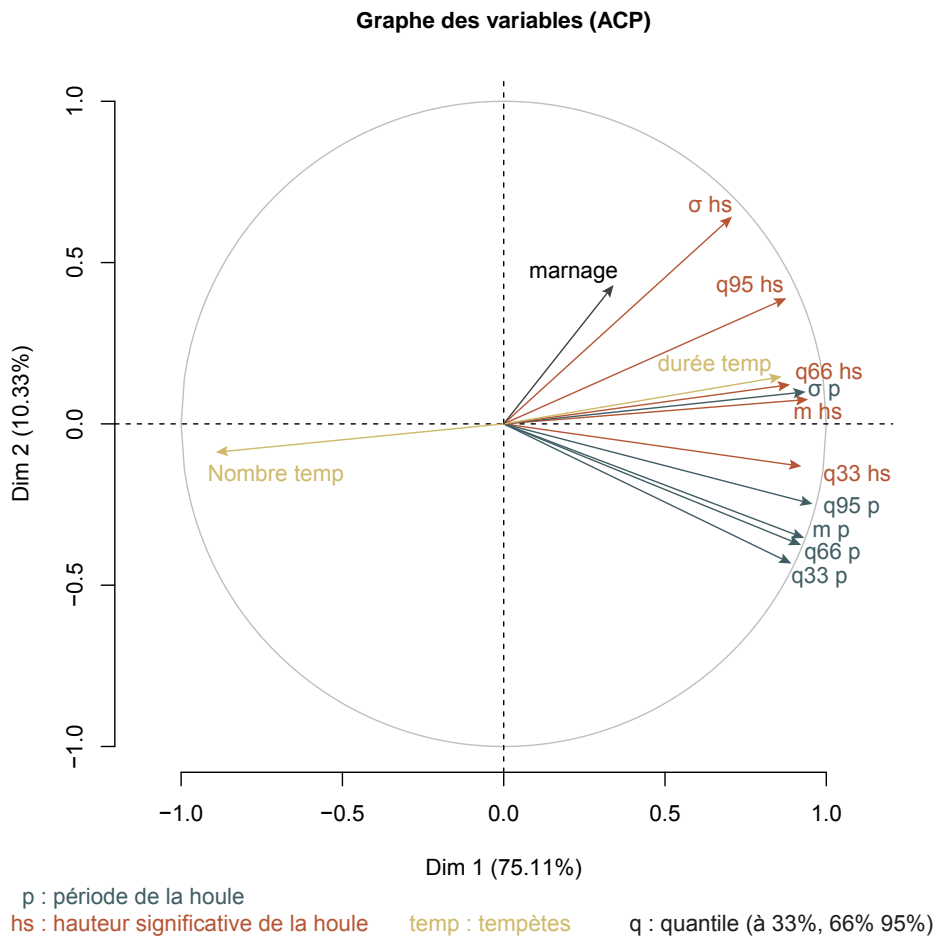


FIGURE 3.3 – ACP des variables marines

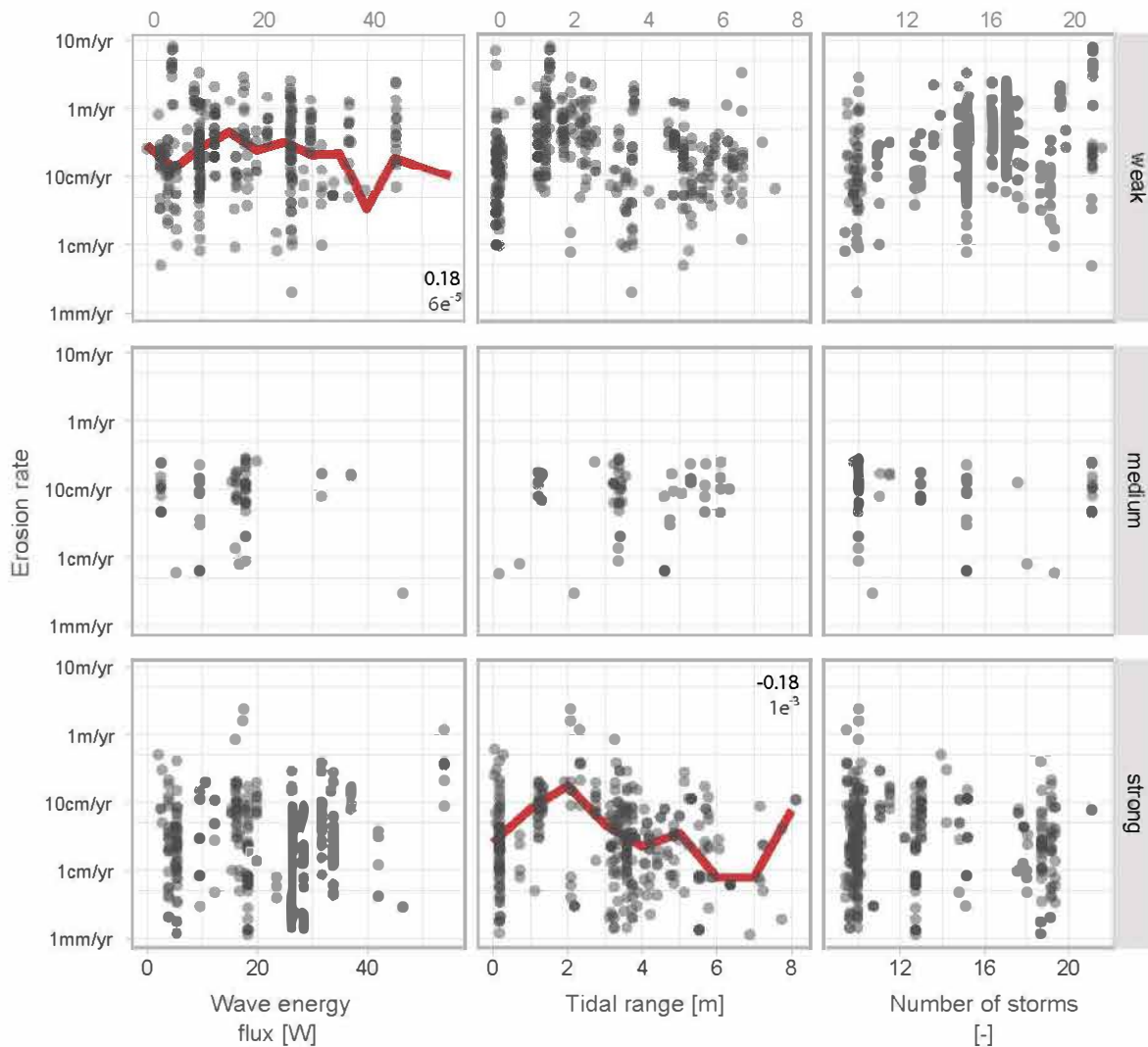


FIGURE 3.4 – Taux d'érosion en fonction de forçages marins (flux d'énergie des vagues [W], marnage [m], nombre de tempêtes) pour chacune des classes de résistance de roche de Hoek et Brown. Les lignes rouges en arrière des nuages de points représentent une moyenne mobile par bande et les nombres indiqués sont les coefficients de la corrélation de rang de Spearman qui sont uniquement représentés lorsque la p -value est significative ($p < 5e^{-2}$).

Les couples de valeurs érosion/variable sont très dispersés. Le coefficient de corrélation de rang de Spearman a été calculé (figure 3.5) quand la p -value est suffisamment petite ($p < 5e^{-2}$). Le coefficient de corrélation de Spearman évalue la corrélation sans que celle-ci soit de type affine, elle estime à quel point la relation entre les deux variables peut être décrite par une fonction monotone. Les coefficients de corrélation de rang de Spearman sont globalement très faibles et souvent non significatifs. C'est le cas notamment pour toutes les roches moyennement résistantes à cause du faible nombre d'observations pour cette classe.

Le seul signal qui ressort faiblement au niveau des coefficients de corrélation et à

l'examen visuel, est une augmentation du taux d'érosion pour des marnages compris entre 1 m et 3 m, signal qui n'apparaît pas pour les roches moyennement résistantes. L'influence de l'agression marine à l'échelle globale ne semble donc pas être un signal fort qui expliquerait les variations dans le taux d'érosion.

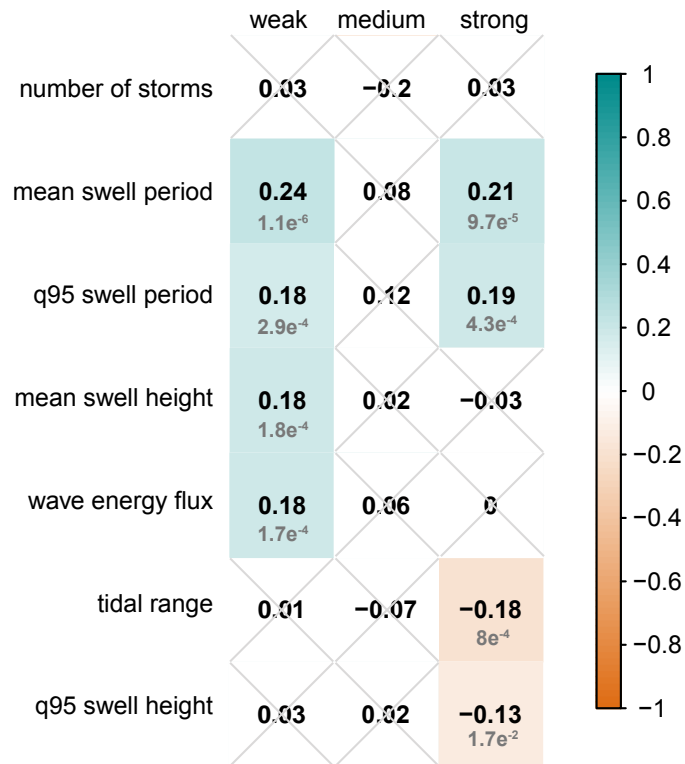
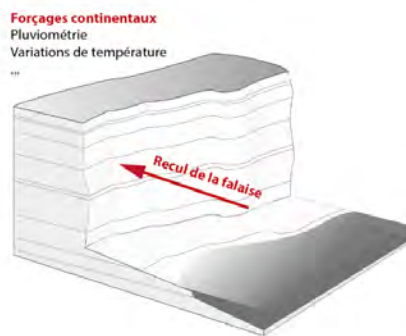


FIGURE 3.5 – Coefficient de corrélation de rang de Spearman entre les forçages marins et le taux d'érosion pour chacune des classes de Hoek et Brown. Les valeurs en petit sont les *p*-values associées, elles ne sont indiquées que lorsqu'elles sont significatives ($p > 5e^{-2}$). Les coefficients non-significatifs sont rayés.

3.2.3 Forçages continentaux



Plusieurs variables représentent les forçages continentaux. Il s'agit des amplitudes et moyennes des températures annuelles, du nombre de jours de gel et de la pluviométrie. Seuls les états d'agression moyens sont représentés car les données dont nous disposons n'étaient pas disponibles à un pas de temps assez fin pour permettre de caractériser des événements extrêmes. Les températures moyennes et pluviométrie sont anti corrélées, tout comme le

nombre de jours de gel et la température moyenne comme le montre le graphique des variables de l'ACP en figure 3.6. Les graphiques des taux d'érosion en fonction du nombre de jours de gel, de la pluviométrie et de la température moyenne pour chacune des classes de résistance de roche ont été tracés en figure 3.8.

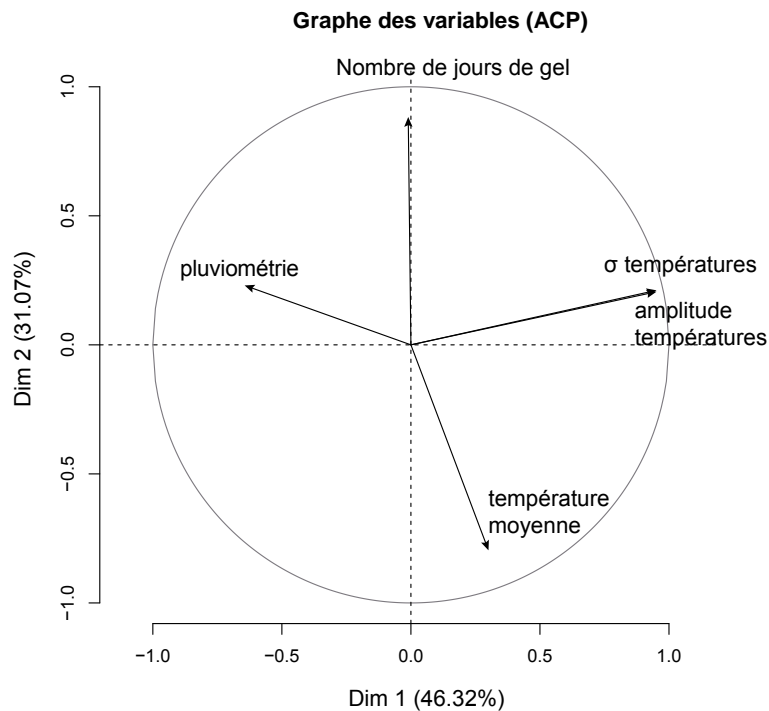
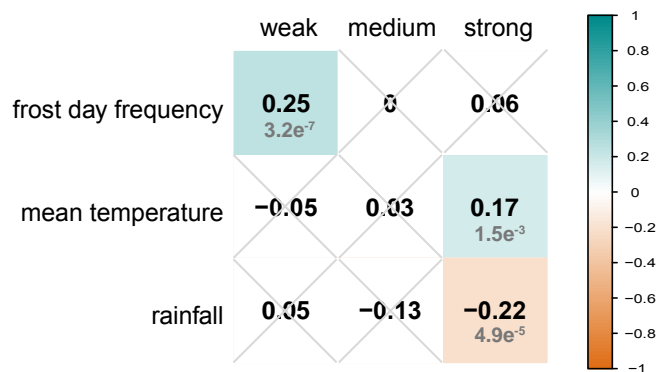


FIGURE 3.6 – ACP des variables continentales

Comme pour les forçages marins les relations sont globalement très dispersées, ceci est confirmé par des coefficients de corrélation de rang de Spearman faibles et souvent non significatifs (figure 3.7). Cependant, une relation émerge entre le nombre de jours de gel et le taux d'érosion pour les roches faiblement résistantes. Le coefficient de corrélation de Spearman est de 0,25 avec une p-value de 2.10^{-7} . Des relations, moins nettes apparaissent également entre le taux d'érosion des roches très résistantes avec la pluviométrie et la température moyenne annuelle.

FIGURE 3.7 – Coefficient de corrélation de rang de Spearman entre les forçages continentaux et le taux d'érosion pour chacune des classes de Hoek et Brown. Les valeurs en gris sont les p -values associées, elles ne sont indiquées que lorsqu'elles sont significatives ($<0,05$). Les coefficients non-significatifs sont rayés.



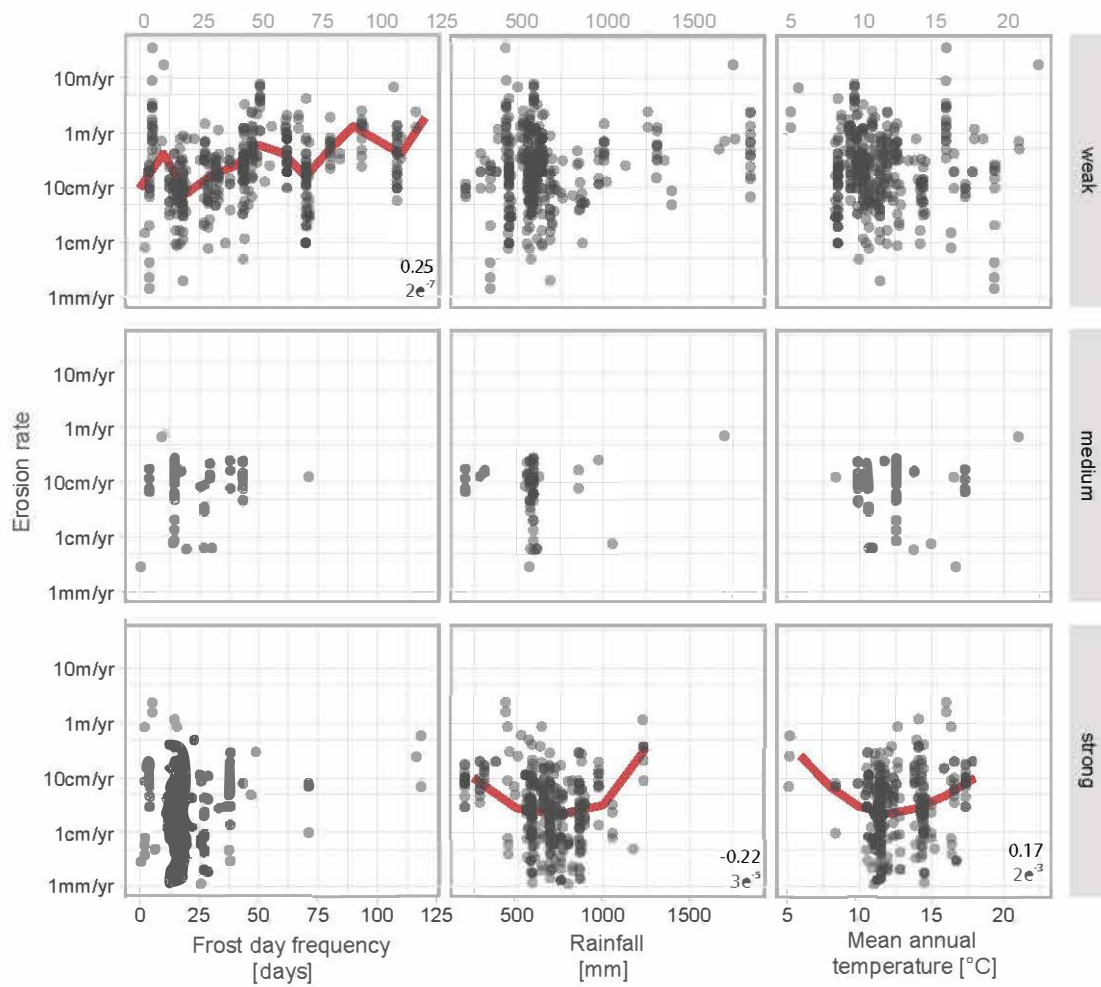


FIGURE 3.8 – Taux d'érosion en fonction de forçages continentaux (nombre de jours de gel, pluviométrie [mm] et température annuelle moyenne [°C]) pour chacune des classes de résistance de roche de Hoek et Brown. Les lignes rouges en arrière des nuages de points représentent une moyenne mobile par bande et les nombres indiqués sont les coefficients de la corrélation de rang de Spearman qui sont uniquement représentés lorsque la p-value est significative ($p < 5e^{-2}$).

3.3 PRÉSENTATION DU *Machine learning* ET DES *random forest*

3.3.1 Qu'est-ce que l'apprentissage automatique ? Utilisation

L'apprentissage automatique ou *machine learning* en anglais, est un champ de l'intelligence artificielle. Il permet à une machine de pouvoir faire des **prédictions** à partir d'un problème complexe et souvent associé à de gros jeux de données, les *big data*. Ces algorithmes sont utilisés dans de nombreux domaines. Les sociétés comme Amazon par exemple examinent les caractéristiques des utilisateurs afin de mieux leur proposer un prochain objet à acheter. C'est un sujet d'actualité et une technologie très en vogue, comme en témoigne le *Netflix prize* qui est un concours organisé par la compagnie qui a mis à prix un million de dollars pour la construction d'un algorithme qui leur permettrait de réduire l'erreur sur la proposition des films que les utilisateurs auraient envie de voir. Ces algorithmes sont aussi bien sûr très utilisés en science par exemple en médecine, biologie et géoscience.

En géomorphologie ces algorithmes sont notamment très utilisés pour la prédiction de susceptibilité aux glissements de terrain (e.g. Goetz et al., 2015; Micheletti et al., 2014). Ils ont été utilisés pour de la prédiction d'aléa glissements de terrains sur les côtes rocheuses de Nouvelle Zélande par Dickson et Perry (2016) afin d'identifier les facteurs contrôlant ces instabilités. Ainsi, c'est une approche de ce type que nous voulons utiliser pour traiter l'information contenue dans la base de données GlobR2C2 afin d'identifier les principaux forçages qui modulent le taux d'érosion des falaises.

3.3.2 Principe de l'apprentissage automatique

Différents algorithmes existent en apprentissage automatique, mais les différentes étapes de construction et de validation d'un prédicteur sont les mêmes, elles sont données en figure 3.9. Il faut dans un premier temps définir clairement la question à laquelle répondre, la nôtre est double : peut-on prédire un taux d'érosion ? Et quelle est la hiérarchie des forçages qui explique la vitesse d'érosion des falaises côtières ? Ensuite il faut trouver les données à entrer dans le modèle : les nôtres se trouvent dans les publications et les réanalyses. Vient ensuite la sélection des caractéristiques qui consiste en la sélection d'un sous-ensemble de variables pertinent. Ceci a été fait lors de la construction de GlobR2C2. Le choix de l'algorithme n'est fait qu'à cette étape. Nous avons choisi l'utilisation des *random forest* que nous décrirons en section 3.3.6. L'algorithme est ensuite optimisé pour mieux prédire la sortie. L'étape finale est celle de l'évaluation des performances du prédicteur.



FIGURE 3.9 – Étapes de construction et composition d'un prédicteur

3.3.3 Comment évaluer la qualité d'un prédicteur ?

Éviter le sur-apprentissage

Deux types d'erreur existent pour évaluer la qualité d'une prédiction. L'**erreur interne** est celle évaluée sur le même jeu de données que celui utilisé pour la construction du prédicteur. L'**erreur externe** est la plus importante, c'est celle qui correspond à l'erreur faite lorsque le prédicteur est appliqué sur un nouveau jeu de données. Ainsi, lorsque l'on utilise des algorithmes d'apprentissage supervisé, le jeu de données est toujours séparé en deux, la première partie servant à entraîner l'algorithme, la seconde à évaluer sa performance. Ces jeux de données s'appellent les **jeux d'entraînement** et **jeux d'évaluation**, et représentent généralement, respectivement, 70-80% et 30-20% du jeu de données initial. Afin de ne pas faire de **sur-apprentissage** l'efficacité de l'algorithme ne doit être évaluée qu'une et une seule fois sur le jeu d'évaluation. Le sur-apprentissage est le fait de trop optimiser un modèle sur le jeu de données d'entraînement, le signal ainsi que le bruit sont modélisés. Lors de l'application du modèle sur un nouveau jeu de données avec un bruit différent, les performances du modèle seront bien moindres.

Les courbes ROC

	Classe positive	Classe négative
Prédiction positive	Vrai positifs (VP)	Faux positifs (FP)
Prédiction négative	Faux négatif (FN)	Vrai négatifs (VN)

$\frac{VP}{VP+FN}$	$\frac{VN}{FP+VN}$
--------------------	--------------------

Classiquement, pour les modèles binaires on peut évaluer les performances en utilisant une matrice de confusion (ou table de contingence). Celle-ci comptabilise pour chaque sortie si la prédiction est correcte ou non (figure 3.10). Les classes positives et négatives correctement prédites sont les **vrais positifs** (VP) et les **vrais négatifs** (VN). Les classes positives prédites comme négatives constituent les **faux négatifs** (FN) et enfin les classes négatives et prédites comme positives sont les **faux positifs** (FP)

FIGURE 3.10 – Matrice de confusion et caractéristiques pour évaluer un test binaire

Plusieurs critères numériques permettent d'évaluer la performance du prédicteur :

- La sensibilité est la probabilité d'avoir un test positif pour les classes positives :

$$\frac{VP}{VP+FN}$$

- La spécificité est la probabilité d'avoir un test négatif pour les classes négatives :

$$\frac{VN}{FP+VN}$$

- La précision est la probabilité d'avoir une prédiction correcte :

$$\frac{VP+VN}{FP+VN+VP+FN}$$

Les courbes ROC pour Receiver Operating Characteristic mesurent la performance d'un classifieur binaire. En abscisse se trouve la probabilité d'avoir un faux positif (1 moins la spécificité) et en ordonnée la probabilité d'avoir un vrai positif (la sensibilité). La courbe est tracée en faisant varier le seuil de discrimination qui permet de séparer les signaux (figure 3.11(a)). La probabilité d'avoir un faux positif ou un vrai positif est évaluée pour chaque seuil. Ainsi, un classifieur parfait suit la courbe verte la plus foncée en figure 3.11. Cette courbe passe par le point (0,1), c'est à dire qu'il n'y a aucun faux positif ni faux négatif, le classifieur est toujours correct. Un classifieur correspondant à la droite (1,1) est purement aléatoire. Plus la courbe ROC s'approche du coin supérieur gauche, plus le modèle est performant.

La qualité du classifieur est mesurée grâce à l'aire sous la courbe ROC (ou AUC, pour Area Under the Curve). Un classifieur parfait a une aire sous la courbe de 1, un classifieur aléatoire a une AUC de 0,5. Généralement un classifieur est jugé bon avec une aire sous la courbe supérieure à 0,8.

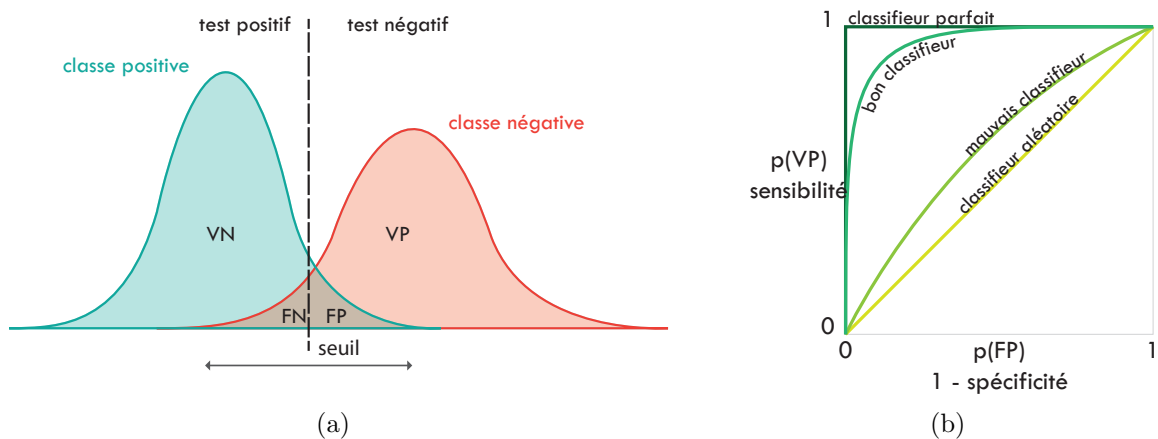


FIGURE 3.11 – Construction d'une courbe ROC en faisant varier la valeur du seuil séparant la classe négative de la classe positive

3.3.4 Optimisation des algorithmes et validation croisée

Différents paramètres peuvent être ajustés lors de la construction du prédicteur. Pour garantir un ajustement optimal, des **validations croisées** sont utilisées sur le jeu d'entraînement. Ceci consiste à diviser ce jeu en plusieurs parties dont une servira à l'évaluation du modèle. Si les données sont séparées en k parties ou **fold**s selon la méthode du **k-fold**, l'algorithme sera entraîné sur $k-1$ folds et évalué sur le k_{ieme} fold, l'opération est répétée k fois. L'évaluation des performances est donc moins biaisée mais la variance est augmentée. Ceci permet d'obtenir l'erreur interne pour chaque jeu de paramètres et de choisir la meilleure combinaison.

3.3.5 Arbres de décision et bagging

Avant de présenter la méthode des *random forest* en elle-même, cette sous-section présente le principe des deux méthodes servant à construire cet algorithme, les **arbres de décision** et le **bagging**.

Arbres de décision

Un arbre de décision est un méthode qui permet de prédire une classe à partir d'une série de variables appelées **prédicteurs**. La paternité de cette méthode est attribuée à Morgan et Sonquist (1963) mais l'algorithme de référence aujourd'hui est celui de Breiman et al. (1984) qui décrit la méthode CART (Classification and Regression Tree). L'idée principale des arbres de décision est de prédire une classe de sortie en séparant successivement les données selon les différentes variables. L'objectif est de prédire des groupes les plus homogènes possibles du point de vue de la variable à prédire. Cette méthode est facile et rapide à mettre en place et surtout elle est facilement interprétable. Cependant les arbres de décision sont sensibles au sur-apprentissage

Le plus facile est de prendre un exemple classique pour illustrer le concept de la méthode. Ici le jeu de données sont les passager du Titanic et la sortie à prédire est leur survie au naufrage (source <https://www.kaggle.com/c/titanic>). Les différentes variables de prédiction sont l'âge, la classe, le genre, le tarif du ticket et le nombre de membres de la famille voyageant avec lui. La figure 3.12 montre l'arbre de décision obtenu en utilisant l'algorithme CART (Breiman et al., 1984). Les carrés représentent des **feuilles** et sont situés à des **nœuds** et les lignes sont les **branches**. A chaque nœud l'algorithme explore toutes les variables et choisit celle qui permet le mieux de séparer les données en deux, en cherchant à optimiser la pureté des classes (vivants/morts). Le critère d'optimisation varie pour les différents algorithme, il s'agit du **coefficient d'impureté de Gini** pour le modèle CART (Breiman et al., 1984).

Le coefficient d'impureté de Gini (Breiman et al., 1984) caractérise le degré de mélange du nœud. Un nœud est dit pur s'il ne contient que des éléments d'une même classe, inversement l'impureté est maximum quand les différentes classes sont présentes en quantités égales. L'indice de Gini est défini comme :

$$i(t) = \sum_{k=1}^K p_{t,k}(1 - p_{t,k}) = 1 - \sum_{k=1}^K p_{t,k}^2 \quad (3.1)$$

avec $p_{t,k}$ la proportion de la modalité k dans le nœud t . Cette proportion estime la probabilité de la classe k dans le nœud t .

L'arbre de prédiction de survie des passagers du Titanic en figure 3.12 a été construite avec l'algorithme CART (Breiman et al., 1984) implémenté sous la librairie caret sur R (Wing et al., 2017; R Core Team, 2016). Ici, la première variable qui permet de séparer les passagers en deux dans le but de prédire leur survie est leur sexe, les femmes ont plus survécu que les hommes. En effet, parmi les hommes, 468 sur 577 (81%) sont morts alors que 81 femmes sur 314 sont mortes (25%). Les groupes sont séparés de manière itérative à chaque fois selon la meilleure variable de séparation. L'itération s'arrête lorsque les **feuilles** sont suffisamment pures. Les feuilles terminales de l'arbre présenté en figure se lisent ainsi : sur les 553 passagers mâles de plus de 6.5 ans 460 sont morts (83%). Sur les 170 passagères femmes de première ou deuxième classe 161 ont survécu (95%) et ainsi de suite pour chacune des feuilles finales.

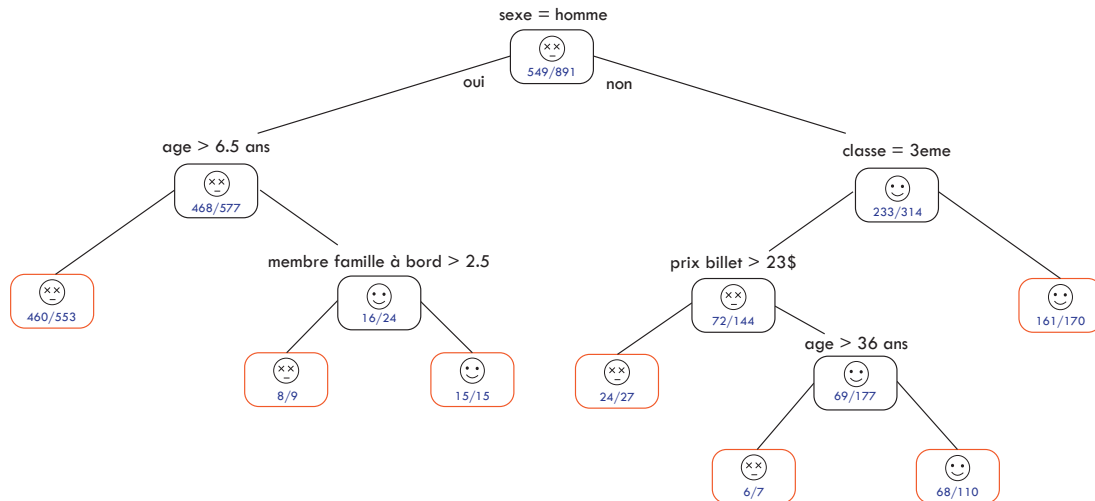


FIGURE 3.12 – Exemple d'arbre de décision pour prédire la survie d'un passager du Titanic

Bagging

Le **bagging** (**bootstrap aggregating**) est un méta-algorithme de *machine learning* inventé par Breiman (1996) pour améliorer la stabilité des algorithmes de *machine learning*. Le principe est de moyenner différents modèles ensemble afin d'obtenir un modèle plus lissé. Il permet de réduire la variance et prévient les risques de sur-apprentissage.

A partir d'un jeu d'entraînement D de taille n , le bagging génère m nouveaux jeux d'entraînement D_i de taille n' . L'échantillonnage est réalisé avec remplacement, certaines observations peuvent donc se retrouver dans différents D_i . Les m modèles sont ensuite calculés en utilisant les m sous-échantillons précédemment calculés puis combinés en moyennant la sortie (pour les régressions) ou par vote majoritaire (pour les classifications).

La figure 3.13 est issue du cours de *machine learning* de l'université John Hopkins (<https://www.coursera.org/learn/practical-machine-learning>) et montre la prédiction du taux d'ozone en ppb à partir de la température (en °F, données du package R "ElemStatLearn", <http://www-stat.stanford.edu/~tibs/ElemStatLearn/>). Les courbes grises représentent les différents modèles calculés à partir de sous échantillons et la courbe rouge est le modèle moyenné grâce au principe de bagging. Cette courbe est plus lisse et évite les phénomènes de sur-apprentissage.

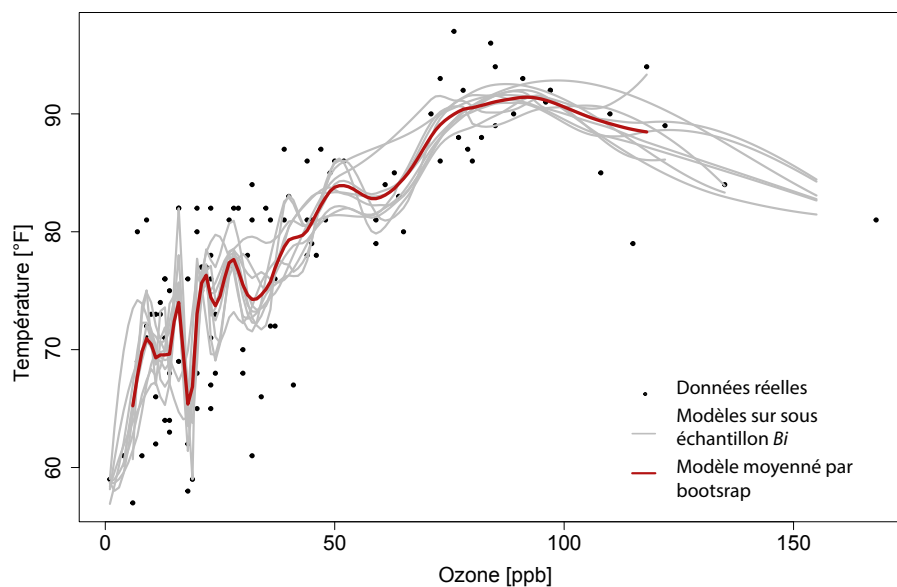


FIGURE 3.13 – Exemple de bootstrap sur la prédiction de valeurs d'ozone en fonction de la température. La courbe rouge est la moyenne des courbes grises qui sont calculés sur des sous-échantillons des données.

3.3.6 Les *random forest*

Les *random forest* ou forêt d'arbres décisionnels sont un type d'algorithme d'apprentissage automatique mis au point par Breiman (2001). Il est adapté aux problèmes de classification et de régression et accepte aussi bien les variables continues que catégorielles. Cette méthode utilise les arbres de décision et le bagging.

Le principe général est le suivant, il est repris en figure 3.14 :

- 1 Création de **B** nouveaux sous-ensembles d'apprentissage selon un double processus d'échantillonnage aléatoire (avec remise) :
 - 1 sur les individus
 - 2 sur les p prédicteurs, m sont sous-échantillonnées à chaque nœud ($m < \sqrt{p}$)
- 2 Entraînement d'un arbre de décision sur chaque sous ensemble d'apprentissage
- 3 La prédiction d'une nouvelle instance est réalisée et stockée pour chacun des **B** arbres
- 4 La prédiction finale est obtenue par vote majoritaire

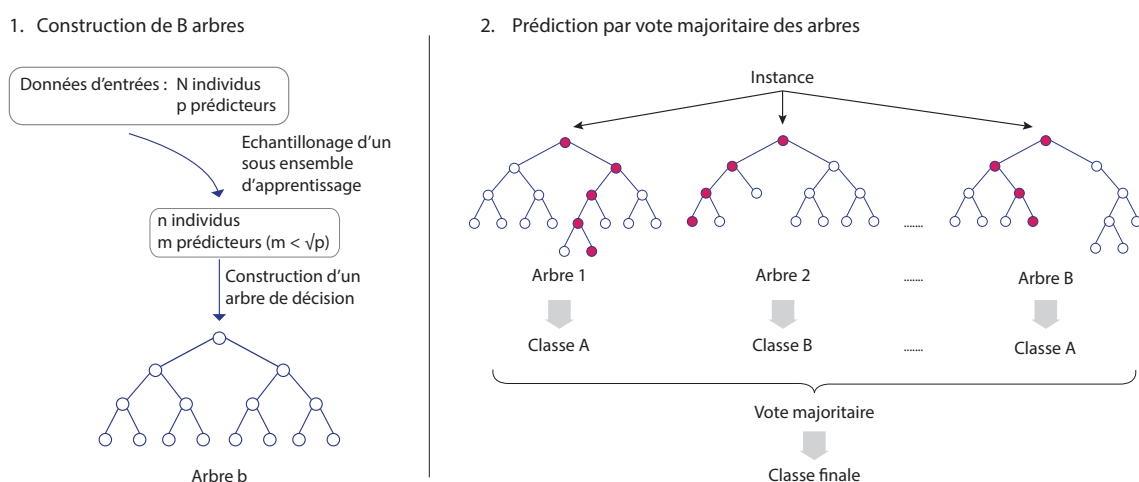


FIGURE 3.14 – Schéma explicatif du principe des *random forest*

Les avantages des *random forest* sont nombreux, premièrement ils évitent le sur-apprentissage auquel est très sensible un arbre de décision seul. L'algorithme est rapide, efficace et s'adapte à de nombreux jeux de données. L'inconvénient est qu'il s'agit souvent d'un modèle de type boîte noire, la forêt étant composée de nombreux arbres, il est difficile de regarder le mécanisme de chacun d'eux.

Les *random forest* permettent non seulement de prédire, mais ils permettent également d'avoir accès à l'importance des variables. Celle-ci est calculée grâce à l'index de Gini. La diminution de l'impureté apportée par chaque variable est calculée pour chaque nœud puis est moyennée sur l'ensemble des arbres. Approximativement, pour les *random forest* l'impureté de

Gini peut être considérée comme le nombre de fois où une variable va intervenir dans les nœuds. Cette métrique permet de faire ressortir les variables les plus importantes mais ne permet pas de dire qu'une variable n'est pas significative, il faut considérer sa valeur relativement aux autres et non comme une valeur absolue.

Pour notre étude, les *random forest* sont particulièrement adaptés car ils permettent à la fois :

- D'avoir accès à une prédiction : quel sera le taux d'érosion étant donné les différents forçages en présence ?
- De hiérarchiser les prédicteurs : quel processus est le plus efficace d'après les forçages globaux renseignés dans la base de données GlobR2C2 ?

Toutes les analyses ont été réalisés sur R (R Core Team, 2016), avec les librairies *caret* (Wing et al., 2017), *ranger* (Wright et Ziegler, 2017) et *randomForest* (Liaw et Wiener, 2002).

3.4 APPLICATION DES *random forest* : VERS UNE PRÉDICTION DES TAUX D'ÉROSION ET UNE HIÉRARCHISATION DES FORÇAGES

L'analyse exploratoire des données en section précédente (3.2) combinée à celle des limites des données en section 2.4 et à nos connaissances géomorphologiques nous permettent d'aborder l'utilisation de méthodes statistiques complexes que sont les *random forest*.

3.4.1 Qu'est ce qui est à prédire et avec quels prédicteurs ?

La sortie à prédire est le taux d'érosion des côtes rocheuses, celui-ci est une variable continue qui varie sur quatre ordres de grandeur, entre 0,001 m/an et 36 m/an. La prédiction d'une variable continue est mathématiquement plus complexe que la prédiction d'une variable catégorielle à deux instances.

Le plus simple est de commencer par un modèle à deux classes, les taux d'érosion lents et les taux rapides. Le seuil entre les deux a été fixé de manière empirique à 10 cm/an, ce seuil est plausible et est utilisé par exemple par Marques (2018). Un avantage supplémentaire est de pouvoir prendre en compte les données qualifiées comme "non détectables" du CEREMA (Perherin et al., 2012) car il s'agit du seuil de détection défini dans cette étude. Ainsi, le nombre de données passe de 650 à 1563 données. Le choix du seuil sera discuté en section 3.4.5.

Le jeu de données a été partitionné en un jeu d'entraînement et un jeu de test représentant respectivement 1377 et 343 valeurs. Les variables de prédiction sont au nombre de 18 et sont données en tableau 3.2

Falaise	Mer	Climat
Direction falaise [degrés]	Marnage [m]	Pluviométrie cumulée annuelle [mm]
Hauteur falaise moyenne [m]	Période moyenne houle [s ⁻¹]	Nombre de jours de gel par an
Hauteur falaise max [m]	Hauteur significative moyenne houle [m]	Température moyenne [°C]
Hauteur falaise min [m]	Q95 période houle [s-1]	Amplitude annuelle des températures [°C]
Critère de résistance de Hoek et Brown	Q95 hauteur significative houle [m] Durée tempêtes [h] Nombre tempêtes par an Flux d'énergie des vagues [W]	

TABLE 3.2 – Prédicteurs utilisés pour prédire l'érosion des côtes avec des *random forest*

3.4.2 Optimisation des paramètres

La précision des modèles *random forest* peut être améliorée en optimisant les paramètres du modèle. Les différents paramètres importants pour améliorer le modèle d'après Scornet (2017) sont le nombre d'arbres, le nombre de variables sélectionnées à chaque nœud et la profondeur des arbres.

L'optimisation des paramètres est évaluée par validation croisée sur le jeu d'entraînement selon la méthode des k-folds. Ici dix folds ont été créés et les performances du modèle ont été évaluées grâce à l'aire sous la courbe (rappel 1 = classification parfaite, 0,5 = classification aléatoire). La figure 3.15 présente les résultats des tests sur les différents jeux de paramètres. Le critère à optimiser est l'aire sous la courbe, qui est en ordonnée. Les trois paramètres qui varient sont le nombre minimal de données dans les feuilles terminales (profondeur de l'arbre) qui varie dans chacun des quatre graphes (valeur = 1, 3, 5, 10), le nombre d'arbres varie en abscisse (valeur = 100, 200, 300, 500, 1000, 2000, 3000, 5000) et le nombre de prédicteurs sélectionnés à chaque nœud varie selon les couleurs (valeurs = 1,2,3,4).

La figure 3.15 présente des résultats globalement très bons puisque les aires sous la courbe varient entre 0,939 et 0,945, ce qui est très proche de 1. La meilleure performance est obtenue pour 500 arbres, 1 variable et une taille de nœuds terminaux de 1. Une meilleure performance pour une seule variable sélectionnée à chaque nœud est un résultat surprenant, un tel optimum peut être expliqué par la forte corrélation entre nos variables explicatives. Cette configuration très aléatoire n'a pas été sélectionnée, c'est la meilleure combinaison pour plus de deux variables qui a été choisie. Celle-ci est : deux variables sélectionnées à chaque nœud, 3000 arbres et une taille de nœuds terminaux de 1.

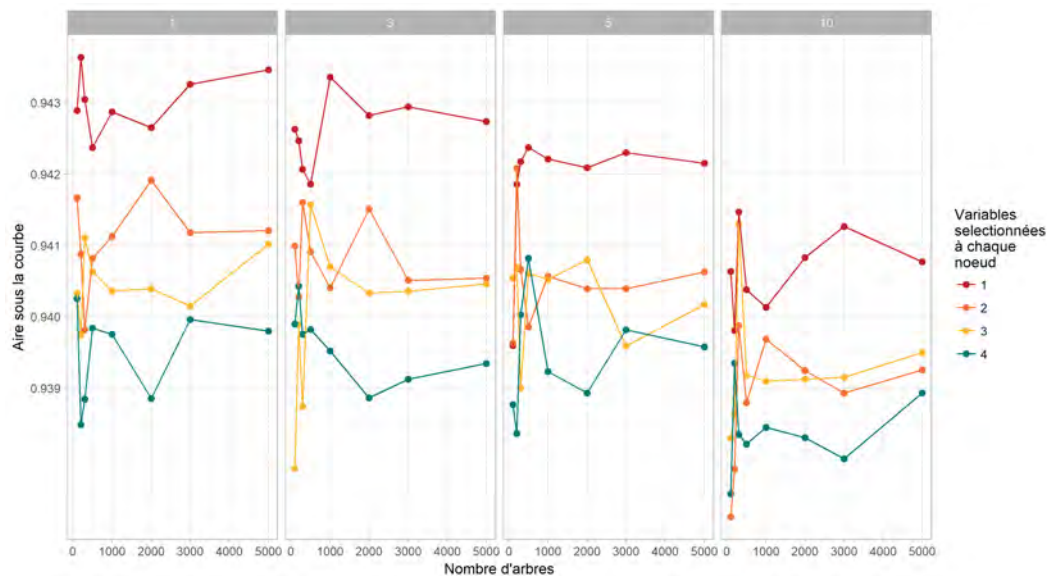


FIGURE 3.15 – Optimisation de l'algorithme random forest. Aire sous la courbe moyenne évaluée sur 10 folds pour chaque jeu de paramètres. La variation du nombre d'arbres est en abscisse, le nombre de variables sélectionnées à chaque nœud en couleur et les quatre graphes sont pour chaque valeur de taille des feuilles terminales

3.4.3 Résultats

Performances du modèle

L'algorithme *random forest* peut donc être appliqué au jeu de données d'entraînement complet et évalué sur le jeu de test. La figure 3.16(a) donne la matrice de confusion sur le jeu de test. Elle donne le nombre de données dans chacune des classes (érosion lente/érosion rapide) réelles et prédites. Ainsi, dans 93% des cas une falaise qui s'érode lentement sera bien classée comme lente. La prédiction est moins bonne pour les falaises s'érodant rapidement puisque c'est dans 78% des cas que la valeur prédite sera correcte. Le modèle a donc tendance à sous-estimer le taux d'érosion puisque l'érosion des falaises a plus tendance à être classée comme lente que rapide. La précision du modèle est de 0,9 (somme des prédictions correctes sur somme des individus). Pour compléter l'évaluation de la qualité, la courbe ROC est donnée en figure 3.16(b), l'aire sous la courbe est de 0,953 la prédiction est donc très bonne.

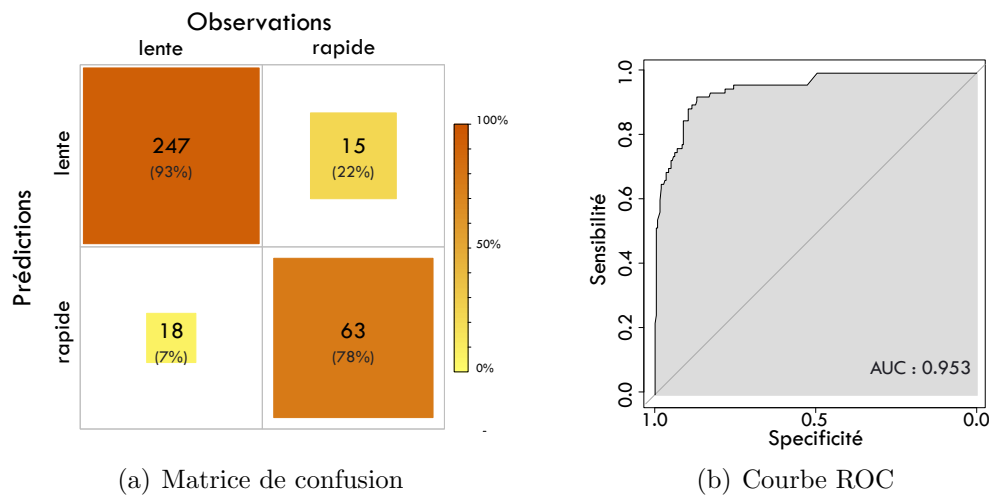


FIGURE 3.16 – Évaluation de la qualité de la prédiction du taux d'érosion rapide ou lent par méthode de *random forest* sur le jeu de test.

Construction d'un arbre de décision et pertinence de l'utilisation des *random forest*

Les algorithmes d'apprentissage automatique sont des outils très efficaces pour la prédiction et pour extraire des informations de gros jeux de données. Dans notre cas, les *random forest* sont particulièrement adaptés à la fois pour leur capacité à accepter des variables qualitatives et quantitatives, leurs facilité de mise en place, leurs performances prédictives et la possibilité d'obtenir une hiérarchie des prédicteurs.

Cependant, avant d'utiliser un algorithme de *random forest*, le modèle peut être appliqué dans un premier temps à un seul arbre de classification avec le modèle CART (Breiman et al., 1984). Ceci permet d'analyser un arbre avant de passer à une forêt qui est un modèle plus complexe et qui peut avoir un côté "boite noire" pour l'interprétation des résultats.

L'arbre de classification issu du modèle CART est donné en figure 3.17. La première variable qui permet de diviser le jeu d'entraînement en deux est la résistance de la roche, en fonction de la classe "très résistante". Si la roche est très résistante, la vitesse est lente pour 826 cas sur 879, soit 94% du temps. Pour les roches moyennement à peu résistantes (498 cas), la deuxième variable de séparation est le quantile à 95% des hauteurs de vagues, s'il dépasse 3.261 m, 241 cas sur 346 (soit 70%) se retrouvent dans la classe rapide. Enfin, la variable qui permet de séparer les falaises peu à moyennement résistantes avec un quantile à 95% des hauteurs significatives inférieur à 3.261 m (152 cas) est le nombre de jours de gel. S'il est inférieur à 22,2, l'érosion sera lente dans 117 cas sur 130 (90% des cas). Et si le nombre de jour de gel est plus important que 22,2 jours, l'érosion sera rapide pour 4 cas sur 19 (79%).

Cet arbre de décision présente des résultats qui s'approchent de ceux trouvés dans l'exploration de données. La résistance de la roche et le nombre de jours de gel apparaissent bien comme prédicteurs important. Cependant nous n'avons pas trouvé de relations apparentes entre le quantile à 95% des hauteurs significatives des vagues et le taux d'érosion pris comme variable continue ou sous forme de corrélation de rang.

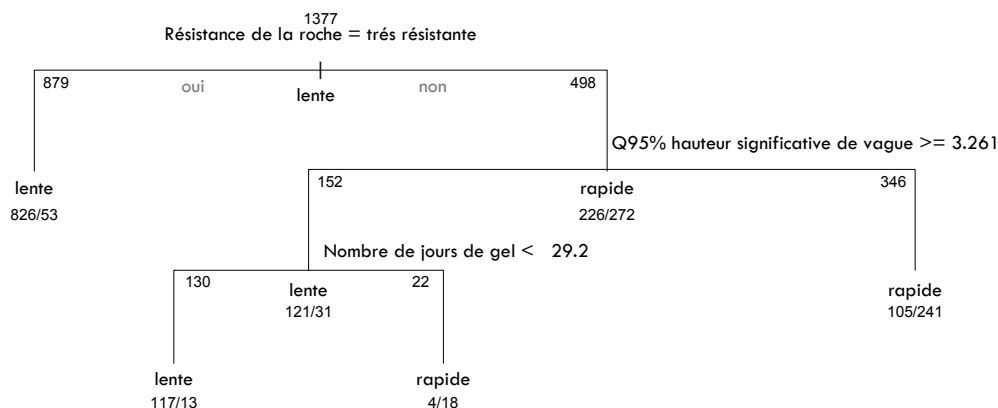


FIGURE 3.17 – Arbre de classification sur le jeu d'entraînement constitué de 1337 cas.

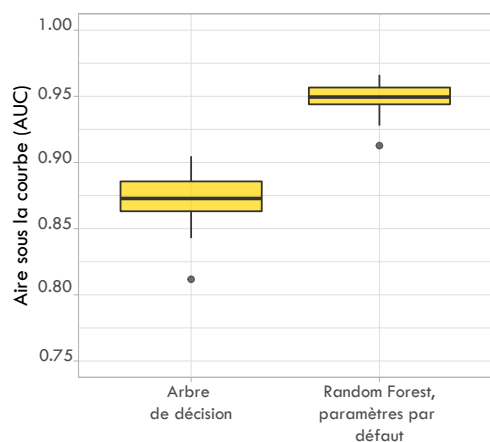


FIGURE 3.18 – Comparaison des performances d'un arbre vs random forest avec l'aire sous la courbe évaluée par validation croisée sur 10 folds

Par rapport à l'utilisation d'un arbre seul, les *random forest* améliorent de 10% la performance du classifieur comme l'atteste la figure 3.18 qui présente les boîtes à moustache des valeurs d'aire sous la courbe évaluées par validation croisée sur 10 folds pour un arbre et une forêt.

L'utilisation des *random forest* est pertinente pour avoir de meilleures performances prédictives, mais aussi pour continuer l'exploration des variables explicatives.

3.4.4 Importance des variables

L'algorithme nous permet également d'avoir accès à l'importance des variables. Ceci est évalué en moyennant la diminution du coefficient d'impureté de Gini pour chaque variable. La figure 3.19 présente l'importance des variables, quatre groupes avec des coefficients d'impureté de Gini comparables peuvent être identifiés.

Les deux variables les plus importantes sont la résistance de la roche qui arrive en première position, suivie du nombre de jours de gel. Vient ensuite un groupe de variables un peu moins explicatives que sont la température moyenne et le marnage moyen puis un troisième groupe avec la pluviométrie et le quantile à 95% des hauteurs significatives de vagues. Les variables restantes forment un grand groupe au pouvoir explicatif moindre.

Ces résultats consolident ceux obtenus lors de l'exploration des données, la résistance de la roche et le nombre de jours de gel ressortent bien par l'analyse *random forest*. La température moyenne étant très corrélée au nombre de jours de gel, il n'est pas surprenant de la voir ressortir avec la même importance. Les premières variables d'importance sont donc liées à la nature de la falaise et au climat. Le second groupe est quant à lui constitué de prédicteurs correspondant aux forçages marins et climatiques pour la pluviométrie. Ici aussi le nombre de tempêtes est fonction du dépassement du quantile à 95%, les deux variables ont donc une importance semblable.

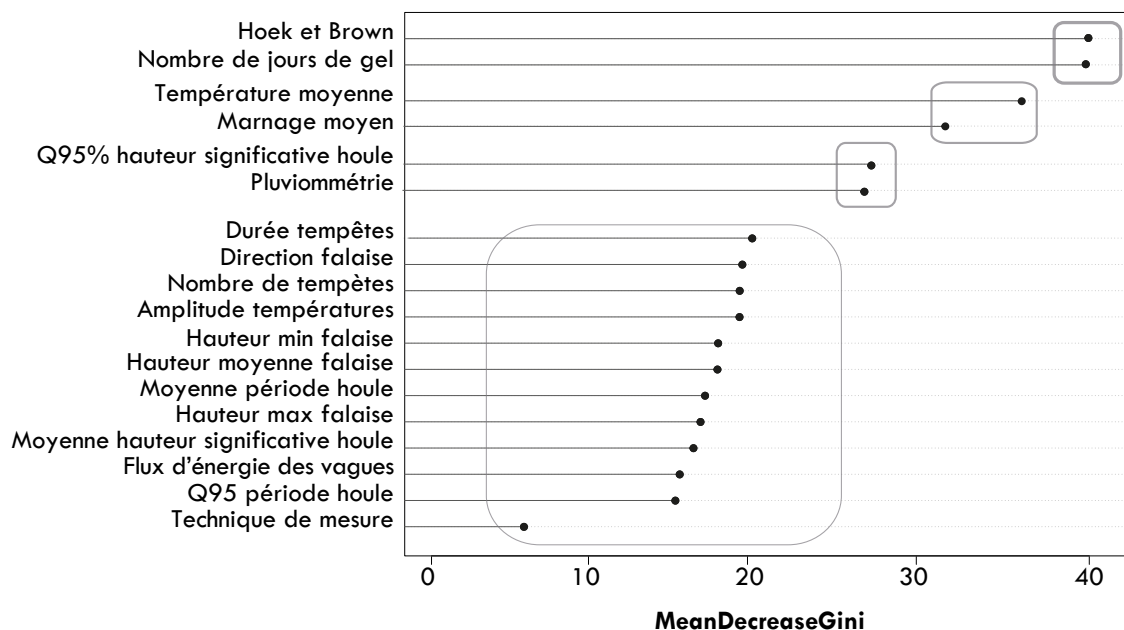


FIGURE 3.19 – Importance des variables par diminution de l'impureté de Gini, les variables d'importance voisine ont été regroupées

3.4.5 Discussion sur le choix du seuil de coupure

Le seuil de coupure entre les roches à érosion lente et rapide a été fixé à 0,1 m/an car c'est un seuil à la fois plausible, cité dans la littérature et qui permet de prendre en compte les données nulles du CEREMA. Cependant, il est important d'évaluer l'influence de la valeur de ce seuil de coupure. Pour cela, nous avons fait varier arbitrairement ce seuil entre 0,1 m/an et 0,2 m/an tous les centimètres. Puis nous avons comptabilisé le nombre de fois où chaque variable apparaît au rang n. La figure 3.20 présente ces résultats. Il aurait été judicieux de faire varier ce seuil vers le bas, mais cela aurait induit une perte des valeurs non détectables du CEREMA, soit 51% des observations, ce qui aurait amoindri la performance des classifieurs par random forest.

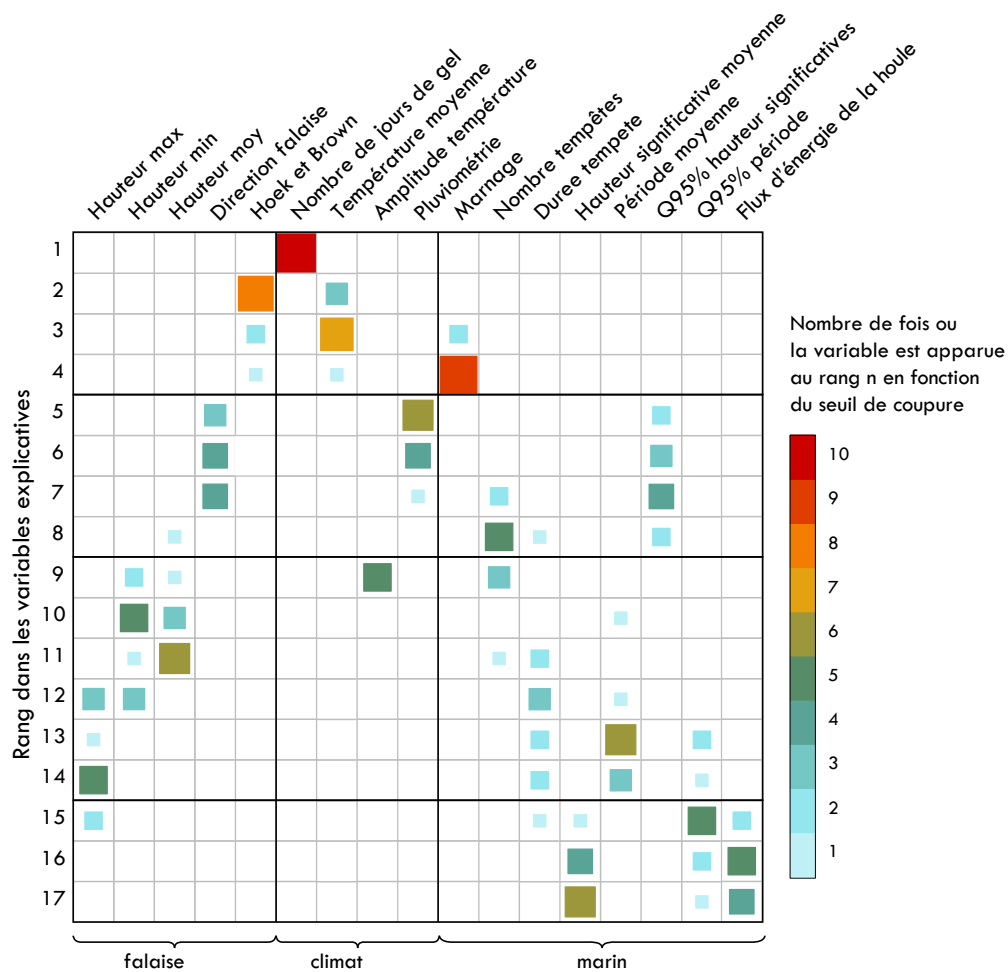


FIGURE 3.20 – Influence du choix du seuil de séparation entre érosion rapide et lente sur l'ordre d'importance des variables

On voit que la variable qui arrive le plus souvent en premier dans l'ordre d'importance est le nombre de jours de gel (10 fois sur 11). Les quatre premières variables sont toujours le nombre de jours de gel, la résistance de la roche, la température moyenne et le marnage. Les variables qui expliquent le moins la vitesse d'érosion sont les différents descripteurs de la

hauteur de falaise. Les résultats trouvés lors de l'exploration de données sont confirmés et le choix du seuil de coupure n'est pas prédominant pour l'ordre d'importance des variables.

3.4.6 De combien de variable a-t-on besoin pour être prédictif ?

Nous venons de voir que pour classer les taux d'érosion en classe "lente" ou "rapide", quatre variables explicatives ressortent : la résistance de la roche et le nombre de jours de gel en premier puis l'amplitude des températures et le marnage moyen. Un test simple pour quantifier l'importance de ces variables est d'évaluer la capacité de prédiction du modèle en ajoutant les variables une à une. La figure 3.21 a été construite en testant le pouvoir prédictif de modèles *random forest* avec les paramètres par défauts et ce en ne tenant compte que de certaines variables. Pour chacun des modèles ont été calculés : la sensibilité (ici la capacité de prédire une valeur d'érosion lente) ; la spécificité (capacité de prédire une valeur d'érosion rapide) et enfin la précision (capacité à prédire juste).

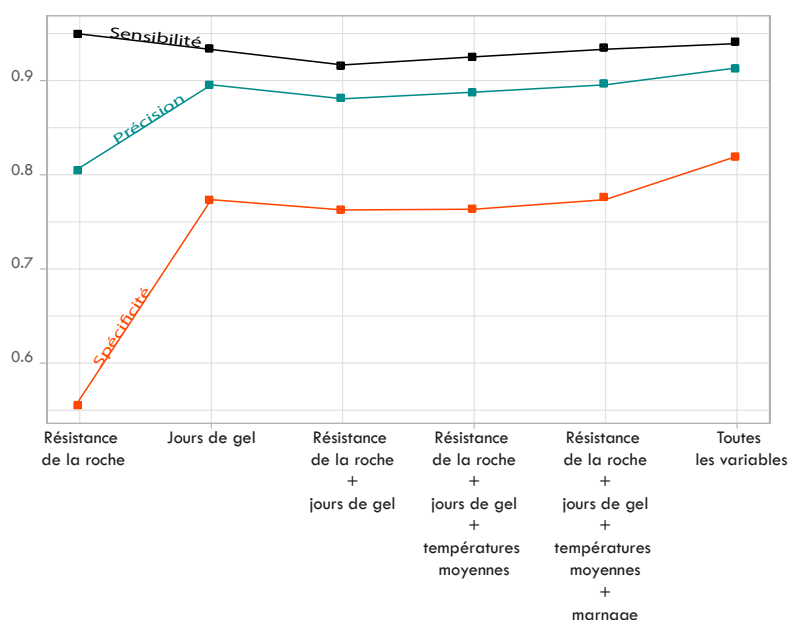


FIGURE 3.21 – Évaluation des sensibilités, spécificités et précisions des modèles *random forest* en n'incluant que certaines variables explicative

Ces paramètres évaluent la capacité du modèle à prédire si l'érosion va être supérieure ou non à 10 cm/an. La sensibilité est maximum, c'est à dire que les falaises sont correctement évaluées en érosion lente en ne considérant que la résistance de la roche. Par contre on qualifie très mal les roches à érosion rapide en ne considérant que ce paramètre. Ce que ce graphique montre c'est qu'en ne considérant soit que le nombre de jours de gel, soit en prenant les quatre premières variables explicatives on obtient des précisions similaires (respectivement 0,897 et 0,901) qui sont très proches de celles atteintes en considérant toutes les variables (0,911). Il est donc possible de construire des modèles très simples de prédiction d'érosion des côtes rocheuses à plus ou moins de 10 cm/an en ne considérant que quatre variables : la résistance de la roche, le nombre de jours de gel par an, les températures moyennes et le marnage.

3.5 DISCUSSION

3.5.1 Comparaison aux études précédentes

La base de données GlobR2C2 (Prémaillon et al., 2018) offre un aperçu sur les études quantitatives actuelles sur l'érosion des côtes rocheuses maritimes. Celle-ci est la première compilation depuis celle faite par Sunamura (1992) dans son livre de référence, elle y rajoute 54 publications et de nombreuses variables. En effet, elle est la première qui relie taux d'érosion et forçages en présence puisque seul Woodroffe (2002) avait utilisé la base de données de Sunamura (1992) pour relier uniquement taux d'érosion et lithologie dans un graphique largement réutilisé. GlobR2C2 réactualise ce graphique (figure 3.1). Ceci met en évidence l'importance de la résistance de la roche au-delà de la lithologie seule qui ne prend pas en compte l'altération, la fracturation et autres discontinuités. Ceci va dans le sens de la communauté comme le montrent les études de Cruslock et al. (2010); Stephenson et Naylor (2011) ou Sunamura (1992). Ceci renforce notre choix de n'avoir pas choisi la lithologie comme variable mais un critère plus intégré de résistance de roche sous forme du critère de Hoek et Brown (1997). Bien sûr, la définition de ce critère a été attribuée a posteriori via la description faite par les auteurs dans les publications. Ceci implique un certain degré d'interprétation et d'incertitude.

3.5.2 Taux d'érosion, durée d'étude et comportements stochastique

L'approche du problème de lien entre érosion et forçages a été menée de manière statistique, ce qui permet de lisser les particularités locales et d'observer des tendances globales. Cependant, en incluant toutes les études quantitatives, nous avons utilisé des études réalisées avec différentes méthodes, précisions, extensions spatiale et durée temporelle. Ceci peut représenter un biais car l'érosion des côtes est un phénomène d'apparence stochastique, le taux d'érosion reporté dans la publication peut comporter ou non un événement rare et important. Par exemple, pour notre étude de la Corniche Basque (chapitres 4 et 5) le suivi a commencé juste après un événement substantiellement plus gros que tous les événements observés sur les 6 années suivantes. Ce seul événement représente un volume aussi gros que la somme des volumes sur la période d'observation totale (d'un peu plus de 6 ans). Le taux d'érosion que nous obtenons est donc potentiellement deux fois plus petit que le taux réel à cause de la fenêtre d'observation temporelle. L'occurrence d'éboulements exceptionnels a également été mis en évidence dans d'autres études, comme celle de Dewez et al. (2013) et dont la nature de hors-série a été démontrée par Rohmer et Dewez (2013) avec plusieurs indicateurs statistiques convergents.

Le graphique en figure 3.22 présente le taux d'érosion en fonction de la durée de mesure et de la dimension de la technique de mesure (comme définie en introduction). On voit que toutes les plages de taux d'érosion sont couvertes pour toutes les durées de mesure. L'échantillonnage dans les publications est suffisamment large pour que la durée de mesure ne soit pas trop

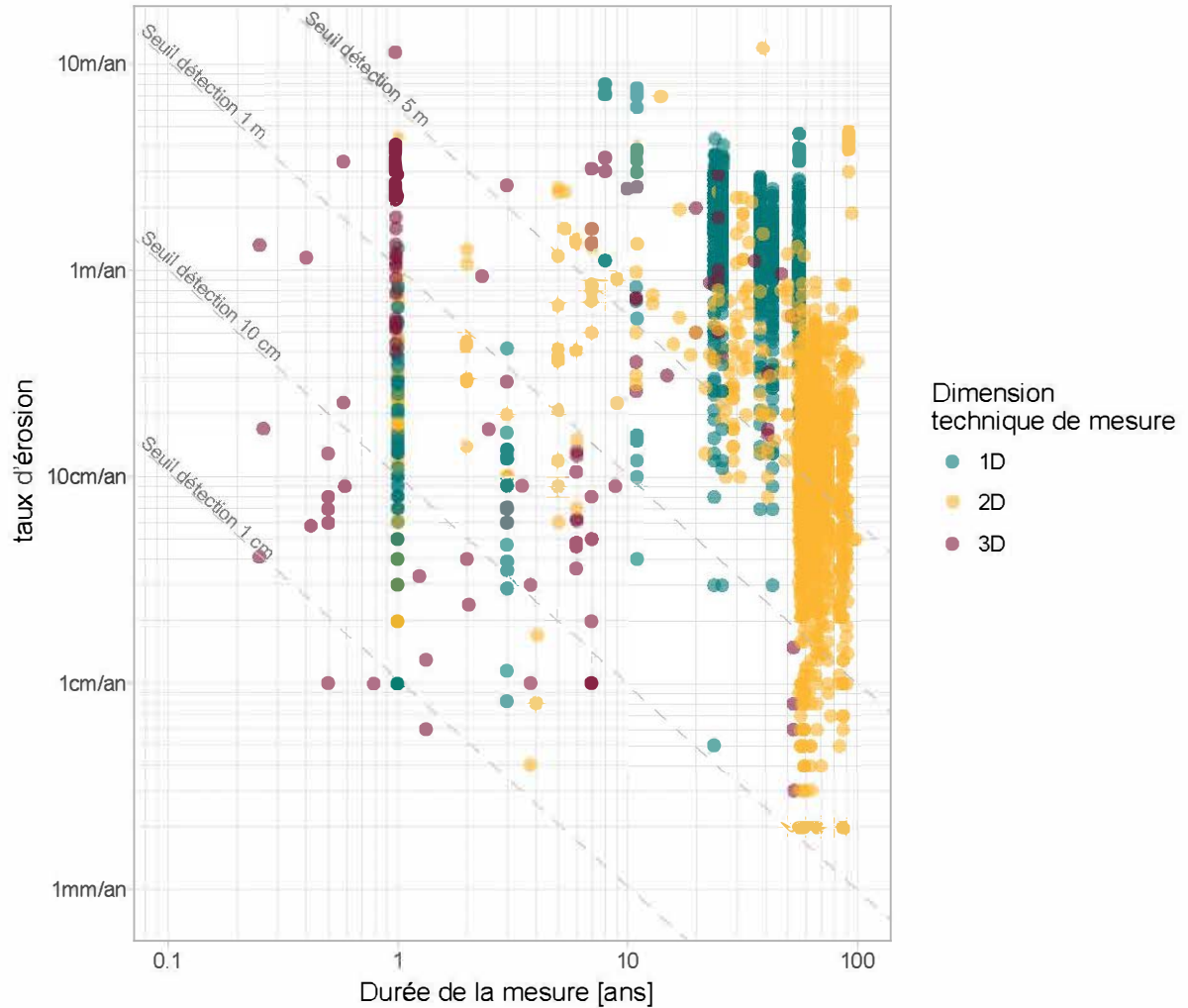


FIGURE 3.22 – Taux d'érosion en fonction de la durée de la mesure et du type de méthode utilisée.

biaisée.

3.5.3 Les prédicteurs sont-ils représentatifs des forçages appliqués à la falaise ?

Utilisation des réanalyses

Il a été possible d'interpréter et rassembler de manière homogène les taux d'érosion et la description de la falaise d'après les éléments indiqués dans chaque publication dans la base de données. Cependant, face à l'hétérogénéité des descripteurs utilisés pour les forçages, il n'a pas été possible de trouver une manière de les synthétiser. Des bases de données et réanalyses globales ont donc été utilisées pour pallier ce manque. Celles-ci présentent les avantages d'être continues, homogènes spatialement et temporellement et d'être disponibles à l'échelle du globe. La plus grosse limitation est leur résolution spatiale, les mailles faisant plusieurs kilomètres, l'in-

formation est trop agrégée pour représenter les spécificités locales d'un site. Certaines couches d'information peuvent exister à l'échelle locale ou régionale et à des résolutions plus fines en temps et en espace, mais pas à l'échelle du monde. Même si GlobR2C2 est actuellement focalisée sur les pays développés, qui pourrait permettre d'utiliser des informations de forçages plus locales, la vocation mondiale de la base de données qui va s'étoffer avec le temps aura toujours recours aux mêmes informations homogènes à l'échelle du globe. Elles n'ont donc pas été retenues dans un souci de traitement uniforme des réponses. Les variables de forçages ne doivent donc pas être considérées comme des forçages réels appliqués à la falaise, mais bien comme des proxys de forçages.

Morphologie du platier et de l'estran

La morphologie du platier n'est que rarement explicitée de manière adéquate et uniforme dans les études compilées pour avoir pu l'encoder dans la base de données. Pourtant le platier joue un rôle dans la dissipation de l'énergie de la houle et de son énergie délivrée au pied de falaise (e.g. Earlie et al., 2018). L'énergie délivrée au pied de la falaise par la mer est une fonction complexe de la hauteur des vagues en eau libre, du marnage mais aussi de l'écoulement hydrodynamique turbulent de l'eau sur la micro-topographie de l'estran (Adams et al., 2002). Les mesures *in situ* de l'énergie délivrée à la falaise par l'impact de vagues sont rares (Varley et al., 2016). Ainsi, même si nous avons eu accès à une information sur la bathymétrie et la géométrie du platier, la relier à l'énergie délivrée en pied de falaise est un exercice non trivial.

La présence de plage ou de débris en pied de falaise n'a pas non plus été prise en compte, comme le suggérait déjà Lee (2008) mais la plupart des études n'ont pas la finesse d'échantillonnage temporel et altitudinal pour documenter la durée totale d'effet tampon apporté par une plage transitoire ou un cône d'éboulis. Ces débris vont temporairement protéger le pied de falaise de l'action des vagues. La valeur du taux d'érosion peut donc être sur ou sous-estimée en fonction de la fenêtre temporelle sur laquelle on le calcule. En synthétisant toutes les données de la littérature, faites avec différentes extension temporelle, la variabilité des données est moyennée. Ainsi l'effet des phénomènes transitoires tels que la présence de débris est lissé.

3.5.4 Robustesse des résultats

La base de données GlobR2C2 montre que le domaine de recherche sur l'érosion des côtes rocheuses est très actif. Cependant, comme nous l'avons vu en discussion du chapitre 2 (section 2.4), ces données sont mal réparties géographiquement et sont focalisées sur les taux d'érosion rapides et les falaises peu résistantes (Prémaillon et al., 2018; Marques, 2018; Marques et al., 2013). Les données sont également mal réparties en terme de taux d'érosion, les études se concentrant sur les érosions rapides et sur des lithologies peu résistantes. Ceci peut affecter nos interprétations et les résultats que nous avons montrés dans ce chapitre. Encore une fois, les données du CEREMA (Perherin et al., 2012) peuvent être utiles pour tester la validité des résultats. En effet, les valeurs inférieures au seuil de détection de 0,1 m/an sont définies comme nulles (égales à 0) dans ce jeu de données. Comme leur valeur n'est pas connue, elles n'avaient

pas été utilisée lors de l'analyse exploratoire (comme défini en section 2.2.4). On sait cependant que ces valeurs de taux d'érosion sont inférieurs à 0,10 m/an et éventuellement proches de 0 m/an. Ces valeurs non significatives représentent 67% des enregistrements du CEREMA, et 51% des enregistrements totaux de la base de données (889 valeurs non détectables sur 1323 valeurs du CEREMA pour 1748 enregistrements totaux).

Deux hypothèses extrêmes ont été explorées pour tester l'influence des taux d'érosion faibles et jugés non-significatifs sur nos résultats. Les valeurs non significatives ont successivement été fixées à 0,001 m/an et à 0,1 m/an. Le tableau 3.3 présente l'influence de ces valeurs non détectable dans la distribution des taux d'érosion pour les trois classes de résistance de roche de Hoek et Brown. Même si les valeurs des différents quantiles sont affectées, la relation entre érosion et résistance de la roche est maintenue. Les roches tendres s'érodent plus vite que les roches moyennement résistantes et que les roches dures. Les coefficients entre les taux médians sont cependant altérés. Les autres relations sont également maintenues avec le nombre de jours de gel et le marnage.

	Faiblement résistantes					Moyennement résistantes					Très résistantes				
	Q5	Q17	Q50	Q83	Q95	Q5	Q17	Q50	Q83	Q95	Q5	Q17	Q50	Q83	Q95
sans nulles	0,018	0,1	0,23	0,85	2,499	0,006	0,063	0,104	0,18	0,269	0,002	0,01	0,029	0,106	0,286
nulles = 0,001	0,001	0,006	0,129	0,683	1,806	0,002	0,049	0,102	0,18	0,269	0,001	0,001	0,001	0,024	0,112
nulles = 0,1	0,01	0,1	0,129	0,683	1,806	0,006	0,063	0,102	0,18	0,269	0,006	0,1	0,1	0,1	0,112

TABLE 3.3 – Influence des valeurs non détectables du CEREMA (Perherin et al., 2012) sur les vitesses de recul [m/an], si on les prend en compte, si on les fixe à 1 mm/an, si on les fixe à 10 cm/an

3.5.5 Discussion sur les relations entre érosion et forçages marins

Un résultat surprenant de cette étude est l'absence manifeste d'un signal marin fort. L'énergie de la mer a été modélisée dans son état moyen (hauteur significative de la houle, période de houle, marnage, énergie des vagues ...); ainsi que dans des états plus extrêmes (nombre de tempêtes moyen par an et durée moyennes de celles-ci). Les falaises encodées dans GlobR2C2 sont localisées au sein d'environnements marins assez divers (voir chapitre 2, figure 2.12), on peut donc écarter le fait de ne pas trouver de voir émerger de relation significative du fait d'un biais d'échantillonnage des signatures.

Seul le marnage apparait comme variable explicative avec des taux d'érosion plus élevés pour les marnages micro à mésotidaux compris entre 1 m et 3 m. Cependant, la corrélation entre marnage et taux d'érosion n'est significative que pour les roches faiblement résistantes et avec un coefficient de corrélation de rang de Spearman de -0,17. Le marnage moyen ressort également dans l'analyse *random forest* comme quatrième variable explicative. Ce type de marnage est présent dans la base de données au Royaume Uni (Brown et al., 2012; Bray

et Hooke, 1997; Lee, 2005, 2008) ; en Californie (Benumof et al., 2000; Parks, 2015; Young et Ashford, 2006; Moore et al., 1999; Moore et Griggs, 2002) ; au Portugal (Correia et al.; Teixeira, 2006; Regnauld et al., 1995; Dias et Neal, 1992; Bezerra et al., 2011; Marques, 2006; Neves et Pereira, 1999; Neves, 2008; Cruz de Oliveira et al., 2008) ; en Espagne (Del Río et Gracia, 2009; Pérez-Alberti et al., 2013; Anfuso et al., 2007) ; en France (Perherin et al., 2012) ; en Corée du Sud (Lim et al., 2009) et enfin en Nouvelle Zélande (Gibb, 1978; de Lange et Moon, 2005).

L'influence du marnage a surtout été mise en évidence dans la morphologie des plateformes (Kanyaya et Trenhaile, 2005; Trenhaile, 2000, 2002b). Les modélisations pour de tels marnages (micro- à mesotidaux) prévoient le développement de plateformes subhorizontales (Trenhaile (2002a), type A selon Sunamura (1992)). En jouant sur la morphologie de la plateforme, le marnage peut avoir une influence sur l'énergie des vagues délivrées à la falaise. Cependant, il est difficile de tirer des conclusions de ce résultat. En effet, celui-ci peut être totalement aléatoire dû à notre jeu de données. Même si ce résultat ne peut être confirmé ou expliqué physiquement avec les données dont nous disposons, nous encourageons la poursuite de cette étude en rajoutant des individus pour voir si ce résultat apparaît toujours. De plus, les relations entre morphologie du platier, énergie des vagues et évolution de la falaise doivent continuer à être étudiées.

En ce qui concerne les autres forçages marins, nous ne les voyons pas apparaître. Pourtant, l'influence de l'énergie marine a été corrélée aux variations dans le taux d'érosion à échelle régionale (Letortu et al., 2014b; Marques, 2018; Earlie et al., 2015). Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer le fait que nous ne voyons pas de corrélations entre taux d'érosion et forçages marins à l'échelle mondiale.

Une première explication peut être que le signal dû à la résistance de la roche est trop fort à l'échelle d'observation pour observer des variations avec les différents environnements marins. Un massif rocheux résistant sera résistant même face à un environnement marin agressif, c'est le cas des falaises de Moher en Irlande. Une falaise peu résistante sera érodé même en environnement marin faiblement énergétique, comme les falaises d'éolianite Israéliennes (Masselink et al., 2017).

Une seconde piste d'explication est que pour un environnement marin donné, les variations dans l'énergie délivrée à la falaise sont très variable spatialement et ce sur quelques centaines de mètres comme montré par Vann Jones et al. (2018). Nous pouvons supposer qu'entre l'énergie au large que nous avons encodé dans la base de données et l'énergie délivrée à la falaise en un point donné, la fonction de transfert est très complexe et extrêmement variable spatialement à petite échelle (du mètre à la dizaine de mètre). Or, notre étude lisse énormément le signal de la houle au large puisqu'il est obtenu via des grilles de $0,75^\circ$ d'extension spatiale. La forte variabilité spatiale et la complexité de la fonction de transfert entre l'énergie au large et celle délivrée à la falaise est donc une piste pour expliquer le fait qu'on n'obtient pas de signal marin à l'échelle globale.

3.5.6 Influence du gel

Un des résultats de l'analyse exploratoire et en *random forest* est l'influence du nombre de jours de gel sur le taux d'érosion. Cette relation représente plusieurs phénomènes.

Premièrement, dans la base de données GlobR2C2 les falaises associées aux climats les plus froids sont souvent composées de dépôts glaciaires et périglaciaires récents et non consolidés, donc très peu résistantes à l'érosion (de type moraine, head ou loess). Le graphique 3.23 présente le taux d'érosion en fonction du nombre de jours de gel, par résistance de roche et les dépôts glaciaires ont été colorés en verts. On voit sur ce graphique que le groupe des roches de type dépôts glaciaires se détache nettement en termes de nombre de jours de gel (>60jours/an) et de taux d'érosion élevés (>10cm/an). Cette relation est logique car ces dépôts sont formés dans les zones les plus froides lors des époques glaciaires qui correspondent aujourd'hui encore à des zones climatiques froides. Dans GlobR2C2, on trouve ces dépôts en Estonie (Orviku et al., 2013), en Irlande (McGreal, 1979), en Nouvelle Zélande (Gibb, 1978), en Pologne (Kostrzewski et al., 2015) et au Royaume Uni (Pye et Blott, 2015).

L'influence du climat à long terme est donc reflétée via le nombre de jours de gel par la présence de dépôts glaciaires. Cette tendance montre un héritage climatique des falaises.

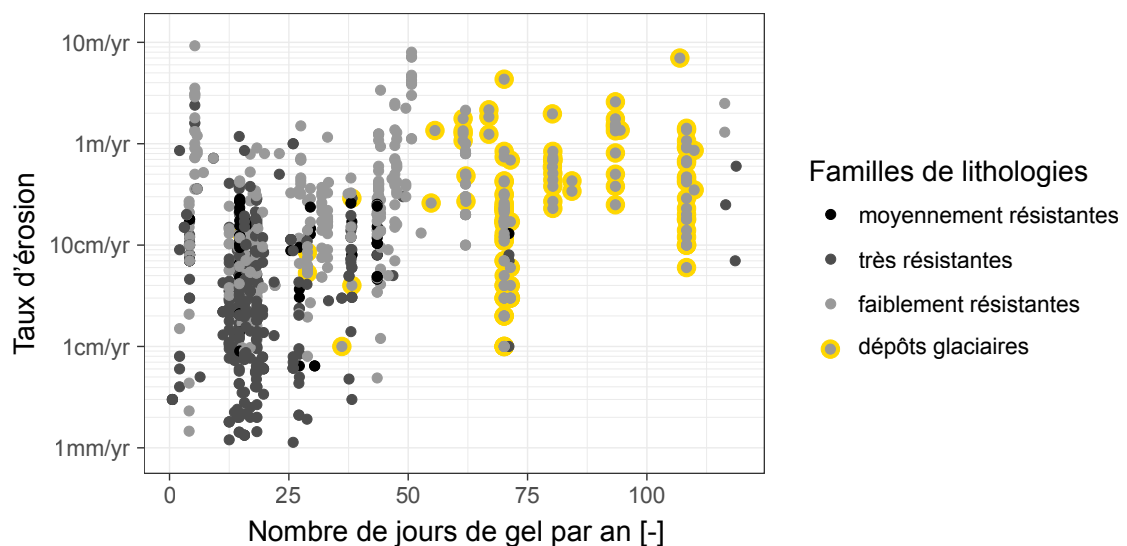


FIGURE 3.23 – Taux d'érosion en fonction du nombre de jours de gel pour différentes familles de roches faiblement résistantes

Cependant, la relation observée entre érosion et nombre de jours de gel reste valable même en retirant les dépôts glaciaires. En effet, le coefficient de corrélation de rang de Spearman calculé sur tout le jeu de données est de 0,38 ($p_{val} = 2e^{-16}$); et en retirant les dépôts glaciaires il diminue en passant à 0,32 mais reste significatif ($p_{val} = 2,2e^{-16}$). Néanmoins, cette corrélation par type de résistance de roche n'apparaît significative que pour les roches faiblement résistantes. Les coefficients de corrélations et leurs p-value associées sont données en tableau 3.4. La figure 3.24 montre la relation entre érosion et nombre de jours de gel en retirant les dépôts glaciaires.

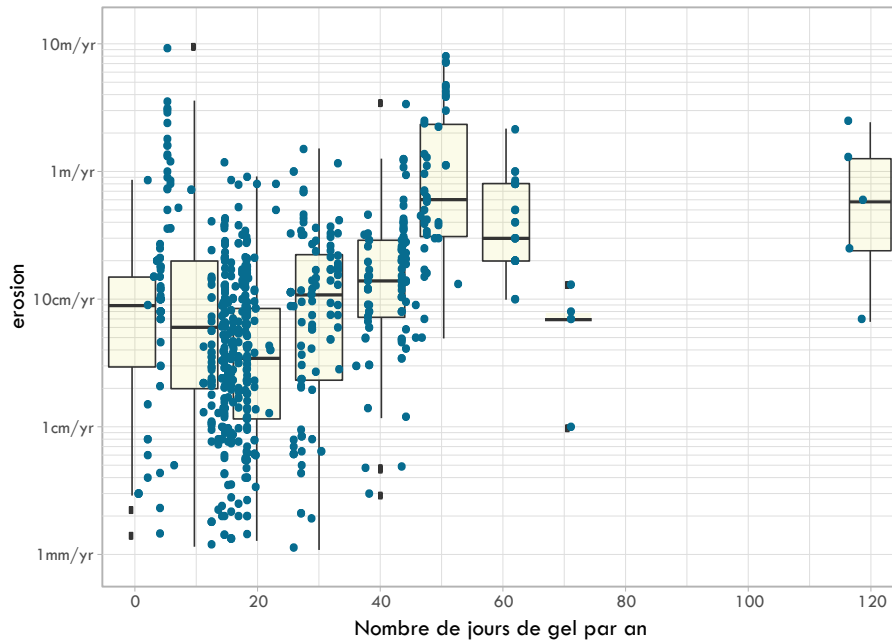


FIGURE 3.24 – Taux d'érosion en fonction du nombre de jours de gel en excluant les dépôts glaciaires. Les boîtes à moustaches représentent les données par gamme de dix jours de gel.

		corrélation	p-value
Jeu de données complet	toutes résistances	0,38	$2,2e^{-16}$
	faiblement résistantes	0,25	$3,2e^{-7}$
	très résistantes	0,06	0,31
Jeu de données sans dépôts glaciaires	toutes résistances	0,32	$2,2e^{-16}$
	faiblement résistantes	0,32	$1,3e^{-8}$
	très résistantes	0,06	0,31

TABLE 3.4 – Corrélation de rang de Spearman et p-value entre le taux d'érosion et le nombre de jours de gel

Le gel semble donc être un facteur explicatif de l'érosion des côtes. Dans cette relation, il n'est pas possible d'évaluer sur quelle échelle de temps le gel est un processus efficace. En effet, l'influence du gel peut être vue en tant qu'agent déclencheur du détachement d'un bloc. Cette relation a par exemple été mise en évidence à Mesnil-Val (Normandie) par Dewez et al. (2015) pour le détachement de plaquettes de craie sur le platier. Mais le gel a également un rôle à plus long terme et les phénomènes de cryoclastie fragilisent les roches et les rendent plus susceptibles à l'érosion.

La relation entre l'érosion et les températures moyennes est beaucoup moins nette qu'avec le nombre de jours de gel, alors que ces deux variables sont très corrélées. Il semble que ce ne soit pas la température minimale qui rende le processus plus efficace mais plutôt les cycles de gel/dégel. De même, sur la figure 3.23 on semble voir un maximum d'efficacité à partir de 50 jours de gel par ans, puis la relation semble se stabiliser.

3.5.7 Perspectives : Vers des calculs de flux de sédiments à l'échelle européenne

Une des perspectives de ce travail de thèse, et de l'utilisation de la base de données, est une quantification des volumes de sédiments produits par l'érosion des côtes délivrés à l'océan. En effet, celui-ci peut être non négligeable comme le montre certaines études. Landemaine (2016) montre que les apports sédimentaires des falaises de craie Normandes sont d'environ 2,63 Mt/an alors que les rivières du pays de Caux fournissent en moyenne 0,57 Mt/an. Les apports fluviaux ne représenteraient alors que 2,6% des apports sédimentaires à la Manche. De même, Rachold et al. (2000) comparent les flux fluviaux et côtiers pour les mers de Laptev (Russie) et Beaufort (Canada). Pour Laptev, les flux côtiers sont 2,4 fois plus importants alors qu'en mer de Beaufort c'est le fleuve Mac Kenzie qui décharge 11,5 fois plus de sédiments que les côtes. On peut encore citer Mushkin et al. (2016) qui quantifie à 50% le volume de sédiments présent sur les côtes Israéliennes issu de l'érosion des côtes. A un niveau plus global peu d'études existent, seule étude de l'Open University cite un flux de $0,25 \cdot 10^6$ à $0,4 \cdot 10^6$ Gt/an mais sans aucun lien vers les données originales. Ce flux est très peu contraint au regard des flux sédimentaires fluviaux (Ludwig et Probst, 1998; Dedkov et Gusarov, 2006; Syvitski et al., 2003; Holeman, 1968; Syvitski et al., 2005; Syvitski et Kettner, 2011; Wilkinson et McElroy, 2007); éoliens (Hay, 1998) ou glaciaires Raiswell et al. (2006) (voir tableau 3.5). Les implications de la quantification de ce flux de sédiments sont importantes afin de connaître le cycle des matières et de connaître à quelle vitesse se forment et se détruisent les surfaces continentales.

	Flux [Gt/a]	Aire ou longueur	Références
Rivières	15-25	142,10 ⁶ km ²	Ludwig et Probst (1998); Dedkov et Gusarov (2006); Syvitski et al. (2003); Holeman (1968); Syvitski et al. (2005); Syvitski et Kettner (2011); Wilkinson et McElroy (2007)
Vent	0,5-0,9		Hay (1998)
Glacier	2,9		Raiswell et al. (2006)
Côtes à falaise	0,25-0,4	1510,10 ³ km	

TABLE 3.5 – Estimation des flux de sédiments délivrés à l'océan par différents vecteurs dans la littérature

Grâce à la base de données GlobR2C2, il est possible d'avoir un ordre de grandeur de ces flux de sédiments. En effet, nous avons montré qu'au premier ordre, le taux d'érosion est fonction de la résistance de la roche. Or, à l'échelle de l'Europe, les données EUROSION (Doody et Office for Official Publications of the European Communities, 2004) donnent accès à cette information de résistance. De plus, nous avons détaillé en section 2.3.1 une méthodologie pour calculer les hauteurs de falaises à partir du MNT mondial GMTED2010, (Danielson et Gesch, 2011). Ainsi, avec un accès au taux de recul et à la hauteur de falaise, il est possible d'estimer le volume de sédiments produit par l'érosion des côtes à l'échelle européenne par une

formule :

$$V_{annuel} = \varepsilon \cdot h \cdot l \cdot \rho \quad (3.2)$$

avec ε le taux d'érosion en [m/an] ; h la hauteur de la falaise en [m], l sa longueur en [m] et ρ sa masse volumique

La figure 3.25 superpose les données du type de roches issus d'EUROSION, aux études enregistrées dans GlobR2C2 ainsi qu'aux bassins où des flux d'érosion sont disponibles (Milliman et Farnsworth, 2013). Sur ces bassins, les flux de sédiments sont de 0,3-1,4 Gt/an (Dedkov et Gusarov, 2006; Milliman et Farnsworth, 2011; Doody et Office for Official Publications of the European Communities, 2004). Quant aux falaises, en considérant seulement les taux d'érosion des falaises issues de GlobR2C2 (en jaune, orange et rouge sur la figure 3.25), dont le taux d'érosion, la hauteur et la largeur sont connues; et en considérant une masse volumique de $2,7 \text{ t/m}^3$ on obtient un volume érodé de 20 Mt/an sur 680 km de côtes. Or ceci ne représente qu'une infime partie des côtes rocheuses européennes. Le strict minimum produit par l'érosion des falaises n'est donc qu'un ordre de grandeur en dessous du minimum de volume de sédiments issu de l'érosion des fleuves.

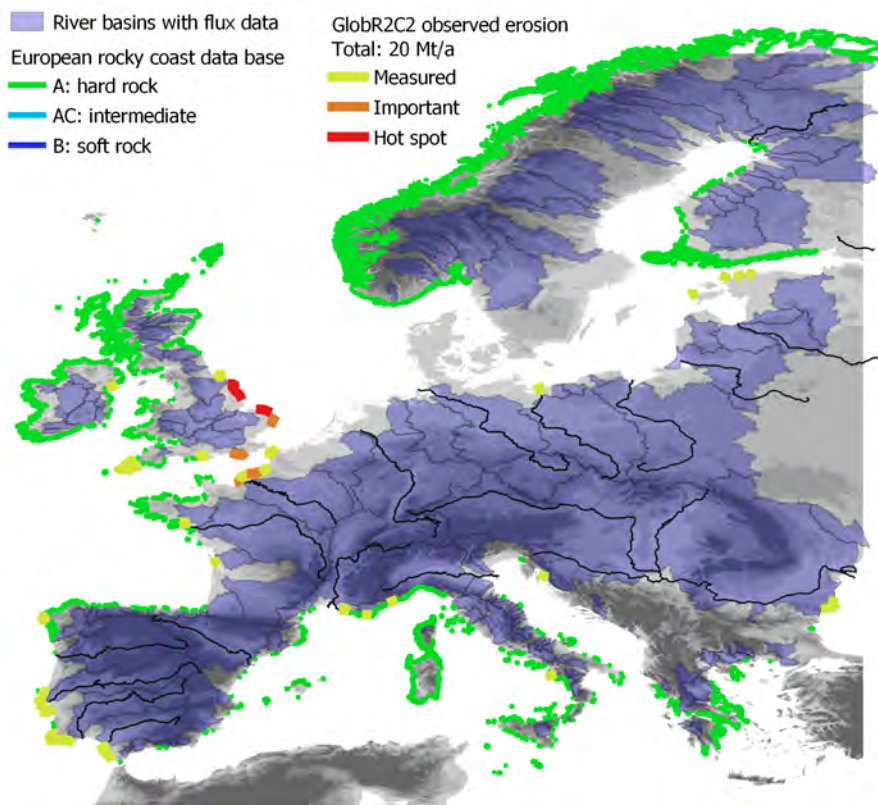


FIGURE 3.25 – Localisation et typologie de résistance des falaises européennes (Doody et Office for Official Publications of the European Communities, 2004), des falaises enregistrées dans GlobR2C2 et bassins versants où des flux de sédiments ont été calculés.

Ce taux minimum nous démontre que l'érosion des côtes est une source de sédiments non-négligeable et qu'il doit être quantifié. La base de données GlobR2C2 est un point de départ essentiel à la quantification des flux puisqu'elle permet d'estimer un taux d'érosion à partir des variables environnementales. Nous avons vu qu'une première approximation du taux d'érosion peut être estimé en fonction de la résistance de la roche, on peut donc prendre le taux médian par résistance de roche comme valeur d'érosion au premier ordre. Pour une évaluation plus précise, il est possible de poursuivre les méthodes d'apprentissage automatique afin de prédire un taux d'érosion à plus de deux classes ou en continu.

3.6 CONCLUSION GÉNÉRALE

Ce chapitre décrit l'analyse statistique de la base de données GlobR2C2 menée en deux étapes : une analyse exploratoire qui permet d'observer les co-variations entre variables et de maîtriser le jeu de données avant d'aller vers une analyse statistique plus poussée dans un but de prédiction, les *random forest* issu de l'apprentissage automatique. Cette méthode est très efficace pour la prédiction de variable catégorielle et permet d'avoir accès à l'importance des variables explicatives. Cependant c'est un algorithme complexe et assez opaque qui nécessite absolument une analyse exploratoire et une connaissance du jeu de donnée pour pouvoir comprendre les résultats.

L'analyse exploratoire fait ressortir une nette dépendance du taux d'érosion à la résistance de la roche. En effet, les roches faiblement résistantes s'érodent à une valeur médiane de 23 cm/an, les roches moyennement résistantes à 10 cm/an et enfin les roches très résistantes à une médiane 2,9 mm/an. Le seul forçage externe qui ressort nettement est le nombre de jours de gel par an ; plus ce nombre est important plus les roches s'érodent rapidement. Ce paramètre est celui qui ressort le plus à l'échelle globale. La signification est que les forces de résistances internes au massif peuvent facilement être compensées par les forçages en présence. Il n'y a pas besoin d'une sollicitation importante pour détacher un bloc de la paroi rocheuse.

L'analyse *random forest* permet de prédire deux classes d'érosion : les érosions lentes, inférieures à 10 cm/an, et les érosions rapides, supérieures à ce seuil. Le modèle est très performant avec une aire sous la courbe de 0,95 et une précision de 0,89. Au niveau de l'importance des variables, les sorties du modèle sont semblables à ce qui a été observé dans la phase d'analyse exploratoire avec comme premières variables explicatives la résistance de la roche, le nombre de jours de gel, le marnage, les températures moyennes. Les autres variables sont moins significatives. La section 3.4.6 montre que ces quatre variables explicatives sont suffisantes pour construire un modèle quasiment aussi prédictif qu'avec toutes les variables.

Le chapitre 2 décrit la mise en place de la base de données GlobR2C2. Le premier constat est que les données d'érosion des côtes rocheuses sont disponibles et nombreuses puisqu'on recense 1680 taux d'érosion enregistrés. Cette base de données est biaisée par différents effets de la littérature qu'elle recense. Les données sont mal réparties géographiquement et se focalisent sur certains types d'environnements météo marins et sur les falaises à taux d'érosion rapides. Néanmoins, même si GlobR2C2 ne constitue pas un échantillonnage parfaitement représentatif des forçages météo marins, le spectre des forçages est globalement couvert (voir chapitre 2, figure 2.12).

C'est conscient de ces biais que nous pouvons apporter les conclusions suivantes de l'approche statistique menée :

- La résistance de la roche est le facteur principal qui explique au premier ordre les variations dans le taux d'érosion à l'échelle globale. Nous avons confiance en ce résultat puisque les courbes de densités des taux d'érosion recensés présentées en figure 3.2 se distinguent nettement les unes des autres. Ceci est confirmé par l'analyse en *random forest*

qui fait ressortir également la résistance de la roche comme premier facteur explicatif.

- Le nombre de jour de gel a une influence sur la rapidité de l'érosion. La première explication est que les environnements froids aujourd'hui l'étaient également à il y a plusieurs milliers d'années et qu'ils ont permis le dépôt de sédiments peu consolidés issu des zones glaciaires et périglaciaires. Au-delà de ce reflet de la résistance de la roche, la corrélation entre nombre de jour de gel et taux d'érosion reste significative pour les roches faiblement résistantes (soustraites des dépôts glaciaires). Le gel a probablement pour effet de dégrader la résistance de la roche.
- Le marnage ressort comme variable explicative avec des taux d'érosion plus important associés aux marnages compris entre 1 m et 3 m. Au vu des données à disposition nous ne savons pas si cette relation provient d'un biais ou s'il s'agit d'un signal réel.
- Un des résultats importants de cette étude est le fait de ne pas voir s'exprimer les variables relatives à la houle, souvent pointées comme facteur responsable de l'érosion des côtes, comme facteur explicatif. Que ce soit au niveau des états moyens de la mer (période et hauteur significatives moyennes) ou de la récurrence des événements extrêmes (nombre de tempêtes moyen par an et durée moyennes de celles-ci). L'hypothèse pour expliquer cette absence de relation est que la fonction de transfert entre l'état de la mer au large et l'énergie délivrée à la falaise est complexe et très variables spatialement, et ce à plus haute fréquence que l'échelle spatiale à laquelle nous observons le signal (0,75°).
- Notre analyse réclame plus de données pour lever quelques doutes. En particulier ces données devraient documenter les roches résistantes en climat froid pour comprendre le lien gel/taux d'érosion.

L'analyse en *random forest* a été menée de manière simple en prédisant seulement deux classes d'érosion : les taux d'érosion "rapides" à plus de 10 cm/an et les taux d'érosion "lents" en dessous de ce seuil. Nous avons montré qu'il est possible de construire un prédicteur assez fiable et précis en ne considérant que quatre variables : la résistance de la roche, le nombre de jours de gel par an, les températures moyennes et le marnage. Une perspective de ce travail de thèse est de poursuivre l'utilisation des méthodes d'apprentissage automatique afin de prédire un taux d'érosion sur trois classes (lent, moyen, rapide), voire sous forme de variable continue.

Une perspective de cette compilation et de cette analyse des liens entre érosion et forçage, est la quantification d'un flux de sédiments produits par l'érosion des falaises à l'échelle européenne. Ces flux ne sont aujourd'hui pas pris en compte dans les bilans globaux de flux de matière alors qu'une première estimation de notre base de données montre que ceux-ci peuvent avoisiner les flux de matière en provenance des continents.

La constitution et l'analyse de cette base données donne des résultats encourageants : les données issues d'études de site sont nombreuses et de nouvelles publications vont continuer de voir le jour. La base de données GlobR2C2 peut continuer à être complétée et les analyses statistiques mises à jour.

CHAPITRE 4

ÉVOLUTION DE SOCOA, PRÉSENTATION DU SITE ET DE LA MÉTHODOLOGIE

Sommaire

4.1	Présentation du site d'étude	101
4.2	Acquisition des données, des photos aux nuages de points	109
4.3	Estimer les écarts entre nuages de points : état de l'art et solution adoptée	116
4.4	Différences de nuage à nuage, quel signal obtient-on ?	121
4.5	Discussion. Quelle confiance a-t-on dans le catalogue d'érosion ? . . .	134
4.6	Conclusion générale du chapitre 4	140



4.1 PRÉSENTATION DU SITE D'ÉTUDE : LA FALAISE DE SOCOA

4.1.1 Localisation du site de Socoa

La côte rocheuse Basque se situe à l'extrême sud du Golfe de Gascogne, au sud de la côte atlantique française à la frontière avec l'Espagne. La côte est largement urbanisée et subit une forte pression démographique et foncière (Aubié et al., 2011).

Au sein de la côte rocheuse Basque, la *Corniche Basque* occupe 5,5 kilomètres de la baie de St Jean de Luz à la baie de Loya (figure 4.1). Cette portion est constituée de falaises dont les hauteurs varient entre 20 m et 40 m (Aubié et al., 2011). C'est un site touristique, où les promeneurs viennent apprécier la vue sur la mer et les falaises de la Corniche le long du sentier du littoral. Peu d'habitations sont présente en tête de falaise, cependant la route de la corniche (D912) longe la tête de falaise. Elle représente un enjeu touristique majeur qui est ponctuellement menacée par le recul de la tête de falaise.

La falaise que nous étudions est la falaise de Socoa (fig 4.2 et 4.3). Elle se situe au nord-ouest de la Corniche Basque, sur la commune d'Urrugne (fig. 4.1).

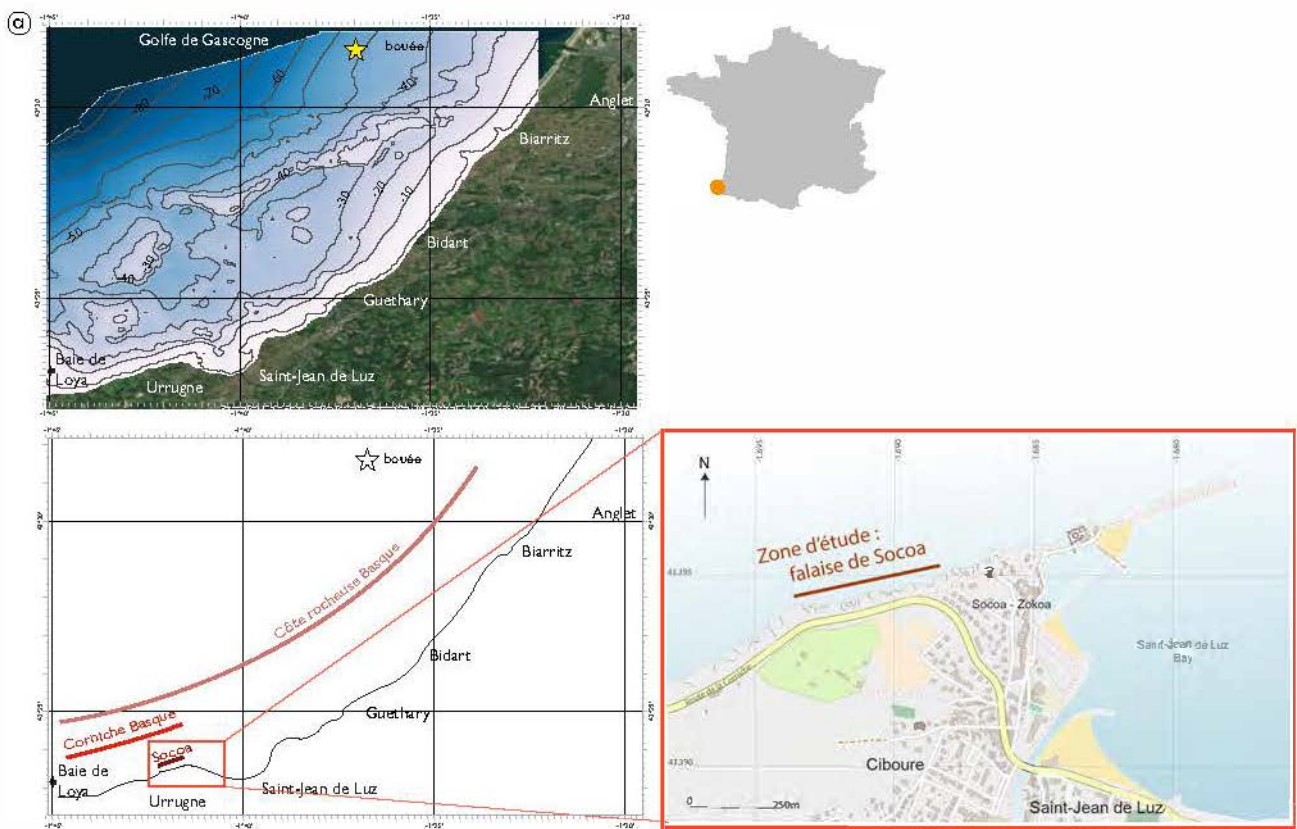


FIGURE 4.1 – Localisation de la falaise de Socoa. (a) Carte bathymétrique de la côte rocheuse Basque (Augris et al., 2004). (b) Zoom sur une portion de la Corniche Basque et la zone d'étude



FIGURE 4.2 – Deux vues de la falaise de flysch marno-calcaires de Socoa et son platier (crédits V.Regard). A. Vue vers le NE : B. vue vers le SW



FIGURE 4.3 – Vue de la falaise de Socoa le long de la Corniche Basque

4.1.2 Contexte géologique et géomorphologique général

Les formations géologiques de la côte rocheuse Basque sont majoritairement composées de flyschs marno-calcaires déposés à partir du Crétacé Supérieur (Cenomano-Turonien, 92Ma) jusqu'à la fin du Tertiaire (fig. 4.4, Razin (1989)). Ces flyschs sont des dépôts gravitaires sous-marins, majoritairement turbiditiques, alimentés par deux marges carbonatées : les plateformes Sud-Aquitaine et Basque. Le bassin s'est ensuite refermé puis a été déformé au cours de l'orogène pyrénéenne. Les dépôts ont globalement été basculés vers le Nord-Ouest à partir du Lutétien Supérieur (Éocène, 40Ma) et sont parfois très déformés. La figure 4.5 montre les différentes morphologies rencontrées le long du littoral Basque. Ces formations ont ensuite subi une altération physico-chimique de climat chaud et humide au Miocène (20Ma) donnant des altérites qui recouvrent les deux tiers du littoral Basque (Peter-Borie, 2008; Genna et al., 2004). Les altérites sont formées in-situ par la dissolution des calcaires sous l'effet d'une eau stagnante légèrement acide depuis le sommet du flysh (Peter-Borie, 2008)).

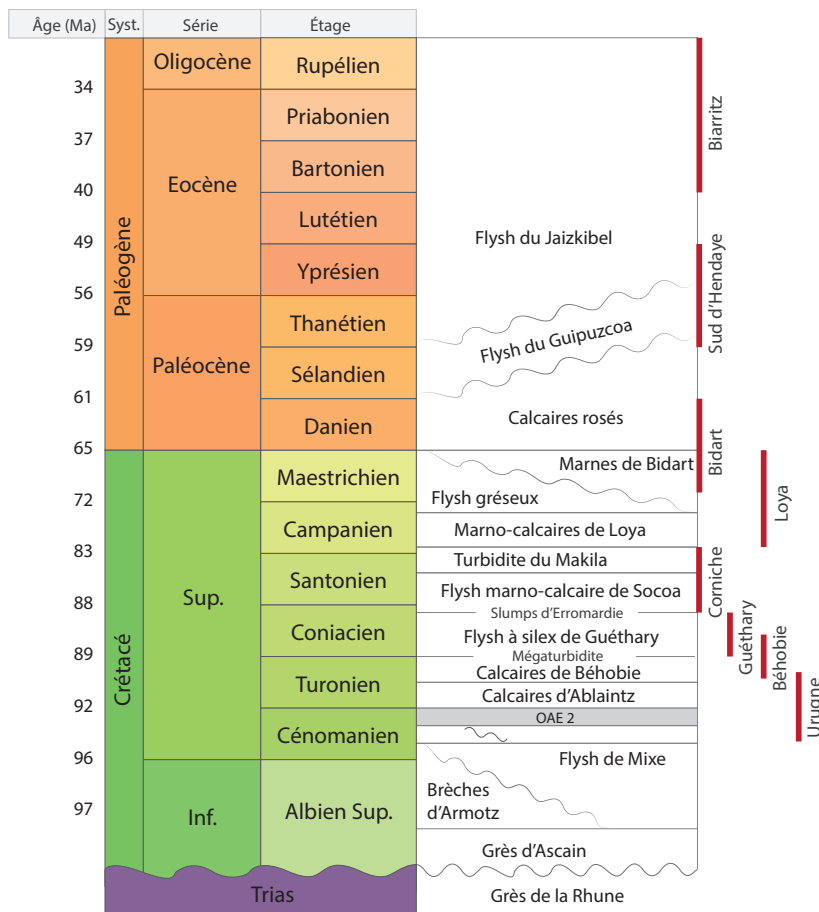


FIGURE 4.4 – Stratigraphie simplifiée du Pays basque (modifié d'après Razin (1989)). À droite, localisation des affleurements le long de la côte.

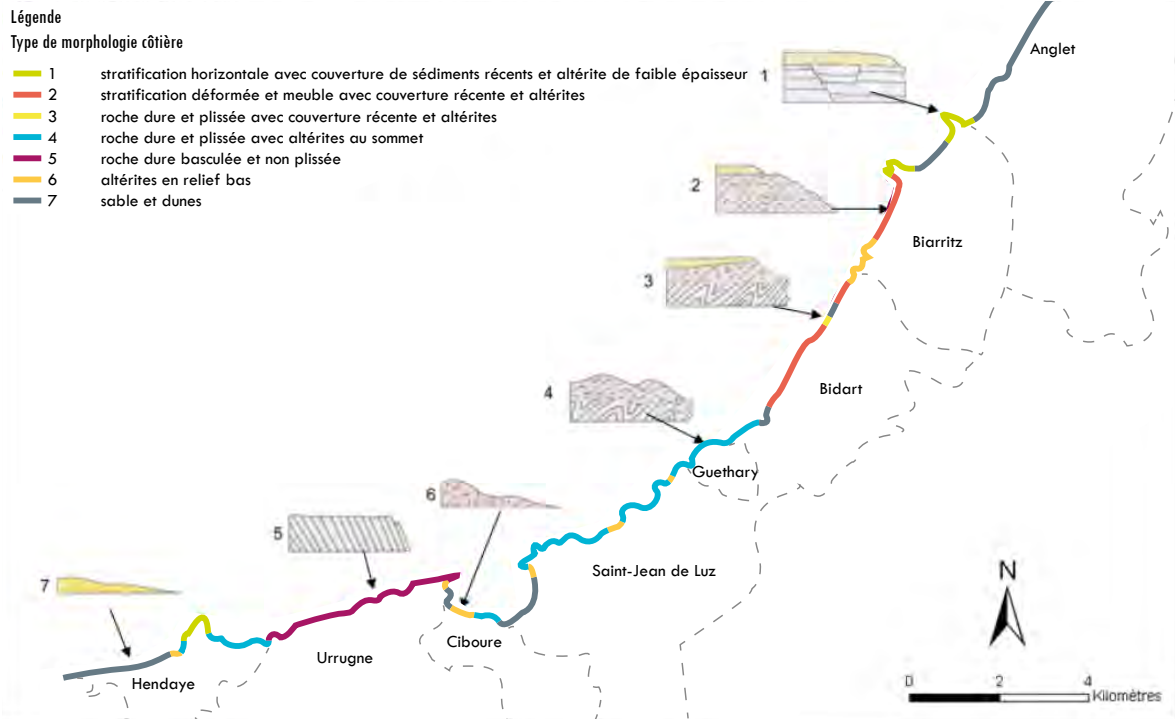


FIGURE 4.5 – Types de morphologies côtières de la côte Basque (Genna et al., 2004), notre site d'étude correspond à la morphologie N° 5 (roche dure basculée non plissée)

4.1.3 Forçages climatique et marin

Pluviométrie et températures



FIGURE 4.6 – Température et pluviométrie moyenne à la station de Socoa (données Météo France)

En moyenne 1500 mm de précipitations par an. La pluviométrie et les températures minimales et maximales mensuelles sont données en figure 4.6.

À la période actuelle, le climat océanique de la côte Basque est chaud et humide. Les températures normales annuelles calculées entre 1981 et 2001 sont au minimum de 10,9° et au maximum de 18,5° (source <http://www.meteofrance.com/climat/france/pointe-de-socoa>). Les valeurs mensuelles sont données en figure 4.6. Le pays Basque est une des régions les plus pluvieuses de France avec en

Marée et houle

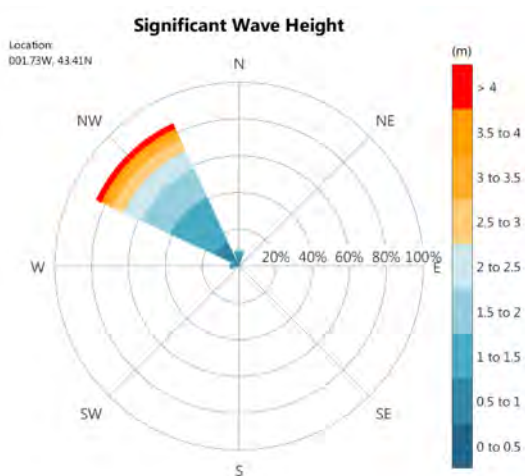


FIGURE 4.7 – Direction et hauteur significative des vagues à Socoa, source <https://www.seastates.net/explore-data>.

Le régime de marée est semi-diurne avec une amplitude de marée de vive-eau de 4 m.

La houle provient très majoritairement d'ouest - nord ouest (fig. 4.7). L'obliquité par rapport à la falaise est d'environ 25°. La hauteur significative moyenne de la houle mesurée pendant un an et demi est de 1,5 m au niveau de la bouée localisée au large de Bidart, voir figure 4.1 (Abadie et al., 2005).

Socod, Géologie et géomorphologie

4.1.4 La falaise de Socod

Présentation générale du site

La falaise de Socoa, que nous étudions, est composée de la séquence des flyschs marnocalcaire de Socoa d'âge Coniacien-Turonien. Ce flysch est un dépôt turbiditique distal qui correspond à l'environnement de dépôt le plus profond de la séquence (Razin, 1989). Celle-ci fait partie d'un grand monoclin d'ordre 1 dans la série des plis pyrénéens. Les falaises ont un pendage d'environ 40 à 45° en direction du NW (N330°E à N345°E). Elles correspondent au type de déformation 5 selon la classification de Genna et al. (2004) ("roche dure basculée et non plissée", voir figure 4.5). La plateforme en pied de falaise montre nettement la structure des flyschs avec leurs successions pluri-décimétrique de bancs de calcaire durs, saillants et de marne, plus déprimés (fig 4.2). Des failles d'orientation N030° E bien visibles dans la plateforme découpent les bancs de flysch, elles font un angle d'environ 40° avec la direction de stratification. L'espacement planimétrique de ces failles et fractures est décimétrique à hectométrique. Elles sont régulièrement ancrées dans la falaise où elles marquent des redans et où la résistance macroscopique des bancs s'exprime. Un levé bathymétrique petit fond proche de la côte (profondeur de 3 à 30m) a permis d'extrapoler la lithologie offshore et laisse voir un platier de type A selon Sunamura (1992) avec une pente régulière sans ressaut de 1.87° au moins jusqu'à 30m de profondeur (Regard pers.comm., 2014, <https://campagnes.flotteoceanographique.fr/campagnes/14011400/>).

La résistance macroscopique des bancs de calcaire consolidés est plus importante que celle des bancs marneux, ils sont en général saillants par rapport aux bancs marneux. Entre deux strates de calcaire sur la falaise les marnes peuvent former des rentrants de plusieurs dizaines de centimètres à plusieurs mètres comme le montre la photo 4.8 où l'on peut voir deux bouées coincées entre deux strates calcaires.

La zone ne présente pas d'altérites en sommet de falaise (voir fig 4.5, Aubié et al. (2011)) mais présente de nombreuses failles et fractures (Peter-Borie, 2008). La hauteur de la falaise varie entre 19 et 38 m avec une moyenne de 28 m. La longueur de la zone étudiée est d'approximativement 380 m, soit une surface de falaise d'environ 13 000 m².



FIGURE 4.8 – Creusement des bancs marneux entre les bancs calcaires. a. Jour dans la stratification. b. Bouées coincées entre deux strates (crédits T.Dewez)

4.1.5 Géomorphologie et évolution de la zone

Travaux réalisés, taux d'érosion

Le suivi de l'évolution de la côte Aquitaine et de la côte rocheuse Basque est assuré par le BRGM dans le cadre de l'Observatoire de la Côte Aquitaine (OCA). Une thèse réalisée par Peter-Borie (2008) s'est concentrée sur les instabilités dans les zones à altérites.

Sur le secteur de Socoa, une étude par comparaison de documents historiques, dont des photos aériennes géoréférencées mais non orthorectifiées a été réalisée par Aubié et al. (2011). Le recul moyen de la côte sur le secteur de la corniche a été estimé à 0,1 m/an sur la période 1954/2009 (Aubié et al., 2009), ce qui place la falaise de Socoa dans la gamme des falaises à érosion rapide (Prémaillon et al., 2018). Des données topographiques (lidar et photogrammétriques) ainsi que des photos aériennes obliques (traitables par photogrammétrie) alimentent régulièrement la base documentaire de l'OCA.

Type d'instabilités rencontrées

Le principal type d'instabilité gravitaire identifié par l'étude de Aubié et al. (2009) sur le site de Socoa est l'éboulement de blocs par glissement banc sur banc. L'étude pointe également les phénomènes de sous-cavage. En effet, la zone présente de nombreux sous-cavages aux géométries variées, comme on peut le voir en figure 4.9.

Le suivi de la falaise est réalisé depuis une dizaine d'années par Vincent Regard. Au cours de cette période un seul événement majeur, le départ d'une dalle d'environ 260 m³ (520m² x 0,5 m d'épaisseur approximative), en glissement banc sur banc, s'est produit entre février et avril 2011 (centroïde de la zone concernée XL93 : 320016 m ; YL93= 6266326m). Outre cet événement remarquable, la falaise semble assez stable dans l'ensemble. Nous avons observé plusieurs structures d'érosion visibles sur le terrain. La première est le creusement des bancs marneux entre les bancs calcaires (figure 4.8), ce phénomène semble déstabiliser les bords de bancs qui, en surplomb, finissent par chuter. Ceci a lieu au niveau des cavités et des ressauts dans la stratigraphie.

La seconde structure bien visible à l'œil est la desquamation des bancs marneux lorsqu'ils sont présents sur le front de la falaise. Une face de la falaise subit ce phénomène en particulier, elle présente de grand disques d'érosion, dont l'évolution est visible à l'œil d'année en année (figure 4.10).

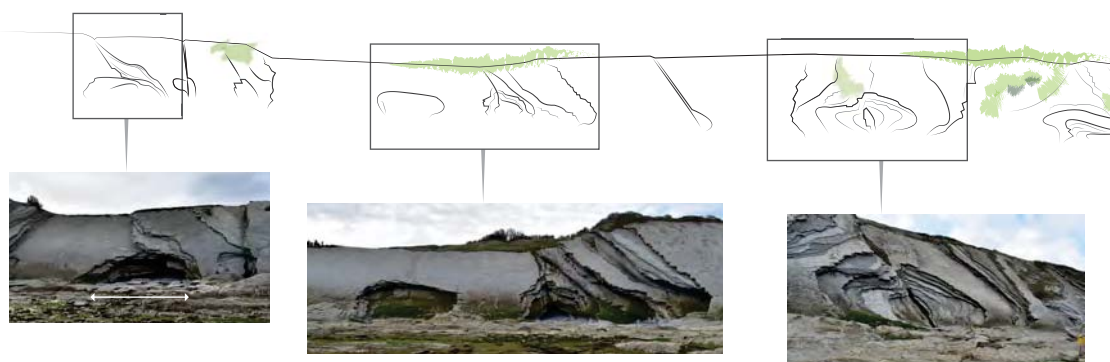


FIGURE 4.9 – Cavités creusées en pied de falaise



(a) 2011

(b) 2016

FIGURE 4.10 – Phénomène de desquamation des surfaces marneuses exposées sur le front de la falaise, à l'écart des arrêtes.

4.1.6 Enjeux de l'étude

La singularité qui fait de la falaise de Socoa un objet d'étude intéressant, est sa structure homogène de flysch marno-calcaires résistant à stratification monoclinale, basculée de 35° à 45° et plongeant vers la mer et ne présente pas d'altérites en sommet de falaise. Ceci la place dans la catégorie des roches résistantes selon la classification de Hoek et Brown (1997), utilisée dans la base de données GlobR2C2 (Prémaillon et al., 2018). Cette étude enrichit donc le jeu de données sur les côtes résistantes qui ne sont que peu étudiées (voir chapitre 4). Au niveau des autres forçages, elle ne présente pas de spécificité particulière, puisqu'elle se situe en Europe comme la majeure partie des autres études de GlobR2C2.

De plus, le suivi de l'instabilité de la Corniche Basque au niveau de la falaise de Socoa présente un intérêt sociétal du fait notamment de la route touristique RD 912 reliant Saint-Jean-de-Luz à Hendaye par la côte située au sommet de falaise (fig 4.3). La surveillance de cette falaise est réalisée par l'Observatoire de la Côte Aquitaine pour la CD64. L'intérêt du suivi de cette falaise est confirmé par son appartenance à un des sites du Service National d'Observation (SNO) Dynalit (Pour DYNAmique du LITtoral, <https://www.dynalit.fr/fr/falaises/socoa>). Le suivi sera poursuivi au-delà de cette thèse au sein du projet EZPONDA (2018-2021) porté par l'agglomération du Pays Basque.

L'apport de cette étude par rapport à celle réalisée par Aubié et al. (2009) qui utilise des comparaisons de photographies aérienne verticales, nous utilisons une autre méthode : la photogrammétrie terrestre montrant les phénomènes se produisant dans le plan de la falaise. Cette méthode permet d'observer finement l'érosion en regardant la falaise de face et d'analyser les départs de blocs à l'échelle annuelle. La méthodologie mise en place pour arriver à un inventaire des blocs érodés est décrite dans les parties suivantes de ce chapitre.

4.2 ACQUISITION DES DONNÉES, DES PHOTOS AUX NUAGES DE POINTS

Après avoir décrit le contexte géomorphologique et environnemental de la falaise de Socoa, nous allons maintenant nous concentrer sur la méthode de suivi. Cette section présente dans un premier temps la méthode photogrammétrique en général. Elle détaille ensuite la méthodologie mise en place dans le cadre de ce travail de thèse : de la prise de vue des photos à la construction des nuages de points jusqu'à leurs premiers traitements avant la comparaison d'époque à époque.

4.2.1 Généralités sur la photogrammétrie

La photogrammétrie est une méthode de reconstitution d'objets en trois dimensions à partir d'images en deux dimensions. Elle est directement inspirée de notre vision stéréoscopique qui nous permet d'appréhender le monde en 3D grâce à nos deux yeux. La méthode utilise la parallaxe obtenue entre des images acquises selon des points de vue différents. Les bases remontent au milieu du XIX^{ème} siècle avec Aimé Laussedat qui avait reconstitué la façade de l'Hôtel des Invalides en 1849. Ensuite, c'est avec la généralisation de la photographie aérienne durant l'entre-deux-guerres que la méthode se développe beaucoup et est utilisée pour réaliser des cartes topographiques.

Aujourd'hui l'essor des calculs numériques intensifs à base d'information incertaines et l'adaptation des méthodes de calcul aux appareils photo numériques du commerce a beaucoup fait évoluer la photogrammétrie traditionnelle vers la technique dite Structure-from-Motion (SfM). La SfM restitue la géométrie d'objets en 3D au départ de photographies convergentes quelconques. La redondance des prises de vues et la diversité des points de vues permettent de compenser partiellement la méconnaissance de la forme originale de l'objet ainsi que de la position et la forme de la caméra qui a capturé les vues (Eltner et al., 2015) et d'en restituer un nuage de points en 3D, a priori sans échelle ni orientation propre. Ces étapes sont ensuite résolues à partir d'informations tierces : connaissance de la position de l'appareil photo par système de positionnement externe (geotagging par GPS, DGPS ou suivi au tachéomètre) ou numérisation dans les photos de points contrôle reconnaissables mesurés dans le repère cartographique de référence.

La méthode est appliquée dans de nombreux domaines tels que la gestion du patrimoine (e.g. Chiabrando et al., 2015; Hess et al., 2015) ou la géomorphologie (e.g. Barker et al., 1998; Westaway et al., 2000; Hugenholtz et al., 2013; Westoby et al., 2012). Elle est abondamment utilisée pour l'étude des falaises littorales (e.g. Medjkane et al., 2018; Adams et Chandler, 2002; Dewez et al., 2016b; Lim et al., 2005; Ružić et al., 2014).

Comme pour le lidar, la photogrammétrie produit des nuages de points 3D. Plusieurs publications couplent et comparent les deux méthodes (e.g. Medjkane et al., 2018; Lim et al., 2005). La photogrammétrie possède de nombreux avantages : elle est rapide à mettre en œuvre

sur le terrain et nécessite un équipement peu coûteux. Elle est très adaptable à de nombreux environnements, les appareils photos pouvant être utilisés à pied (notre étude) mais aussi depuis des avions, drones, des ballons captifs,... et des lieux inaccessibles à pied peuvent être documentés. Le passage de photographies multiples à un modèle 3D est facilité par de nombreux logiciels faciles à manipuler (Visual SFM, OpenMVS, MicMac pour les logiciels gratuits ou Photoscan, Pix4D pour les logiciels commerciaux). Un autre avantage est le rendu photoréaliste des objets mesurés et donc plus facile à interpréter et appréhender.

Cependant la photogrammétrie possède quelques désavantages. Pour être précise, l'acquisition et le traitement des photos doit être fait avec précaution, l'utilisation de cibles au sol contraint le modèle et évite ses déformations (Dewez, 2014; James et al., 2017; James et Robson, 2014). Les logiciels de photogrammétrie étant faciles d'utilisation, un reproche peut également être le fait sur le type "boite noire" des reconstructions. L'objectif de ces logiciels est d'amener une reconstruction acceptable de la réalité sans noyer l'utilisateur sous des questions interminables pour optimiser le résultat. Ce faisant, les descripteurs de précision des mesures et d'aide à la correction des modèles sont très limités et manquent cruellement.

4.2.2 Données à disposition

Afin de réaliser le suivi de l'évolution de la falaise de Socoa, 18 campagnes photogrammétriques depuis le sol ont été initiées dès juin 2011 à la fréquence d'une campagne par an ou plus. Afin de saisir l'évolution au pas de temps annuel six campagnes ont été traitées lors de ce travail de thèse (sauf 2013 qui n'était pas exploitable). La table 4.1 résume la date des campagnes, le matériel utilisé (appareil photo, objectif, présence d'un geotagger - GPS connecté au boîtier photo pour inscrire la position des prises de vue en temps réel dans l'en-tête des photos), la météo lors de la prise de vue, la présence ou non de cibles de contrôle et enfin le coefficient de marée.

La mission de juin 2011 a été géolocalisée par couplage logiciel de la trace d'un GPS Garmin 62CSX sur la base des heures de prise de vue. L'horloge interne de l'appareil photo a été synchronisée, à la seconde près avec le GPS Garmin avant le début des prises de vue. Dans la mesure où les prises de vues ont été réalisées à pied, sans déplacement rapide d'un point à l'autre, la précision de localisation est celle du GPS Garmin (métrique) sans ambiguïté de localisation en temps (voir Dewez, 2014). Les autres campagnes de prises de vues ont été géolocalisées avec l'accessoire Nikon GPS GP-1.

Les caractéristiques de chaque appareil photo utilisé (résolution maximale, dimensions du capteur, taille physique des photosites) sont données en table 4.2. Ces caractéristiques ont été trouvées sur le site dpreview.com.

Date (jours depuis la campagne précédente)	Appareil photo	Objectif	Géo- tagger	Cibles	Météo	Coefficient de marée
2011/06/15	Canon 30D	Canon 20mm	oui	oui	très ensoleillé	86
2012/05/06 (326 j)	Nikon D7000	Nikkor 20mm	oui	-	très ensoleillé	108
2014/06/17 (772 j)	Nikon D90	Nikkor 20mm	oui	-	très ensoleillé	83
2015/07/30 (409 j)	Nikon D90	Nikon 18-55	-	-	nuageux, éclaircies	90
2016/04/06 (250 j)	Nikon D5500	Nikon 18-55	oui	-	nuageux	107
2017/02/13 (313 j)	Nikon D5500	Nikon 18-55mm	oui	-	nuageux	99

TABLE 4.1 – Résumé des campagnes photos.

Appareil photo	Nombre de pixels [l×h]	Mpix photos	Dimension du capteur [mm]	Taille physique du photosite [μm]
Canon 30D	3504 × 2336	8	22,5 × 15	6,4 × 6,4
Nikon D7000	4928 × 3264	16	23,6 × 15,7	5,4 × 4,8
Nikon D90	4288 × 2848	12	23,6 × 15,8	5,6 × 5,5
Nikon D5500	6000 × 4000	24	23,5 × 15,6	3,9 × 3,9

 TABLE 4.2 – Caractéristique des appareils photos utilisés pour les campagnes photogrammétriques (source *dpreview.com*).

4.2.3 Prise de vue

La méthode de prise de vue des photos est celle du "one panorama each step" comme préconisé par Wenzel et al. (2013) (Figure 4.11). Les photos sont prises du platier à l'occasion de marées basses de vive-eau (coefficient de marée > 83). La morphologie particulière du platier, avec des bancs érodés parallèles à la falaise, permet de suivre le même cheminement de prise de vue à chaque époque. Ce cheminement est composé de deux lignes de prise de vue qui se recouvrent spatialement sur une cinquantaine de mètres (Fig. 4.12). Un panorama de 3 à 5 photos est capturé tous les 15 à 20 mètres (paramètre de ligne de base B). Cette distance est plus grande que celle préconisée par Wenzel et al. (2013), la contrainte géométrique est augmentée au détriment de la densité du nuage de corrélation. L'écartement entre la station de prise de vue et la falaise varie entre 25 et 80 mètres (paramètre de profondeur de la scène Z).

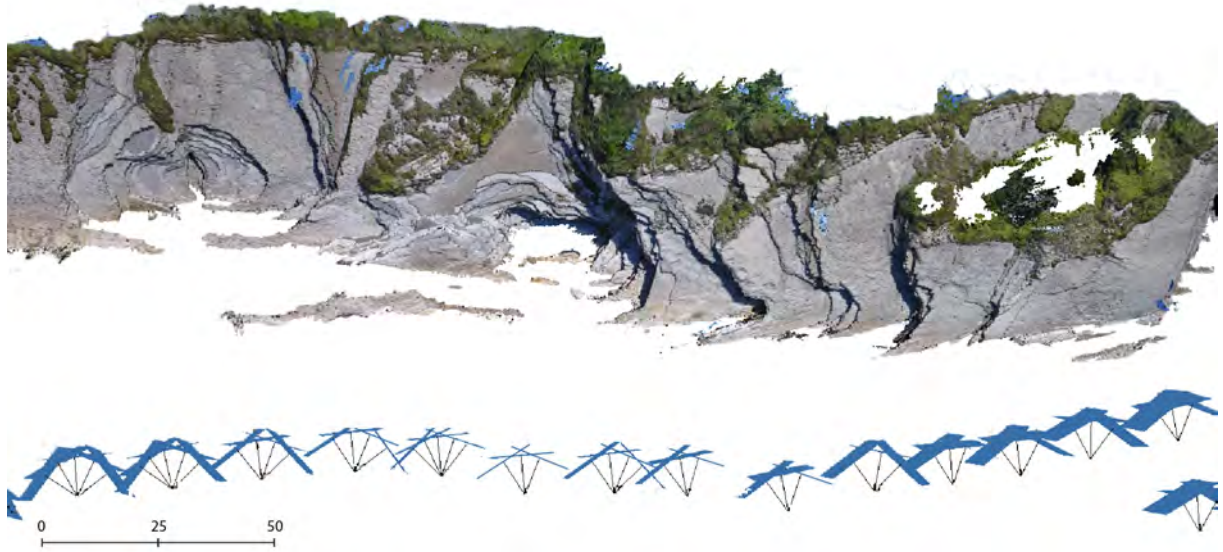


FIGURE 4.11 – Schéma de prise de vue des photographies de la falaise de Socoa appliquant la recommandation de la méthode "one panorama each step" (Wenzel et al. (2013)).



FIGURE 4.12 – Cheminement suivi pour les prises de vue des photographies depuis le sol de la falaise de Socoa

4.2.4 Précision attendue

Selon le matériel utilisé et la distance à la falaise, nous pouvons calculer la précision théorique attendue sur la profondeur d'un point du nuage (correspond à l'axe z dans les reconstructions SFM - l'axe z n'est pas le Z d'altitude sauf en cas de SFM aérienne en vue plongeante, table 4.3). La formule est donnée par Wenzel et al. (2013) :

$$\sigma_z = \frac{1}{3} * p * \frac{Z}{B} * \frac{Z}{F} \quad (4.1)$$

avec : σ_z : précision attendue [mm] ; f longueur focale [mm] ; B : distance entre deux panoramas ; p : pitch (taille physique du photosite).

$1/3 * p$ correspond à la qualité théorique de la corrélation dense (souvent de l'ordre d'un tiers de pixel : $1/3 * p$; pour une image à satisfaisante). p est le pitch (dimension physique d'un photosite). Z/B correspond au rapport préconisé de Wenzel et al. (2013) qui devrait valoir 5/1 (pour maximiser la corrélabilité des photos et donc la densité du nuage 3D. Z/f correspond au rapport d'échelle de la scène (avec $Z = 50m$ et $f=0,02m$; le rapport d'échelle vaut $Z/f = 2500/1$). On comprend aisément que si on est plus prêt de la falaise, l'échelle est plus grande et la précision σ_z sera meilleure.

Les estimations sont données dans le tableau 4.1; elles sont faites pour une distance moyenne à la falaise de 50m, qui est une distance représentative de nos campagnes. L'échelle moyenne de la campagne correspond au rapport de la longueur focale sur la distance à la falaise. La taille de pixel sur la falaise est la taille réelle de falaise représentée par un pixel. Enfin, la précision théorique est l'erreur théorique attendue sur la reconstruction du point en profondeur en appliquant l'équation 4.1), (Wenzel et al., 2013).

Date	Angle de champs horizontal [radian]	Échelle moyenne de la campagne	Taille de pixel sur la falaise [m]	Précision attendue sur la profondeur [m] σ_z
2011/06/15	1.02	1/2500	0,047	0,018
2012/05/06	1.07	1/2500	0,037	0,013
2014/06/17	1.07	1/2500	0,043	0,015
2015/07/30	1.16	1/2778	0,054	0,017
2016/04/06	1.16	1/2778	0,038	0,012
2017/02/13	0,91	1/2273	0,022	0,009

TABLE 4.3 – Précision attendue pour chaque campagne photogrammétrique avec une distance à la falaise de 50m

Étant donné les caractéristiques du matériel utilisé et la prise de vue des photographies, la précision attendue pour les différentes campagnes varie entre 9 mm et et 18 mm.

4.2.5 Tri des photos

Avant de commencer l'alignement des photos et la construction du nuage photogrammétrique, un premier tri a été effectué sur les photographies. L'objectif de ce tri est d'éliminer du traitement les photos non nécessaires à la construction du nuage. En effet, pour n photos, le coût calculatoire est une fonction qui évolue en n^2 . On comprend aisément l'importance d'une décimation du nombre de photos. Les photos exclues sont celles :

- n'apportant aucune information nouvelle (p.ex. quand les photos d'un panorama se recouvrent à plus de 50%) tous les pixels ont déjà été vus sur des photos adjacentes prises au même point de vue ;
- dont l'azimut de prise de vue est rasant par rapport à la falaise (plus de 80° d'obliquité) ;

- avec un éclairage trop différent des autres (contres jours trop importants).

Après ce tri, chacune des campagnes contient entre 110 et 145 photos pour reconstruire les nuages de points.

4.2.6 Alignement des caméras, et construction du nuage dense

Alignement des caméras

Le traitement photogrammétrique a été réalisé sur le logiciel Agisoft Photoscan (version 1.2.4) sur un PC HP Zbook muni d'un processeur intel-core I7-4940MX, 32Go de RAM et d'une carte graphique NVIDIA QUADRO K51000M. Une fois les photos importées, elles sont alignées en haute qualité (Align ; quality : High). L'alignement des photographies permet de reconstruire un nuage de points épars (sparse point cloud). Ces points correspondent aux objets saillants (centroïdes de taches elliptiques de pixels à teinte uniforme) reconnus sur plusieurs photographies depuis des points de vue différents. Une reconstruction géométrique permet de calculer la position de ces points dans l'espace ainsi que la position des caméras. Une première inspection visuelle est réalisée pour corriger les alignements aberrants qui apparaissent sous la forme de traînées de points quasiment colinéaires. Afin de contraindre au mieux l'alignement de photos manifestement mal orientées, une petite dizaine de points de contrôles reconnaissables sont ajoutés manuellement sur les photos où ils apparaissent.

Construction du nuage dense

La construction du nuage de point dense est réalisé en qualité "Ultra-High" avec un filtrage doux. Cette qualité utilise les photos numériques à leur résolution native pour le calcul de corrélation dense. Chaque niveau de qualité plus faible correspond à des images d'une résolution valant $1/2n$ de la résolution originale, où n vaut : 1 : Ultra-High ; 2 : High ; 3 : Medium ; 4 : Low ; 5 : Ultra-low. Outre le rééchantillonnage induit par l'appellation du paramètre de qualité, une fonction de lissage réduit le relief des nuages de points d'une manière non contrôlable par l'utilisateur (Dewez et al., 2016b). Cet effet algorithmique est d'autant moins désirable que la topographie est altérée aux arêtes, là où l'érosion est la plus probable et modifie la géométrie locale de la paroi en comblant artificiellement des vides ou en bombant des arêtes, ce qui fausse les estimations de volume différentiel (voir Dewez et al. (2016b)). Pour éviter ces effets non désirables, la qualité a été fixée à Ultra-high, malgré le coût calculatoire induit par ce choix (chaque nuage de points 3D a pris plus de 24h à calculer).

4.2.7 Décimation du nuage dense, premier nettoyages

Décimation

Les nuages de points à la sortie d'Agisoft Photoscan sont très volumineux : de 31 millions (pour l'époque de Juin 2011) à plus de 500 millions de points pour une surface d'environ 13

000 m². Ce très grand nombre de points coûte un temps de calcul significatif pour chaque manipulation. Afin de réduire cette taille pour avoir un nombre de point gérable pour les capacités de l'ordinateur et homogénéiser le nombre de points pour toutes les époques, les nuages de points ont été décimés spatialement sur Cloud Compare. La distance spatiale d'échantillonnage est un compromis entre la réduction significative du nombre de points du nuage et une résolution suffisante pour enregistrer l'érosion de la manière la plus fine possible. Le choix de la distance d'échantillonnage a été fait à partir du nuage de 2011 qui était le moins dense. Pour ce nuage, 95% des points sont séparés de leurs voisins d'une distance inférieure à 26 mm. La distance spatiale de sous-échantillonnage a donc été fixée à 25 mm. Le calcul a été réalisé sous Cloud Compare, grâce à l'outil de sous-échantillonnage qui retient un point du nuage par maille de 25 mm.

Nettoyage et définition d'une extension géographique commune

Une fois les nuages décimés de nombreux points, non pertinents pour l'analyse de l'érosion, ont été nettoyés de manière semi manuelle. Les points de ciel, platier et aberrants ont été segmentés et exclus manuellement. Ensuite la densité locale du nuage de points a été calculée et les zones les moins denses (densité inférieure au quantile à 1%) ont été supprimées. Ces zones correspondent à des bords ou à des zones de rentrant mal reconstruites géométriquement.

Enfin les nuages ont été rognés selon une extension commune à toutes les époques. La zone étudiée finale fait 380 m de longueur pour une hauteur d'une quarantaine de mètre.

4.2.8 Bilan

Les campagnes photographiques ont permis de reconstruire des nuages de points pour six époques avec une densité ramenée à un point tous les 25mm. Après les étapes de sous-échantillonnage et de premier nettoyage, le nombre de points par époque est du même ordre de grandeur (table 4.4).

Après ces premières étapes, les époques peuvent passer à l'étape suivante qu'est le calcul des différences inter-époque.

Date	Nombre de points
2011/06/15	11,4 M
2012/05/06	14 M
2014/06/17	14 M
2015/07/30	15 M
2016/04/06	15,6 M
2017/02/13	17,3 M

TABLE 4.4 – Bilan des premières étapes de traitement des nuages de points, nombre de points par époque après sous échantillonnage et nettoyage.

4.3 ESTIMER LES ÉCARTS ENTRE NUAGES DE POINTS : ÉTAT DE L'ART ET SOLUTION ADOPTÉE

L'utilisation de scanners laser et de la méthode SfM pour les études de géomorphologie côtière sont de plus en plus fréquentes (Prémaillon et al., 2018). Ces méthodes produisent des nuages de points en trois dimensions. Le calcul des différences entre deux nuages de points 3D n'est pas un exercice évident car les points ont des positions dans l'espace différentes pour chaque époque et auquel sont associées plusieurs sources d'incertitude. Cette partie présente les différentes méthodes de calcul qui permettent de calculer des différences de nuage à nuage avec un focus sur la méthode M3C2 (Lague et al., 2013) que nous avons utilisée.

4.3.1 Une étape préalable : aligner les nuages de points

Avant de calculer les différences entre nuages, il est nécessaire de s'assurer que les nuages de points sont parfaitement alignés dans le même référentiel géographique avec une précision millimétrique, ce qui est très compliqué à atteindre par géoréférencement absolu. Ce niveau d'exactitude requiert la mise en œuvre de techniques topométriques très contraignantes (mesures DGPS longues et rattachement de précision par tachéomètre) qui sont difficilement compatibles avec les observations sur un littoral, exposé aux vents et stationnable pendant quelques heures à marée basse. L'impossibilité pratique de procéder à un géoréférencement absolu millimétrique est palliée en alignant les nuages de points entre eux de manière relative. Cet alignement des nuages s'appelle la registration. La qualité de la registration pour des objets naturels est généralement de l'ordre de quelques cm (Lague et al., 2013) ; celle-ci peut être anisotropique (Bae et Lichti, 2008).

Pour registrer des nuages de points, plusieurs méthodes sont possibles. Une solution consiste à utiliser des points de contrôle au sol dont la position géographique exacte est connue et qui restent fixes entre chaque époque. Cette option est difficile applicable ici, d'une part parce que le site est classé Natura2000, ce qui exclut l'altération du site en installant des cibles pérennes, et d'autre part la mise en place de cibles permanentes pour le suivi d'un site pendant une décennie relève de la gageure, avec la perte de cible par arrachage par les promeneurs malveillants ou simplement la dégradation par les éléments (vent, pluie, mer). Néanmoins, l'installation de points de repère permanent permet de recalibrer de manière sûre (aux erreurs de mesures de la SfM près) les nuages entre eux. Si des points de contrôle n'ont pas été installés, les nuages peuvent être coregistrés via des méthodes de superposition numériques a posteriori. La co-registration permet d'établir un référentiel relatif à une campagne de mesure donnée et à référencer tous les autres levés dans ce repère.

L'algorithme d'ICP (Iterative Closest Point, Besl et McKay (1992)) est l'une des méthodes. Le principe consiste à recalibrer les points par rapport à leurs plus proches voisins de manière itérative jusqu'à trouver un écart type minimal entre les positions des deux nuages de points. C'est la méthode qui est implémentée dans CloudCompare. Cependant, comme cette méthode cherche à optimiser un critère mathématique qu'est l'écart-type, elle est très sensible aux

points aberrants et aux zones qui ne sont pas les mêmes entre chaque époque ; ce qui est le cas des objets naturels en évolution. Pour pallier ce problème, plusieurs solutions peuvent être envisagées. Le nuage peut par exemple être segmenté manuellement pour appliquer l'ICP seulement sur les zones à priori stables.

Plusieurs implémentations de registration des nuages par ICP ont été comparées lors de ce travail de thèse et sur différents logiciels en libre accès (CloudCompare) ou payants (RiScan et Trimble Real Works). Elles sont décrites et évaluées en annexe C. La méthode retenue est l'utilisation du logiciel Trimble RealWorks qui apporte la meilleure qualité de registration.

Tous les nuages ont été alignés sur celui de juin 2011 car il s'agit de la seule campagne qui a été réalisée avec des cibles levées au tachéomètre avec une précision meilleure que 5 cm en XYZ et qui est donc le mieux contraint géométriquement. Nous admettons bien volontiers qu'il eut été bénéfique de déployer des cibles lors de chaque campagne, mais les moyens à mettre en œuvre pour les lever en temps et en heure n'étaient pas compatibles avec le temps imparti par la marée pour prendre les photos et lever précisément les cibles.

4.3.2 Présentation des méthodes de calcul existantes

DEM Of Difference (DOD)

Cette méthode est une des plus simples à utiliser et des plus communes en géosciences pour quantifier l'évolution des morphologies planaires (e.g. Milan et al., 2007; O'Neal et Pizzuto, 2010; Abellán et al., 2010). Elle consiste à transformer les nuages 3D en grille raster 2D puis à comparer les rasters obtenus pixel par pixel. Elle est régulièrement utilisée pour le suivi de l'érosion des falaises (e.g. Rosser et al., 2007; Williams et al., 2018; Lim et al., 2010). Simple à mettre en œuvre, cette méthode n'est cependant pas applicable aux morphologies complexes et très tridimensionnelles. De plus, chaque pixel représentant la position moyenne des points qu'il contient, le signal est lissé et la taille du pixel va avoir une grande importance sur le calcul des différences (Giuliano, 2015).

Comparaison Cloud to Cloud(C2C)

Cette méthode de calcul des différences est faite en 3D. La distance entre un point du premier nuage est réalisée avec son plus proche voisin sur le second nuage. Un modèle local peut être calculé sur le second nuage pour améliorer les résultats (Girardeau-Montaut et al., 2005), dans ce cas la distance entre un point d'un nuage et son suivant correspond au pied de la perpendiculaire entre le point et le plan ajusté sur le nuage voisin. Cette méthode est assez rapide d'exécution et est adaptée pour les morphologies complexes. Cependant elle est très sensible à la rugosité locale, aux outliers et à la densité de points (Lague et al., 2013).

Cloud to Mesh (C2M)

Cette méthode consiste à comparer un nuage de point à un modèle 3D maillé (*mesh* orienté). Ce modèle peut être calculé à partir d'une époque de référence ou venir d'un modèle théorique.

Le calcul d'un maillage peut être coûteux en temps de calcul et ne pas bien représenter la rugosité locale. De plus, le maillage va être extrapolé sur les zones de données manquantes (zones occultées) ce qui engendre des imprécisions voir de faux signaux sur le calcul des différences. Enfin, bien que Cloud Compare dispose de deux algorithmes de maillages (2.5D Mesh selon des directions préférentielles et maillage de Poisson), les retouches d'erreurs de maillage ne sont pas possibles.

4.3.3 La méthode M3C2 (Multiscale Model to Model Cloud Comparison, Lague et al. (2013))

Le module M3C2 (Multiscale Model to Model Cloud Comparison), est un algorithme développé par Lague et al. (2013) implémenté comme module sous CloudCompare qui permet de calculer les différences entre deux nuages de points.

L'algorithme utilise des points échantillonnés en épousant la morphologie initiale du terrain et en évitant le piège du sous-échantillonnage local dans le nuage de points original appelés *core-points* sur lesquels il calcule la distance de nuage à nuage le long d'une normale à la surface locale.

La première étape de calcul est celle d'une normale à la surface (fig 4.13.a). Le diamètre de la normale appelé *normal scale* est choisi par l'utilisateur (et instruit par la nature géologique du terrain, voir Feldmann et al. (2018)). Elle doit être assez grande pour ne pas être influencée par la rugosité locale et assez petite pour ne pas lisser la topographie, ces deux notions rendent le choix des échelles de calcul délicat et souvent inconfortable pour l'utilisateur qui peine à objectiver son choix.

La seconde étape est le calcul de la position du plan moyen pour chacune des époques. Celui-ci minimise les écarts des points à ce plan (best fit plane). Ce calcul est fait pour les points à l'intérieur d'un cylindre de diamètre *projection scale* défini par l'utilisateur. L'axe du cylindre est de direction *normal scale* et peut être centré sur un *core point* (fig. 4.13.b), ce qui accélère le calcul. L'algorithme calcule ensuite la différence entre les positions moyennes des deux nuages. La confiance en la valeur des différences est donnée par un test d'indépendance des moyennes (test de Student). Le but est de détecter les différences qui n'ont pas de réalité statistique. Le choix de la *projection scale* doit être un compromis entre un diamètre assez grand pour que le nombre de points soit suffisant pour un test de Student significatif (minimum 5 points mais idéalement plus de 20 points, Lague et al. (2013)) et assez petit pour ne pas engendrer un trop haut coût calculatoire.

Les avantages de M3C2 sont que le calcul est fait directement sur les nuages en 3D, il ne nécessite donc pas de calcul de mesh ou d'interpolation de raster raster. La méthode est précise et permet d'obtenir un intervalle de confiance sur les distances. L'utilisation de *core-points* sur lesquels sont calculés les différences permet de diminuer le temps de calcul de manière significative. Cependant, le choix des différents paramètres *normal scale*, *projection scale* doit être fait avec précaution car ils vont avoir une influence sur les résultats (Kromer et al., 2015; Williams et al., 2018; Feldmann et al., 2018). Ces choix sont décrits et discutés au paragraphe

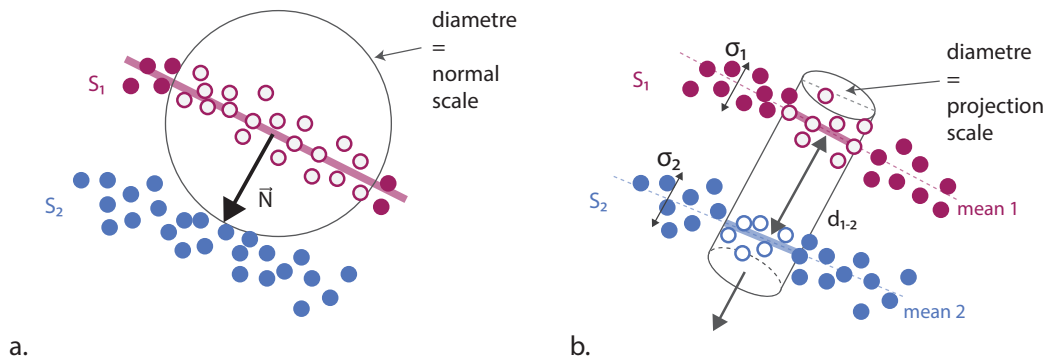


FIGURE 4.13 – Principe du calcul des différences entre deux nuages de points avec le module *m3c2* (Lague et al., 2013). (a). Calcul des normales. (b) Calcul des distances

suivant.

4.3.4 Choix des paramètres M3C2 pour notre cas d'étude

Calcul des normales

La première étape pour le calcul de M3C2 est le choix d'un diamètre pour le calcul des normales. La falaise de Socoa est stratifiée et monoclinale sur la section étudiée. Elle peut être assimilée à une succession de plans et de marches d'escalier. Sur les zones planes, le calcul des normales donnera une direction orthogonale aux plans et ces zones étant de grande extension spatiale et de faible rugosité, le calcul sera peu sensible au diamètre choisi. Par contre, sur les zones en marche d'escalier le calcul des normales est très sensible au diamètre choisi.

Or, les observations de terrain montrent que ce sont des blocs appartenant à une strate qui se détachent et leur épaisseur est contrainte par celle des bancs. La solution adoptée pour correspondre à cette réalité terrain a été de fixer les normales dans la direction moyenne du plan de stratification plutôt que de les calculer de manière automatique. Cette méthode permet de ne pas surestimer la taille des blocs érodés (fig. 4.14). La normales pendent principalement de 43° vers N349°E, elle a été calculée avec le module FACETS de Cloud Compare (Dewez et al., 2016a).

Autres paramètres : *core-points* et *projection scale*

Les *core-points* ont été extraits pour chacune des époques afin de s'assurer qu'ils soient identiques en cas de réalisation de différents calculs. La densité spatiale des nuages étant d'un point tous les 0,025 m, un sous échantillonnage des nuages de chaque époque a été fait à 0,075 m ce qui reste dense tout en réduisant le temps de calcul par 9.

Le diamètre de projection choisi doit être assez grand pour avoir un nombre de points suffisant (théoriquement proche de 25 points) et assez petit pour conserver la dimension des plus petites cicatrices tout en gardant le contrôle du temps de calcul. Comme les nuages ont

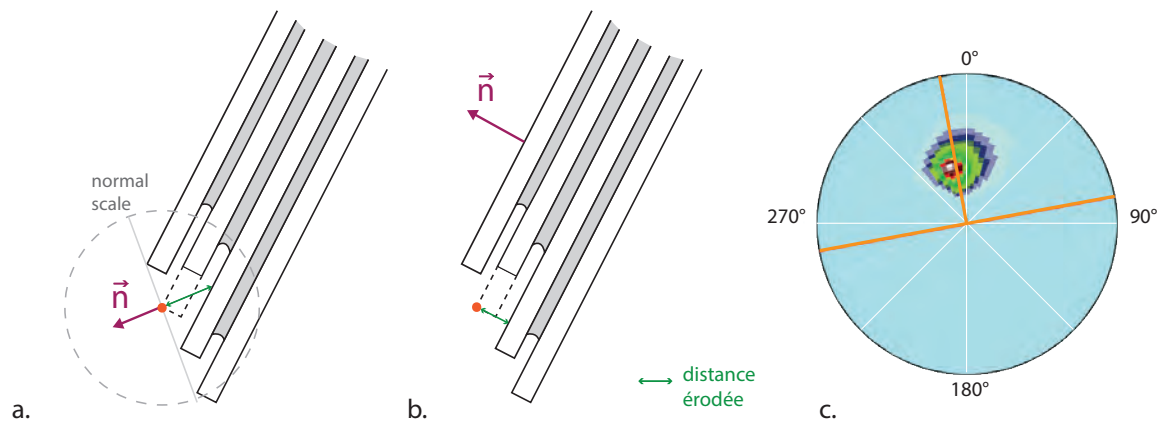


FIGURE 4.14 – *Choix de la normal scale pour le calcul des différences. a. distance avec une normale calculée de manière automatique ; b. distance avec une normale imposée orthogonale au plan de direction moyen de la falaise étudiée ; c. Stéréogramme des direction des normales à la falaise de Socoa.*

tous été échantillonnés à 0,025m, une *projection scale* de 10 cm a été choisie, ce qui correspond à environ 25 points dans chaque cylindre.

4.3.5 Bilan, calcul des différences

La méthode de calcul M3C2 a été choisie pour calculer les différences en trois dimensions, les paramètres de l'algorithme ont été optimisés pour la morphologie de la falaise de Socoa. Le calcul des différences a été effectué d'époque à époque (de 2011-2012 à 2016-2017) et comme différentiels par rapport à 2011 (de 2011-2012 à 2011-2017).

4.4 DIFFÉRENCES DE NUAGE À NUAGE, QUEL SIGNAL OBTIENT-ON ?

Nous avons détaillé dans les parties précédentes le protocole de prise de vue des photos, la méthode de reconstruction des nuages de points et enfin la méthode de calcul des différences de nuage à nuage. Cependant, une fois les différences calculées, de nombreux signaux parasites apparaissent en plus de l'érosion. Cette section présente dans un premier temps le flux de traitement général qui permet de passer des nuages de points jusqu'à une base de données des blocs érodés qui servira aux interprétations géomorphologiques. Les sous-parties suivantes détaillent les différents signaux parasites repérés et les stratégies mises en place pour extraire un signal d'érosion pertinent et le plus précis possible.

Les traitements effectués sont semi-automatiques, les traitements manuels ont été évités pour que les résultats soient reproductibles et argumentés.

4.4.1 Présentation du flux de traitement général

Le schéma général du flux de traitement est donné en figure 4.16. Trois types d'objets ont été utilisés : des nuages de points, des images raster et des shapefiles. Chacun de ces trois objets possède des propriétés différentes, ainsi différents traitements ont été appliqués à chacun d'entre eux. La figure 4.16 présente les différentes étapes de traitement. Chacune est accompagnée d'une courte description de la raison de cette étape ainsi que du numéro de section dans laquelle elle est décrite. En effet, les sections ont été groupées par famille d'erreur et non selon l'ordre du flux de traitement pour éviter les redondances.

Les premiers types d'objets manipulés sont les nuages de points qui résultent du traitement photogrammétrique. Nous avons détaillé en section précédente (4.3) l'alignement des nuages de points et le calcul des différences de nuages à nuages en 3D. Cependant, la suite des traitements a nécessité de repasser en 2D (raster et shapefile) pour analyser l'évolution de la falaise et calculer les volumes érodés. Cette méthode a été adoptée car l'analyse des cicatrices et volumes érodés en 3D reste un exercice difficile et en cours de développement (Benjamin et al., 2016; Feldmann et al., 2018).

Toutes les étapes de correction après le calcul des différences ont été faites sur les points significatifs selon M3C2. Le repère utilisé à partir du calcul des différences (donc pour les rasters et les shapefiles) est celui normal au plan stratigraphique, dans lequel ont été calculées les différences M3C2. La figure 4.15 présente ce changement de repère.

Passage de nuage de points à raster

Le passage de nuage de points à raster s'est fait sous CloudCompare. Les différences étant calculées sur des *core points* échantillonnés tous les 7,5 cm, la grille raster a été définie avec une taille de pixel de 15cm. Ce pas de grille garantit théoriquement un minimum de 4 points par pixel. Un pas de grille trop fin crée des problèmes de pixels sans point échantillonné, générant

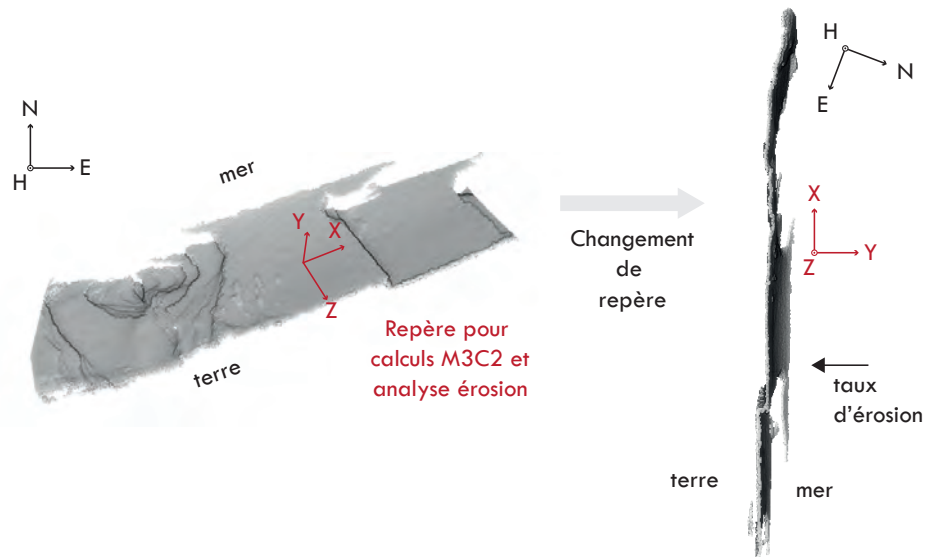


FIGURE 4.15 – *Changement de repère pour le calcul des différences M3C2 et les traitements suivants. Passage d'un repère Est-Nord Altitude (ENH) à un repère XYZ où XZ correspond au plan de la falaise*

des trous dans la grille raster qui est un effet hautement indésirable. Il existe la possibilité d'interpoler les valeurs dans les pixels vides mais cette option a été rejetée pour ne pas créer d'inférence. Par contre, une grille trop large va lisser le signal. Une grille à 15cm est un bon compromis entre ces deux aspects. La construction des raster a été faite dans le plan orthogonal à la stratification comme défini en figure 4.15.

Passage de raster à shapefile

Enfin le troisième type d'objet utilisé est le type shapefile. Les rasters ont été convertis en shapefile pour pouvoir obtenir les paramètres de forme et de distribution des ensembles de pixels significatifs. Chaque cicatrice d'érosion correspond à un objet distinct qui possède différentes caractéristiques :

- Géométriques : surface, volume, épaisseur.
- Statistiques sur les pixels d'érosion du raster : moyenne, maximum, minimum, somme, écart type.

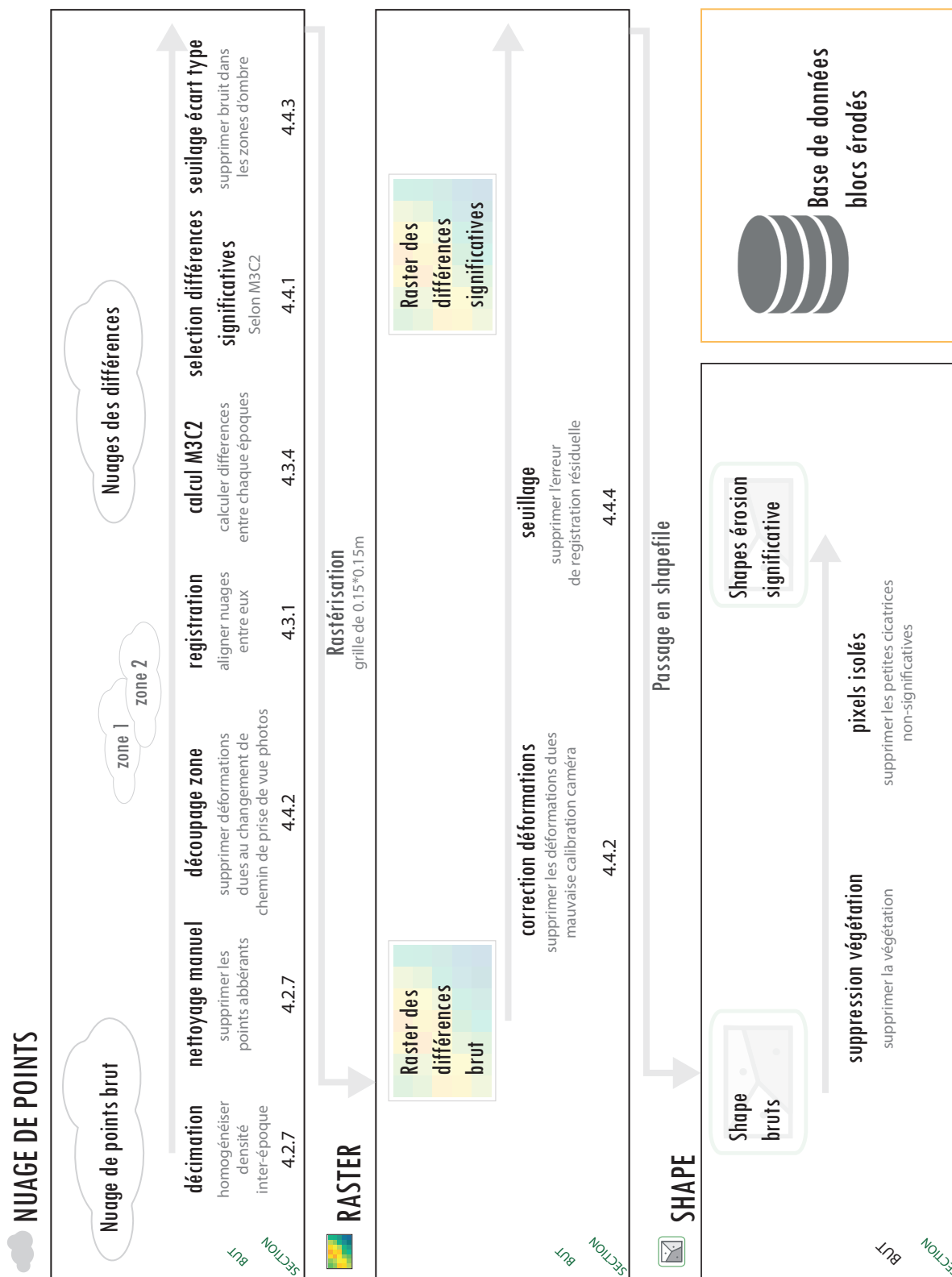


FIGURE 4.16 – flux de traitement

4.4.2 Déformations des nuages de points à grande longueur d'onde

Les nuages de points produits par SfM et mal contraints géométriquement par des cibles au sol, peuvent souffrir de déformations grande longueur d'onde et présenter des phénomènes de "doming" (Dewez, 2014; James et al., 2017). Dans notre cas, seule la campagne de 2011 a été réalisée avec des cibles, et nous avons donc observé ces phénomènes de déformation généralement imputables à un défaut de contrainte sur les paramètres de la caméra utilisée (James et Robson, 2014). Les paragraphes suivants détaillent les deux phénomènes que nous avons observés : une déformation observée au niveau du changement de ligne de prise de vue des photos et les déformations dues à un défaut de contrainte dans la procédure d'auto-calibration de la caméra.

Influence du changement de chemin de prise de vue

La première déformation à grande longueur d'onde d'une portée d'environ 200m et d'une amplitude de 6 à 7 cm que nous avons observée est montrée en figure 4.17. Elle a été identifiée au changement de ligne de prise de vue des photos. La figure 4.17 montre les différences calculées avec l'outil cloud to cloud projeté sur l'axe y (axe nord-sud) entre les nuages de 2011 et 2015, le long de deux profils tracés à deux hauteurs discrète (6m et 16m). À la fois sur le nuage 4.17(a) et sur deux tranches d'altitude à 16 m 4.17(b) et 6 m 4.17(c). On voit sur ces trois représentations un changement de comportement de part et d'autre de la coordonnée $X \approx 0$. À droite ($X < 0$) les différences sont globalement négatives (traduisant une accrétion, en bleu) alors qu'à gauche elles sont globalement positives (traduisant une érosion, en rouge). Ceci ne correspond à aucune réalité physique, mais à un signal parasite. Le changement de comportement a lieu à l'endroit où les lignes de chemin de prise de vue photo se chevauchent. Cette zone correspond également à une avancée de la falaise vers la mer.

À défaut de pouvoir corriger le modèle de caméra la solution adoptée a été de découper les nuages de points en deux zones au niveau du changement de comportement (fig. 4.17.d). Chacune des deux parties a été enregistrée de nouveau avec 2011. Cette solution a permis de corriger un des signaux parasites et d'améliorer la qualité de la registration.

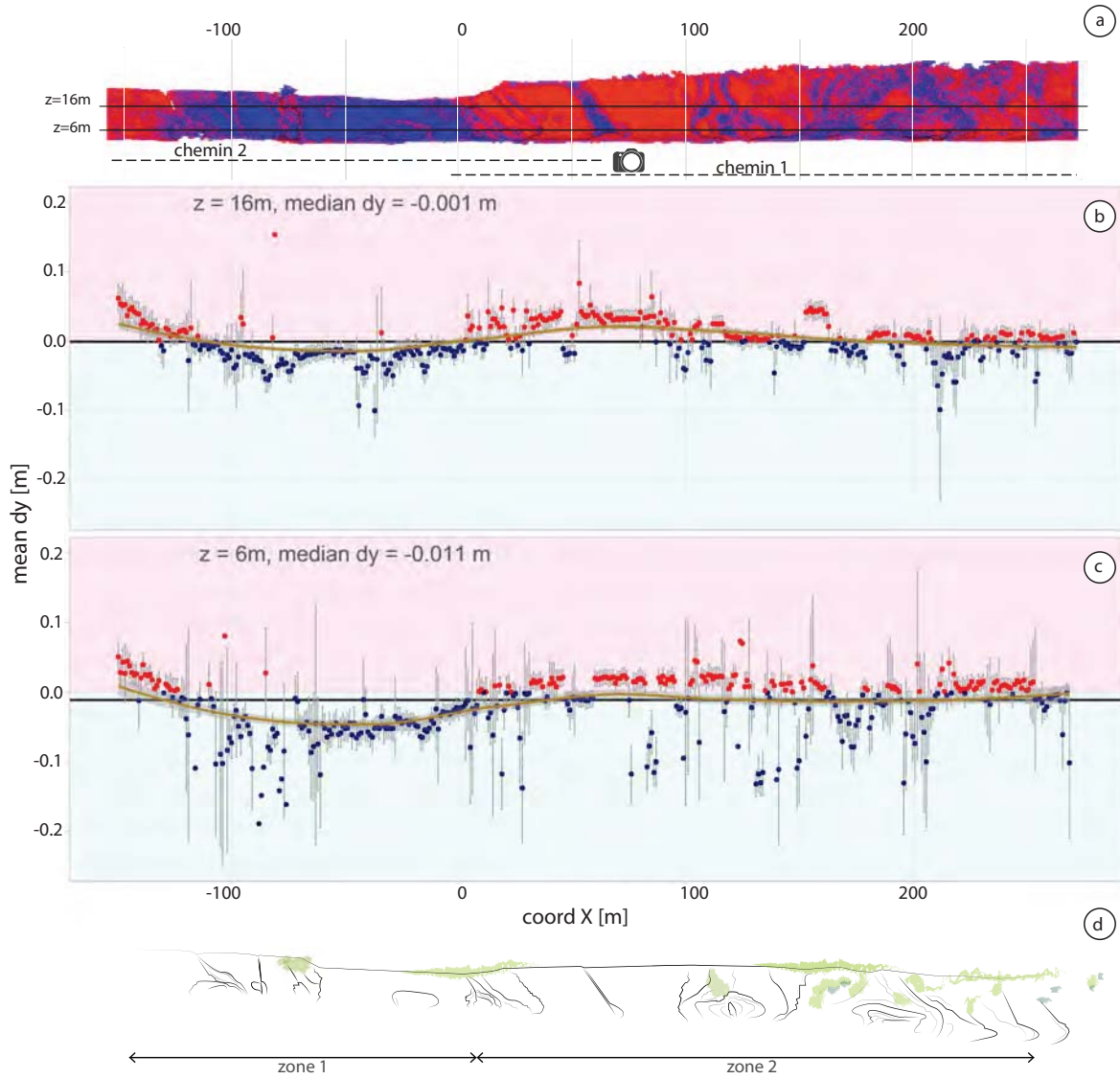


FIGURE 4.17 – Déformation du nuage de point à grande longueur d’onde (amplitude 5-6 cm et longueur d’onde 200m). a. Nuage des différences cloud to cloud selon l’axe y (de la mer vers la terre) entre 2011 et 2015. Les lignes de prises de vue des photos sont représentées en dessous. b. et c. Moyenne des différences par tranche de 10cm aux altitudes $z=16m$ et $z=6m$, respectivement

Déformation résiduelle

En plus de l'influence du changement de chemin de prise de vue des photos, il reste une déformation grande longueur d'onde (fig. 4.18.a). Cette déformation est inhérente à la photogrammétrie utilisée sans points de calage et sans calibration indépendante de la caméra (Dewez, 2014; James et al., 2017). La figure 4.18.a montre un exemple illustrant cette déformation, le nuage présente une alternance de zones en érosion (en rouge) et en accrétion (en bleu). La forme des déformations ne semble pas suivre de schéma particulier et ne correspond pas à une réalité physique.

La stratégie mise en place pour corriger ces déformations est de modéliser la fonction spatiale de répartition de l'erreur par une interpolation inverse à la distance (IDW) le long de falaise puis de la soustraire au raster des différences. Cette étape a été réalisée sur raster car une fonction équivalente n'existe pas dans l'environnement CloudCompare. Les différentes étapes pour réaliser cette correction sont :

- Passage du raster en shapefile points (un point par pixel)
- Échantillonnage aléatoire de 10.000 points dont les valeurs des différences sont compris entre -10 cm et 10 cm (donc a priori pas des différences effectives causées par l'érosion). Ceci permet d'écarter la majorité des valeurs d'érosion vraie pour n'interpoler que les déformations.
- Interpolation de type Pondération Inverse à la distance (IDW).

L'IDW interpole la valeur d'un point sélectionné, en supposant que l'influence de la valeur de ses voisins décroît avec la distance. L'inverse de la distance est élevé à une puissance mathématique. Plus la puissance sera élevée, plus les voisins proches auront un poids important dans la valeur interpolée et plus le signal sera détaillé (moins lisse). Au contraire, le choix d'une puissance faible accorde plus d'importance aux voisins les plus éloignés et créera un signal lissé. Dans notre cas, nous voulions faire apparaître les grandes tendances et avoir un signal extrêmement lisse, la valeur de la puissance a donc été fixée à 0,01.

L'autre paramètre qui peut être fixé est le rayon au-delà duquel les observations ne sont plus prises en compte. Ici aussi, pour faire apparaître les déformations à grande longueur d'onde, le choix s'est porté sur un grand rayon de recherche. Il a été fixé à 15 m.

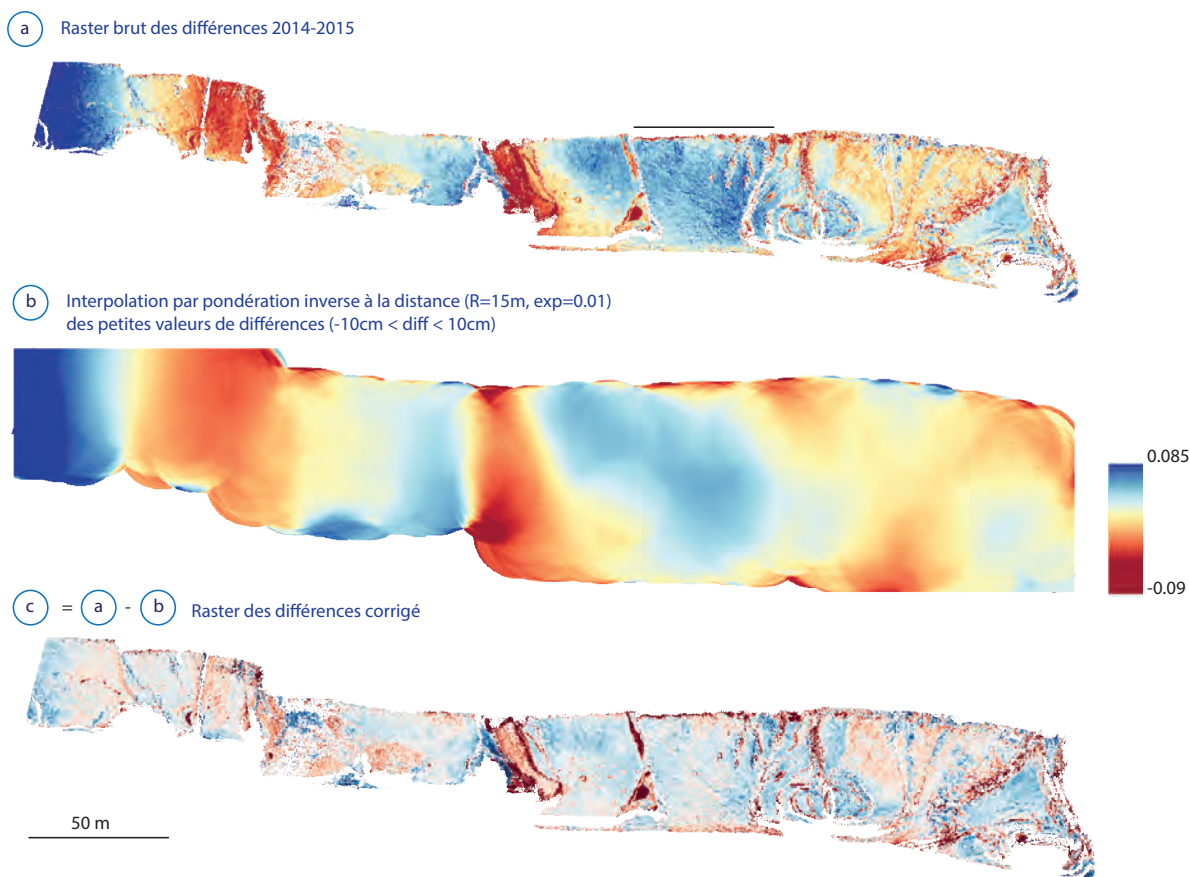


FIGURE 4.18 – Correction des déformations résiduelles par interpolation. (a) Différences entre 2014 et 2015, érosion en rouge (différences < 0) et accrétion en bleu (différences > 0). (b) Interpolation PID, rayon = 15m, exposant=0,01. (c) Raster des différences 2014 2015 corrigé des déformations (soustraction du raster d'interpolation)

4.4.3 Bruit dans les zones d'ombres

Description du problème

Le résultat du calcul des différences contient encore beaucoup de signatures d'érosion suspectes, c'est le cas notamment aux arêtes qui à certaines époques sont signalées comme étant en érosion alors que l'examen attentif des photos montre que la roche est restée en place. La stratification et le pendage de la falaise font qu'il y a beaucoup d'arêtes et zones de rentrant qui constituent autant de zones d'occlusion. En fonction de la position de la prise de vue des photos et de l'éclairage de la falaise, ces zones sont plus ou moins bien reconstruites pour chacune des époques (fig. 4.19). En effet, certaines campagnes ont été réalisées lors de journées très ensoleillées avec le soleil derrière la falaise en contrejour (en 2011, 2012 et 2014, voir table 4.1). Cette configuration crée beaucoup d'ombres et des contrastes élevés, notamment dans les zones stratifiées ce qui impacte la qualité des reconstructions pour ces époques.

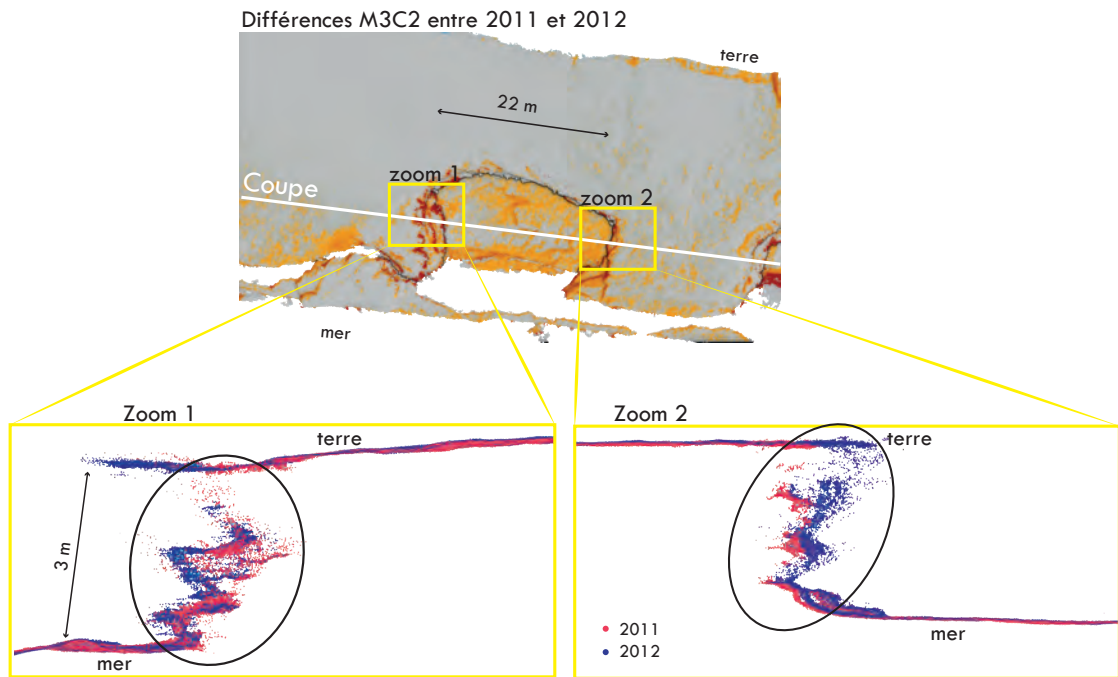


FIGURE 4.19 – Zoom sur le bruit présent dans les zones d'ombre. On voit que sur les zones de rentrants les nuages sont très dispersés pour les deux époques alors que ce n'est pas le cas pour les zones planes

A l'œil, il est possible de discerner les vraies cicatrices d'érosion des fausses (fig 4.20), cependant un découpage manuel serait long, délicat et surtout non répliquable. Un critère mathématique a été utilisé pour supprimer ce bruit de manière automatique. Le nuage des différences contient de nombreux critères numériques sur chacun des *core points* pouvant servir de descripteur pour discerner les vraies cicatrices des fausses. La plupart de ces valeurs proviennent du calcul des différences avec M3C2 auxquels d'autres champs ont été ajoutés. Ces champs sont :

- la densité volumique de points dans des sphères de 5 cm, 10 cm et 15 cm ;
- l'écart type des points dans le cylindre lors du calcul des différences M3C2 pour chacun des nuages ;
- le nombre de points utilisés lors du calcul des différences M3C2 pour chacun des nuages ;
- l'incertitude sur la distance ;
- la distance M3C2.

Qualification des cicatrices d'érosion par Random Forest

Afin de trouver le champ permettant de mieux discriminer les vraies cicatrices des fausses, un algorithme d'apprentissage de type *random forest* a été utilisé (description de ces méthodes

en section 3.3) entraîné sur des cicatrices labellisées manuellement comme exactes ou erronées. Comme dit précédemment, il est possible de distinguer à l'œil les vraies cicatrices des fausses (fig. 4.20). Plusieurs cicatrices d'érosion ont été sélectionnées avec une segmentation manuelle selon deux groupes : les vraies et fausses cicatrices. Pour chacune des parties du nuage segmentée, un champ "vrai" ou "faux" lui a été attribué selon sa nature et qui correspond à la sortie à prédire. Cette segmentation a été faite sur plusieurs époques de comparaison afin d'être la plus représentative possible, le nuage 1 correspondant toujours au nuage le plus ancien et le nuage 2 au plus récent.

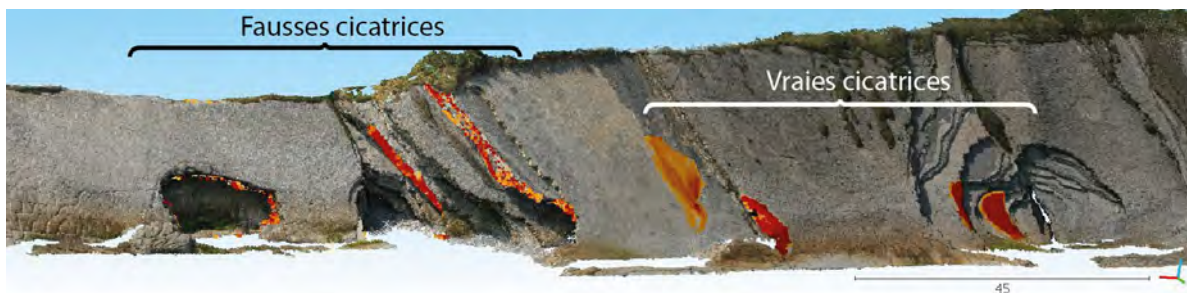


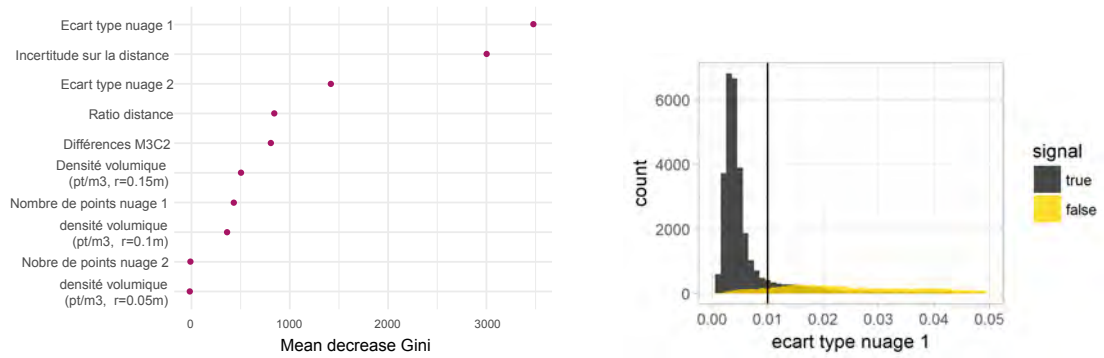
FIGURE 4.20 – Sélection manuelle de vraies et de fausses cicatrices d'érosion afin de procéder à une analyse par *random forest*

Les points ont ensuite été exportés en format texte afin d'être analysés dans le logiciel R. Le jeu de données comporte 45 000 points, il a été séparé en un set d'entraînement et un set de vérification (70% - 30%). L'analyse en *random forest* a ensuite été appliquée sur le set d'entraînement.

Au niveau des performances, le résultat de la *random forest* est très satisfaisant avec une aire sous la courbe de 0,98 (rappel : 0,5=classificateur aléatoire et 1= classificateur parfait). Ceci montre que les jeux de différence qu'un expert qualifierait de fausse se distingue nettement dans l'espace des paramètres les décrivant. L'approche par *random forest* permet d'une part de trouver une frontière nette dans le jeu de paramètres mais également de hiérarchiser les paramètres en fonction de leur capacité à séparer les vraies cicatrices d'érosion de celles causées par des artefacts de mesure. Les deux meilleurs premiers critères qui ressortent comme indicateur de fausse zone d'érosion sont l'écart type sur le nuage 1 (le plus ancien) et l'incertitude sur la distance (fig. 4.21(a)).

La première variable explicative est l'écart type sur le nuage 1 (le plus ancien). Le fait de voir apparaître cette variable comme explicative n'est pas surprenant. Les zones de rentrant sont mal reconstruites et les nuages dispersés. Un seuil est donc fixé sur cette variable afin de ne garder que les cicatrices vraies. En seuillant l'écart-type du nuage 1 à 1cm (voir histogramme figure 4.21(b)), on conserve 80,6% des valeurs réellement érodées et on supprime 93% des valeurs non érodées. Comme l'écart type sur le nuage 2 arrive comme troisième variable explicative, le même seuil de 1cm a été appliqué sur ce critère.

Une fois les données séparées selon l'écart type, la seconde variable explicative (incerti-



(a) Importance des variables

(b) Histogrammes des écarts types du nuage 1 (sortie M3C2) pour les cicatrices vraies et fausses

FIGURE 4.21 – Résultat de l’analyse en random forest pour détecter les fausses cicatrices d’érosion

tude sur la distance) ne permet pas de séparer les vraies cicatrices des fausses de manière significativement meilleure. Aucun seuillage n’a donc été appliqué selon cette variable.

Ce problème de bruit dans les zones d’ombres n’est pas unique à notre cas d’étude puisque ce sont des zones difficiles, voire impossibles, à photographier et donc à reconstituer en 3D. L’analyse en *random forest* apporte une solution rapide à mettre en œuvre et répliquable. Elle nécessite cependant une connaissance du terrain pour être certain de bien distinguer les vraies cicatrices des cicatrices suspectes.

4.4.4 Résidus d’erreur de registration

Après avoir corrigé le nuage des déformations à grande longueur d’onde et du bruit dans les zones d’ombre, il reste à s’assurer que les zones a priori stables présentent bien des valeurs de différences nulles. Les grandes faces calcaires de la falaise présentent de nombreuses parties stables, visibles sur le terrain et confirmées par comparaison de photographies. Sur ces zones, les valeurs de différences M3C2 peuvent être attribuées à une erreur de registration résiduelle ou alors à la rugosité de la surface, plus ou moins bien reconstruite à chaque époque selon la fréquence spatiale du nuage de points par rapport à la longueur d’onde de la rugosité locale.

Afin de supprimer les valeurs de différences résiduelles existant sur le nuage des différences, un seuil de détection a été déterminé en utilisant les zones stables. Pour cela cinq plans (d’une surface d’environ 40 m² chacun) ont été sélectionnés le long de la falaise sur les strates calcaires (fig 4.22). Au sein de chacun de ces plans et pour chacune des époques, les distributions des valeurs des différences M3C2 ont été calculées. Le quantile à 1% des valeurs des différences a été choisi comme seuil de détection. Cela veut dire que l’on admet que les valeurs supérieures à ce seuil de détection ont 1% de chance d’être de faux positifs (c’est à dire d’être considéré comme vraie érosion alors qu’il s’agit de bruit).



FIGURE 4.22 – Localisation des plans de contrôle sur la falaise pour calculer le seuil de détection

Les histogrammes et les valeurs des seuils de détection sont donnés en figure 4.23. Comme les nuages ont des qualités variables, les valeurs des seuils de détections ont été calculées pour chacune des époques. C'est pour les différences entre 2011 et 2012 qu'il est le plus mauvais avec une valeur de $-0,062$ m. Pour les autres époques les seuils sont faibles avec des valeurs comprises entre $-0,023$ m et $-0,045$ m (voir figure 4.23). Il s'agit d'un seuil variable dans le temps (à chaque époque) mais constant sur toute la falaise dans la mesure où l'hétérogénéité spatiale du seuil de détection a été réduite lors de la registration et interpolation spatiale de la fonction d'erreur. Le seuil reflète également la distribution empirique réelle des différences simplement fortuites sur la falaise. L'emploi d'un indicateur robuste (le quantile à 1%) permet de s'affranchir de la forme quelconque des distributions de différence observées.

Ces seuils de détection sont comparables aux autres études d'érosion des côtes rocheuses : 2,6 à 3,6 cm à Mesnil-Val (Dewez et al., 2013); 14 cm à Carry-le-Rouet (Giuliano, 2015) ou encore 3 cm à Whitby en Angleterre (Williams et al., 2018).

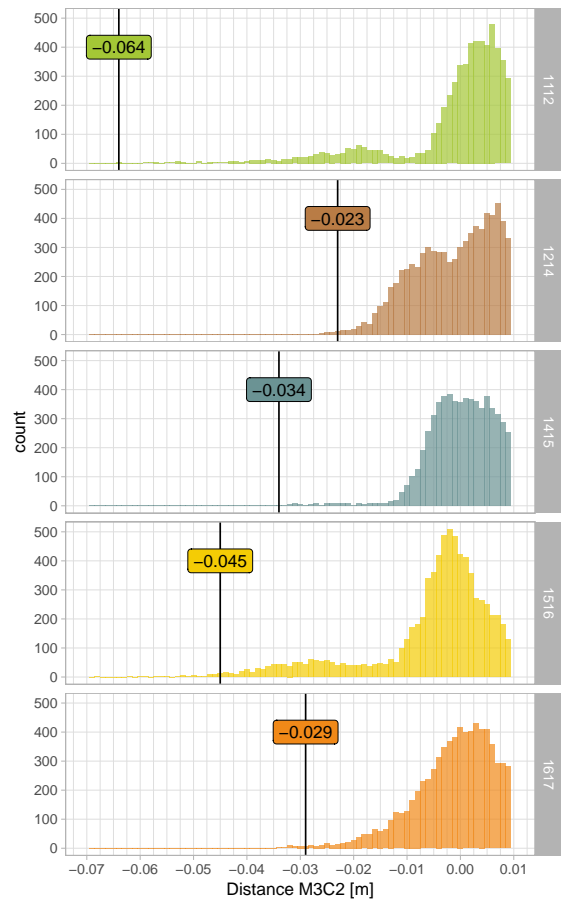


FIGURE 4.23 – Histogrammes des différences M3C2 sur les six plans de contrôle et valeurs des seuils de détection (quantile à 1%)

4.4.5 Derniers signaux parasites : végétations et petites cicatrices isolées

Une fois le seuil de détection déterminé, les rasters sont seuillés et toutes les valeurs inférieures au seuil de détection sont fixées comme "no data". Les cicatrices d'érosion sont maintenant distinctes spatialement sur le raster, celui-ci peut donc être passé en shapefile de type polygone pour déterminer les propriétés de forme vectorielle (surface, périmètre, etc...) des cicatrices.

Les différentes étapes de traitement ont finalement permis d'arriver à l'objectif final : une base de données de cicatrices d'érosion. Cependant, deux dernières étapes de traitement ont été effectuées afin de supprimer quelques cicatrices qui ne correspondent toujours pas à de l'érosion.

Suppression de la végétation

Les premières cicatrices non-pertinentes qui ont été supprimées sont celles qui correspondent à la végétation. La photogrammétrie ne permet pas au contraire du lidar d'obtenir des points de mesure à l'arrière de la végétation. Les zones de végétation ont donc été digitalisées

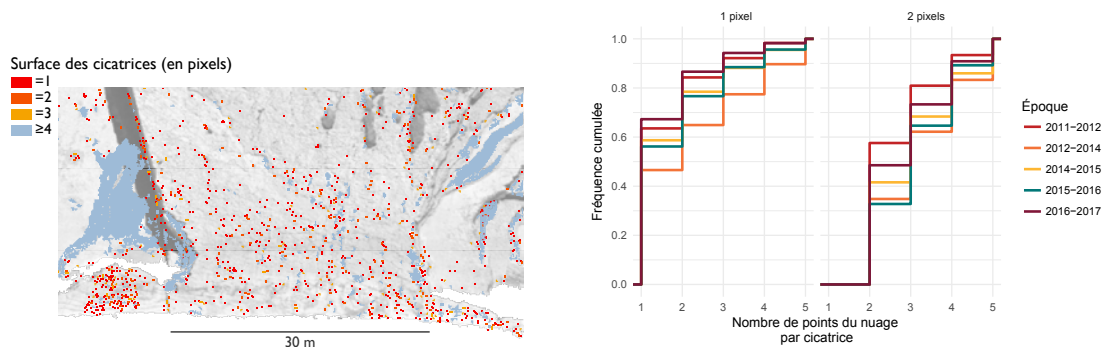
manuellement à partir d'une orthophoto de la falaise (en 2011) et les différences significatives au sens de M3C2 qui s'y superposaient ont été supprimées.

Traitement des petites cicatrices

Une caractéristique remarquable du catalogue d'érosion est la présence de très nombreuses petites cicatrices de taille d'un ou deux pixels (surface de $0,0225 \text{ m}^2$ et $0,045 \text{ m}^2$). Ces petites cicatrices représentent 75% des cicatrices (pour toutes les époques). Ceci représente 12.7% du volume total érodé (23 m^3 sur 180 m^3).

Ce nombre extrêmement élevé de petites cicatrices soulève des questions sur leur pertinence et nombreuses d'entre elles ne semblent pas correspondre à une réalité terrain (voir figure 4.24(a)). De plus, 46% de ces cicatrices de 1 ou 2 pixels ne sont dues qu'à un seul point du nuage de points originel (fig 4.24(b)). La décision prise a été de supprimer ces petites cicatrices dont la réalité physique est difficile à attester par dire d'expert.

Cette étape est la dernière qui a été effectuée pour extraire un signal d'érosion pertinent. Nous avons maintenant à disposition un catalogue des cicatrices d'érosion pour chacune des différentes époques. Chaque cicatrice est une entité avec des caractéristiques géométriques. La dernière section discute de la confiance que nous avons en ce catalogue d'érosion.



(a) Exemple de petites cicatrices isolées (taille 1 à 3 pixels)

(b) ECDF du nombre de points par cicatrice pour les cicatrices de taille 1 et 2 pixels

FIGURE 4.24 – Traitement des petites cicatrices d'érosion (1 ou 2 pixels)

4.5 DISCUSSION. QUELLE CONFIANCE A-T-ON DANS LE CATALOGUE D'ÉROSION ?

Les sections précédentes détaillaient la manière dont les données ont été acquises, la façon de reconstruire les nuages de points puis de calculer les différences d'époque à époque et enfin l'application de différentes corrections du signal d'érosion pour arriver à un catalogue de blocs érodés. Cette section est une discussion sur la confiance que nous avons en nos données. Dans un premier temps sur la méthode photogrammétrique en général et sa précision. Dans un second temps sur la pertinence des choix faits et de leur implication sur le signal de sortie.

4.5.1 Résolution de l'étude

La résolution de notre étude, c'est à dire la taille minimale des évènements que nous pouvons observer est surtout contrainte par le calcul des différences puis par le passage en grille raster. En effet, les nuages de points bruts à la sortie du logiciel de SfM Agisoft Photoscan étaient très résolus (de 31 millions à plus de 500 millions de points), puis ils ont été décimés en retenant un point tous les 25 mm. La densité de points après le calcul des différences a encore diminué pour passer à un point mesuré photogrammétriquement tous les 7,5 cm. Ces nuages ont ensuite été rasterisés avec une maille de 0,15*0,15 m. Ceci veut dire la surface minimale détectée est de 0,0225m². Ceci implique également que nous considérons que chaque pixel se comporte de manière homogène. Si un bloc plus petit que le pixel tombe, le pixel sera considéré comme entièrement en érosion si l'épaisseur de l'évènement est supérieure au seuil de détection, ou entièrement non érodé si l'évènement est d'épaisseur inférieure au seuil de détection.

En ce qui concerne l'épaisseur minimale des blocs détectée, elle va dépendre du seuil de détection qui a été décrit en section 4.4.4. Ce seuil est variable pour chacune des époques et est compris entre 0,023 m et 0,064 m. Compte tenu de la taille de la grille raster ceci correspond à des volumes de 0,5 dm³ à 1,4 dm³.

4.5.2 Confiance en la méthode photogrammétrique

Commentaires généraux

La plupart des traitements effectués pour extraire un signal d'érosion sont dus à un problème de reconstruction du nuage de point initial et de la manière dont a été appliquée la méthode photogrammétrique. L'utilisation de cibles est vraiment primordiale pour rigidifier la construction du modèle et éviter les déformations.

Le problème de bruit dans les zones d'ombre est inhérent à la méthode. En effet, la configuration de la falaise et sa stratification créent des rentrants si profonds (voir photo 4.8) qu'ils ne peuvent pas être vus sur des photos. Cependant la reconstruction de ces zones aurait pu être améliorée en réalisant plus de photos et en se rapprochant de la falaise dans les zones très stratifiées. La date des relevés était également contrôlée par la présence de marées de

vives eaux qui permettent d’avoir accès au platier et ce pendant un temps suffisamment long (environ une heure). La météo n’était pas prise en compte, or nous avons vu que les temps trop ensoleillés nuisent à la qualité de la reconstruction photogrammétrique.

Si c’était à refaire

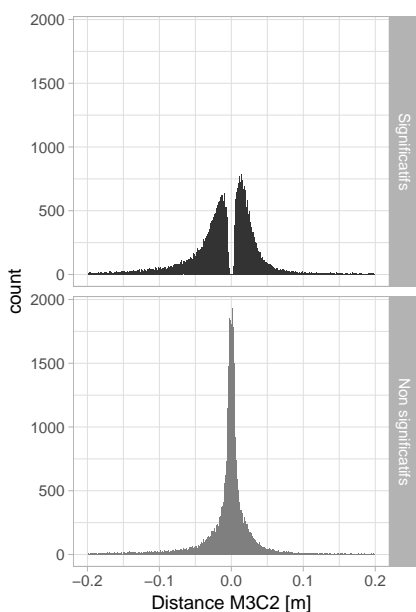
Nos recommandations pour d’éventuelles futures campagnes sont les suivantes :

- Utiliser des cibles de contrôle sur la falaise localisées avec un GNSS de précision pour contraindre la géométrie exacte du nuage.
- Prendre des photos en mode portrait en plus des photos en paysage pour augmenter la qualité des nuages et améliorer la détermination de la calibration de la caméra.
- Prendre plus de photos en se rapprochant de la falaise sur les zones très stratifiées.
- Réaliser les campagnes lors de jours peu ensoleillés.
- Réaliser une campagne lidar à intervalle régulier pour avoir un nuage de point avec une géométrie plus rigide sur laquelle aligner les nuages de points photogrammétriques et pour pouvoir aller scanner le fond des cavités et des zones de rentrants.

4.5.3 Évolution du signal des différences au cours des traitements

La section 4.4 détaillait les traitements que nous avons appliqués aux données et les différents signaux parasites qui ont été supprimés. Ces différents traitements ont amélioré la qualité du signal des différences pour en retirer un signal d’érosion vraisemblable (exemple en figure 4.25, les blocs érodés ressortent nettement et sont individualisés).

Cependant, les traitements ont engendré une baisse importante du signal des différences. La figure 4.27 présente l’évolution du signal après chacune des étapes de traitement (à partir du calcul des différences M3C2). La quantité du signal des différences supprimé a été représentée sous forme de taux d’érosion apparent. Celui-ci a été calculé sur les rasters en sommant la valeur des pixels strictement négatifs. Le taux d’érosion apparent sur la période complète (2011-2017) passe de 15 mm/an avant traitements à moins de 2,5 mm/an, soit une perte de 86%.



La première étape de traitement, qui est la suppression des points "non significatifs" selon M3C2 augmente le taux d’érosion apparent de 7,6%. Ceci est un artéfact dû au fait que nous regardons les valeurs d’érosion sur les grilles raster avec des pixels de résolution 15x15 cm. Chaque pixel représente une moyenne des valeurs des différences du nuage de point natif. Or, les différences "non significatives" selon M3C2, sont les différences trop petites au vu de la rugosité locale. Ces différences "non

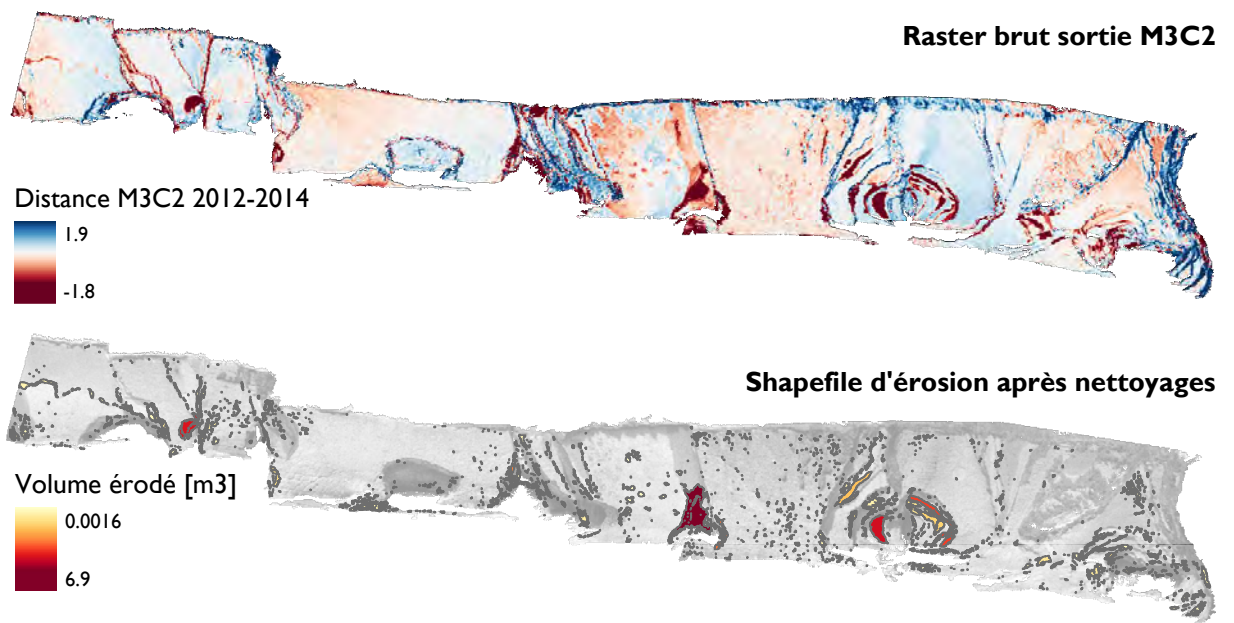


FIGURE 4.25 – Signal des différences 2011-2014 brut à la sortie du calcul M3C2 et après les différentes étapes de correction. Les différentes étapes ont permis de supprimer une grande partie des signaux parasites et d'isoler chaque cicatrice d'érosion.

significatives” sont donc centrées autour de 0, alors que les points ”significatifs” ont des valeurs plus grandes (en valeur absolue, voir figure 4.26). Les différences ”non significatives” et proches de 0 sont réparties spatialement sur tout le nuage, les prendre en compte dans le calcul des moyennes lors du passage en raster diminue donc la valeur de la moyenne.

L'étape qui supprime le plus de signal des différences est celle de suppression du bruit dans les zones d'ombre (par suppression des écarts-types supérieurs à 1 cm, voir section 4.4.3) avec -46,4%. Ceci n'est pas surprenant car les zones d'ombres sont très mal reconstruites et engendrent des valeurs de différences très fortes. De plus, notre choix de fixer la direction des normales pour le calcul des différences avec M2C2 est très adapté pour repérer l'érosion sur les zones planes, mais il entraîne des erreurs dans les zones stratifiées.

La perte du signal des différences pour les étapes restantes est équivalente, une quinzaine de pourcent du signal d'érosion apparente est enlevé à chaque fois. Les différentes étapes de traitement ont amélioré le signal des différences pour n'en retirer qu'un signal d'érosion pertinent et ont ainsi empêché une large surestimation du taux d'érosion. La pertinence du signal restant est évaluée en section suivante.

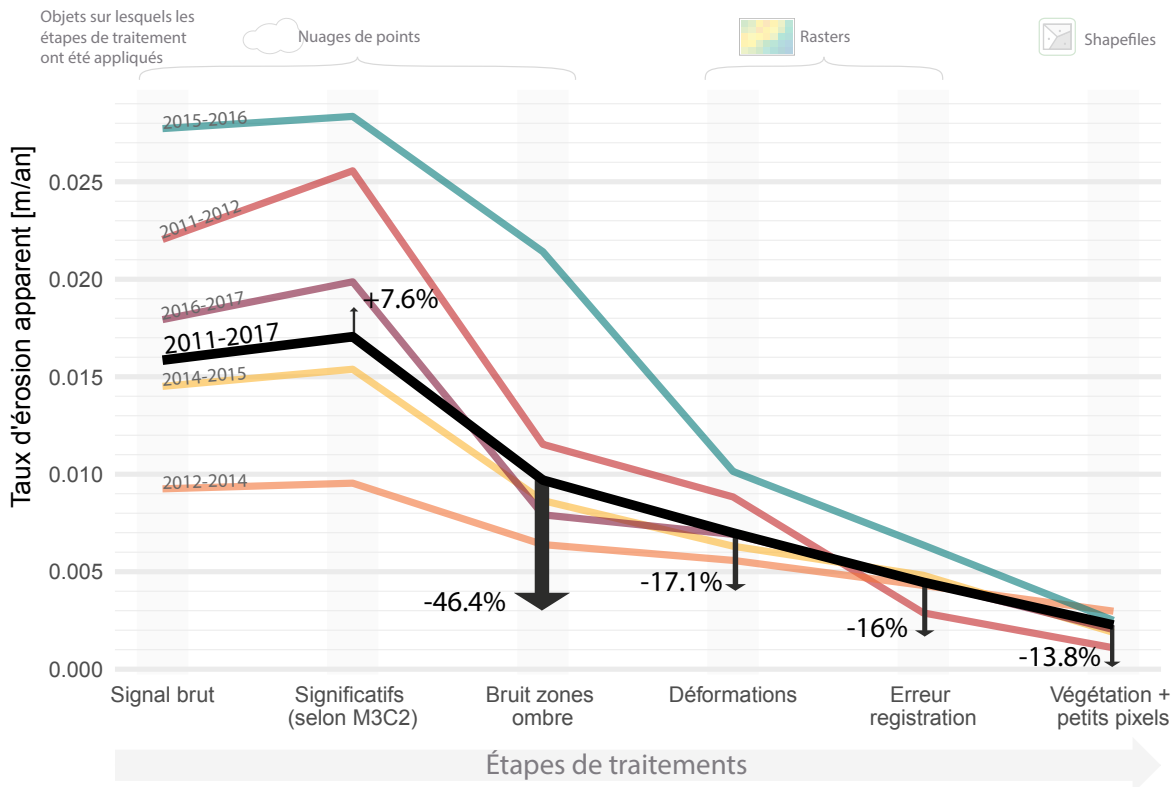


FIGURE 4.27 – Affinage du signal des différences au travers des différentes étapes de traitement

4.5.4 Le signal obtenu est-il pertinent ?

Le signal obtenu peut être décomposé en quatre catégories : les vrais positifs (érosion réelle et détectée), les vrais négatifs (pas d'érosion et pas de signal), les faux positifs (pas d'érosion et signal détecté) et enfin les faux négatifs (érosion réelle mais pas de signal). Il n'est pas possible d'évaluer quantitativement la proportion dans chacune des classes. Cependant, les observations de terrain, la comparaison de photos et notre expertise nous permet d'évaluer qualitativement ces proportions. Nous pouvons affirmer que la proportion de vrais positifs et vrais négatifs est bien plus importante que celle des faux négatifs et faux positifs. Les erreurs de notre catalogue d'érosion proviennent des faux négatifs (qui sous-estiment l'érosion) et des faux positifs (qui la surestiment).

La plupart des cicatrices du catalogue correspondent bien à de vrais positifs, ceci est vérifiable grâce à leur localisation sur la falaise. Nous avons observé les dépôts de blocs en bords de bancs et surplombs, ainsi que la desquamation des bancs marneux sur le terrain, ce qui correspond bien à la plupart des cicatrices obtenues. Les plus grosses cicatrices ont fait l'objet d'une inspection visuelle par comparaison de photos et sont bien réelles.

Les vrais négatifs sont tous les pixels correspondant aux grands bancs calcaires qui sont stables. Les traitements effectués ont fait passer la majorité du signal de faux positif à vrai négatif.

Les faux négatifs peuvent être expliqués par plusieurs raisons. Nous savons, qu'au vu de la précision, de nombreux petits événements ne sont pas détectés. Il est très fréquent sur le terrain d'entendre des cliquetis causés par l'écoulement de plaquettes de marne d'épaisseur pluri-millimétrique et de quelques centimètres de côté sur la face de la falaise. Ces petits événements sont en deçà du seuil de détection qui détecte les différences cumulées supérieures à 2,3 cm et 6,4 cm d'épaisseur entre deux levés, et les surfaces sont lissées quand nous passons à des grilles rasters de 15 cm. De plus, nous avons mentionné le creusement des bancs marneux (figure 4.8) entre les strates calcaires qui ne sont pas visibles par photogrammétrie et donc non pris en compte par nos bilans.

Les faux positifs correspondent aux cicatrices qui ont une forme ou une localisation douteuse (majoritairement sur les bancs calcaires). Ces cicatrices sont dues à des erreurs de reconstruction des nuages de points ou au calcul des différences et qui sont passés au travers des différents filtrages. Nous avons choisi de ne pas appliquer d'avantage de traitements, car ceux existants sont déjà coûteux en temps. Nous avons également choisi de ne pas supprimer ces cicatrices manuellement pour que les résultats soient reproductibles.

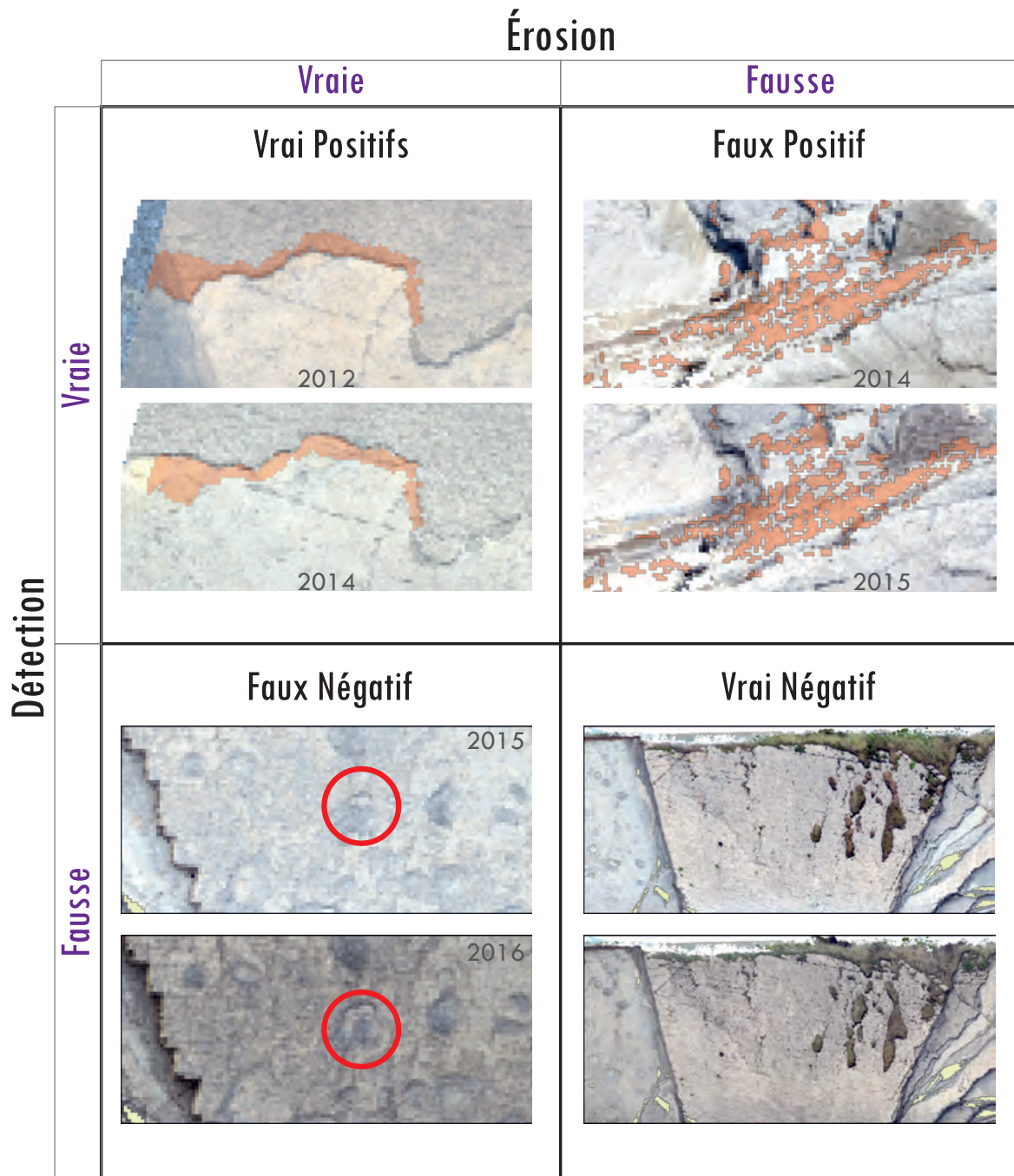


FIGURE 4.28 – Exemples des quatre catégories de signaux en fonction de leur réalité physique et de s'ils ont été détectés.

4.6 CONCLUSION GÉNÉRALE DU CHAPITRE 4

Ce chapitre présente dans un premier temps le site d'étude : la falaise de Socoa située sur la Corniche Basque au sud de Saint-Jean de Luz. Cette falaise est composée de flysch marno-calcaire et fait partie d'un grand monoclin. Les strates ont un pendage d'environ 45° et font face à la mer. La falaise est soumise à un climat océanique pluvieux. Le marnage est semi diurne avec une amplitude de marée de printemps de 4 m. La houle provient majoritairement du nord-ouest avec une hauteur significative moyenne de 1,5 m.

Un suivi de la morphologie de cette falaise a été réalisé par photogrammétrie au sol. Six campagnes sont disponibles entre juin 2011 et février 2017 au pas de temps annuel. La construction des nuages dense a été réalisée sous Agisoft Photoscan. Les différentes époques ont été alignées en utilisant le logiciel Trimble Real Works. Les différences entre nuages ont quant à elle été calculées avec le module M3C2 (Lague et al., 2013) sous CloudCompare. Le calcul des différences a été effectué en fixant une normale orthogonale au plan de stratification.

Le signal des différences est apparu bruité. Plusieurs opérations ont été menées afin de supprimer ces différents signaux parasites et d'extraire un signal d'érosion. Les premiers types de signaux parasites rencontrés sont les déformations à grande longueur d'onde dues à une mauvaise reconstruction de la géométrie des nuages. Ce phénomène est inhérent à la photogrammétrie (Dewez, 2014; James et al., 2017). Nous avons mené deux actions pour supprimer ces déformations de manière répliquable : le secteur d'étude a été scindé en deux parties au niveau du changement de ligne de prise de vue des photographies. Chaque partie a été enregistrée indépendamment entre elle. Ensuite, les déformations restantes ont été modélisées par IDW (inverse à la distance) et retirées du signal original.

La zone d'étude comportait de nombreux signaux suspects au niveau des arêtes vives. Des déformations apparaissent car les arêtes créent des zones d'ombres qui n'apparaissent pas sur les photographies et qui ne sont donc pas modélisables en 3D. Ceci engendre de mauvaises reconstructions dans ces zones et un faux signal des différences. Une analyse en *random forest* a permis d'extraire les facteurs numériques qui caractérisent le mieux ces zones. Il s'agit de l'écart type des points dans les cylindres M3C2. Ainsi, un seuil à 1cm a été appliqué pour supprimer les signaux parasites dans les zones de rentrants.

Enfin, des méthodes classiques ont été appliquées pour extraire le signal d'érosion : (i) évaluation d'un seuil de détection sur les zones stables ; (ii) suppression des points de végétation (iii) suppression des petites cicatrices dont la réalité physique est difficile à attester.

Tous ces traitements sont assez lourds mais ils sont reproductibles et permettent d'extraire un signal d'érosion pertinent. Le produit final est un catalogue de cicatrices d'érosion sous forme de shapefile contenant les différentes informations morphologiques relatives à chacune des cicatrices. Le volume minimum détecté est compris entre $0,5 \text{ dm}^3$ et $1,4 \text{ dm}^3$ en fonction des époques.

Les différents traitements impliquent que nous ne détectons pas certains événements de petite taille ou situés au niveau des arêtes. Nous avons cependant confiance en nos résultats et à la méthodologie mise en place pour détecter les événements supérieurs à $0,5 \text{ dm}^3$ et $1,4 \text{ dm}^3$.

CHAPITRE 4. SOCOA, MÉTHODOLOGIE

Le catalogue d'érosion est donc prêt pour une analyse géomorphologique qui est menée en chapitre 5.

CHAPITRE 5

ÉVOLUTION DE LA FALAISE DE SOCOA ET ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE

Sommaire

5.1	Analyse générale du catalogue d'érosion	145
5.2	Desquamation des bancs marneux	155
5.3	Évolution morphologique des cavités	163
5.4	Discussion	169
5.5	Conclusion et perspectives	174



5.1 ANALYSE GÉNÉRALE DU CATALOGUE D'ÉROSION

5.1.1 Présentation générale

Le catalogue des cicatrices d'érosion obtenu sur une surface d'environ 13250m^2 ($380\text{m} \times 40\text{m}$ de hauteur) de falaise de flysch marno-calcaire de Socoa à stratification monoclinale inclinée à environ 43° vers la mer recense 4458 entrées sur la période d'étude (sur 2070 jours, soit 5 ans huit mois et deux jours, avec une campagne par an environ). Le volume des cicatrices varie entre $1,45\text{ dm}^3$ (\sim deux bouteilles de vin) et $6,86\text{ m}^3$ (le coffre d'un Renault Trafic), avec une médiane de $6,4\text{ dm}^3$ (\sim 8 bouteilles de vin et demie). La surface varie de $6,75\text{ dm}^2$ à $81,8\text{ m}^2$, avec une médiane est de $0,11\text{ m}^2$. Le taux de recul planimétrique de la tête de falaise en direction de la terre est de $3,4\text{ mm/an}$ ($2,3\text{ mm/an}$ dans la direction normale à la stratification).

La table 5.1 présente, pour chacune des époques de différences, la durée de l'époque, le taux d'érosion moyen (recul planimétrique de la tête de falaise et recul dans notre repère orthogonal à la stratification), le volume total érodé ainsi que le volume du plus gros bloc. Le taux d'érosion a été calculé dans la direction normale à la stratifications avec M3C2 (pour un pendage moyen de la falaise de 43°), il a été ramené à un recul planimétrique de la tête de falaise par la formule : $erosion_{tete} = erosion_{m3c2} / \sin(43^\circ)$ (voir schéma 5.1. C'est le taux de recul planimétrique de la tête de falaise qui sera utilisé dans toute la suite du manuscrit.

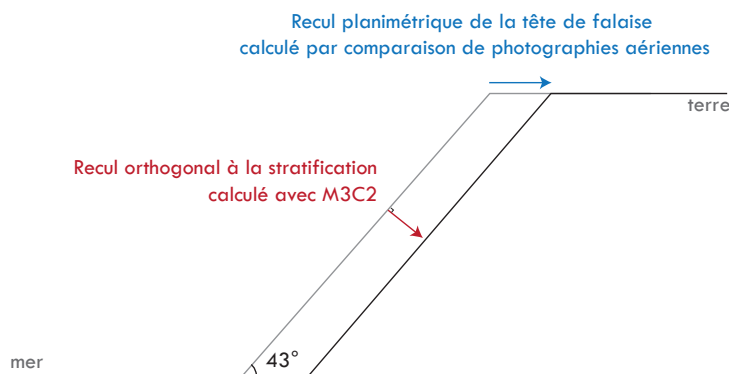


FIGURE 5.1 – Schéma illustrant les différents taux de recul mesurés à Socoa : orthogonal à la stratification issu de M3C2 et recul planimétrique de la tête de falaise

C'est la période entre 2012 et 2014 qui a été la plus productive avec un taux de recul annuel de la tête de falaise de 2 mm/an correspondant à $83,24\text{ m}^3$ érodés. La période entre 2011 et 2012 était quant à elle la moins active avec un taux d'érosion de seulement $0,8\text{ mm/an}$ (soit 13 m^3). Dans l'intervalle du 15 juin 2011 au 13 février 2017, la falaise de Socoa a subi une érosion moyenne annuelle d'ordre millimétrique. Des différences entre époques varient d'un facteur 3.

Cette variation inter-époque est aussi visible en figure 5.3 qui représente les cicatrices d'érosion pour chacune des époques. On remarque que ce sont majoritairement les portions de falaise où les arêtes de banc sont exposées à l'agression extérieure qui s'érodent. La localisation, la morphologie et la surface des blocs érodés est également très variable d'époque à époque.

Cependant, on peut remarquer que certaines zones semblent actives à toutes les époques, notamment sur la partie droite (sud-ouest) de la falaise (sur la cavité autour de X=0 et sur le pan de falaise situé entre X=-100 et X=-50 en figure 5.3).

La figure 5.2 donne la distribution du volume érodé par rapport à l'altitude, on remarque que l'érosion est maximale à une hauteur comprise entre 4 m et 9 m NGF, le pied de falaise étant à environ 1 m NGF.

	2011-2012	2012-2014	2014-2015	2015-2016	2016-2017	2011-2017
Durée [jours]	326	773	408	251	321	2070
Taux d'érosion de la tête de falaise [mm/an]	1,6	4,4	2,8	3,7	2,9	3,4
Taux d'érosion normal à la stratification [mm/an]	1,1	3	1,9	2,5	2	2,3
1 Volume total érodé [m³]	13	83,24	27,9	22,8	23	170
Volume du plus gros évènement [m³]	2,5	6,86	3,21	2,48	6,32	6,86

TABLE 5.1 – Taux d'érosion et volumes érodés pour les différentes périodes (pour une surface de 13250 m²)

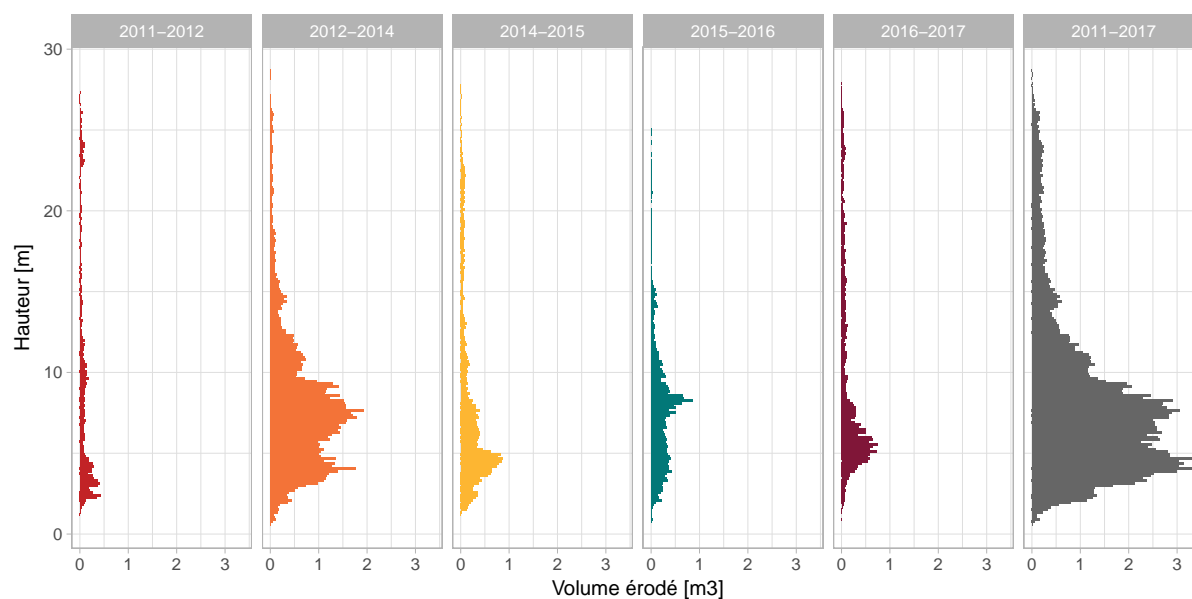


FIGURE 5.2 – Volume érodé par tranche de 15 cm en fonction de la hauteur de la falaise (en m NGF69) pour chacune des époques et sur la période totale.

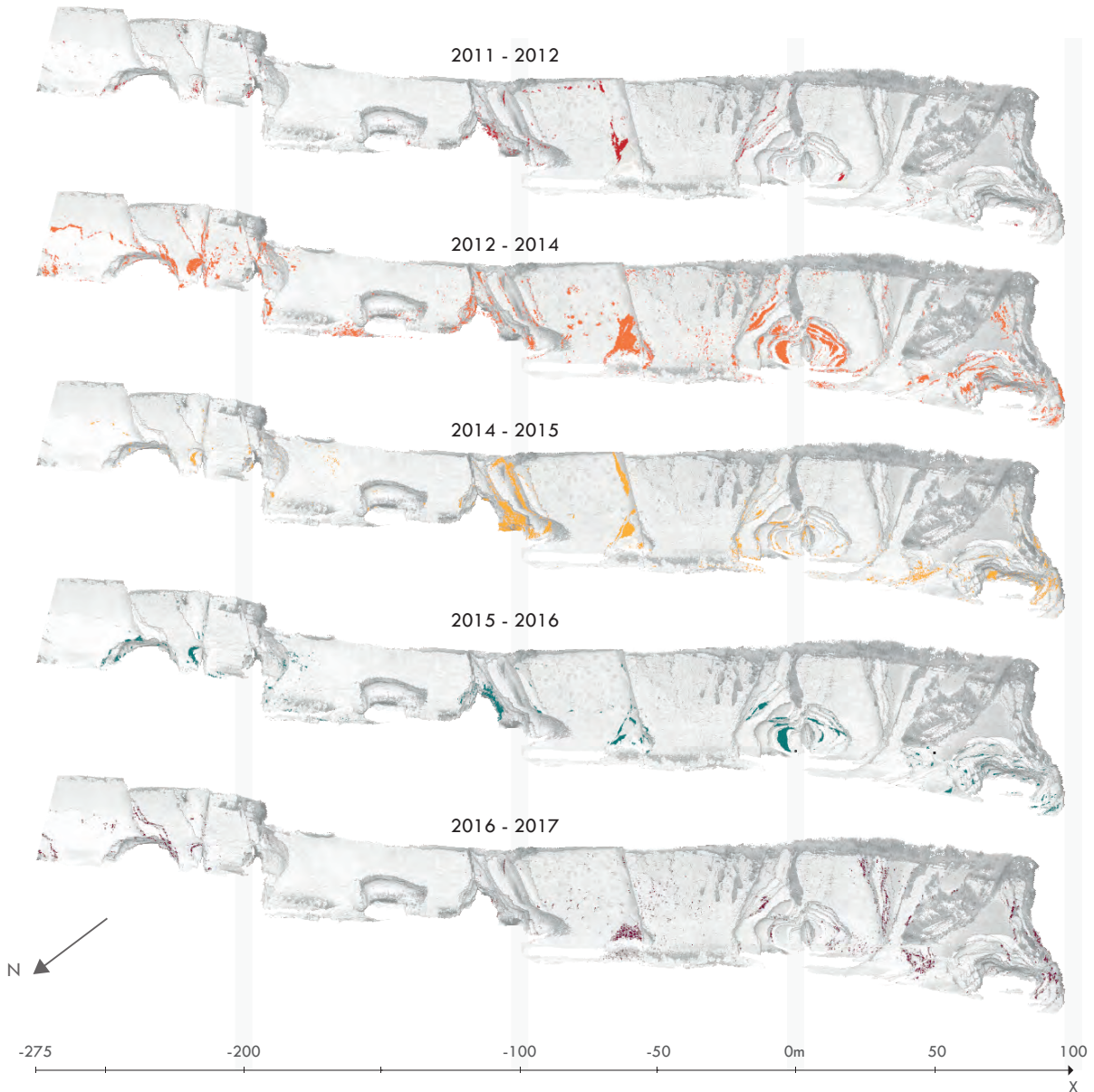


FIGURE 5.3 – Cicatrices d'érosion de la falaise de Socoa pour chacune des époques

5.1.2 Taux de recul moyen

Afin d'estimer la dynamique du site et de pouvoir comparer facilement notre étude aux autres, une des première métrique qui peut être évaluée est le taux de recul planimétrique moyen annuel. Le volume total érodé sur la période d'étude (2070 jours ou, 5 ans huit mois et deux jours) est de $170,2 \text{ m}^3$. Cela représente un taux d'érosion planimétrique de $3,4 \text{ mm/an}$ pour la totalité de la falaise (pour une longueur de falaise de 380m et une surface de 13250 m^2). Les taux d'érosion ainsi que les volumes érodés pour chaque périodes sont donnés en table 5.1.

Le taux de recul obtenu par méthode photogrammétrique est deux ordres de grandeur inférieur à l'érosion de 100 mm/an évalué par Aubié et al. (2011). Ceci peut s'expliquer par la méthode de calcul de cette étude qui est la comparaison de photographies aériennes géoréférencées mais non-orthorectifiées de l'IGN entre 1954 (au 1/24900) et 2009 (au 1/20000) (Aubié et al., 2011). Le recul estimé est de 5,5 m avec une incertitude importante de 10 à 20 m, ce qui ne permet pas de savoir s'il est significatif au regard de l'erreur annoncée.

Pour tenter de corriger l'ordre de grandeur du taux d'érosion, évalué sur plus d'un demi-siècle grâce aux campagnes aériennes. Nous avons reproduit l'exercice de Aubié et al. (2011) en calculant le recul de la tête de falaise par comparaison de photographies aériennes *avec orthorectification*. Les photos utilisées sont celles de l'IGN de 1954 et 2008 disponibles gratuitement sur le site web remonterletemps.ign.fr. Ces photos ont été orthorectifiées à l'aide du logiciel photogrammétrique Agisoft Photoscan (v1.4.2. en Juillet 2018) pour supprimer les déformations causées par la projection de l'image du relief sur le plan du capteur photographique le long de la ligne de visée. Si le terrain avait été rigoureusement plan et les prises de vue rigoureusement orthogonales à ce plan, seul l'effet de distorsion de la caméra aurait perturbé l'image. Par contre, face à un paysage en relief et des prises de vues imparfaitement orthogonales, la perspective, la distorsion de la caméra et le relief altèrent la précision planimétrique de l'image. C'est pourquoi le processus d'orthorectification vise à résoudre simultanément la position des photos aériennes les unes par rapport aux autres, la position du sol et le modèle de caméra. Le produit de ce calcul est une image synthétique du sol dont les déformations ont été soustraites.

La méthode d'orthorectification est la suivante : les photos ont été importées sous Photoscan puis alignées dans deux ensembles (chunk) indépendants. Le modèle de caméra a été déterminé de manière relative sans contraintes initiales. L'alignement des clichés a été estimé sur base de 3600 points remarquables (tie points) en 1954 et 38858 points en 2008. Ensuite un jeu de 7 points connus en coordonnées Lambert 93 obtenues sur le geoportail.ign.fr et rigoureusement identiques pour les deux époques a servi à calculer l'orientation absolue (control points) des deux modèles et vérifier leur qualité (check points). Les modèles de caméra ont ensuite été optimisés pour (f, cx, cy, k1, k2, k3, p1 et p2) avec ces points de contrainte. Enfin, pour assurer une superposition optimale entre les deux modèles photogrammétriques, les ensembles de photos (chunks) ont été ré-alignés par moindres carrés sur base de leurs points de référencement communs (Align chunks). Ce faisant, deux nuages de points 3D de 21.46 Mpts en 1954 et 54.77 Mpts en 2008 ont servi à calculer un modèle numérique de surface (DEM) et une orthomosaïque raster à pixels respectivement de 0.92m et 0.71m.

La position de la tête de falaise (représentée par une ligne) a été digitalisée sous ArcGIS pour 1954 et 2008 (figure 5.4). L'érosion a été calculée en calculant l'aire entre les deux lignes (e.g. Letortu, 2013). Les incertitudes sur le tracé de la tête de falaise liées à la difficulté de photo-interpréter la position exacte de l'épaulement marquant la tête de falaise engendrent des erreurs. L'exemple le plus flagrant est lorsque le trait de côte de 2008 a été photointerprété

comme étant plus en avant que celui de 1954, ce qui est impossible car il n'y a pas d'accrétion de la tête de falaise. Dans le calcul des aires ceci engendre des aires "négatives" (vraie érosion) et des aires "positives" qui n'ont pas de réalité physique. La somme totale des aires en érosion est de 300 m² pour 380 m de longueur linéaire, ceci correspond à un taux d'érosion de 10,8 mm/an. La somme des aires négatives est de 50 m², elle peut être considérée comme représentant l'erreur faite sur la mesure du taux d'érosion. Ceci donne un taux d'érosion entre 1954 et 2008 de 10,8 mm \pm 1,8 mm. Ce taux de recul moyen de la tête de falaise est donc un ordre de grandeur en dessous de celui avancé par Aubié et al. (2011). Ce résultat souligne l'importance du processus d'orthorectification des photos.

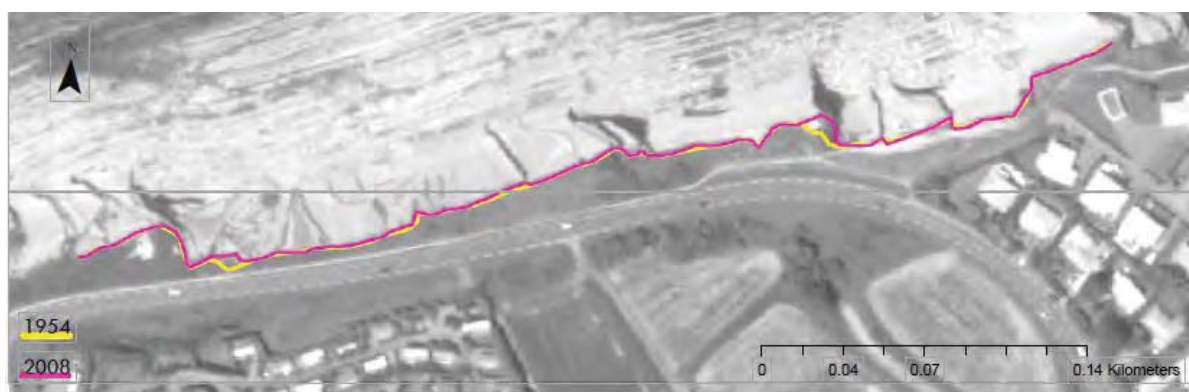


FIGURE 5.4 – Calcul du recul de la tête de falaise entre 1954 et 2008 par comparaison de photographies aériennes orthorectifiées

Ce taux de recul obtenu par comparaison de photographies aériennes sur 54 ans de 10,8 mm \pm 1,8 mm est 2,7 à 3,7 fois plus élevé que celui obtenu par photogrammétrie au sol qui est de 3,4 mm/an pour une période de 5,7 ans. Cependant, outre une quantification de l'érosion, la comparaison de photographies aériennes permet également de photointerpréter explicitement les secteurs en érosion et les sites qui ont bougé. Il s'agit de bancs contraints par des arrêtes saillantes. Ces phénomènes n'ont pas été observés entre 2011 et 2017. Ceci explique sans doute la raison pour laquelle le taux d'érosion varie entre les deux méthodes d'estimation.

5.1.3 Discussion sur le taux de recul moyen

Le taux d'érosion de 3,4 mm/an que nous avons obtenu par analyse photogrammétrique de photos terrestres obliques est un taux très faible, mais non aberrant et conforté par nos observations de terrain. La reproduction de l'exercice de (Aubié et al., 2011) en orthorectifiant les photographies aériennes donne un taux d'un ordre de grandeur au-dessus de celui calculé par photogrammétrie terrestre oblique. Ceci s'explique, d'une part, par les incertitudes associées à la méthode (positionnement incertain de la tête de falaise sur les photos à cause d'un manque de contraste et résolution de celles-ci), et d'autre part car les fenêtres temporelles ne sont pas les mêmes. En effet, celle de notre étude est très courte (moins de 6 ans) et aucun évènement

impliquant un pan de falaise entier n'a eu lieu au cours de cette période. En effet, nous avons observé grâce à la comparaison de photographies aériennes sur 50 ans la chute des bancs délimités par des arrêtes saillantes. Un évènement comme celui-ci a par exemple eu lieu entre février et avril 2011, juste avant le début des campagnes photogrammétriques systématiques (voir figure 5.5. Le volume de ce bloc peut être estimé à environ 260 m³ (surface de 520 m² et épaisseur de 50 cm), alors que le volume total érodé entre juillet 2011 et février 2017 est de 170 m³. La prise en compte de cet évènement multiplie par 2,5 le volume érodé total et fait passer le taux de recul de 3,4 mm/an à 7,7 mm/an. Ce taux se rapproche de celui calculé par comparaison de photographies aériennes qui est de 10,8 mm/an ± 1,8 mm.

Au vu de la convergence des valeurs du taux d'érosion trouvées par deux méthodes, nous avons confiance dans les résultats obtenus par photogrammétrie terrestre.



FIGURE 5.5 – Photos avant et après de la chute de l'ensemble d'un pan de falaise entre février et avril 2011

5.1.4 Taille et forme des blocs érodés

Outre le taux de recul moyen de la tête de falaise, la méthode photogrammétrique oblique terrestre nous permet d'observer les blocs érodés un à un et de pouvoir analyser leurs positions sur la falaise ainsi que leurs morphologies. Les différentes métriques qui peuvent être calculées sont le volume, la surface et l'épaisseur des blocs érodés.

La surface et le volume des blocs sont reliés par une relation de type loi de puissance (avec V le volume et S la surface) :

$$V = \alpha \cdot S^\gamma$$

Cette relation est bien connue dans la littérature (e.g. Larsen et al., 2010). La valeur de l'exposant γ est communément calculée pour les glissements de terrain et vaut environ 1,4 (Klar et al., 2011; Parker et al., 2011; Larsen et al., 2010). Concernant les chutes de blocs, la valeur de l'exposant γ dans la littérature est proche de 1 (Rosser et al., 2007; Larsen et al., 2010).

La relation surface-volume pour la falaise de Socoa est donnée en figure 5.6. On observe bien une loi de puissance (droite en espace logarithmique), et la régression linéaire donne $V = 0,31.S^{1.1}$ l'exposant s'approche des valeurs de la littérature pour les chutes de blocs (0,98 pour Rosser et al. (2007)).

En plus de la surface et du volume, notre catalogue de blocs érodés donne accès à leur épaisseur, apportant des informations complémentaires. La figure 5.7 montre la surface des blocs en fonction de la racine carrée de la surface (soit la longueur du côté du carré équivalent). On voit que les blocs sont globalement très plats. Le centre de la distribution d'épaisseur est de l'ordre de 5 cm d'épaisseur. Ceci est dû aux joints de stratifications (entre les strates) qui sont autant de discontinuités mécaniques et qui limitent la pénétration de l'érosion vers l'intérieur du massif. La dispersion des points peut être expliquée par plusieurs facteurs. Premièrement par les variations d'épaisseur dans les strates qui varie entre quelques centimètres et un mètre. Deuxièmement, à cause du creusement des bancs marneux entre les bancs calcaires qui a été évoqué dans le chapitre 4 (voir figure 4.8). Ce creusement des bancs marneux n'est pas visible par prise de vue photographique, donc lorsqu'un banc calcaire sus-jacent s'effondre le signal photogrammétrique révèle le creusement qui s'est produit au préalable. Le signal d'épaisseur représente donc la taille soit d'un banc seul (dont l'épaisseur est variable, de l'ordre de quelques centimètres à une vingtaine de centimètres) soit une épaisseur multiple de plusieurs bancs.

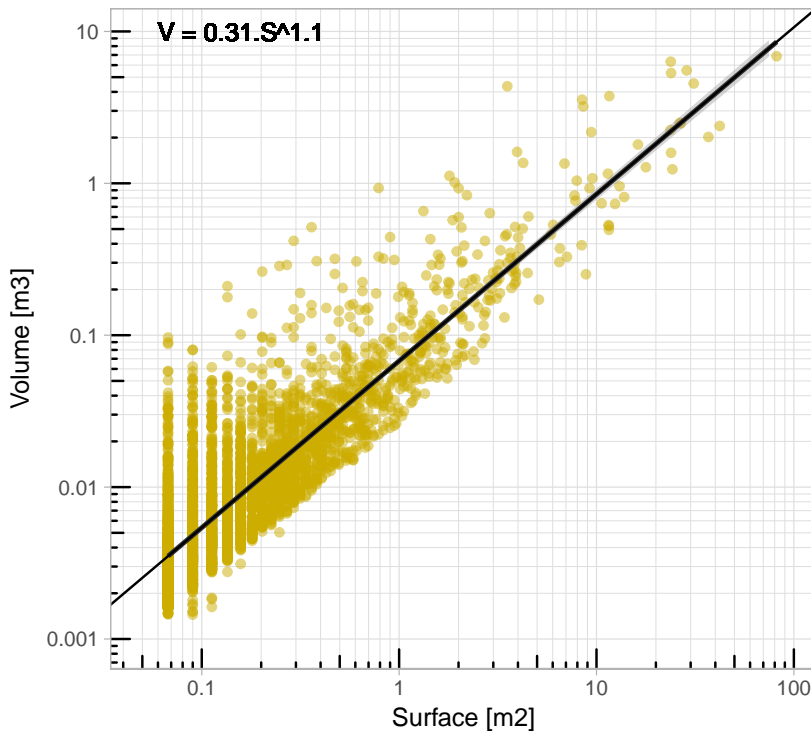


FIGURE 5.6 – Loi surface volume des blocs érodés sur la falaise de Socoa entre juin 2011 et février 2017

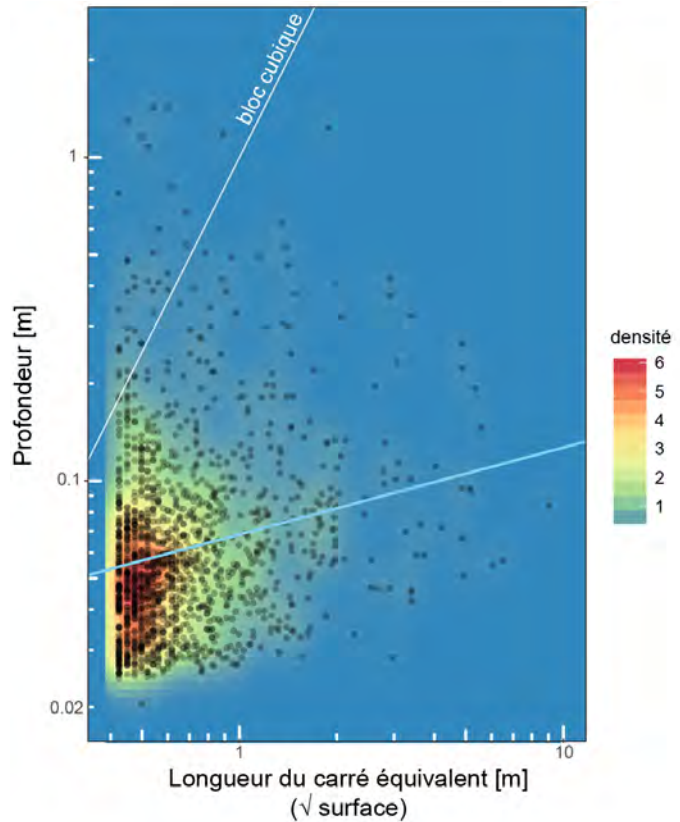


FIGURE 5.7 – Racine de la surface vs épaisseur des blocs érodés sur la falaise de Socoa entre juin 2011 et février 2017. La droite bleu clair représente la tendance sur Socoa, la droite blanche est celle de blocs qui seraient parfaitement cubiques.

5.1.5 Magnitude-fréquence

Les relations magnitude-fréquence servent à prédire l'occurrence d'un événement d'une taille donnée en un pas de temps donné, cette relation est de type puissance décroissante : plus un événement est gros moins il a de chance d'avoir lieu (Dussauge-Peisser et al., 2002; Dussauge et al., 2003; Stark et Guzzetti, 2009; Brunetti et al., 2009; Barlow et al., 2012; Dewez et al., 2013) :

$$F = a.M^{-b} \quad (5.1)$$

Avec F la fréquence de l'évènement et M sa magnitude (qui peut être le volume, la surface ou l'épaisseur). Les relations magnitude fréquence ont été tracées pour les volumes et la fréquence a été normalisée à 1 an et pour 1 hectomètre carrés de falaise.

On obtient bien une droite en espace logarithmique pour toute une partie du graphique 5.8 (disques pleins). Les volumes extrêmes (les plus petits $<0.1\text{m}^3$ et les plus gros $> 1.3\text{m}^3$) ne suivent pas cette loi de puissance. Ceci est dû à une sous-évaluation du nombre des petits volumes qui n'ont pas tous été détectés (effet de censure) et à une sous-évaluation du nombre des plus gros événements. Une régression linéaire est calculée sur ce graphique, mais seulement sur la partie où les données sont substantiellement complètes, c'est à dire sur la plage où les événements suivent une relation linéaire dans le graphique magnitude-fréquence (zones de disques pleins figure 5.8, méthode de Stepp (1972)). La pente de la droite, c'est à dire

l'exposant de la loi de puissance est de -2.01 ; cette valeur est comparable avec celles de la littérature (Barlow et al., 2012; Brunetti et al., 2009).

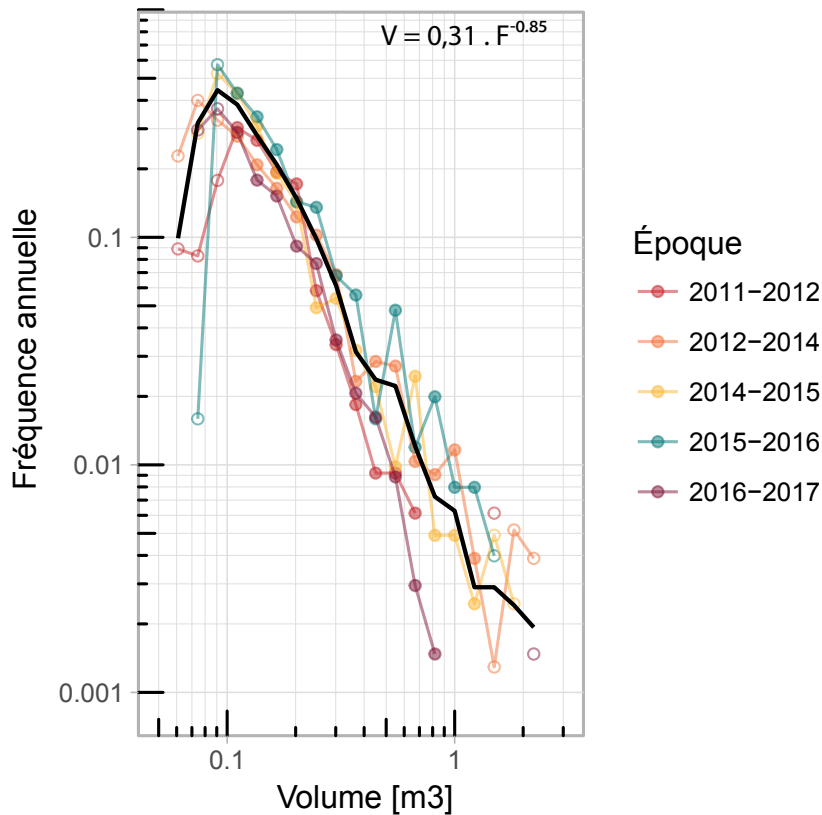


FIGURE 5.8 – Loi magnitude fréquence par époques et pour la période totale

La méthode la plus parlante pour évaluer l'aléa est de représenter une distribution cumulée des volumes qui représente une probabilité de survie, ici la probabilité de rencontrer un événement qui dépasse une certaine taille. La figure 5.9 prédit par exemple 5 événements de plus de 2.10^{-3} m^3 (2 litres) en un an par hectomètres carrés de falaise contre seulement 0,04 de plus de 10 m^3 (soit un tous les 25 ans).

Ici aussi une régression linéaire est calculée sur le même intervalle que pour la relation magnitude-fréquence (cercles pleins sur les figures 5.8 et 5.9), la pente est ici de -0.85 . Cette valeur s'approche de celles de la littérature qui varient habituellement entre 0.4 et 0.8 (atteint parfois 1) (Dussauge et al., 2003; Brunetti et al., 2009; Hungr et al., 2008). Cette pente est influencée par la durée d'observation, l'intervalle entre deux campagnes de mesures et la taille des événements observés (e.g. Dussauge et al., 2003; Williams et al., 2018). Typiquement l'exposant est souvent proche de 0,8 pour des périodes de temps court (de l'ordre de l'année, où l'essentiel des événements observés sont de petite taille) tandis qu'il se rapproche de 0,4 pour des temps d'étude plus long (de l'ordre de la dizaine d'année, où l'on a probablement observé des événements plus gros). Notre étude ne durant que 6 ans, il est donc normal de trouver un exposant élevé tel que le nôtre.

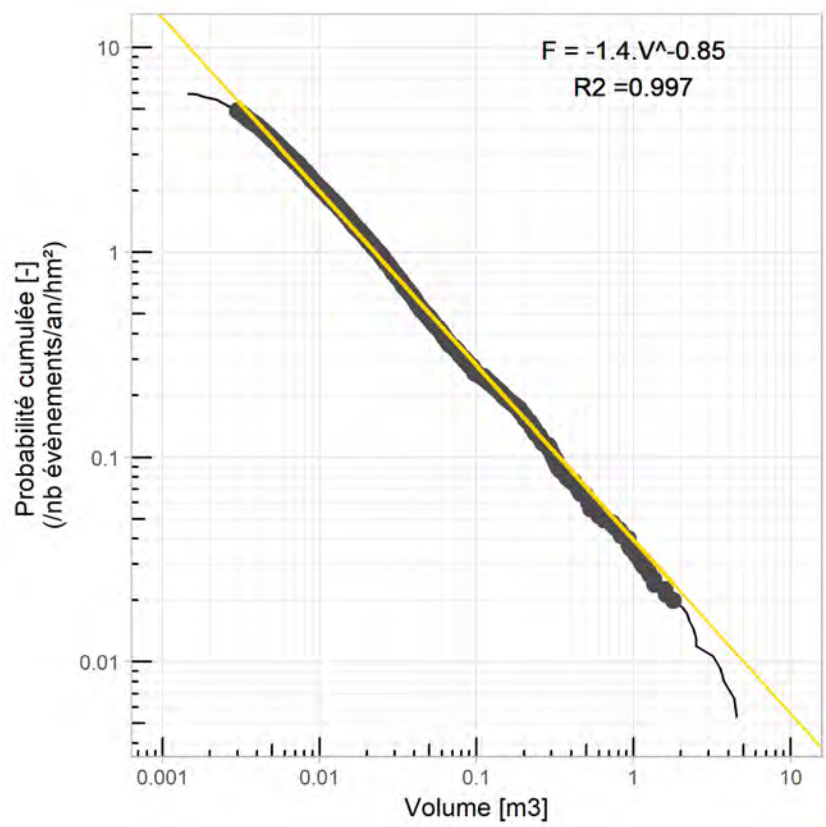


FIGURE 5.9 – Loi magnitude fréquence cumulée

5.2 DESQUAMATION DES BANCS MARNEUX

5.2.1 Description des phénomènes, terrain

La figure 5.5 montrait la chute d'une grande dalle de roche entre février et avril 2011. Cet évènement consiste au détachement groupé de plusieurs bancs stratigraphiques entre février et avril 2011 dont le volume total est estimé d'environ 260 m³. La chute de cette dalle a dégagé une surface de 1160 m² (soit 8,9% de la surface totale) qui continue à s'éroder depuis lors. L'érosion totale sur cette section de falaise entre juin 2011 et février 2017 est de 24,7 m³ soit environ 15% de l'érosion totale de la falaise de Socoa.

Toutes les surfaces stratigraphiques composant ce pan ne sont pas tombées pendant l'évènement du printemps 2011. En effet, sur la figure 5.10 on voit qu'en juin 2011, au pied de la falaise à droite, un grand triangle de calcaire est toujours présent. L'épaisseur de ce triangle est la même que celle de la dalle chuté. Au-dessus de ce triangle, on observe le reste d'une fine couche marneuse (d'environ 5 cm d'épaisseur) le long d'une bande de 8 m de large qui se prolonge jusqu'au sommet de falaise. L'évolution de reliquats du grand pan est détaillée en sous-section 5.2.3.

La surface stratigraphique directement sous-jacente au pan tombé a donc été mise à jour progressivement de la gauche (est) vers la droite (ouest). Il s'agit d'une surface marneuse et rugueuse qui se desquame. En effet, elle présente des marques d'érosion en forme de disques, nettement visibles sur la photo de février 2017. Ces disques, qui croissent radialement seront appelés dans la suite du manuscrit "ronds de sorcière". Leur évolution est décrite dans la sous-section 5.2.4.

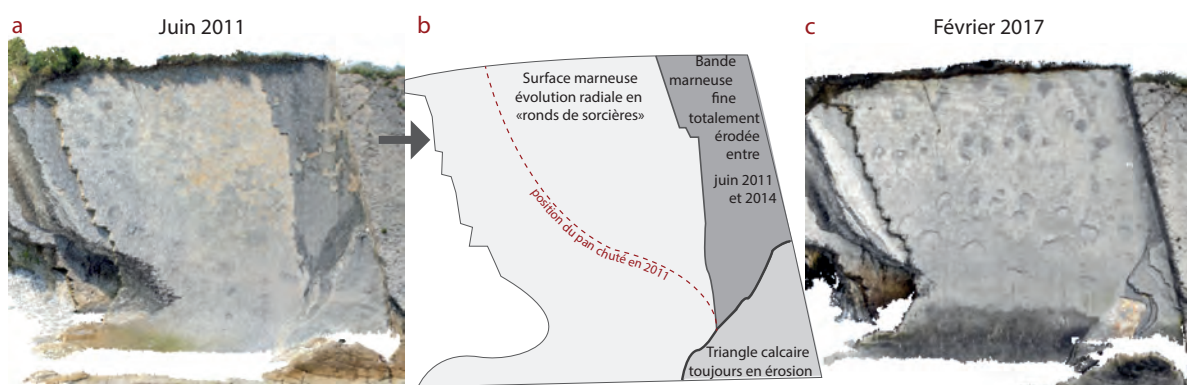


FIGURE 5.10 – Évolution de la surface marneuse mise à jour après la chute du pan en 2011. a. Orthophotographie de juin 2011 ; b. Schéma des différentes zones dont l'évolution est décrite dans cette section ; c. Orthophotographie de février 2017.

5.2.2 Analyse DRX de la composition minéralogique du banc marneux

Les marnes de cette surface stratigraphique ont été échantillonnées et analysées en DRX (Diffraction Rayons X). L'échantillon a dans un premier temps été décarbonaté, une lame a ensuite été réalisée, celle-ci a ensuite été glycolée puis chauffée à 550°. Les résultats de l'analyse en DRX sont donnés en figure 5.11. Les pics détectés sont ceux du quartz, de la muscovite et des argiles : kaolinite et montmorillonite.

Réaliser une lame permet de placer tous les feuillets d'argile dans le même sens et de détecter des pics qui correspondent à des espacements interfoliaires typiques pour les différentes argiles. Cependant, les pics peuvent correspondre à différents minéraux argileux. Pour différencier les pics et identifier avec fiabilité le minéral, deux autres étapes sont réalisées. L'éthylène glycol (ajouté pendant le glycolage) est une molécule qui va se substituer à certains cations dans l'espace interfoliaire d'argiles de la famille des smectites et augmenter la taille de cet espace. Le pic à la DRX sera donc décalé pour ces argiles, correspondant à un espace interfoliaire plus large. C'est ce décalage qui permet de confirmer l'identification de la montmorillonite en figure 5.11. Ensuite, le fait de chauffer la lame à 550° va détruire certains minéraux argileux, ce qui a pour conséquence de faire disparaître certains pics. C'est le cas de la kaolinite et de la montmorillonite, dont les pics disparaissent bien sur lame chauffée en figure 5.11.

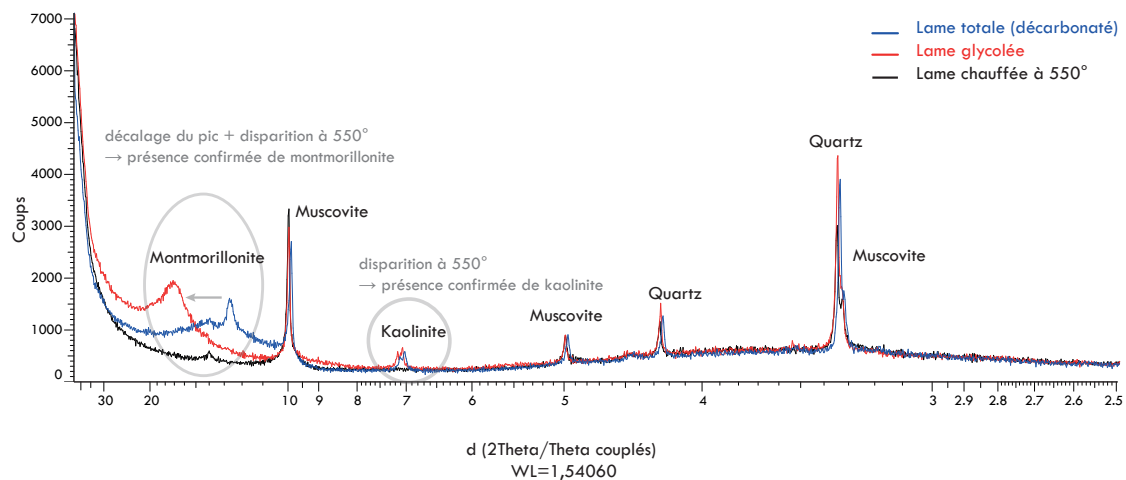


FIGURE 5.11 – DRX sur lames totale (en bleu), glycolée (en rouge) et chauffée (en noir)

Ces analyses DRX démontrent la présence d'argiles gonflantes dans les échantillons de marnes analysés. Si les conditions sont adéquates pour leur permettre de s'hydrater ou de se dessécher, des cycles de retrait et gonflement de ces argiles peuvent agir comme processus mécaniques de déstabilisation liés à l'humidification et séchage des bancs de marne. Nous n'avons cependant pas assez d'information sur l'abondance des argiles dans les bancs pour conclure si ce potentiel processus est réellement activé et s'il est par exemple capable de déstabiliser une dalle de calcaire toute entière, comme celle qui s'est détachée entre février et avril 2011.

5.2.3 Évolution de la zone ouest

Lorsque le grand pan de calcaire est tombé entre février et avril 2011, il ne s'est pas totalement érodé et a laissé des reliquats de roche collée en partie ouest. A la base, un grand triangle dont l'épaisseur est la même que celle du pan chuté est restée. Cette zone s'érode progressivement depuis lors et elle n'était toujours pas complètement érodée en 2017.

Au-dessus de ce triangle, une bande de marnes d'environ 8 m de large et d'une dizaine de centimètre d'épaisseur était présente en juin 2011 du sommet du triangle jusqu'au sommet de falaise. Cette zone a été érodée assez rapidement et n'était déjà plus présente en 2014. Cependant, elle n'est pas visible sur le signal des différences car trop mince pour avoir été détectée. On peut néanmoins estimer son volume, sa surface est d'environ 200 m² et son épaisseur d'environ 8 cm. Ceci correspond à un volume de 16 m³ qui n'a pas été pris en compte. Ce volume est assez important au vu de l'érosion totale de la falaise puisque cela correspond à environ 9.5% du volume total enregistré entre 2011 et 2017.

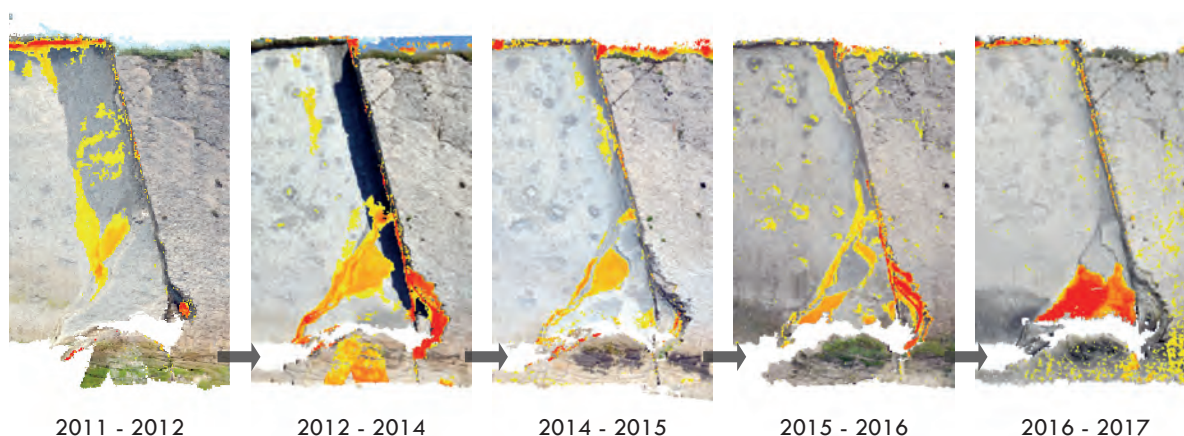


FIGURE 5.12 – Évolution d'un pan de falaise entre 2011 et 2017. Raster des différences drapé sur orthophotographies

Des blocs assez volumineux se détachent de cette zone, le volume total érodé sur la période 2011-2017 est de 25.29 m³ soit 15% du volume total érodé sur la falaise. Ce volume est sous-estimé puisqu'il ne prend pas en compte toute la bande marneuse (au-dessus du triangle calcaire). Si on la prend en compte avec notre estimation, on passe à 22% du volume total pour cette seule zone (41.29 m³ sur 170 m³ + 16 m³). Ceci montre qu'à Socoa l'érosion est concentrée sur des objets de tailles finis et se concentre sur de petites zones géographiques.

5.2.4 Description terrain du phénomène de desquamation

Le grand banc marneux laissé à vif après l'effondrement de février 2011 s'érode petit à petit. On observe sur la surface de cette strate de grands disques érodés de plusieurs mètres de large visible sur l'image Google Earth 5.13. Sur le terrain, on observe que la formation de ces disques est due au détachement de nombreuses petites plaquettes de marnes visibles sur le zoom en photo 5.14. La profondeur maximale de ces disques est



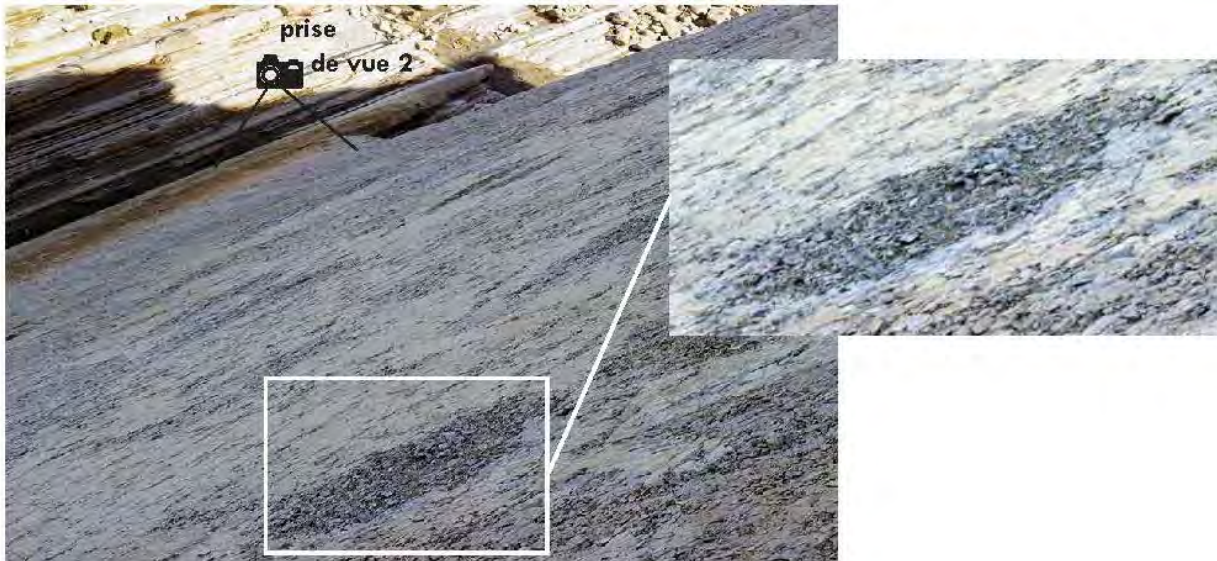
FIGURE 5.13 – Vue aérienne des ronds de sorcière en 2016 (image google earth)

limitée par le banc calcaire sous-jacent. L'évolution semble se faire de manière centripète depuis un point source (figure 5.14(b)), ainsi ces zones ont été nommées "ronds de sorcière" (par analogie avec les champignons qui poussent à l'extrémité d'un mycélium dont la croissance est isotrope).

Les ronds de sorcière situés à mi-hauteur de falaise sont très développés (photo 5.13). L'épaisseur totale du banc marneux a généralement été érodée car leurs fonds laissent apparaître la strate calcaire plate sous-jacente, comme en figure 5.14(b). Sur cette figure on peut d'ailleurs voir apparaître une discontinuité en forme de "T" au centre du rond de sorcière. Celle-ci peut être le point central à partir duquel ce rond de sorcière s'est développé et va générer une nouvelle séquence de desquamation du banc inférieur.

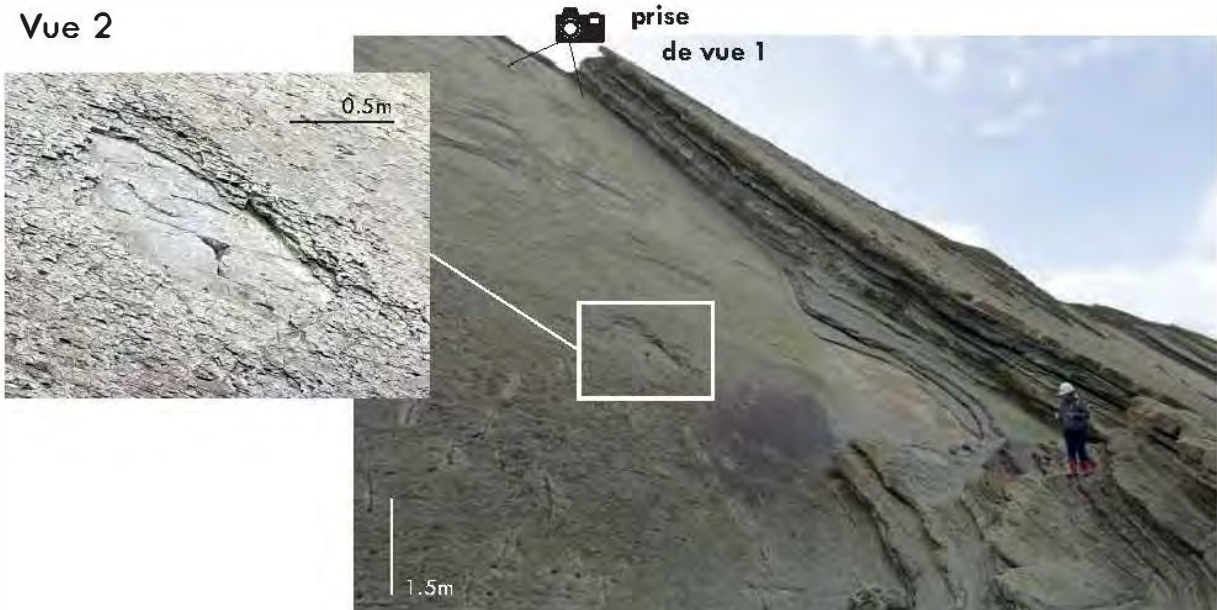
En ce qui concerne les ronds de sorcière situés en sommet de falaise, on voit en photographie 5.14(a) un rond de sorcière bien circulaire mais remplis de petites écailles de marnes. Ces petites écailles sont détachées mécaniquement du banc marneux mais la pente à 43° de la falaise leurs permet de rester en place sur de petits replats où d'autres écailles ont laissé un espace disponible pour permettre leur accumulation. Aucune déstabilisation n'est venue les faire tomber vers la mer. La gravité fait s'accumuler les petites écailles vers le bas des ronds de sorcière. Ceci peut être aperçu sur la vue aérienne Google Earth en figure 5.13, où l'on ne distingue que la partie supérieure des ronds de sorcière (on ne voit que des arcs de cercles, flèche jaune sur la figure 5.13).

Vue 1



(a) Vue du sommet de falaise

Vue 2



(b) Vue du pied de falaise

FIGURE 5.14 – *Ronds de sorcière à différentes hauteurs de falaise*

5.2.5 Analyse quantitative

L'épaisseur des écailles marneuses qui s'érodent est de quelques centimètres, donc inférieure au seuil de détection des différences des nuages photogrammétriques. Il n'a donc pas été possible de quantifier leur évolution par calcul des différences. Les ronds de sorcière ont été digitalisés manuellement sur SIG à partir des orthophotographies. Leur géométrie a été simplifiée sous forme de disque. Cette simplification permet néanmoins de mener une analyse de l'évolution du rayon des ronds de sorcière et de leur nombre.

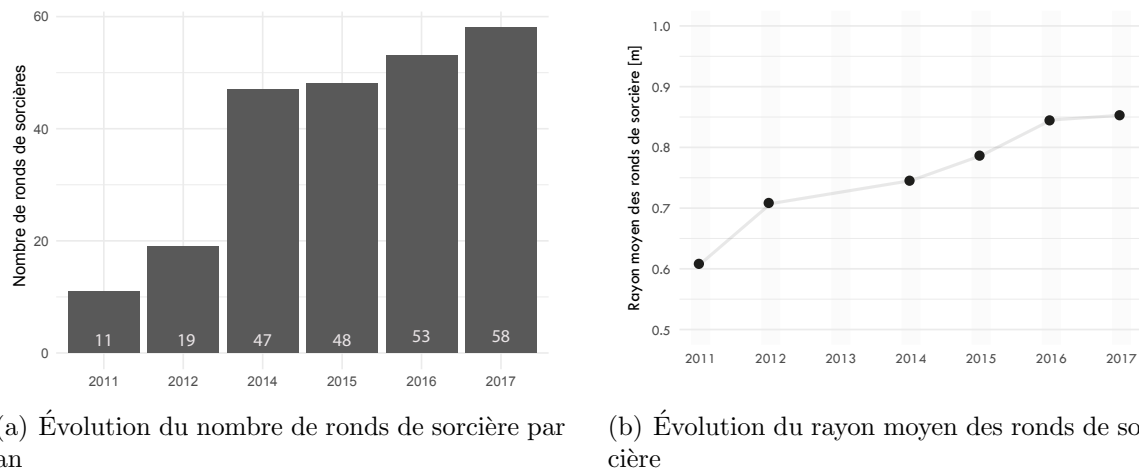


FIGURE 5.15 – Evolution des ronds de sorcière

Les ronds de sorcière s'accroissent depuis 2011, leur nombre est passé de 11 entités à 58 en 2017 (voir figure 5.15(a)). La surface des ronds de sorcière augmente également puisque le rayon moyen passe de 0.6 m à 0.85 m (voir figure 5.15(b)). La surface totale affectée de ce pan de falaise de 1160 m² par le phénomène de desquamation des marnes est passée de 14 m² en 2011 à 144 m² en 2017.

Le volume érodé, c'est à dire le volume de plaquettes de marnes qui se sont désolidarisées de la falaise et qui est tombé dans la mer peut être estimé grâce à des traitements sous Cloud Compare. En effet, les ronds de sorcière qui sont creusés de l'épaisseur du banc marneux créent une rugosité à petite longueur d'onde sur la falaise. En calculant une rugosité sur le nuage de points avec un grand rayon de 4m (beaucoup plus grand que le rayon des plus grands ronds de sorcière), les ronds de sorcière ont été extraits du nuage de point original. Le volume érodé a été estimé en faisant la différence entre cette surface et une surface modélisée du plan marneux (surface de type quadrique car ce banc n'est pas parfaitement plan). En 2017, le volume de marnes perdu à l'intérieur des ronds de sorcière est de 6.4 m³. Ce volume correspond à 3.8% du volume total érodé sur la falaise de Socoa entre 2011 et 2017 mais il n'avait pas été comptabilisé car trop mince (épaisseur de 4 à 5 cm). Le développement de ces structures est donc un épiphénomène qui n'est responsable que d'un petit volume érodé.

L'évolution des ronds de sorcière se fait de manière radiale autour d'un point source et chaque rond de sorcière représente une entité dont le diamètre croit au cours du temps. La figure

5.16 présente les distributions de surface de chacun des ronds de sorcière pour les différentes époques de mesure et l'ordonnée correspond à la position de leur centroïde sur la hauteur de falaise. Les ronds de sorcière sont présents sur toute la hauteur de falaise à partir de 5m. Les ronds de sorcière au diamètre le plus important se trouvent plutôt en bas de la falaise à des hauteurs inférieures à 12m.

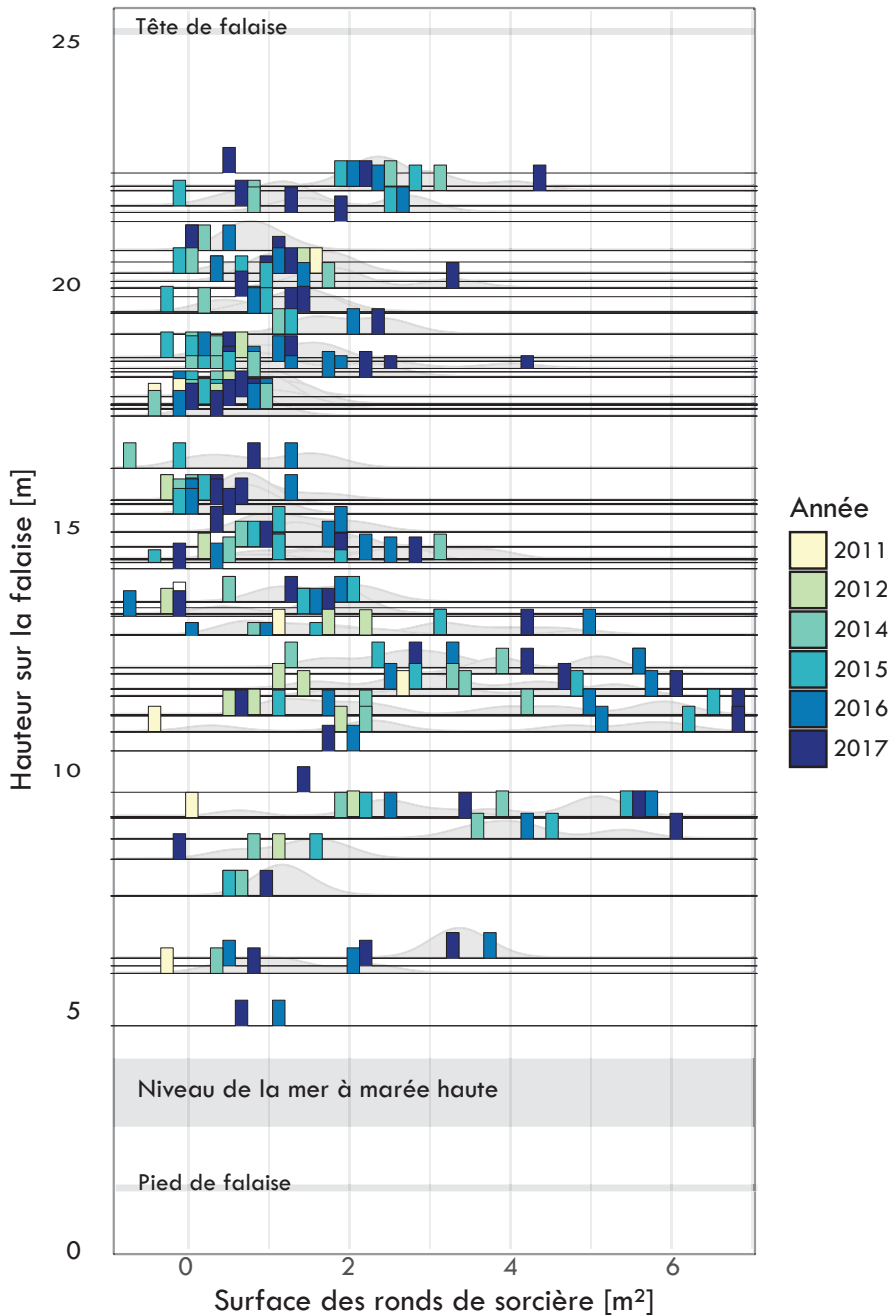


FIGURE 5.16 – Évolution des surfaces des ronds de sorcière dans le temps. Distribution des surfaces des ronds de sorcière pour chaque année et en fonction de la hauteur de la hauteur de falaise.

5.2.6 Hypothèses sur les mécanismes de création et d'évolution des ronds de sorcière

Les ronds de sorcière sont présents sur toute la hauteur de la falaise, laissant penser à une forte composante subaérienne quant au processus qui permet de détacher les plaquettes de marnes qui peut être de type dessiccation. Cependant nous avons vu en figure 5.16 que le diamètre des ronds de sorcière est plus important pour les hauteurs inférieures à 12 m.

Cette hauteur particulière de 12m correspond à une limite d'influence marine. En effet, les hauteurs de marée de pleine mer à Socoa varient entre 3 et 4,5 m NGF de haut, à cet endroit le pied de falaise est localisé à environ 1 m de hauteur. La figure 5.16 localise les niveaux de haute mer sur la hauteur de falaise par rapport au ronds de sorcière. On voit que tous les ronds de sorcière se développent au-dessus du niveau marin statique maximal. La photographie 5.17 a été prise à marée haute le 6 avril 2016 pour un coefficient de marée de 103 et un marnage de 4,4 m. On y distingue nettement la zone humide due au jet de rive. Celle-ci s'élève sur la photo à une hauteur d'une dizaine de mètres sur la falaise. La zone d'évolution maximale des ronds de sorcière correspond donc approximativement à la zone de limite de jet de rive.

La mer évacue les plaquettes de marnes lorsqu'elles sont désolidarisées de la falaise pour les ronds de sorcière situés dans le bas de falaise. Pour les ronds de sorcière qui se développent au sommet de falaise, la pente de la falaise fait que les plaquettes s'accumulent sur le bord inférieur du rond de sorcière et il n'y a que peu de sollicitations qui permettent de les faire tomber vers la mer (cf figure 5.14).



FIGURE 5.17 – Hauteur de la mer sur la falaise de Socoa à marée haute le 16/04/2016 à 16h37 pour un coefficient de marée de 103 et un marnage de 4,4 m

5.3 ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DES CAVITÉS

La corniche Basque présente de nombreuses cavités et encoches (voir 4.1.5) aux morphologies variées et qui présentent des phases d'évolution et des processus d'érosion différents. Six cavités ont été sélectionnées pour illustrer ce propos (figure 5.23). Dans un premier temps, cette section décrit ces cavités, puis une analyse quantifie l'érosion dans leur voisinage. Enfin, un modèle d'évolution des cavités sur la Corniche Basque est proposé.

5.3.1 Description morphologique des cavités

Les cavités présentent des dimensions et des morphologies variées, des failles ou fractures ne sont pas toujours présentes en profondeur pour justifier leur existence. La figure 5.23 localise et présente les différentes cavités, avec leurs dimensions et la présence éventuelle de faille. Les bords de banc des cavités ont été digitalisées sous SIG à partir de l'orthophoto de la falaise en élévation de 2011, seules les arrêtes visibles ont donc pu être digitalisées. Celles-ci ont été dénombrées et leur longueur totale a été calculée.

La première, "le dauphin" (figure 5.18) a une forme aplatie, elle est plus large (29 m) que haute (12 m) et est très profonde (9 m) et elle est dissymétrique avec une faille au milieu. Sur la partie droite plusieurs couches stratigraphiques d'environ trois mètres d'épaisseur sont présentes alors qu'elles sont érodées sur la partie gauche. La limite entre ces deux zones se fait à peu près au niveau du centre de la cavité. La partie de droite présente donc un surplomb plus important.

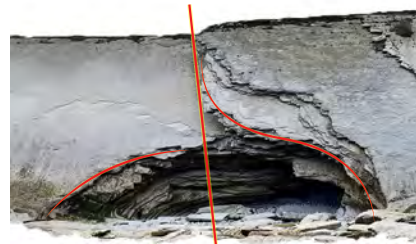


FIGURE 5.18 – Cavité "dauphin"

La deuxième cavité, "le ballon de rugby" (figure 5.19), se situe au milieu d'une grande dalle de calcaire plane. Elle est aplatie, avec 24 m de largeur pour 14 m de hauteur et 5 m de profondeur. Cette cavité est symétrique. La zone ne présente pas de faille pénétrant la falaise. Par contre, le banc de calcaire exhibe des fractures ténues perpendiculaires à la surface et révélées par un motif légèrement rentrant dans la dalle.



FIGURE 5.19 – Cavité "ballon de rugby"

La troisième cavité, "le prisme" (figure 5.20) se situe à l'intersection entre deux grandes zones stratigraphiques planes avec un saut stratigraphique d'une dizaine de mètres d'épaisseur entre la partie gauche et la partie droite. La présence d'une faille coïncide avec ce saut stratigraphique et la cavité. La morphologie est plutôt de type pyramidale avec une hauteur de 18 m, une largeur de 20 m et une profondeur de 10 m. La structure est légèrement dissymétrique avec la partie droite plus creusée.



FIGURE 5.20 – Cavité "prisme"



FIGURE 5.21 – Cavité "louche"

La quatrième cavité, "la louche" (figure 5.21) se situe au niveau du ressaut stratigraphique à droite du pan décrit dans la section précédente. Cette encoche à une forme de demi-disque et est totalement dissymétrique, son extension est limitée à gauche par le saut dans la stratigraphie. Ses dimensions sont de 6 m de large pour 11 m de haut et 4m de profondeur. Sa base n'atteint pas le pied de falaise et se situe à environ 1 m au-dessus de celui-ci.

Enfin, la dernière cavité, "la poire" (figure 5.22) a une morphologie symétrique. Elle est la plus grande des cavités avec 32 m de largeur, 23 m de hauteur et est relativement plate avec seulement 6 m de profondeur.

Nous proposons trois catégories de cavités en fonction de leur morphologie :

- Type A : Les cavités hémisphériques en pied de falaise sur les zones planes et sans faille comme le ballon de rugby.
- Type B : Les cavités dissymétriques situées à un ressaut dans la stratigraphie comme la louche.
- Type C : Les cavités symétriques qui se développent autour d'une faille comme la poire et qui atteignent le sommet de falaise.

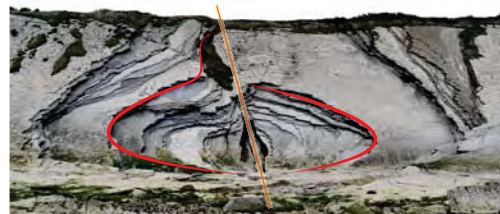


FIGURE 5.22 – Cavité "poire"

Le dauphin est un mélange de type A et B, il se situe à un ressaut topographique et il est hémisphérique en pied de falaise. Le prisme quant à lui, est un mélange de type B et C, puisque la cavité se situe à la fois au niveau d'une faille et d'un ressaut dans la stratigraphie.

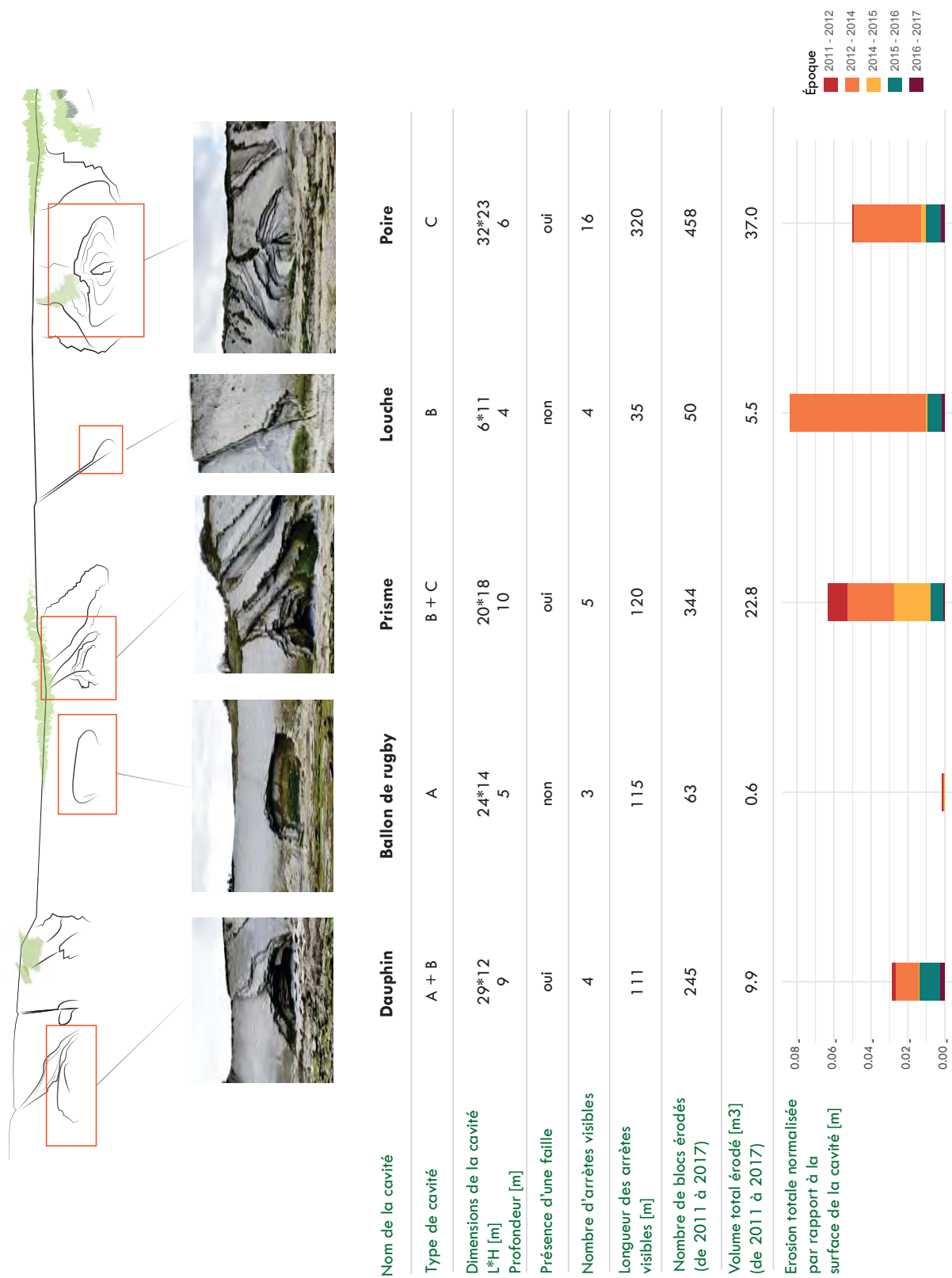


FIGURE 5.23 – Présentation de quatre cavités aux morphologies différentes sur Socoa.

5.3.2 Analyse quantitative

Le volume total érodé sur ces cinq cavités et pour la période totale est de 70 m^3 , soit 41% du volume érodé sur les 380 m de longueur de la falaise de Socoa étudiée. Et ce alors que ces cavités ne représentent qu'une surface de 13% de la falaise totale (soit 1780 m^2). Ces zones sont donc actives et contribuent à une grande partie du volume érodé.

Si l'on regarde les cavités une par une, on s'aperçoit qu'elles ont des taux de production de blocs différents (figure 5.23). Les volumes érodés varient entre 0.6 m^3 pour le ballon de rugby jusqu'à 37 m^3 pour la poire. Cette dernière représente donc plus de la moitié du volume érodé sur les cavités, soit environ 20% du volume érodé sur la totalité de la falaise. Si le volume érodé est normalisé par rapport à la surface de la cavité, c'est la louche qui devient la cavité la plus active. Le ballon de rugby s'érode, en proportion 50 fois moins que la louche, 38 fois moins que le prisme et 30 fois moins que la poire. On remarque également que certaines époques sont bien plus actives que d'autres et qu'il ne s'agit pas des mêmes époques pour toutes les cavités.

Ce sont les cavités de type C (poires) et de type B (louche) qui s'érodent le plus rapidement. Les cavités de type A (ballon de rugby) semblent assez stables.

Plusieurs métriques ont été explorées pour expliquer le taux de production d'une cavité : la présence d'une faille, le nombre et la surface des arrêtes visibles au sein de la cavité et leur géométrie (valeurs en figure 5.23). La figure 5.24 donne le coefficient de corrélation de Spearman entre le volume total érodé des cavités sur la période 2011-2017 et différents critères morphologiques. Les corrélations les plus fortes sont avec la présence d'une faille (0,68) et le nombre d'arêtes (0,66). Viennent ensuite la surface des cavités (0,6) puis leur profondeurs (0,54). Les relations avec la largeur, la hauteur et la longueur totale des arrêtes ont une p-value non significative.

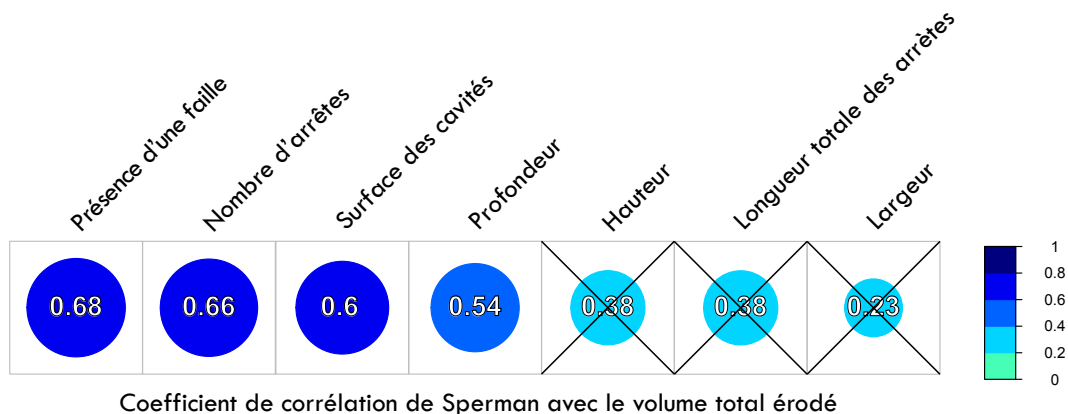


FIGURE 5.24 – Coefficient de corrélation de Spearman entre le volume érodé des cavités et différents critères morphologiques. Les croix indiquent des corrélations non significatives ($p_{value} > 0.05$)

La présence d'une faille va jouer comme zone de faiblesse mécanique et point source pour le développement d'une cavité. Il n'est donc pas surprenant de voir ressortir la présence de faille comme corrélation la plus importante. Le nombre d'arêtes visibles va quant à lui définir la

surface spécifique de roche disponible pour l'érosion. En effet, plus il y a d'arêtes, plus il y a de zones en surplomb qui peuvent potentiellement être érodées et plus il y a d'interbancs marneux plus facilement érodables. Le graphique 5.24 montre que volume érodé croît fortement avec le nombre d'arêtes disponibles.

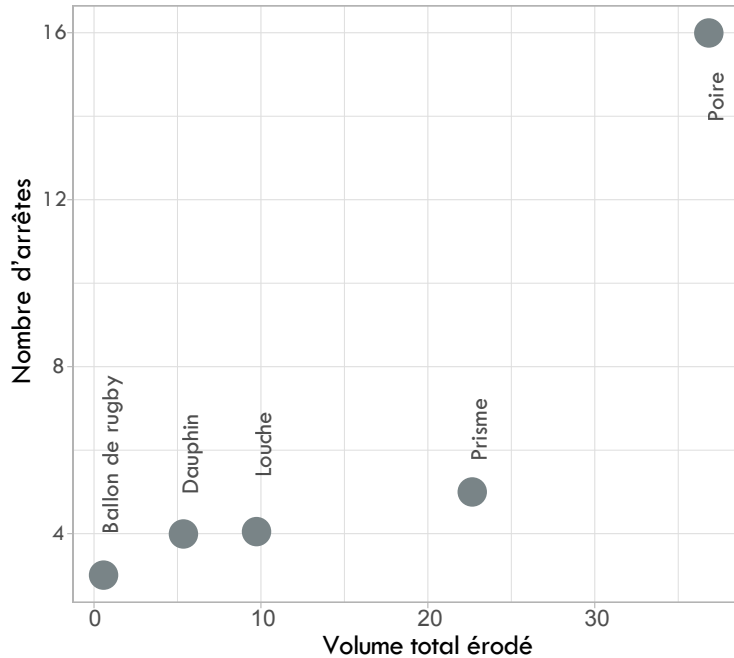


FIGURE 5.25 – Relation entre les nombre d'arêtes disponible et le volume total érodé pour chacune des cavités

5.3.3 Modèle d'évolution des cavités

Le mécanisme d'évolution proposé des cavités de la falaise de Socoa sur le secteur étudié est le suivant : la présence d'une faille va jouer le rôle de zone de faiblesse et de point source autour duquel l'érosion va agir au bord des bancs, à l'endroit où ils sont désolidarisés de la masse rocheuse. Les failles étant obliques par rapport à la falaise ($\sim 40^\circ$), elles vont également contrôler le fait que l'érosion se fasse dans la profondeur. Une fois la déstabilisation initiée, le nombre d'arêtes disponibles va croître sans cesse, augmentant ainsi la surface spécifique disponible à l'érosion. Il existe une rétroaction positive entre érosion et croissance de la cavité. La cavité va finir par atteindre le sommet de falaise, l'érosion va se poursuivre latéralement et créer des ressauts dans la stratigraphie (exemple en figure 5.26). Le modèle d'évolution de la Corniche Basque est schématisé en figure 5.27.

Ces cavités ne sont pas limitées à notre secteur d'étude mais on en retrouve tout le long de la Corniche Basque (figure 5.28) et tous les types de morphologies décrites sont présentes. On observe de très larges cavités, comme celle située autour de la cavité "dauphin" en figure 5.28. On peut imaginer une croissance latérale forte des cavités et que les cavités situées autour du "dauphin" et celle située à sa droite vont finir par se rejoindre. En effet, la pile stratigraphique triangulaire qui sépare les deux est très mince vers le pied de falaise. On peut également

FIGURE 5.26 – Cavité de type C (poire) dont l'érosion a atteint le sommet de falaise

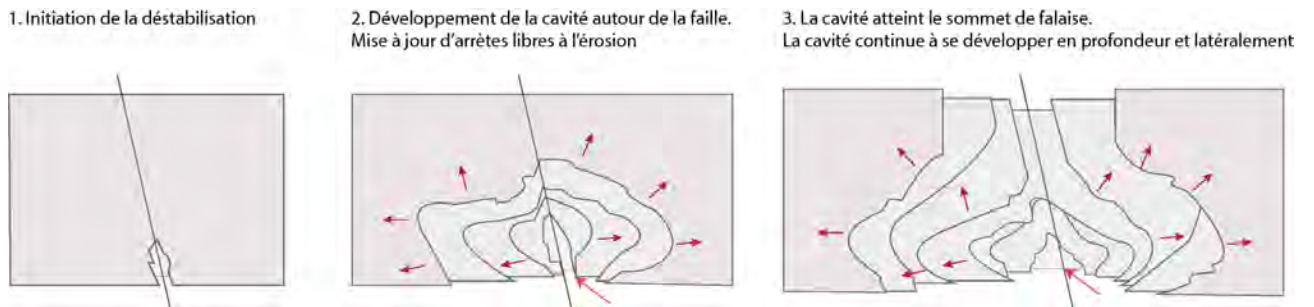


FIGURE 5.27 – Modèle d'évolution des cavités sur la Corniche Basque

imaginer un modèle de compétition entre les différentes cavités avec certaines qui grandissent plus vite que d'autres et qui vont finir par nucléer avec des cavités voisines.

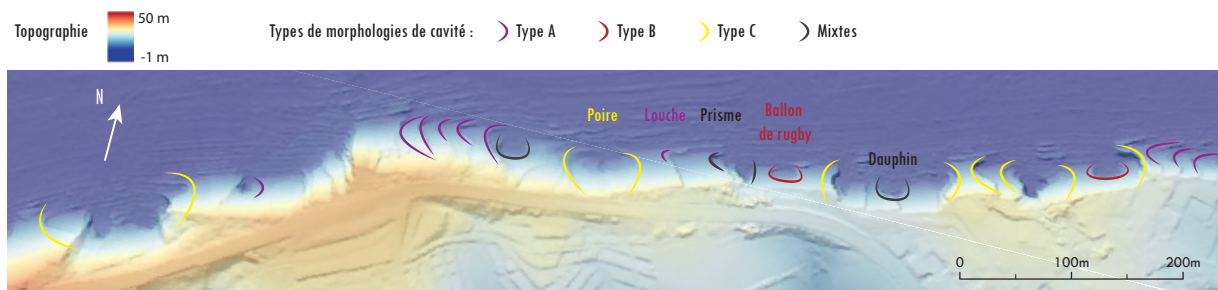


FIGURE 5.28 – Morphologie et typologie des cavités le long de la corniche Basque (MNT lidar Observatoire de la Côte Aquitaine, 2016, pers. comm). Type A= "ballon de rugby"; type B = "louche"; type C = "poires"

5.4 DISCUSSION

5.4.1 Processus d'érosion et de décrochement de blocs

Les sections 5.2 et 5.3 mettent l'emphase sur deux phénomènes d'érosion observés sur la falaise de Socoa et quantifiables grâce à la photogrammétrie. Le mécanisme responsable du plus grand volume érodé est la chute de blocs autours des cavités. Les mécanismes d'érosion sur ces cavités sont des chutes de blocs sur les arrêtes libres lorsque la limite de résistance des roches est atteinte et que la gravité l'emporte. Le taux de production des cavités est contrôlé par la présence de faille et le nombre d'arrêtes libres disponibles à l'érosion.

La desquamation du banc marneux et la formation des ronds de sorcière est un épiphénomène qui n'est responsable que d'un petit volume érodé : 6.4 m^3 soit 3.8% du volume total (170 m^3). Cependant, l'observation de ce phénomène témoigne du comportement des strates marneuses. En effet, la méthode photogrammétrique ne permet pas d'observer la plupart des bancs marneux qui se trouvent entre les strates calcaires. L'observation de ce phénomène de desquamation combinée à la présence d'argiles gonflantes (montmorillonite) nous laisse envisager le comportement des marnes dans les interbancs. Celles-ci s'érodent par petites écailles et sont susceptibles de subir des phénomènes de retrait gonflement. Ces bancs se creusent et ne soutiennent plus mécaniquement les strates calcaires.

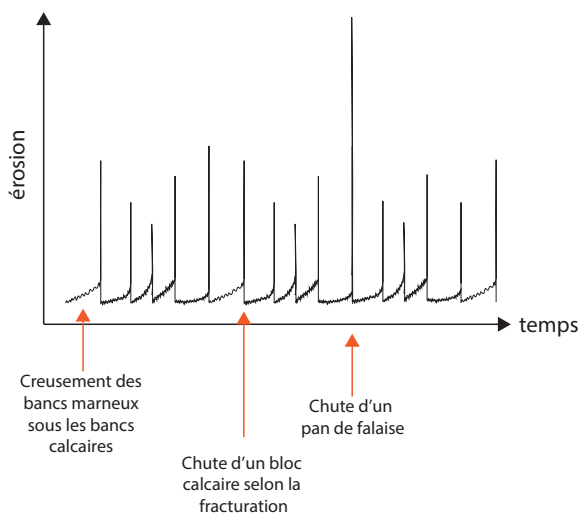


FIGURE 5.29 – Modèle conceptuel d'évolution de la Corniche Basque

Le mécanisme d'érosion à Socoa semble initié par la présence d'une discontinuité en pied de falaise, typiquement une faille ou un ressaut dans la stratigraphie qui se traduit par une érodabilité différentielle de part et d'autre de la faille. L'érosion va ensuite avoir lieu de manière radiale autour de ce point source et créer une cavité. Les interbancs marneux s'érodent rapidement par petites écailles et subissent éventuellement des phénomènes de retrait gonflement. Les bancs calcaires se retrouvent en surplomb sur les pourtours de la cavité et ne sont plus soutenus par les bancs marneux déjà érodés. Ils finissent par s'effondrer à la faveur de la fracturation existante (évolution conceptuelle en figure 5.29).

5.4.2 Temps de retour des évènements et taux de recul à long terme

La survenue de chutes de blocs est un phénomène complexe et stochastique. La probabilité d'observer un évènement d'une taille donnée suit une loi de puissance, plus un évènement est gros plus il se produira rarement. Ainsi la chute d'un pan entier comme celui de 2011 d'un volume d'environ 260 m³ est très peu probable sur le secteur de Socoa. Sa probabilité d'occurrence est d'une fois tous les 110 ans environ si l'on reprend la relation magnitude fréquence trouvée ($F = -1,4.V^{-0.85}$). Ce temps de retour très long n'est pas inconcevable puisque au vu de la comparaison de photographies aériennes sur 56 ans qui ne laisse voir la chute que d'un seul pan de falaise, celui de 2011.

Le recul de la tête de falaise à cause d'un gros évènement catastrophique est donc rare, mais la tête peut également reculer petit à petit lorsque les cavités se propagent jusqu'au sommet de la falaise.

Ce phénomène est visible sur une cavité située juste au nord de la zone d'étude visible en photo 5.26. Notre suivi ne montre que peu de blocs qui se détachent du sommet de falaise comme le montrent les profils d'érosion sur la hauteur de falaise obtenu (figure 5.2 et 5.30). Les blocs érodés sont focalisés sur la base de la falaise, entre 4 et 9 m de hauteur environ. Ce que nous observons sur le suivi de six ans est majoritairement la phase de déstabilisation du pied. On peut imaginer que sur le long terme, toute la falaise sus jacente en surplomb va finir par s'éroder. Ainsi si l'on extrapole le taux de recul du pied de falaise sur toute sa hauteur, on obtient un taux d'érosion de 3,7 cm/an soit un volume de 500 m³ (voir figure 5.30). Ce recul extrapolé correspond au taux d'érosion que l'on pourrait attendre sur plusieurs centaines d'années, c'est à dire sur une durée supérieure au temps de retour des gros évènements.

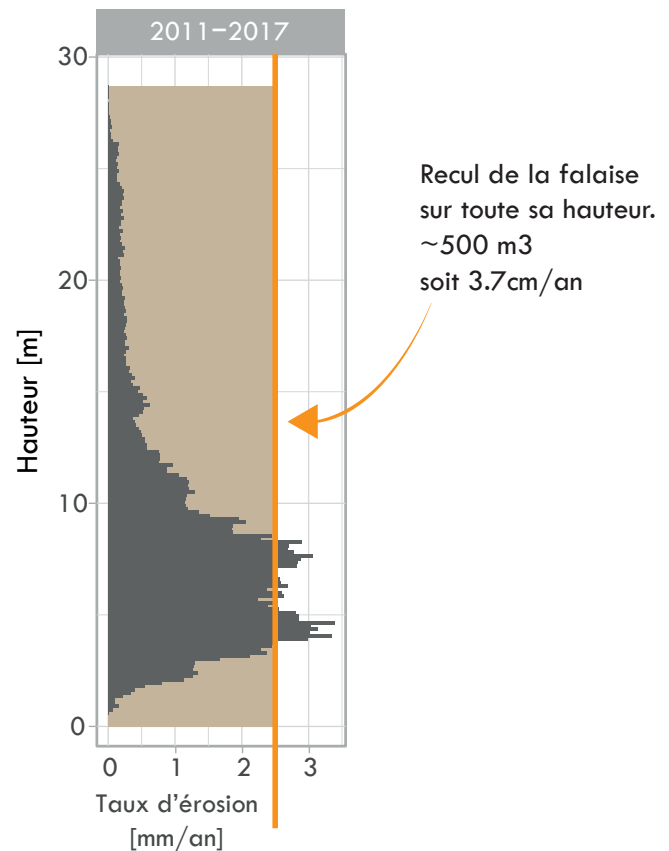


FIGURE 5.30 – Projection du taux d'érosion en cas de chute des pans entiers

5.4.3 Vers une modélisation d'évolution des cavités le long de la Corniche Basque

Nous avons étudié deux mécanismes d'érosion : la desquamation d'un banc marneux et le développement des cavités. Ces deux mécanismes possèdent des similarités et il est possible d'extrapoler la formation des ronds de sorcière à celle des cavités. La déstabilisation est initiée à partir d'un point source puis le phénomène d'érosion se propage de manière radiale autour de celui-ci en rongant les bords des bancs.

Ces processus pourraient être modélisés numériquement par des modèles de type automates cellulaires. Chaque cellule correspondrait à une plaquette marneuse ou un bloc calcaire et peut être érodé ou non. Chacune d'elles possède une probabilité d'érosion. Ceci correspond physiquement à la présence d'une fracture, faille ou discontinuité. Une fois qu'un pixel est érodé, ses voisins ont une plus forte probabilité d'être érodés.

Ce modèle simple permettrait de modéliser l'évolution à long terme des processus. Par exemple pour les cavités, il permettrait de voir celles qui grandissent le plus vite et qui finissent par engorger les cavités voisines.

5.4.4 Évolution du platier et devenir des débris

Notre étude n'a pas quantifié l'érosion du platier rocheux. Cependant, des données photographiques sont disponibles car lors de chaque campagne, des photographies du platier prises du sommet de falaises ont été faites. Une reconstruction photogrammétrique à partir de ces données semble complexe. En effet, ce platier stratifié est très rugueux et de nombreuses zones d'ombre sont présentes et il est un objet difficile à reconstituer en 3D par essence. De plus, l'accès au sommet de falaise n'est pas possible tout le long de la côte et les prises de vues sont limitées à une petite dizaine de stations qui ne permettent pas une reconstruction précise.

Cependant, ces photos sont disponibles et pourront être utilisés pour identifier manuellement ou automatiquement les blocs issus de l'érosion et d'observer leur devenir. Ce travail a été initié lors d'un travail de Licence 3 par Charline Sifreu (2011), durant lequel a été observé le mouvement de plusieurs blocs le long de la falaise de Socoa. Ce rapport identifie de nombreux mouvements complexes (apparition, disparition, rotation..) et repère des zones plus actives que d'autres comme les zones d'éboulis. Elle repère également des mouvements des blocs plus importants lors de l'hiver 2011/2012 qui a connu des tempêtes et de fortes marées. Ce travail est préliminaire et peut être poursuivi en envisageant peut être un suivi automatique du mouvement des blocs. Ce travail peut être particulièrement intéressant car on n'observe que peu de blocs en pied de falaise, signe que les débris sont déblayés assez rapidement.

5.4.5 Lien avec les forçages

La falaise de Socoa n'a pas été instrumentée pour mesurer les forçages auxquels elle est soumise. De plus, le pas de temps de suivi de la falaise de un an n'est pas adapté pour relier

directement forcées et variables environnementales. Cependant étant donné la localisation des blocs érodés majoritairement en pied de falaise, on peut pointer du doigt l'influence de la mer dans sa déstabilisation. De plus, le jet de rive à marée haute a été pointé comme un des facteurs coïncidant avec le développement des ronds de sorcière. Le marnage et la houle pourraient être des variables explicatives de l'évolution des ronds de sorcière

En ce qui concerne la création et le développement des cavités, le processus est dans un premier temps l'érosion des strates marneuses. Celles-ci sont peu compétentes et comportent des argiles gonflantes. Celles-ci sont régulièrement hydratées, que ce soit à cause de la mer avec un marnage et une houle souvent importantes, ou à cause des pluies régulières. Les sollicitations au retrait gonflement des argiles sont donc fréquentes. Ensuite, en ce qui concerne la chute des blocs calcaires, il ne nous est pas possible de déterminer l'élément déclencheur qui va engendrer leur chute. Ces blocs sont situés en bord de banc et sont en équilibre instable.

5.4.6 Comportement de Socoa par rapport à la base de données GlobR2C2

La falaise de Socoa est un cas particulier de falaise de flysch monoclinale. Elle est soumise à un marnage de vive-eau de 4 m et d'un régime de houle énergétique majoritairement nord-nord-est ; le climat est océanique et pluvieux. Le comportement de la falaise de Socoa peut être observé dans le cadre plus global de l'analyse la base de données GlobR2C2 menée en chapitres 2 et 3.

Premièrement, le taux d'érosion de Socoa peut être comparé à ceux réalisés sur d'autres côtes à flyschs grâce à la base de données GlobR2C2 (Prémaillon et al., 2018). Des études ont été menées en Nouvelle-Zélande (de Lange et Moon, 2005; Gulayev et Buckeridge, 2004) et au Portugal (Neves et Pereira, 1999). Le taux d'érosion médian pour ces études est de 17 mm/an, avec un minimum à 5 mm/an (de Lange et Moon, 2005) et un maximum à 85 cm/an sur des flyschs très fracturés (Neves et Pereira, 1999). Dans la base de données GlobR2C2 (Prémaillon et al., 2018), les flyschs de Socoa sont dans la catégorie Hoek et Brown (1997) des roches résistantes. Leur taux d'érosion planimétrique mesuré par photogrammétrie de 3,4 mm/an correspond approximativement à la valeur du quantile à 9% (figure 5.31). Le taux déterminé par comparaison de photographies aériennes de 10,8 mm/an est quant à lui légèrement supérieur au quantile à 27%.

L'étude de la base de données GlobR2C2 révèle l'importance de la résistance de la roche dans le contrôle de la vitesse d'érosion. Cette observation est bien vérifiée à l'échelle de la côte basque. La falaise de Socoa, classée dans les roches résistantes s'érode bien plus lentement que les zones à altérites classées comme des roches faiblement résistantes (Peter-Borie, 2008). A l'échelle plus fine de la falaise de Socoa, sur 380 m de long, la lithologie est homogène. Ce qui contrôle au premier ordre les "hot spots" à cette échelle est la présence de failles dans le massif. Les variables marines peuvent jouer à la fois un rôle dans la préparation et le déclenchement des chutes de blocs. Cependant, comme l'énergie de la mer n'est pas quantifiée il n'est pas possible de la relier avec les variations d'érosion.

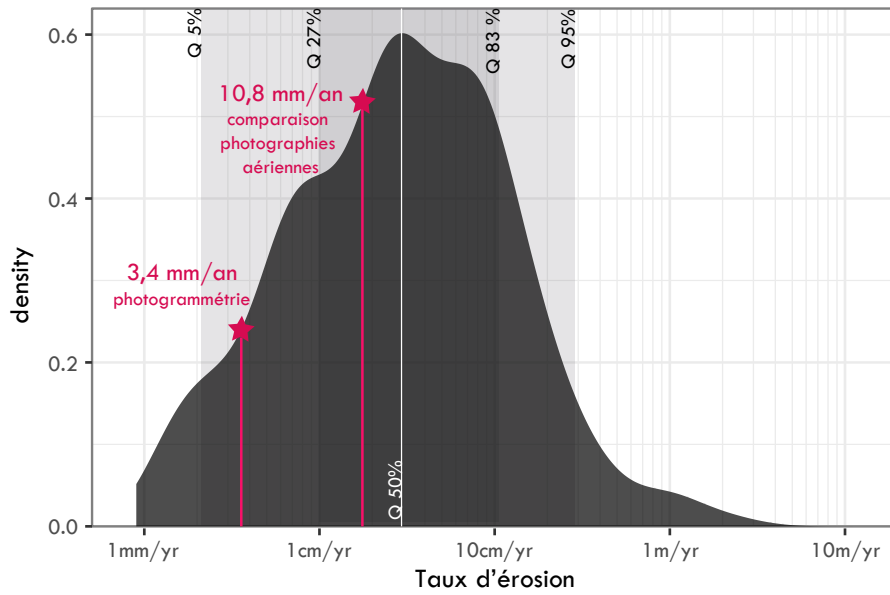


FIGURE 5.31 – Position de la falaise de Socoa dans la distribution des taux d'érosion des roches résistantes (données issues de la base de données GlobR2C2)

5.5 CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Cette analyse de l'évolution de la falaise de Socoa par photogrammétrie représente tout d'abord un défi méthodologique. En effet, la photogrammétrie est une méthode peu couteuse et facile à mettre en place. Cependant, plusieurs biais sont inhérents à cette technique et les nuages 3D résultants peuvent comporter des déformations à grande longueur d'onde. De plus la structure très particulière stratifiée de Socoa crée de nombreuses zones d'ombre difficile à reconstruire. Ces déformations, variables à chaque époque, rendent la registration difficile et la robustesse du calcul des différences est impactée. La méthodologie mise en place et décrite dans le chapitre 4 est argumentée et majoritairement automatisée, elle ne nécessite que peu d'interprétation opérateur. Ceci rend la méthode répliquable pour l'application à d'autres époques et poursuivre le suivi de l'évolution de cette falaise.

L'évolution de la falaise de Socoa est lente avec un taux d'érosion de la tête de falaise de 3,4 mm/an sur une période de 5,7 ans et de 10,8 mm/an sur une période de 56 ans. Ce taux est comparable aux autres vitesses d'érosion sur des côtes de flysch. Le mécanisme principal est le creusement des bancs marneux puis la chute de blocs situés sur les arêtes vives, notamment au niveau des cavités que l'on peut observer tout le long de la Corniche Basque. La falaise de Socoa est donc relativement stable et ne menace pas immédiatement la route départementale a proximité qui se situe toujours à plus de 5 m du sommet de la falaise.

Nous avons étudié le cas de l'évolution d'une surface marneuse qui présente des formes d'érosion circulaires sur la face de la falaise, les ronds de sorcière. Ceux-ci croissent de manière circulaire autours d'un point source et leur nombre et diamètre moyen augmente entre 2011 et 2017. Les processus en œuvre semblent être la dessiccation des marnes, les plaquettes qui sont désolidarisées de la falaise sont ensuite dégagées vers la mer lorsqu'une sollicitation externe le permet. Ainsi, les plaquettes situées en deçà de la limite d'action des vagues (à environ une dizaine de mètres NGF) sont rapidement déblayées. Plus haut sur la falaise les sollicitations sont moins fréquentes et les plaquettes désolidarisées s'entassent sur le bord inférieur des ronds de sorcière. Ce phénomène est un épiphénomène responsable de seulement 3,8% du volume total érodé sur la falaise de Socoa entre 2011 et 2017.

Le second processus étudié est la formation et évolution des cavités qui sont une morphologie que l'on peut observer tout le long de la Corniche Basque. La création de cavité est initiée par une discontinuité qui évolue de manière radiale autour d'un point source. Le taux de production de blocs est plus important au niveau des cavités situées autour de failles. Celui-ci va également dépendre du nombre d'arêtes vives disponible à l'érosion. Cette érosion est majoritairement située en pied de falaise (< 10 m). Le recul de la tête de falaise peut intervenir lorsque la cavité atteint le sommet de falaise ou bien alors lors de la chute d'un pan de falaise entier comme en février 2011 si le pied de celui-ci a été préalablement érodé. L'épaisseur de roche mise en mouvement n'est que de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur. Cependant ces grands évènements sont rares et ont un temps de retour long de l'ordre de la centaine d'année sur le secteur d'étude.

Les phénomènes de desquamation d'un banc marneux et l'évolution des cavités possèdent

de nombreuses similarités. Ils sont initiés par une discontinuité puis grandissent de manière radiale autour de ce point central. Si l'on veut modéliser numériquement les deux phénomènes, il est possible de les extrapoler.

Les perspectives pour la falaise de Socoa sont multiples. Les campagnes photogrammétriques doivent être poursuivies car elles n'ont pour l'instant été menées que sur un temps court de 6 ans. Une étude plus longue permettrait d'avoir une plus grande chronique d'érosion qui permettrait de mieux comprendre comment s'imbriquent les processus court terme et long terme. Dans les perspectives possibles, un suivi de l'érosion des interbancs marneux et de la vitesse à laquelle ils se creusent permettrait de mieux comprendre la globalité du processus d'érosion. Plus généralement, un suivi plus précis de l'évolution des cavités avec une bonne modélisation de celles-ci est préconisé.

L'accent peut également être mis sur l'évolution du platier et des blocs présents issus de l'érosion. En effet, platier et falaise constituent un ensemble géomorphologique qui co-évoluent. Sur le terrain nous n'observons que peu de blocs présents sur le platier, ceux-ci sont donc déblayés assez rapidement après un effondrement (plus vite que la survenue d'éboulements). Le suivi du devenir de blocs nécessiterait un suivi temporel à plus haute fréquence. Quant à l'évolution du platier, sa morphologie particulière et sa rugosité importante rendent son suivi complexe.

Notre étude consiste en un suivi de l'évolution morphologique de la falaise à pas de temps annuel. Cette évolution n'a pas été mise au regard des forçages en présence et ceux-ci ne sont pas mesurés. Une instrumentation de la falaise quantifierait ces forçages et on pourrait les comparer à l'érosion de la falaise. Cependant, pour relier les chutes de blocs aux forçages, le pas de temps de suivi doit être augmenté.

Le suivi de cette section de côte va être poursuivi au-delà de cette thèse au sein du projet EZPONDA porté par l'agglomération du Pays Basque et qui propose d'installer une caméra en haut de la falaise et de faire des campagnes de mesure avec des capteurs de pression sur la plateforme.

CHAPITRE 6

CONCLUSION GÉNÉRALE



CONCLUSIONS GÉNÉRALE DU MANUSCRIT DE THÈSE

L'évolution des côtes rocheuses est un domaine de recherche actif qui connaît un nombre d'étude croissant. Ceci est lié à un intérêt croissant pour les côtes rocheuses et à un virage technologique dans les années 2000 qui rend possible et accessible l'instrumentation de sites. Les variabilités morphologiques et d'érosion entre les sites sont importantes à cause des conditions limites très variées (nature de la roche et forçages météo marins en présence). Il est nécessaire de poursuivre l'instrumentation de sites aux conditions limites variées afin de mieux comprendre comment ceux-ci fonctionnent. Mais il est également nécessaire d'avoir une idée plus globale des mécanismes d'érosion des côtes, qui lisse cette haute variabilité. Ainsi, ce travail de thèse a examiné les processus d'érosion à ces deux échelles spatiales.

L'intérêt du suivi morphologique de la falaise de Socca est son fort contrôle structural sur une lithologie résistante (flysh marno-calcaires). La morphologie du site reste cependant simple car les strates possèdent un pendage constant de 45° vers la mer et que la zone est peu faillée. L'évolution de cette falaise a été abordée selon deux manières dans ce travail de thèse. La première est la méthode la plus couramment utilisée dans la littérature (Prémaillon et al., 2018) : la comparaison de photographies aériennes. Ici les photographies aériennes orthorectifiées de l'IGN de 1954 et 2008 ont été utilisées et le taux de recul de la tête de falaise a été estimé à $10,8 \pm 1,8$ mm/an. Ce taux d'érosion reflète la dynamique de la falaise à l'échelle de plusieurs dizaines d'années et permet de lisser la nature stochastique des phénomènes d'érosion. Cependant, comme discuté en introduction (partie 1.2.2), l'évolution de la tête de falaise ne reflète pas tous les processus d'érosion. Afin d'avoir accès à un suivi plus fin une seconde méthode de suivi a été déployée : un suivi photogrammétrique de l'évolution de la face de la falaise.

Pour cette seconde méthode, 6 campagnes photogrammétriques ont été menées sur une période de 5,7 ans. Cette méthode permet d'avoir accès à un catalogue de blocs érodés. Le volume total érodé est de 170 m^3 ce qui correspond à un recul équivalent de la tête de falaise de $3,4$ mm/an. Ce taux d'érosion est plus faible que celui obtenu par comparaison de photographies aériennes car aucun événement majeur n'a été observé lors de la période d'étude. Deux processus, à deux échelles spatiales différentes ont été mis en évidence : la desquamation d'un banc marneux et l'évolution de cavités. Le premier crée des formes d'érosion en forme de disque de diamètre métrique et d'une dizaine de centimètres d'épaisseur. Les cavités peuvent aller de quelques mètres jusqu'à affecter la totalité de la hauteur de la falaise et créent des rentrants qui peuvent atteindre une dizaine de mètres de profondeur. Malgré ces différences d'échelles spatiales, les processus sont similaires puisque dans les deux cas une discontinuité sert de point source autour duquel la matière se détache progressivement de manière radiale. À partir du moment où l'instabilité est initiée, les bords libres nouvellement créés ne sont en partie plus portés par le massif. Les blocs se détachent dès que les forces de cohésion sont inférieures à la somme des forces de gravité et des forces induites par les conditions météo-marines.

Conformément à ce qui est attendu au vu de l'analyse globale (GlobR2C2, cf. ci-dessous), la falaise de Socca, qui appartient à la classe "très résistante" de notre classification, s'érode lente-

ment (3,4 à 10,8 mm/an). Ce que démontre cette étude, c'est que même en étudiant une faible extension spatiale (ici environ 300 m de long), on peut observer différents processus à diverses échelles et que la compréhension des mécanismes d'érosion dépend de l'échelle d'observation.

Au niveau global, les publications scientifiques sont riches de plus de 1600 taux d'érosion. Cependant, les études sont mal réparties spatialement puisqu'elles se concentrent majoritairement en Europe, côte Ouest des États-Unis et Nouvelle-Zélande. Ces taux d'érosion, ainsi que la description de la falaise ont été ordonnés dans une base de données relationnelle baptisée GlobR2C2 (Prémaillon et al., 2018). Ces taux d'érosion ont été mis au regard de valeurs de forçages météo-marins issus de réanalyses et bases de données mondiales. Cette base de données a ensuite été analysée par exploration statistique classique puis par apprentissage automatique avec la méthode *random forest*. L'analyse exploratoire montre un lien entre la distribution des taux d'érosion et la résistance de la roche synthétisée par le critère macroscopique de Hoek et Brown (Hoek et Brown, 1997). Au second ordre, le nombre de jours de gel et le marnage ont une influence. L'analyse en *random forest* permet de prédire une classe de taux d'érosion, ainsi avec le jeu de données à disposition il est possible de prédire avec précision (aire sous la courbe de 0,901) si une falaise s'érode rapidement (>10 cm/an) ou lentement (< 10 cm/an). De plus, il est possible d'atteindre une prédiction quasiment aussi efficace (aire sous la courbe de 0,897) avec seulement 4 variables qu'avec l'ensemble des variables prédictives. Ces variables sont la résistance de la roche, le nombre de jours de gel, le marnage et les températures moyennes annuelles.

Méthodologiquement, ces deux approches sont rendues possibles grâce au virage technologique des années 2000. L'étude globale en tire directement profit, puisque qu'elles ont permis une explosion des études locales qui ont ensuite été encodées dans la base de données GlobR2C2. Cependant, si ces nouvelles technologies permettent d'avoir accès aux taux d'érosion, les métriques pour quantifier les forçages restent variables. Ensuite, le suivi de la falaise de Socoa utilise directement une de ces nouvelles technologies qu'est la photogrammétrie réalisée à pas de temps annuel sur une période de 5,7 ans. Cette méthode souffre encore de nombreuses imprécisions et le passage de photographies faites du pied de falaise à un signal d'érosion est un exercice non-trivial. La chaîne de traitement mise en place est assez lourde mais répliquable. Néanmoins, malgré les limites inhérentes à la photogrammétrie et à la morphologie particulière de Socoa, il a été possible de réaliser un suivi de chute de blocs et de détecter une érosion très faible de 3,4 mm/an.

Les deux approches menées dans ce travail de thèse se nourrissent l'une de l'autre. Les études locales permettent de construire la base de données dont l'analyse montre que certains environnements ne sont pas ou peu étudiés. Ainsi, les ouvertures que nous proposons à la suite de ce travail de thèse sont :

- Étude des falaises très résistantes. Celles-ci s'érodent lentement constituent un défi technologique car les méthodes de mesures doivent être assez précises pour détecter de petits

changements. L'étude du cas de Socoa montre qu'il est possible avec un pas de temps annuel et une précision centimétrique de détecter des taux d'érosion millimétriques.

- Évolution des falaises dans des climats "exotiques". GlobR2C2 montre une répartition géographique des études centrée sur quelques pays, ce qui biaise la représentativité des environnements météo-marins. L'analyse statistique de la base de données montre une influence très probable du nombre annuel de jour de gel, ainsi des mesures en climat polaire et sub-polaire sont encouragées. De même, la base de données ne contient pas de roches en milieux tropical qui permettrait de représenter un autre extrême climatique.
- Plus d'étude dans les contextes micro-tidaux. L'analyse statistique montre une érosion plus efficace pour les marnages compris entre 1 et 3m que nous n'expliquons pas à l'heure actuelle.
- Une meilleure caractérisation de la morphologie du platier. Le lien entre marnage et érosion de la falaise est étroitement lié à l'évolution du platier. Ainsi, les efforts de compréhension des liens entre évolution du platier et de la falaise doivent être poursuivis. Dans ce sens, la transformation de la houle au large par le platier et de son énergie délivrée à la falaise est mal contrainte et une meilleure compréhension améliorerait nos modèles d'évolution.

TABLE DES FIGURES

1.1	Illustration de la configuration générale des littoraux rocheux, sableux et estuariens, d'après Giuliano (2015)	3
1.2	Côte d'Argentine où l'on peut voir au premier plan une falaise vive dont le pied est au contact avec la mer et en arrière plan une falaise morte protégée par des éboulis.	4
1.3	Variété des morphologies dans les falaises côtières	5
1.4	Exemples d'encoche en pied de falaise	6
1.5	Typologie de la configuration des falaises contenant ou non des plateformes (modifié d'après Sunamura (1992) et Giuliano (2015)). A. Falaise avec plateforme et un gradient de pente (1° à 5°); B. Falaise avec plateforme horizontale (<1°) et marche; C. Falaise plongeante sans plateforme	7
1.6	Effondrement de falaise affectant une route à Aldbrough, Yorkshire UK	8
1.7	Glissement de terrain à Dieppe (Normandie) menaçant la route et les habitations. Crédit T.Dewez	8
1.8	Nombre d'articles publiés sur les différentes morphologies côtières entre 1993 et 2008 par tranche de 5 ans, d'après Naylor et al. (2010)	9
1.9	Effondrement ayant eu en plusieurs temps, Vann Jones et al. (2015)	11
1.10	Quatre principaux types d'instabilités gravitaires des falaises littorales selon Sunamura (1992)	11
1.11	Représentativité du référentiel "haut de falaise" pour suivre l'érosion côtière (modifié d'après Young et al. (2009) et Letortu (2013))	13
1.12	Panorama de la falaise de Dieppe (Normandie) le 16 avril 2018. On distingue de nombreux éboulements le long de la côte. Crédits : T. Dewez	14
1.13	Représentation schématique des variations temporelles du recul de falaise sur un site donné (d'après Sunamura (1992))	14
1.14	Effondrement de la falaise des petites dalles (Saint-Martin-aux-Buneaux, Seine Maritime). La falaise est protégée de l'action des vagues par les débris issus de l'éroulement	16
1.15	Modèle théorique d'évolution du système platier falaise (de Lange et Moon, 2005)	17
1.16	Schéma des trois classes de facteurs ayant une influence sur l'érosion des falaises	18

1.17 Oursin fousseurs participant à l'érosion du platier de Socoa (Ciboure, Pyrénées-Atlantiques)	22
1.18 Diagramme de flux conceptuel illustrant les mécanismes d'activation et leurs réponses sur les systèmes côtiers	23
1.19 Répartition spatiale et temporelle des écroulements sur la falaise de Whitby (Angleterre, mesures lidar sur environ un an, Williams et al. (2018)	25
1.20 Variation du taux d'érosion le long du littoral haut Normand, modifié d'après Letortu et al. (2014a)	26
1.21 Plages de taux d'érosion observées en fonction de la lithologie, Woodroffe (2014) d'après la base de données de Sunamura (1992)	27
1.22 Matrice des morphologies du profil topographique des falaises Emery et Kuhn (1982)	28
1.23 Diagramme ternaire représentant les forçages prédominants cités dans les résumés de 26 publications (Prémaillon et al., 2018)	30
2.1 Illustration des différentes définitions pour expliquer les bases de données relationnelles	37
2.2 Modèle logique de données de la base de données GlobR2C2 (Prémaillon et al., 2018)	38
2.3 Exemple de buffer autour d'une falaise	42
2.4 Évaluation de la méthode de calcul de hauteur des falaises. Hauteur calculées avec le mnt GMED2010 vs hauteurs données dans les publications	43
2.5 Définition d'un évènement de tempête selon Castelle et al. (2015)	48
2.6 Diagramme de flux conceptuel avec les forçages encodés dans GlobR2C2 (en bleu canard), d'après figure 1.18 dans le chapitre 1	50
2.7 Valeurs existantes et manquantes pour différents champs de GlobR2C2	51
2.8 Émergence des techniques de mesures sur l'érosion des falaises par type de méthodes dans les publications enregistrées dans GlobR2C2, Prémaillon et al. (2018)	52
2.9 Répartition géographique des falaises (points rouges) et nombre d'études par pays contenues dans GlobR2C2 (publication antérieures à 2016), Prémaillon et al. (2018)	54
2.10 Proportion du nombre de taux d'érosion par pays encodés dans GlobR2C2	55
2.11 Diagramme de densité de distribution des taux d'érosion pour l'étude du CEREMA, et les autres valeurs des publications	56
2.12 Représentativité des forçages de GlobR2C2	57
3.1 Plages d'érosion en fonction de la lithologie comparaison aux valeurs de Woodroffe (2002)	64
3.2 Distribution des taux d'érosion en fonction de la résistance de la roche (critère géotechnique de Hoek et Brown (1997)	65
3.3 ACP des variables marines	66

TABLE DES FIGURES

3.4	Taux d'érosion en fonction de forçages marins	67
3.5	Taux d'érosion en fonction de forçages marins	68
3.6	ACP des variables continentales	69
3.7	Taux d'érosion en fonction de forçages continentaux	70
3.8	Taux d'érosion en fonction de forçages continentaux	71
3.9	Étapes de construction et composition d'un prédicteur	73
3.10	Matrice de confusion et caractéristiques pour évaluer un test binaire	73
3.11	Construction d'une courbe ROC en faisant varier la valeur du seuil séparant la classe négative de la classe positive	74
3.12	Exemple d'arbre de décision pour prédire la survie d'un passager du Titanic . .	76
3.13	Exemple de bootstrap sur la prédiction de valeurs d'ozone en fonction de la température.	77
3.14	Schéma explicatif du principe des <i>random forest</i>	78
3.15	Optimisation de l'algorithme <i>random forest</i>	81
3.16	Évaluation de la qualité de la prédiction du taux d'érosion rapide ou lent par méthode de <i>random forest</i> sur le jeu de test.	82
3.17	Arbre de classification sur le jeu d'entraînement constitué de 1337 cas.	83
3.18	Comparaison des performances d'un arbre vs <i>random forest</i> avec l'aire sous la courbe évaluée par validation croisée sur 10 folds	83
3.19	Importance des variables par diminution de l'impureté de Gini	84
3.20	Influence du choix du seuil de séparation entre érosion rapide et lente sur l'ordre d'importance des variables	85
3.21	Évaluation des sensibilités, spécificités et précision des modèles <i>random forest</i> en n'incluant que certaines variables explicative	86
3.22	Taux d'érosion en fonction de la durée de la mesure et du type de méthode utilisée. 88	88
3.23	Taux d'érosion en fonction du nombre de jours de gel pour différentes familles de roches faiblement résistantes	92
3.24	Taux d'érosion en fonction du nombre de jours de gel en excluant les dépôts glaciaires.	93
3.25	Localisation et typologie de résistance des falaises européennes (Doody et Office for Official Publications of the European Communities, 2004), des falaises enregistrées dans GlobR2C2 et bassins versants où des flux de sédiments ont été calculés.	95
4.1	Localisation de la falaise de Socoa	101
4.2	Deux vues de la falaise de flysch marno-calcaires de Socoa et son platier (crédits V.Regard)	102
4.3	Vue de la falaise de Socoa le long de la Corniche Basque	102
4.4	Stratigraphie simplifiée du Pays basque (modifié d'après Razin (1989). À droite, localisation des affleurements le long de la côte.	103

4.5	Types de morphologies côtières de la côte Basque (Genna et al., 2004), notre site d'étude correspond à la morphologie N° 5 (roche dure basculée non plissée)	104
4.6	Température et pluviométrie moyenne à la station de Socoa (données Météo France)	104
4.7	Direction et hauteur significative des vagues à Socoa, source https://www.seastates.net/explore-data	105
4.8	Creusement des bancs marneux entre les bancs calcaires	106
4.9	Cavités creusées en pied de falaise	107
4.10	Phénomène de desquamation des surfaces marneuses exposées sur le front de la falaise, à l'écart des arrêtes.	107
4.11	Schéma de prise de vue des photographies de la falaise de Socoa	112
4.12	Cheminement suivi pour les prises de vue des photographies depuis le sol de la falaise de Socoa	112
4.13	Principe du calcul des différences entre deux nuages de points avec le module m3c2	119
4.14	Choix de la <i>normal scale</i> pour le calcul des différences	120
4.15	Changement de repère pour le calcul des différences M3C2 et les traitements suivants	122
4.16	flux de traitement	123
4.17	Déformation du nuage de point à grande longueur d'onde	125
4.18	Correction des déformation résiduelles par interpolation	127
4.19	Zoom sur le bruit présent dans les zones d'ombre	128
4.20	Sélection manuelle de vraies et de fausses cicatrices d'érosion afin de procéder à une analyse par <i>random forest</i>	129
4.21	Résultat de l'analyse en <i>random forest</i> pour détecter les fausses cicatrices d'érosion	130
4.22	Localisation des plans de contrôle sur la falaise pour calculer le seuil de détection	131
4.23	Histogrammes des différences M3C2 sur les six plans de contrôle et valeurs des seuils de détection (quantile à 1%)	132
4.24	Traitement des petites cicatrices d'érosion (1 ou 2 pixels)	133
4.26	Histogramme des différences M3C2 pour les points significatifs et non significatifs	135
4.25	Signal des différences 2011-2014 brut à la sortie du calcul M3C2 et après les différentes étapes de correction	136
4.27	Affinage du signal des différences au travers des différentes étapes de traitement	137
4.28	Exemples des quatre catégories de signaux en fonction de leur réalité physique et de s'ils ont été détectés.	139
5.1	Schéma illustrant les différents taux de recul mesurés à Socoa	145
5.2	Volume érodé en fonction de la hauteur de la falaise	146
5.3	Cicatrices d'érosion de la falaise de Socoa pour chacune des époques	147
5.4	Calcul du recul de la tête de falaise entre 1954 et 2008 par comparaison de photographies aériennes orthorectifiées	149

TABLE DES FIGURES

5.5	Photos avant et après de la chute de l'ensemble d'un pan de falaise entre février et avril 2011	150
5.6	Loi surface volume des blocs érodés sur la falaise de Socoa entre juin 2011 et février 2017	151
5.7	Racine de la surface vs épaisseur des blocs érodés sur la falaise de Socoa entre juin 2011 et février 2017	152
5.8	Loi magnitude fréquence par époques et pour la période totale	153
5.9	Loi magnitude fréquence cumulée	154
5.10	Évolution de la surface marneuse mise à jour après la chute du pan en 2011.	155
5.11	DRX sur lames totale (en bleu), glycolée (en rouge) et chauffée (en noir)	156
5.12	Évolution d'un pan de falaise entre 2011 et 2017.	157
5.13	Vue aérienne des ronds de sorcière en 2016 (image google earth)	158
5.14	Ronds de sorcière à différentes hauteurs de falaise	159
5.15	Evolution des ronds de sorcière	160
5.16	Évolution des surfaces des ronds de sorcière dans le temps	161
5.17	Hauteur de la mer sur la falaise de Socoa à marée haute	162
5.18	Cavité "dauphin"	163
5.19	Cavité "ballon de rugby"	163
5.20	Cavité "prisme"	164
5.21	Cavité "louche"	164
5.22	Cavité "poire"	164
5.23	Présentation de quatre cavités aux morphologies différentes sur Socoa.	165
5.24	Coefficient de corrélation de Spearman entre le volume érodé des cavités et différents critères morphologiques. Les croix indiquent des corrélations non significatives ($p_{value} > 0.05$)	166
5.25	Relation entre les nombre d'arrêtes disponible et le volume total érodé pour chacune des cavités	167
5.26	Cavité de type C (poire) dont l'érosion a atteint le sommet de falaise	168
5.27	Modèle d'évolution des cavités sur la Corniche Basque	168
5.28	Morphologie et typologie des cavités le long de la corniche Basque	168
5.29	Modèle conceptuel d'évolution de la Corniche Basque	169
5.30	Projection du taux d'érosion en cas de chute des pans entiers	170
5.31	Position de la falaise de Socoa dans la distribution des taux d'érosion des roches résistantes	173

LISTE DES TABLEAUX

2.1	Estimations de la force de compression uniaxiale sur le terrain associé au terme de Hoek et Brown et aux noms de lithologies correspondants dans la base de données GlobR2C2	44
2.2	Nombre d'enregistrements par type de résistance de roche, pour les données provenant du CEREMA et pour celles venant d'autres publications	56
3.1	statistiques d'érosion pour chacune des classes de résistance de roches	65
3.2	Prédicteurs utilisés pour prédire l'érosion des côtes avec des <i>random forest</i> . . .	80
3.3	Influence des valeurs non détectables du CEREMA	90
3.4	Corrélation de rang de Spearman et p-value entre le taux d'érosion et le nombre de jours de gel	93
3.5	Estimation des flux de sédiments délivrés à l'océan par différents vecteurs dans la littérature	94
4.1	Résumé des campagnes photos.	111
4.2	Caractéristique des appareils photos utilisés pour les campagnes photogrammétriques (source dpreview.com).	111
4.3	Précision attendue pour chaque campagne photogrammétrique avec une distance à la falaise de 50m	113
4.4	Bilan des premières étapes de traitement des nuages de points	115
5.1	Taux d'érosion et volumes érodés pour les différentes périodes	146

BIBLIOGRAPHIE

- S. Abadie, R. Butel, H. Dupuis, et C. Brière, 2005 : Paramètres statistiques de la houle au large de la côte sud-aquitaine. *Comptes Rendus Geoscience*, **337 (8)**, 769–776, doi : 10.1016/j.crte.2005.03.012.
- A. Abellán, J. Calvet, J. M. Vilaplana, et J. Blanchard, 2010 : Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology*, **119 (3-4)**, 162–171, doi : 10.1016/j.geomorph.2010.03.016.
- J. Adams, et J. Chandler, 2002 : Evaluation of Lidar and Medium Scale Photogrammetry for Detecting Soft-Cliff Coastal Change. *The Photogrammetric Record*, **17 (99)**, 405–418, doi : 10.1111/0031-868X.00195.
- P. N. Adams, R. S. Anderson, et J. Revenaugh, 2002 : Microseismic measurement of wave-energy delivery to a rocky coast. *Geology*, **30 (10)**, 895–898.
- P. N. Adams, C. D. Storlazzi, et R. S. Anderson, 2005 : Nearshore wave-induced cyclical flexing of sea cliffs. *Journal of Geophysical Research*, **110 (F2)**, doi : 10.1029/2004JF000217.
- R. S. Anderson, et S. P. Anderson, 2010 : *Geomorphology : The Mechanics and Chemistry of Landscapes*. 1st ed., Cambridge University Press, Cambridge ; New York.
- C. Andrews, et R. B. G. Williams, 2000 : Limpet erosion of chalk shore platforms in southeast England. 11.
- G. Anfuso, L. Domínguez, et F. Gracia, 2007 : Short and medium-term evolution of a coastal sector in Cadiz, SW Spain. *CATENA*, **70 (2)**, 229–242, doi : 10.1016/j.catena.2006.09.002.
- S. Aubié, C. Mallet, et J. Favennec, 2011 : Caractérisation de l'aléa érosion (2020-2040) de la Côte Aquitaine dans le cadre de l'étude stratégique de gestion du trait de côte Observatoire de la Côte Aquitaine. Tech. Rep. BRGM/RP-59095-FR, BRGM.
- S. Aubié, C. Mathon, et A. Genna, 2009 : Exposition de la route de la Corniche aux phénomènes naturels (commune d'Urrugne, 64) - Observatoire de la Côte Aquitaine. Tech. Rep. BRGM/RP-57301-FR, BRGM, 51 p, 36 illus, 3 ann pp.
- C. Augris, P. Cirac, C. Satra, et J. Maz&, 2004 : Le domaine marin côtier du Pays basque (Pyrénées-Atlantiques) - carte morpho-bathymétrique et carte des formations superficielles : Ifremer.
- K.-H. Bae, et D. D. Lichti, 2008 : A method for automated registration of unorganised point clouds. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **63 (1)**, 36–54, doi : 10.1016/j.isprsjprs.2007.05.012,
URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924271607000597>.

- R. Barker, L. Dixon, et J. Hooke, 1998 : Use of terrestrial photogrammetry for monitoring and measuring bank erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, **22 (13)**, 1217–1227, doi : 10.1002/(SICI)1096-9837(199724)22:13<1217::AID-ESP819>3.0.CO;2-U, URL : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/%28SICI%291096-9837%28199724%2922%3A13%3C1217%3A%3AAID-ESP819%3E3.0.CO%3B2-U>.
- J. Barlow, M. Lim, N. Rosser, D. Petley, M. Brain, E. Norman, et M. Geer, 2012 : Modeling cliff erosion using negative power law scaling of rockfalls. *Geomorphology*, **139-140**, 416–424, doi : 10.1016/j.geomorph.2011.11.006.
- J. Benjamin, N. J. Rosser, et M. J. Brain, 2016 : Rockfall detection and volumetric characterisation using LiDAR. *Landslides and Engineered Slopes. Experience, Theory and Practice*, crc press ed., Rome, Italy,.
- B. T. Benumof, C. D. Storlazzi, R. J. Seymour, et G. B. Griggs, 2000 : The relationship between incident wave energy and seacliff erosion rates : San Diego County, California. *Journal of Coastal Research*, 1162–1178.
- P. J. Besl, et N. D. McKay, 1992 : A method for registration of 3-D shapes. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, **14 (2)**, 239–256, doi : 10.1109/34.121791.
- M. M. Bezerra, D. Moura, s. Ferreira, et R. Taborda, 2011 : Influence of Wave Action and Lithology on Sea Cliff Mass Movements in Central Algarve Coast, Portugal. *Journal of Coastal Research*, **275**, 162–171, doi : 10.2112/JCOASTRES-D-11-00004.1.
- R. Blanco-Chao, et coauteurs, 2014 : Chapter 10 The rock coast of South and Central America. *Geological Society, London, Memoirs*, **40 (1)**, 155–191, doi : 10.1144/M40.10, URL : <http://mem.lyellcollection.org/cgi/doi/10.1144/M40.10>.
- S. Boulton, et I. Stewart, 2015 : Holocene coastal notches in the Mediterranean region : Indicators of palaeoseismic clustering ? *Geomorphology*, **237**, 29–37, doi : 10.1016/j.geomorph.2013.11.012, URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X13005886>.
- M. J. Bray, et J. M. Hooke, 1997 : Prediction of soft-cliff retreat with accelerating sea-level rise. *Journal of Coastal Research*, 453–467.
- L. Breiman, 1996 : Bagging predictors. *Machine Learning*, **24 (2)**, 123–140, doi : 10.1007/BF00058655, URL : <https://doi.org/10.1007/BF00058655>.
- L. Breiman, 2001 : Random Forests. *Machine Learning*, **45 (1)**, 5–32, doi : 10.1023/A:1010933404324, URL : <https://link.springer.com/article/10.1023/A:1010933404324>.
- L. Breiman, J. Friedman, C. J. Stone, et R. A. Olshen, 1984 : *Classification and Regression Trees*. 1st ed., Chapman and Hall/CRC, Boca Raton.
- S. Brown, M. E. Barton, et R. J. Nicholls, 2012 : Human interference on soft cliff retreat : examples from Christchurch Bay, UK. *Quarterly journal of engineering geology and hydrogeology*, **45 (4)**, 395–404.
- M. T. Brunetti, F. Guzzetti, et M. Rossi, 2009 : Probability distributions of landslide volumes. *Nonlinear Processes in Geophysics*, **16 (2)**, 179–188, URL : <http://www.nonlin-processes-geophys.net/16/179/2009/npg-16-179-2009.pdf>.

- B. Caplain, D. Astruc, V. Regard, et F. Y. Moulin, 2011 : Cliff retreat and sea bed morphology under monochromatic wave forcing : Experimental study. *Comptes Rendus Geoscience*, **343** (7), 471–477, doi : 10.1016/j.crte.2011.06.003.
- L. Carrère, F. Lyard, M. Cancet, A. Guillot, et L. Roblou, 2012 : FES2012 : A new global tidal model taking advantage of nearly 20 years of altimetry.
- R. Castedo, W. Murphy, J. Lawrence, et C. Paredes, 2012 : A new process–response coastal recession model of soft rock cliffs. *Geomorphology*, **177–178**, 128–143, doi : 10.1016/j.geomorph.2012.07.020, URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X12003522>.
- B. Castelle, V. Marieu, S. Bujan, K. D. Splinter, A. Robinet, N. Sénéchal, et S. Ferreira, 2015 : Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast : Beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology*, **238**, 135–148, doi : 10.1016/j.geomorph.2015.03.006.
- F. Chiabrando, E. Donadio, et F. Rinaudo, 2015 : SfM for Orthophoto to Generation : A Winning Approach for Cultural Heritage Knowledge. *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, **XL-5/W7**, 91–98, doi : 10.5194/isprsarchives-XL-5-W7-91-2015, URL : <http://www.int-arch-photogramm-remote-sens-spatial-inf-sci.net/XL-5-W7/91/2015/>.
- K. H. Choi, Y. B. Seong, P. M. Jung, et S. Y. Lee, 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.
- B. D. Collins, et G. M. Stock, 2016 : Rockfall triggering by cyclic thermal stressing of exfoliation fractures. *Nature Geoscience*, **9** (5), 395–400, doi : 10.1038/ngeo2686, URL : <http://www.nature.com/articles/ngeo2686>.
- M. A. Coombes, L. A. Naylor, H. A. Viles, et R. C. Thompson, 2013 : Bioprotection and disturbance : Seaweed, microclimatic stability and conditions for mechanical weathering in the intertidal zone. *Geomorphology*, **202**, 4–14, doi : 10.1016/j.geomorph.2012.09.014, URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X12004515>.
- F. Correia, J. A. Dias, et O. Ferreira, ? ? ? ? : The retreat of the eastern Quarteira cliffed coast (Portugal) and its possible causes.
- S. Costa, D. Delahaye, S. Freiré-Díaz, L. Di Nocera, R. Davidson, et E. Plessis, 2004 : Quantification of the Normandy and Picardy chalk cliff retreat by photogrammetric analysis. *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, **20**, 139–148.
- E. M. Cruslock, L. A. Naylor, Y. L. Foote, et J. O. H. Swantesson, 2010 : Geomorphologic equifinality : A comparison between shore platforms in Hoga Kusten and Faro, Sweden and the Vale of Glamorgan, South Wales, UK. *Geomorphology*, **114** (1–2), 78–88, doi : 10.1016/j.geomorph.2009.02.019.
- S. Cruz de Oliveira, J. Catalão, . Ferreira, et J. M. Alveirinho Dias, 2008 : Evaluation of Cliff Retreat and Beach Nourishment in Southern Portugal Using Photogrammetric Techniques. *Journal of Coastal Research*, **4**, 184–193, doi : 10.2112/06-0781.1, URL : <http://www.bioone.org/doi/abs/10.2112/06-0781.1>.

- J. J. Danielson, et D. B. Gesch, 2011 : Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GM-TED2010). Open-File Report 2011–1073, U.S. Geological Survey, 26 pp.
- W. P. de Lange, et V. G. Moon, 2005 : Estimating long-term cliff recession rates from shore platform widths. *Engineering Geology*, **80 (3-4)**, 292–301, doi : 10.1016/j.enggeo.2005.06.004.
- A. Dedkov, et A. Gusarov, 2006 : Suspended sediment yield from continents into the World Ocean : spatial and temporal changeability. *Sediment Dynamics and the Morphology of Fluvial Systems. IAHS Publication*, **396**, 3–11.
- D. P. Dee, et coauteurs, 2011 : The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137 (656)**, 553–597, doi : 10.1002/qj.828.
- L. Del Rio, F. Gracia, et J. Benavente, 2009 : Mass movements and cliff retreat along the SW Spanish coast. *Journal of Coastal Research*, 717–721.
- L. Del Río, et F. J. Gracia, 2009 : Erosion risk assessment of active coastal cliffs in temperate environments. *Geomorphology*, **112 (1-2)**, 82–95, doi : 10.1016/j.geomorph.2009.05.009, URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X09002165>.
- M. Derruau, 1972 : *Les formes du relief terrestre : Notions de géomorphologie*. 8th ed., Armand Colin, Paris.
- T. Dewez, G. Chamblas, E. Lasseur, et R. Vandromme, 2009 : Five seasons of chalk cliff face erosion monitored by terrestrial laser scanner : from quantitative description to rock fall probabilistic hazard assessment. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Vol. 11, 8218, URL : <http://adsabs.harvard.edu/abs/2009EGUGA..11.8218D>.
- T. Dewez, V. Regard, A. Duperret, et E. Lasseur, 2015 : Shore platform lowering due to frost shattering during the 2009 winter at mesnil Val, English channel coast, NW France : Shore Platform Frost Shattering - Channel Coast, France. *Earth Surface Processes and Landforms*, **40 (12)**, 1688–1700, doi : 10.1002/esp.3760.
- T. Dewez, J. Rohmer, V. Regard, et C. Cnudde, 2013 : Probabilistic coastal cliff collapse hazard from repeated terrestrial laser surveys : case study from Mesnil Val (Normandy, northern France). *Journal of Coastal Research*, **65**, 702–707.
- T. B. Dewez, D. Girardeau-Montaut, C. Allanic, et J. Rohmer, 2016a : Facets : A CloudCompare plugin to extract geological planes from unstructured 3d point clouds. *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, **XLI-B5**, 799–804, doi : 10.5194/isprs-archives-XLI-B5-799-2016, URL : <http://www.int-arch-photogramm-remote-sens-spatial-inf-sci.net/XLI-B5/799/2016/>.
- T. B. Dewez, J. Leroux, et S. Morelli, 2016b : Cliff collapse hazard from repeated multicopter UAV acquisitions : return on experience. *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, **XLI-B5**, 805–811, doi : 10.5194/isprsarchives-XLI-B5-805-2016, URL : <http://www.int-arch-photogramm-remote-sens-spatial-inf-sci.net/XLI-B5/805/2016/isprs-archives-XLI-B5-805-2016.pdf>.

- T. J. B. Dewez, 2014 : Reconstructing 3d coastal cliffs from airborne oblique photographs without ground control points. *ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, **II-5**, 113–116, doi : 10.5194/isprsannals-II-5-113-2014,
URL : <http://www.isprs-ann-photogramm-remote-sens-spatial-inf-sci.net/II-5/113/2014/>.
- J. A. Dias, et W. J. Neal, 1992 : Sea cliff retreat in southern Portugal : profiles, processes, and problems. *Journal of Coastal Research*, 641–654,
URL : <http://www.jstor.org/stable/4298013>.
- M. E. Dickson, et G. L. Perry, 2016 : Identifying the controls on coastal cliff landslides using machine-learning approaches. *Environmental Modelling & Software*, **76**, 117–127, doi : 10.1016/j.envsoft.2015.10.029,
URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1364815215300876>.
- P. Doody, et Office for Official Publications of the European Communities, Eds., 2004 : *Living with Coastal Erosion in Europe : Sediment and Space for Sustainability*. Mai 2004 ed., Office for Official Publications of the European Communities, Niederlande.
- A. Duperret, A. Genter, R. N. Mortimore, B. Delacourt, et M. R. D. Pomerai, 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*, **18 (1)**,
URL : <http://journals.fcla.edu/jcr/article/view/81245>.
- A. Duperret, S. Taibi, R. N. Mortimore, et M. Daigneault, 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, doi : 10.1016/j.enggeo.2005.01.004.
- C. Dussauge, J.-R. Grasso, et A. Helmstetter, 2003 : Statistical analysis of rockfall volume distributions : Implications for rockfall dynamics. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, **108 (B6)**, doi : 10.1029/2001JB000650.
- C. Dussauge-Peisser, A. Helmstetter, J.-R. Grasso, D. Hantz, P. Desvarreux, M. Jeannin, et A. Giraud, 2002 : Probabilistic approach to rock fall hazard assessment : potential of historical data analysis. *Natural Hazards and Earth System Science*, **2 (1/2)**, 15–26,
URL : <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00330877/>.
- C. Earlie, G. Masselink, et P. Russell, 2018 : The role of beach morphology on coastal cliff erosion under extreme waves : Coastal cliff erosion : beach morphology and extreme waves. *Earth Surface Processes and Landforms*, **43 (6)**, 1213–1228, doi : 10.1002/esp.4308,
URL : <http://doi.wiley.com/10.1002/esp.4308>.
- C. S. Earlie, G. Masselink, P. E. Russell, et R. K. Shail, 2015 : Application of airborne LiDAR to investigate rates of recession in rocky coast environments. *Journal of Coastal Conservation*, **19 (6)**, 831–845, doi : 10.1007/s11852-014-0340-1.
- A. Eltner, P. Baumgart, H.-G. Maas, et D. Faust, 2015 : Multi-temporal UAV data for automatic measurement of rill and interrill erosion on loess soil : UAV DATA FOR AUTOMATIC MEASUREMENT OF RILL AND INTERRILL EROSION. *Earth Surface Processes and Landforms*, **40 (6)**, 741–755, doi : 10.1002/esp.3673.

- K. O. Emery, et G. G. Kuhn, 1982 : Sea cliffs : Their processes, profiles, and classification. *Geological Society of America Bulletin*, **93** (7), 644, doi : 10.1130/0016-7606(1982)93<644:SCTPPA>2.0.CO;2.
- E. Evans, R. Ashley, J. Hall, E. Penning-Rowsell, A. Saul, P. Sayers, C. Thorne, et A. Watkinson, 2004 : Foresight flood and coastal defence project : scientific summary : volume I, future risks and their drivers. *Office of Science and Technology, London*, **366**.
- B. Feldmann, C. Lévy, T. Dewez, et N. Marçot, 2018 : Méthode de comparaison de nuages de points acquis par scanner laser mobile pour caractériser les éboulements des falaises côtières. *Revue XYZ*, **155**, 21–26.
- A. Foucault, et J.-F. Raoult, 2010 : *Dictionnaire de Géologie - 7e édition*. Dunod, google-Books-ID : ffZkBQp6y5EC.
- M. Frayssines, et D. Hantz, 2006 : Failure mechanisms and triggering factors in calcareous cliffs of the Subalpine Ranges (French Alps). *Engineering Geology*, **86** (4), 256–270, doi : 10.1016/j.enggeo.2006.05.009,
URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0013795206001700>.
- S. Furlani, S. Devoto, S. Biolchi, et F. Cucchi, 2011 : Factors Triggering Sea Cliff Instability Along the Slovenian Coasts. *Journal of Coastal Research*, **61**, 387–393, doi : 10.2112/SI61-001.45,
URL : <http://www.bioone.org/doi/abs/10.2112/SI61-001.45>.
- F. Gellatly, B. Whalley, et G. Douglas, 1984 : Rockfalls in mountainous regions : establishing a rationale for effective study. 101–108.
- A. Genna, J. Capdeville, C. Mallet, et L. Deshayes, 2004 : Observatoire de la Côte Aquitaine - Étude géologique simplifiée de la Côte Basque. rapport final BRGM/RP-53258-FR, BRGM, 42 pp.
- J. G. Gibb, 1978 : Rates of coastal erosion and accretion in New Zealand. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, **12** (4), 429–456, doi : 10.1080/00288330.1978.9515770.
- D. Girardeau-Montaut, M. Roux, R. Marc, et G. Thibault, 2005 : Change detection on points cloud data acquired with a ground laser scanner, Enschede, the Netherlands,. 6.
- J. Giuliano, 2015 : Erosion des falaises de la région Provence-Alpes-Côte d’Azur : évolution et origine de la morphologie côtière en Méditerranée. Ph.D. thesis, Université Nice - Sophia Antipolis.
- J. N. Goetz, A. Brenning, H. Petschko, et P. Leopold, 2015 : Evaluating machine learning and statistical prediction techniques for landslide susceptibility modeling. *Computers & Geosciences*, **81**, 1–11, doi : 10.1016/j.cageo.2015.04.007,
URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0098300415000904>.
- S. Gulayev, et J. Buckeridge, 2004 : Terrestrial methods for monitoring cliff erosion in a urban environment. *Journal of Coastal Research*, **20**, 871 – 878.
- J. D. Hansom, D. L. Forbes, et S. Etienne, 2014 : Chapter 16 The rock coasts of polar and sub-polar regions. *Geological Society, London, Memoirs*, **40** (1), 263–281, doi : 10.1144/M40.16,
URL : <http://mem.lyellcollection.org/cgi/doi/10.1144/M40.16>.

- C. J. Hapke, D. Reid, et B. Richmond, 2009 : Rates and Trends of Coastal Change in California and the Regional Behavior of the Beach and Cliff System. *Journal of Coastal Research*, **253**, 603–615, doi : 10.2112/08-1006.1.
- W. W. Hay, 1998 : Detrital sediment fluxes from continents to oceans. *Chemical Geology*, **145 (3)**, 287–323, doi : 10.1016/S0009-2541(97)00149-6,
URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254197001496>.
- M. Hess, V. Petrovic, D. Meyer, D. Rissolo, et F. Kuester, 2015 : Fusion of multimodal three-dimensional data for comprehensive digital documentation of cultural heritage sites. *2015 Digital Heritage*, Vol. 2, 595–602, doi : 10.1109/DigitalHeritage.2015.7419578.
- J. Höhle, et M. Höhle, 2009 : Accuracy assessment of digital elevation models by means of robust statistical methods. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **64 (4)**, 398–406, doi : 10.1016/j.isprsjprs.2009.02.003,
URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924271609000276>.
- A. Hénaff, Y. Lageat, S. Costa, et E. Plessis, 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, doi : 10.3406/morfo.2002.1132,
URL : http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/morfo_1266-5304_2002_num_8_2_1132.
- E. Hoek, et E. T. Brown, 1997 : Practical estimates of Rock Mass Strength. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **34**, 1165–1186.
- J. N. Holeman, 1968 : The Sediment Yield of Major Rivers of the World. *Water Resources Research*, **4 (4)**, 737–747, doi : 10.1029/WR004i004p00737,
URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/WR004i004p00737>.
- C. H. Hugenholtz, K. Whitehead, O. W. Brown, T. E. Barchyn, B. J. Moorman, A. LeClair, K. Riddell, et T. Hamilton, 2013 : Geomorphological mapping with a small unmanned aircraft system (sUAS) : Feature detection and accuracy assessment of a photogrammetrically-derived digital terrain model. *Geomorphology*, **194**, 16–24, doi : 10.1016/j.geomorph.2013.03.023,
URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X13001736>.
- O. Hungr, S. McDougall, M. Wise, et M. Cullen, 2008 : Magnitude–frequency relationships of debris flows and debris avalanches in relation to slope relief. *Geomorphology*, **96 (3)**, 355–365, doi : 10.1016/j.geomorph.2007.03.020,
URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X07001912>.
- M. D. Hurst, D. H. Rood, et M. A. Ellis, 2017 : Controls on the distribution of cosmogenic ¹⁰Be across shore platforms. *Earth Surface Dynamics*, **5 (1)**, 67–84, doi : <https://doi.org/10.5194/esurf-5-67-2017>.
- J. Hutchinson, 1988 : Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In : *Vol 1. 5th International Symposium on Landslides. Balkema, Netherlands.*, Vol. 26, 3–35, doi : 10.1016/0148-9062(89)90310-0.
- I. Isakov, 1953 : *Morskoi Atlas : Ministry of the Navy of the USSR. ; v2 Pl 13.*

- M. R. James, et S. Robson, 2014 : Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. *Earth Surface Processes and Landforms*, **39 (10)**, 1413–1420, doi : 10.1002/esp.3609,
URL : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.3609>.
- M. R. James, S. Robson, et M. W. Smith, 2017 : 3-D uncertainty-based topographic change detection with structure-from-motion photogrammetry : precision maps for ground control and directly georeferenced surveys : 3-D uncertainty-based change detection for SfM surveys. *Earth Surface Processes and Landforms*, **42 (12)**, 1769–1788, doi : 10.1002/esp.4125,
URL : <http://doi.wiley.com/10.1002/esp.4125>.
- J. I. Kanyaya, et A. S. Trenhaile, 2005 : Tidal wetting and drying on shore platforms : An experimental assessment. *Geomorphology*, **70 (1-2)**, 129–146, doi : 10.1016/j.geomorph.2005.04.005.
- D. M. Kennedy, 2014 : Chapter 14 The rock coast of Australia. *Geological Society, London, Memoirs*, **40 (1)**, 235–245, doi : 10.1144/M40.14.
- D. M. Kennedy, et M. E. Dickson, 2006 : Lithological control on the elevation of shore platforms in a microtidal setting. *Earth Surface Processes and Landforms*, **31 (12)**, 1575–1584, doi : 10.1002/esp.1358,
URL : <http://doi.wiley.com/10.1002/esp.1358>.
- D. M. Kennedy, W. J. Stephenson, et L. A. Naylor, 2014 : *Rock Coast Geomorphology : A Global Synthesis*. Geological Society of London, google-Books-ID : iIROBAAAQBAJ.
- A. Klar, E. Aharonov, B. Kalderon-Asael, et O. Katz, 2011 : Analytical and observational relations between landslide volume and surface area. *Journal of Geophysical Research*, **116 (F2)**, doi : 10.1029/2009JF001604,
URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2009JF001604>.
- T. Kogure, H. Aoki, A. Maekado, T. Hirose, et Y. Matsukura, 2006 : Effect of the development of notches and tension cracks on instability of limestone coastal cliffs in the Ryukyus, Japan. *Geomorphology*, **80 (3-4)**, 236–244, doi : 10.1016/j.geomorph.2006.02.012,
URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X06000869>.
- A. Kostrzewski, Z. Zwoliński, M. Winowski, J. Tylkowski, et M. Samolyk, 2015 : Cliff top recession rate and cliff hazards for the sea coast of Wolin Island (Southern Baltic). *Baltica*, **28 (2)**, 109–120, doi : 10.5200/baltica.2015.28.10.
- M. Krautblatter, et R. Dikau, 2007 : Towards a uniform concept for the comparison and extrapolation of rockwall retreat and rockfall supply. *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography*, **89 (1)**, 21–40, doi : 10.1111/j.1468-0459.2007.00305.x,
URL : <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1111/j.1468-0459.2007.00305.x>.
- R. Kromer, A. Abellán, D. Hutchinson, M. Lato, T. Edwards, et M. Jaboyedoff, 2015 : A 4d Filtering and Calibration Technique for Small-Scale Point Cloud Change Detection with a Terrestrial Laser Scanner. *Remote Sensing*, **7 (10)**, 13 029–13 052, doi : 10.3390/rs71013029,
URL : <http://www.mdpi.com/2072-4292/7/10/13029>.

- D. Lague, N. Brodu, et J. Leroux, 2013 : Accurate 3d comparison of complex topography with terrestrial laser scanner : Application to the Rangitikei canyon (N-Z). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **82**, 10–26, doi : 10.1016/j.isprsjprs.2013.04.009,
URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0924271613001184>.
- P. Lahousse, et G. Pierre, 2003 : The Retreat of Chalk Cliffs at Cape Blanc-Nez (France) : Autopsy of an Erosional Crisis. *Journal of Coastal Research*, **19 (2)**, 431–440,
URL : <https://www.jstor.org/stable/4299183>.
- V. Landemaine, 2016 : Erosion des sols et transferts sédimentaires sur les bassins versants de l’Ouest du Bassin de Paris : analyse, quantification et modélisation à l’échelle pluriannuelle. Ph.D. thesis, Université de Rouen,
URL : <http://www.theses.fr/s83846>.
- H. Lantuit, et coauteurs, 2012 : The Arctic Coastal Dynamics Database : A New Classification Scheme and Statistics on Arctic Permafrost Coastlines. *Estuaries and Coasts*, **35 (2)**, 383–400, doi : 10.1007/s12237-010-9362-6,
URL : <http://link.springer.com/10.1007/s12237-010-9362-6>.
- I. J. Larsen, D. R. Montgomery, et O. Korup, 2010 : Landslide erosion controlled by hillslope material. *Nature Geoscience*, **3 (4)**, 247–251, doi : 10.1038/ngeo776,
URL : <http://www.nature.com/doifinder/10.1038/ngeo776>.
- E. Lee, 2008 : Coastal cliff behaviour : Observations on the relationship between beach levels and recession rates. *Geomorphology*, **101 (4)**, 558–571, doi : 10.1016/j.geomorph.2008.02.010.
- E. M. Lee, 2005 : Coastal cliff recession risk : a simple judgement-based model. *Quarterly journal of engineering geology and hydrogeology*, **38 (1)**, 89–104,
URL : <http://qjgeh.lyellcollection.org/content/38/1/89.short>.
- P. Letortu, 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. Ph.D. thesis, Caen Basse Normandie.
- P. Letortu, S. Costa, A. Bensaid, J.-M. Cador, et H. Quéno, 2014a : 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, doi : 10.4000/geomorphologie.10588,
URL : <http://journals.openedition.org/geomorphologie/10588>.
- P. Letortu, S. Costa, et E. Bonnet, 2014b : Spatial analysis of coastal chalk cliff falls in upper Normandy (France). From Veules-les-Roses to Le Treport (2002-2009). *Revue internationale de géomatique*, **24 (3)**, 335–354, doi : 10.3166/rig.24.335-354,
URL : <http://rig.revuesonline.com/article.jsp?articleId=19701>.
- P. Letortu, S. Costa, J.-M. Cador, C. Coinaud, et O. Cantat, 2015a : Statistical and empirical analyses of the triggers of coastal chalk cliff failure : Triggers of Coastal Chalk Cliff Failure. *Earth Surface Processes and Landforms*, **40 (10)**, 1371–1386, doi : 10.1002/esp.3741,
URL : <http://doi.wiley.com/10.1002/esp.3741>.

- P. Letortu, S. Costa, O. Maquaire, C. Delacourt, E. Augereau, R. Davidson, S. Suanez, et J. Nabucet, 2015b : 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, doi : 10.1016/j.geomorph.2015.05.007.
- A. Liaw, et M. Wiener, 2002 : Classification and Regression by randomForest. *R News*, **2 (3)**, 18–22, URL : <http://CRAN.R-project.org/doc/Rnews/>.
- D. Lim, J. Choi, et H. Jung, 2009 : Sea-cliff erosion and retreat in semi-enclosed macrotidal embayment : Hampyung bay, west coast of Korea. *Journal of Coastal Research*, 732 – 736.
- M. Lim, D. N. Petley, N. J. Rosser, R. J. Allison, A. J. Long, et D. Pybus, 2005 : Combined digital photogrammetry and time-of-flight laser scanning for monitoring cliff evolution. *The Photogrammetric Record*, **20 (110)**, 109–129.
- M. Lim, N. J. Rosser, R. J. Allison, et D. N. Petley, 2010 : Erosional processes in the hard rock coastal cliffs at Staithes, North Yorkshire. *Geomorphology*, **114 (1-2)**, 12–21, doi : 10.1016/j.geomorph.2009.02.011.
- W. Ludwig, et J.-L. Probst, 1998 : River sediment discharge to the oceans; present-day controls and global budgets. *American Journal of Science*, **298 (4)**, 265–295, doi : 10.2475/ajs.298.4.265, URL : <http://www.ajsonline.org/content/298/4/265>.
- A. Luijendijk, G. Hagenaars, R. Ranasinghe, F. Baart, G. Donchyts, et S. Aarninkhof, 2018 : The State of the World’s Beaches. *Scientific Reports*, **8 (1)**, doi : 10.1038/s41598-018-24630-6, URL : <http://www.nature.com/articles/s41598-018-24630-6>.
- C. Mallet, C. Garnier, et N. Marçot, 2013 : Gestion de l'érosion des côtes à falaises rocheuses. *Géosciences 17, Octobre 2013 Le littoral - BRGM*, **(17)**, URL : <https://www.decitre.fr/revues/geosciences-n-17-octobre-2013-le-littoral-9782715925489.html>.
- B. B. Mandelbrot, 1983 : *The fractal geometry of nature*. Updated and augmented ed., Freeman, New York, NY, oCLC : 36720923.
- G. Marie, 2003 : Vitesse d'évolution et dynamique des falaises basaltiques de l'île d'Hawaï. *Hommes et Terres du Nord*, 2–11, URL : <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00274467>.
- F. Marques, 2018 : Regional Scale Sea Cliff Hazard Assessment at Sintra and Cascais Counties, Western Coast of Portugal. *Geosciences*, **8 (3)**, 80, doi : 10.3390/geosciences8030080, URL : <http://www.mdpi.com/2076-3263/8/3/80>.
- F. M. S. F. Marques, 2006 : Rates, patterns, timing and magnitude-frequency of cliff retreat phenomena ; a case study on the west coast of Portugal. *Zeitschrift fuer Geomorphologie. Supplementband*, **144**, 231–257.
- F. M. S. F. Marques, R. Matildes, et P. Redweik, 2013 : Sea cliff instability susceptibility at regional scale : a statistically based assessment in the southern Algarve, Portugal. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **13 (12)**, 3185–3203, doi : 10.5194/nhess-13-3185-2013, URL : <https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/13/3185/2013/>.

- G. Masselink, C. S. Earlie, et P. Russell, 2017 : The role of beach morphology on coastal cliff erosion under extreme waves. : Coastal cliff erosion : beach morphology and extreme waves. *Earth Surface Processes and Landforms*, doi : 10.1002/esp.4308, URL : <http://doi.wiley.com/10.1002/esp.4308>.
- N. Matsuoka, 2008 : Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps : Long-term (1994–2006) observations. *Geomorphology*, **99 (1-4)**, 353–368, doi : 10.1016/j.geomorph.2007.11.013, URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X07005351>.
- V. J. May, 1971 : The Retreat of Chalk Cliffs. *The Geographical Journal*, **137 (2)**, 203, doi : 10.2307/1796740.
- V. J. May, et J. D. Hansom, 2003 : *Coastal geomorphology of Great Britain*. No. 28, Geological conservation review series, Joint Nature Conservation Committee, Peterborough, oCLC : 249156806.
- V. J. May, et C. Heeps, 1985 : The nature and rates of change on chalk coastlines.
- W. S. McGreal, 1979 : Cliffline Recession near Kilkeel N. Ireland ; An Example of a Dynamic Coastal System. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, **61 (3/4)**, 211–219, doi : 10.2307/520914, URL : <http://www.jstor.org/stable/520914>.
- M. Medjkane, O. Maquaire, S. Costa, T. Roulland, P. Letortu, C. Fauchard, R. Antoine, et R. Davidson, 2018 : High-resolution monitoring of complex coastal morphology changes : cross-efficiency of SfM and TLS-based survey (Vaches-Noires cliffs, Normandy, France). *Landslides*, doi : 10.1007/s10346-017-0942-4, URL : <http://link.springer.com/10.1007/s10346-017-0942-4>.
- N. Micheletti, L. Foresti, S. Robert, M. Leuenberger, A. Pedrazzini, M. Jaboyedoff, et M. Kanevski, 2014 : Machine Learning Feature Selection Methods for Landslide Susceptibility Mapping. *Mathematical Geosciences*, **46 (1)**, 33–57, doi : 10.1007/s11004-013-9511-0, URL : <https://link.springer.com/article/10.1007/s11004-013-9511-0>.
- C. Michoud, D. Carrea, S. Costa, M.-H. Derron, M. Jaboyedoff, C. Delacourt, O. Maquaire, P. Letortu, et R. Davidson, 2015 : Landslide detection and monitoring capability of boat-based mobile laser scanning along Dieppe coastal cliffs, Normandy. *Landslides*, **12 (2)**, 403–418, doi : 10.1007/s10346-014-0542-5, URL : <http://link.springer.com/10.1007/s10346-014-0542-5>.
- D. J. Milan, G. L. Heritage, et D. Hetherington, 2007 : Application of a 3d laser scanner in the assessment of erosion and deposition volumes and channel change in a proglacial river. *Earth Surface Processes and Landforms*, **32 (11)**, 1657–1674, doi : 10.1002/esp.1592, URL : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.1592>.
- J. Milliman, et K. Farnsworth, 2011 : Runoff, erosion, and delivery to the coastal ocean. *River Discharge to the Coastal Ocean : A Global Synthesis*, 13–61.
- j. D. Milliman, et K. farnsworth, 2013 : *River Discharge to the Coastal Ocean : A Global Synthesis*. Cambridge University Press.
- T. D. Mitchell, et P. D. Jones, 2005 : An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, **25 (6)**, 693–712, doi : 10.1002/joc.1181.

- L. J. Moore, B. T. Benumof, et G. B. Griggs, 1999 : Coastal erosion hazards in Santa Cruz and San Diego countries, California. *Journal of Coastal Research*, 121–139.
- L. J. Moore, et G. B. Griggs, 2002 : Long-term cliff retreat and erosion hotspots along the central shores of the Monterey Bay National Marine Sanctuary. *Marine Geology*.
- J. N. Morgan, et J. A. Sonquist, 1963 : Problems in the Analysis of Survey Data, and a Proposal. *Journal of the American Statistical Association*, **58 (302)**, 415–434, doi : 10.1080/01621459.1963.10500855, URL : <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01621459.1963.10500855>.
- R. N. Mortimore, et A. Duperret, 2004 : *Coastal chalk cliff instability*. 20, Geological Society of London.
- C. Moses, et D. Robinson, 2011 : Chalk coast dynamics : Implications for understanding rock coast evolution. *Earth Science Reviews*, **109 (3-4)**, 63–73, doi : 10.1016/j.earscirev.2011.08.003.
- A. Mushkin, O. Katz, O. Crouvi, S. R. Alter, et R. Shemesh, 2016 : Sediment contribution from Israel's coastal cliffs into the Nile's littoral cell and its significance to cliff-retreat mitigation efforts. *Engineering Geology*, **215**, 91–94, doi : 10.1016/j.enggeo.2016.11.005, URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0013795216306160>.
- L. Naylor, W. Stephenson, et A. Trenhaile, 2010 : Rock coast geomorphology : Recent advances and future research directions. *Geomorphology*, **114 (1-2)**, 3–11, doi : 10.1016/j.geomorph.2009.02.004, URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X09000725>.
- L. A. Naylor, M. A. Coombes, et H. V. Viles, 2012 : Reconceptualising the role of organisms in the erosion of rock coasts : A new model. *Geomorphology*, **157-15**, 17–30, doi : Naylor,L.A.<<http://eprints.gla.ac.uk/view/author/30158.html>><<http://orcid.org/0000-0002-4065-2674>>,Coombes,M.A.andViles,H.V.(2012)Reconceptualisingtheroleoforganismsintheerosionofrockcoasts:Anewmodel.GEOMORPHOLOGY<http://eprints.gla.ac.uk/view/journal_volume/Geomorphology.html>,157-15,pp.17-30.(doi:10.1016/j.geomorph.2011.07.015<<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.07.015>>), URL : <http://eprints.gla.ac.uk/117152/>.
- M. Neves, 2008 : Anthropogenic modifications in the erosional rhythm of a coastal cliff. Rocha do Gronho (western coast of Portugal). *Journal of Iberian Geology*, **34 (34)**, 299–312.
- M. Neves, et A. R. Pereira, 1999 : The interaction between marine and subaerial processes in the evolution of rocky coasts : The example of Castelejo (southwest Portugal). *BOLETIN-INSTYTUTO ESPANOL DE OCEANOGRAFIA*, **15 (1/4)**, 251–258, URL : http://www.academia.edu/download/44399279/The_interaction_between_marine_and_subae20160404-26298-jgman8.pdf.
- M. Nunes, . Ferreira, C. Loureiro, et B. Baily, 2011 : Beach and cliff retreat induced by storm groups at Forte Novo, Algarve (Portugal). *Journal of Coastal Research*, **(64)**, 795, URL : <http://search.proquest.com/openview/5c8f741c953fdf2730750f9c310dd5ec/1?pq-origsite=gscholar&cbl=42628>.
- M. Nunes, . Ferreira, M. Schaefer, J. Clifton, B. Baily, D. Moura, et C. Loureiro, 2009 : Hazard assessment in rock cliffs at Central Algarve (Portugal) : A tool for coastal management. *Ocean & Coastal Management*, **52 (10)**, 506–515, doi : 10.1016/j.ocecoaman.2009.08.004, URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0964569109001057>.

- P. Oliva, J. Viers, et B. Dupré, 2003 : Chemical weathering in granitic environments. *Chemical Geology*, **202 (3)**, 225–256, doi : 10.1016/j.chemgeo.2002.08.001,
URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254103002468>.
- M. A. O’Neal, et J. E. Pizzuto, 2010 : The rates and spatial patterns of annual riverbank erosion revealed through terrestrial laser-scanner surveys of the South River, Virginia. *Earth Surface Processes and Landforms*, **36 (5)**, 695–701, doi : 10.1002/esp.2098,
URL : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.2098>.
- K. Orviku, H. Tõnisson, A. Kont, S. Suuroja, et A. Anderson, 2013 : Retreat rate of cliffs and scarps with different geological properties in various locations along the Estonian coast. *Journal of Coastal Research*, 552–557.
- R. N. Parker, A. L. Densmore, N. J. Rosser, M. de Michele, Y. Li, R. Huang, S. Whadcoat, et D. N. Petley, 2011 : Mass wasting triggered by the 2008 Wenchuan earthquake is greater than orogenic growth. *Nature Geoscience*, **4 (7)**, 449–452, doi : 10.1038/ngeo1154,
URL : <http://www.nature.com/doifinder/10.1038/ngeo1154>.
- D. S. Parks, 2015 : Bluff recession in the Elwha and Dungeness littoral cells, Washington, USA. *Environmental & Engineering Geoscience*, **21 (2)**, 129–146,
URL : <http://eeg.geoscienceworld.org/content/21/2/129.short>.
- C. Perherin, A. Roche, F. Pons, I. Roux, G. Desire, et C. Boura, 2012 : Vulnérabilité du territoire national aux risques littoraux. Tech. rep., CETMEF, 170p pp.
- M. Peter-Borie, 2008 : Les massifs rocheux du Crétacé Supérieur du Labourd Occidental : processus d’altération et instabilités littorales. Ph.D. thesis, Bordeaux 1.
- G. Pierre, 2006 : Processes and rate of retreat of the clay and sandstone sea cliffs of the northern Boulonnais (France). *Geomorphology*, **73 (1-2)**, 64–77, doi : 10.1016/j.geomorph.2005.07.002,
URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X0500200X>.
- G. Pierre, et P. Lahousse, 2004 : L’évolution des falaises argilo-crayeuses et limoneuses du nord du Boulonnais (Strouanne, Sangatte, France) / Evolution of the clay-chalk and silt cliffs in northern Boulonnais (Strouanne, Sangatte, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **10 (3)**, 211–223, doi : 10.3406/morfo.2004.1219,
URL : http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/morfo_1266-5304_2004_num_10_3_1219.
- G. Pierre, et P. Lahousse, 2006 : The role of groundwater in cliff instability : an example at Cape Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France). *Earth Surface Processes and Landforms*, **31 (1)**, 31–45, doi : 10.1002/esp.1229,
URL : <http://doi.wiley.com/10.1002/esp.1229>.
- N. J. Porter, A. S. Trenhaile, K. J. Prestanski, et J. I. Kanyaya, 2010 : Shore platform downwearing in eastern Canada : The mega-tidal Bay of Fundy. *Geomorphology*, **118 (1-2)**, 1–12, doi : 10.1016/j.geomorph.2009.12.002,
URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X09005182>.

- A. Pérez-Alberti, L. Freitas, A. Pires, et H. Chaminé, 2013 : Shoreline change mapping along the coast of Galicia, Spain. *Proceedings of the ICE - Maritime Engineering*, **166** (3), 125–144, doi : 10.1680/maen.2012.23,
URL : <http://www.icevirtuallibrary.com/content/article/10.1680/maen.2012.23>.
- M. Prémaillon, V. Regard, T. Dewez, et Y. Auda, 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), 651–668, doi : <https://doi.org/10.5194/esurf-6-651-2018>,
URL : <https://www.earth-surf-dynam.net/6/651/2018/esurf-6-651-2018.html>.
- K. Pye, et S. J. Blott, 2015 : Spatial and temporal variations in soft-cliff erosion along the Holderness coast, East Riding of Yorkshire, UK. *Journal of Coastal Conservation*, **19** (6), 785–808, doi : 10.1007/s11852-015-0378-8.
- R Core Team, 2016 : *R : A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria,
URL : <https://www.R-project.org/>.
- V. Rachold, M. N. Grigoriev, F. E. Are, S. Solomon, E. Reimnitz, H. Kassens, et M. Antonow, 2000 : Coastal erosion vs riverine sediment discharge in the Arctic Shelf seas. *International Journal of Earth Sciences*, **89** (3), 450–460, doi : 10.1007/s005310000113,
URL : <http://link.springer.com/10.1007/s005310000113>.
- C. Raimbault, A. Duperret, V. Regard, S. Molliex, R. Wyns, C. Authemayou, et B. Le Gall, 2018 : 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, doi : 10.1016/j.margeo.2017.09.011,
URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322716303176>.
- R. Raiswell, M. Tranter, L. G. Benning, M. Siegert, R. De'ath, P. Huybrechts, et T. Payne, 2006 : Contributions from glacially derived sediment to the global iron (oxyhydr)oxide cycle : Implications for iron delivery to the oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70** (11), 2765–2780, doi : 10.1016/j.gca.2005.12.027,
URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016703706001177>.
- P. Razin, 1989 : Evolution tectono-sédimentaire alpine des Pyrénées Basques à l'ouest de la transformante de Pamplona (Province de Labourd). Ph.D. thesis, Université Bordeaux 2.
- V. Regard, M.-N. De Casamajor, G. Maillet, M. Prémaillon, et N. Caill-Milly, 2017 : Quantification of a rock platform bioerosion by the sea urchin *Paracentrotus lividus* (Lamarck, 1816) the Basque Coast case (Bay of Biscay).
URL : <http://archimer.ifremer.fr/doc/00386/49700/>.
- V. Regard, T. Dewez, D. Bourlès, R. Anderson, A. Duperret, S. Costa, L. Leanni, E. Lasseur, K. Pedoja, et G. Maillet, 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, doi : 10.1016/j.quageo.2012.02.027.

- H. Regnaud, J. Fournier, et A. Ramos Pereira, 1995 : Approche quantitative de la discontinuité de l'évolution de formes littorales à différentes échelles de temps. Exemple du recul de la côte de l'Arrábida (Portugal)/Quantitative approach of a non linear and scale dependand landform evolution : rate of a retreat coastline in Portugal, Arrábida. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **1 (1)**, 7–27, doi : 10.3406/morfo.1995.856,
URL : http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/morfo_1266-5304_1995_num_1_1_856.
- D. A. Robinson, et R. B. G. Williams, 1983 : Sussex : Environment, Landscape and Society.
URL : http://www.sussex.ac.uk/geography/researchprojects/coastview/Introduction_background/Sussex_blue_book_coasts.pdf.
- J. Rohmer, et T. Dewez, 2013 : On the deviation of extreme sea-cliff instabilities from the power-law frequency-volume distribution : practical implications for coastal management. *Journal of Coastal Research*, **165**, 1698–1703, doi : 10.2112/SI65-287.1.
- C. Romagnoli, et S. Jakobsson, 2015 : Post-eruptive morphological evolution of island volcanoes : Surtsey as a modern case study. *Geomorphology*, **250**, 384–396, doi : 10.1016/j.geomorph.2015.09.016,
URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X15301495>.
- N. Rosser, M. Lim, D. Petley, S. Dunning, et R. Allison, 2007 : Patterns of precursory rockfall prior to slope failure. *Journal of Geophysical Research*, **112 (F4)**, doi : 10.1029/2006JF000642.
- N. Rosser, J. Williams, R. Hardy, et M. Brain, 2017 : 4d monitoring of actively failing rockslopes. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Vol. 19, 1,
URL : <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2017/EGU2017-4789-1.pdf>.
- N. J. Rosser, M. J. Brain, D. N. Petley, M. Lim, et E. C. Norman, 2013 : Coastline retreat via progressive failure of rocky coastal cliffs. *Geology*, **41 (8)**, 939–942, doi : 10.1130/G34371.1.
- I. Ružić, I. Marović, e. Benac, et S. Ilić, 2014 : Coastal cliff geometry derived from structure-from-motion photogrammetry at Stara Baška, Krk Island, Croatia. *Geo-Marine Letters*, **34 (6)**, 555–565, doi : 10.1007/s00367-014-0380-4,
URL : <http://link.springer.com/10.1007/s00367-014-0380-4>.
- A. H. Sallenger Jr, W. Krabill, J. Brock, R. Swift, S. Manizade, et H. Stockdon, 2002 : Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997-1998 El Nino. *Marine Geology*, **187 (3-4)**, 279–297, doi : 10.1016/S0025-3227(02)00316-X.
- E. Scornet, 2017 : Tuning parameters in random forests. *ESAIM : Proceedings and Surveys*, **60**, 144–162, doi : 10.1051/proc/201760144,
URL : <http://www.esaim-proc.org/10.1051/proc/201760144>.
- C. Sifreu, 2011 : Suivi de l'érosion des falaises basques par photogrammétrie. Licence 3, Université Joseph Fourier, 9 pp.
- C. P. Stark, et F. Guzzetti, 2009 : Landslide rupture and the probability distribution of mobilized debris volumes. *Journal of Geophysical Research*, **114**, doi : 10.1029/2008JF001008,
URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2008JF001008>.

- W. J. Stephenson, et R. M. Kirk, 2000 : Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand : Part one : the role of waves. *Geomorphology*, **32 (1)**, 21–41.
- W. J. Stephenson, et L. A. Naylor, 2011 : Within site geological contingency and its effect on rock coast erosion. *Journal of Coastal Research*, **61**, 831–835,
URL : <http://eprints.gla.ac.uk/117262/>.
- J. Stepp, 1972 : Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard. *Proceedings of the First Microzonation Conference*, 897–909.
- T. Sunamura, 1992 : *Geomorphology of rocky coasts*. J. Wiley.
- J. P. M. Syvitski, et A. Kettner, 2011 : Sediment flux and the Anthropocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **369 (1938)**, 957–975, doi : 10.1098/rsta.2010.0329,
URL : <http://rsta.royalsocietypublishing.org/cgi/doi/10.1098/rsta.2010.0329>.
- J. P. M. Syvitski, S. D. Peckham, R. Hilberman, et T. Mulder, 2003 : Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean : a planetary perspective. *Sedimentary Geology*, **162 (1)**, 5–24, doi : 10.1016/S0037-0738(03)00232-X,
URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S003707380300232X>.
- J. P. M. Syvitski, C. J. Vörösmarty, A. J. Kettner, et P. Green, 2005 : Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. *Science*, **308 (5720)**, 376–380, doi : 10.1126/science.1109454,
URL : <http://science.sciencemag.org/content/308/5720/376>.
- H. Tardieu, A. Rochfeld, R. Colleti, G. Panet, et G. Vahée, 1985 : *La méthode MERISE-Tome 2 Démarches et pratiques*. Editions d'organisation, Paris.
- S. B. Teixeira, 2006 : Slope mass movements on rocky sea-cliffs : A power-law distributed natural hazard on the Barlavento Coast, Algarve, Portugal. *Continental Shelf Research*, **26 (9)**, 1077–1091, doi : 10.1016/j.csr.2005.12.013.
- A. Trenhaile, 1980 : Shore platforms : a neglected coastal feature. *Progress in Physical Geography*, **4 (1)**, 1–23, doi : 10.1177/030913338000400101.
- A. Trenhaile, 2002a : Modeling the development of marine terraces on tectonically mobile rock coasts. *Marine Geology*, **185 (3-4)**, 341–361, doi : 10.1016/S0025-3227(02)00187-1,
URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322702001871>.
- A. S. Trenhaile, 2000 : Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology*, **166 (1)**, 163–178.
- A. S. Trenhaile, 2001 : Modeling the effect of late Quaternary interglacial sea levels on wave-cut shore platforms. *Marine Geology*, **172 (3)**, 205–223.
- A. S. Trenhaile, 2002b : Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms. *Geomorphology*, **48 (1-3)**, 7–22, doi : 10.1016/S0169-555X(02)00173-3,
URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X02001733>.

- A. S. Trenhaile, 2008 : Modeling the role of weathering in shore platform development. *Geomorphology*, **94 (1-2)**, 24–39, doi : 10.1016/j.geomorph.2007.04.002.
- A. S. Trenhaile, 2018 : Shore platform erosion and evolution : Implications for cosmogenic nuclide analysis. *Marine Geology*, **403**, 80–92, doi : 10.1016/j.margeo.2018.05.005,
URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322718301117>.
- H. Tsujimoto, 1986 : Dynamic conditions for shore platform initiation. Ph.D. thesis.
- E. Vann Jones, N. Rosser, et M. Brain, 2018 : Alongshore variability in wave energy transfer to coastal cliffs. *Geomorphology*, **322**, 1–14, doi : 10.1016/j.geomorph.2018.08.019,
URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X18303167>.
- E. C. Vann Jones, N. Rosser, M. Brain, et D. Petley, 2015 : Quantifying the environmental controls on erosion of a hard rock cliff. *Marine Geology*, **363**, 230–242, doi : 10.1016/j.margeo.2014.12.008,
URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322715000407>.
- S. J. Varley, N. J. Rosser, M. Brain, et E. C. Vann Jones, 2016 : Wave Shape and Impact Pressure Measurements at a Rock Coast Cliff. Vol. 14,
URL : <http://adsabs.harvard.edu/abs/2016AGUOSEC14C1004V>.
- K. Wenzel, M. Rothermel, D. Fritsch, et N. Haala, 2013 : Image acquisition and model selection for multi-view stereo. *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, **XL-5/W1**, 251–258, doi : 10.5194/isprsarchives-XL-5-W1-251-2013,
URL : <http://www.int-arch-photogramm-remote-sens-spatial-inf-sci.net/XL-5-W1/251/2013/>.
- R. M. Westaway, S. N. Lane, et D. M. Hicks, 2000 : The development of an automated correction procedure for digital photogrammetry for the study of wide, shallow, gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, **25 (2)**, 209–226, doi : 10.1002/(SICI)1096-9837(200002)25:2<209::AID-ESP84>3.0.CO;2-Z,
URL : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/%28SICI%291096-9837%28200002%2925%3A2%3C209%3A%3AAID-ESP84%3E3.0.CO%3B2-Z>.
- M. Westoby, J. Brasington, N. Glasser, M. Hambrey, et J. Reynolds, 2012 : ‘Structure-from-Motion’ photogrammetry : A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, **179**, 300–314, doi : 10.1016/j.geomorph.2012.08.021,
URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X12004217>.
- P. W. Whaley, 1983 : Entropy Production during Fatigue as a Criterion for Failure. The Critical Entropy Threshold : A Mathematical Model for Fatigue. Tech. rep., Nebraska univ Lincoln coll of engineering and technology.
URL : <http://www.dtic.mil/docs/citations/ADA134767>.
- B. H. Wilkinson, et B. J. McElroy, 2007 : The impact of humans on continental erosion and sedimentation. *GSA Bulletin*, **119 (1-2)**, 140–156, doi : 10.1130/B25899.1,
URL : <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/gsabulletin/article/119/1-2/140/125350/the-impact-of-humans-on-continental-erosion-and>.

- J. G. Williams, N. J. Rosser, R. J. Hardy, M. J. Brain, et A. A. Afana, 2018 : Optimising 4-D surface change detection : an approach for capturing rockfall magnitude–frequency. *Earth Surface Dynamics*, **6** (1), 101–119, doi : 10.5194/esurf-6-101-2018.
- M. K. C. f. J. Wing, et coauteurs, 2017 : *caret : Classification and Regression Training*.
URL : <https://CRAN.R-project.org/package=caret>.
- C. D. Woodroffe, 2002 : *Coasts : Form, Process and Evolution*. Cambridge University Press.
- C. D. Woodroffe, 2014 : Chapter 15 The rock coasts of oceanic islands. *Geological Society, London, Memoirs*, **40** (1), 247–261, doi : 10.1144/M40.15,
URL : <http://mem.lyellcollection.org/cgi/doi/10.1144/M40.15>.
- M. N. Wright, et A. Ziegler, 2017 : ranger : A Fast Implementation of Random Forests for High Dimensional Data in C++ and R. *Journal of Statistical Software*, **77** (1), 1–17, doi : 10.18637/jss.v077.i01.
- A. P. Young, P. N. Adams, W. C. O'Reilly, R. E. Flick, et R. T. Guza, 2011 : Coastal cliff ground motions from local ocean swell and infragravity waves in southern California. *Journal of Geophysical Research*, **116** (C9), doi : 10.1029/2011JC007175,
URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2011JC007175>.
- A. P. Young, et S. A. Ashford, 2006 : Application of Airborne LIDAR for Seacliff Volumetric Change and Beach-Sediment Budget Contributions. *Journal of Coastal Research*, **222**, 307–318, doi : 10.2112/05-0548.1,
URL : <http://www.bioone.org/doi/abs/10.2112/05-0548.1>.
- A. P. Young, R. Flick, R. Gutierrez, et R. Guza, 2009 : Comparison of short-term seacliff retreat measurement methods in Del Mar, California. *Geomorphology*, **112** (3-4), 318–323, doi : 10.1016/j.geomorph.2009.06.018,
URL : <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X09002566>.
- Nombre de références : 213

ANNEXE A

**ARTICLE : GLOBR2C2 (GLOBAL
RECESSION RATES OF COASTAL CLIFFS) :
A GLOBAL RELATIONAL DATABASE TO
INVESTIGATE COASTAL ROCKY CLIFF
EROSION RATE VARIATIONS**



GlobR2C2 (Global Recession Rates of Coastal Cliffs): a global relational database to investigate coastal rocky cliff erosion rate variations

Mélo^{dy} Prémaillon¹, Vincent Regard¹, Thomas J. B. Dewez², and Yves Auda¹

¹GET, Université de Toulouse, UPS (OMP), CNRS, IRD, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

²BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières), 45060 Orléans, France

Correspondence: Mélo^{dy} Prémaillon (melody.premaillon@get.omp.eu)

Received: 6 February 2018 – Discussion started: 1 March 2018

Revised: 15 May 2018 – Accepted: 3 July 2018 – Published: 9 August 2018

Abstract. Rocky coast erosion (i.e., cliff retreat) is caused by a complex interaction of various forcings that can be marine, subaerial or due to rock mass properties. From Sunamura's seminal work in 1992, it is known that cliff retreat rates are highly variable over at least four orders of magnitude, from 1 to 10 mm yr⁻¹. While numerous local studies exist and explain erosion processes at specific sites, there is a lack of knowledge at the global scale. In order to quantify and rank the various parameters influencing erosion rates, we compiled existing local studies into a global database called GlobR2C2 (which stands for Global Recession Rates of Coastal Cliffs). This database reports erosion rates from publications, cliff setting and measurement specifications; it is compiled from peer-reviewed articles and national databases. In order to be homogeneous, marine and climatic forcings were recorded from global models and reanalyses. Currently, GlobR2C2 contains 58 publications that represent 1530 studied cliffs and more than 1680 estimated erosion rate. A statistical analysis was conducted on this database to explore the links between erosion rates and forcings at a global scale. Rock resistance, inferred using the criterion of Hoek and Brown (1997), is the strongest signal explaining variation in erosion rate. Median erosion rates are 2.9 cm yr⁻¹ for hard rocks, 10 cm yr⁻¹ for medium rocks and 23 cm yr⁻¹ for weak rocks. Concerning climate, only the number of frost days (number of day per year below 0 °C) for weak rocks shows a significant, positive, trend with erosion rate. The other climatic and marine forcings do not show any clear or significant relationship with cliff retreat rate. In this first version, GlobR2C2, with its current encompassing vision, has broad implications. Critical knowledge gaps have come to light and prompt a new coastal rocky shore research agenda. Further study of these questions is paramount if we one day hope to answer questions such as what the coastal rocky shore response to sea-level rise or increased storminess may be.

1 Introduction

Rocky coasts are characterized by dynamically linked cliff retreat and shore platform erosion (Moses and Robinson, 2011). By comparison between continental and coastal cliffs, it is clear that the presence of the sea is a fundamental driver of cliff retreat (Fig. 1). However, as Moses and Robinson (2011) posit, “our understanding of their dynamics and our ability to predict their evolution over time remains severely limited”. Kennedy (2014) emphasizes the growing number of quantitative studies, spurred by the development of new

methods such as lidar techniques. According to their analysis, a reassessment of cliff retreat rates is needed. Hence, the purpose of this paper is to take advantage of this growing corpus of data in order to quantitatively analyze cliff erosion drivers.

These drivers can be divided in three groups, depending on their nature (Fig. 2). The first group of drivers concerns marine forcings. Waves attack and weaken cliff bases, sometimes carving a notch, which leads to cliff instability and subsequent collapse (e.g., Benumof et al., 2000; Caplain et al., 2011). This is a common assumption in coastal landscape



Figure 1. Evidence of the sea driving coastal cliff erosion. The vertical shaped cliff in the foreground is similar to the cliff in the background (its smoothed shape), except that the one in the background has been protected from the sea by a sand spit. Obviously, the cliff with sea at its base then retreats more quickly (the cliff face is more or less vertical). Photo from Punta Quilla, Patagonia, Argentina.

evolution models and leads to the development of a shore platform below the cliff. These platforms have sometimes been described as being entirely shaped by the waves, leading to the debated term “wave cut platform” (e.g., Anderson et al., 1999). The reality is more complex (elaborated upon in the following); therefore, we prefer the term “(rock) shore platform”. Debris aprons are removed by sea action, allowing for renewed wave attack at the cliff base. Cliff base weakening, cliff collapse and debris apron removal, followed by renewed cliff-base weakening is sometimes referred to as the platform/cliff erosion cycle (e.g., Caplain et al., 2011). Wave assailing force depends on wave energy dissipation over the shore platform (e.g., Sunamura, 1992; Trenhaile, 2000). The wider and shallower the platform is, the lower the remaining wave power at the cliff foot. Hence, platforms can be regarded as natural defences against wave attack of the cliff. The shore platform evolves under marine forcing like wave agitation and associated shear stress (e.g., Sallenger Jr et al., 2002; Stephenson and Kirk, 2000; Sunamura, 1992; Trenhaile, 2008, 2009), or tide-induced wetting and drying cycles (Kanyaya and Trenhaile, 2005; Stephenson and Kirk, 2000). The second group of drivers is rock mass properties, which are believed to have a strong influence on cliff evolution (Mortimore and Duperret, 2004). Rock mass behavior depends on its lithology, structure, fracturing and weathering (e.g., Cruslock et al., 2010). The third group of drivers is a combination of subaerial processes: climate through precipitation, temperature or frost occurrences (e.g., Dewez et al., 2015) may either provoke cliff instability or prepare for it by physical and chemical weathering (Duperret et al., 2005).

Each of these have been proven to be efficient in their own way in cliff retreat phenomena, but their relative importance is perceived differently across studies (Fig. 2), which is likely

due to the small spatial extent of the sites or the authors’ field of expertise. Some attempts exist to rank the different drivers at the local scale (e.g., Earlie et al., 2015; Lim et al., 2010) but these hierarchies can not really be upscaled.

Some studies aim at quantifying cliff retreat rates at the regional scale, i.e., coastal sections of several tens to hundreds of kilometers. These studies often pertain to risk management (Gibb, 1978; Hapke et al., 2009) or are focused on a certain type of rock in order to understand its impact on cliff dynamics (Moses and Robinson, 2011). This implies that these studies cannot be used to describe global retreat drivers because (i) they do not analyze the contribution of each driver, and (ii) they remain too local and characterize a narrow range of forcings (e.g., climate, homogeneous lithology and so on)

In order to overcome biases inherent to individual approaches, studies have been conducted at global scale. They are often based on morphometry; for example, the classic study by Emery and Kuhn (1982) interprets cliff profile morphology as a function of cliff top and toe composition and marine and subaerial relative process efficiency. The only global, quantitative, dataset was produced by Sunamura (1992), and was based on quantitative studies published prior to that date. Sunamura’s database was only used by Woodroffe (2002) to evaluate ranges of erosion rates for different lithological types. Up until this point, those rates have never been related to environmental factors.

Since Sunamura’s 1992 compilation, 26 years ago, many new quantitative studies have been published. These studies have taken advantage of several technological changes in that time interval. National mapping agencies have released their aerial photography archives online, allowing researchers to record cliff top retreat over decades. These provide contemporary surveys with historical context. Airborne and terrestrial lidar and structure from motion (SfM) methods have revolutionized ad hoc surveys in the geosciences, making precise geometric information available when and where required. These methods enable the documentation of rockfalls from cliff faces and the assessment of their volumes. Software developments afforded massive 3-D processing capabilities, even to non-specialists. Therefore, quantitative site studies are now addressing cliff face erosion style at the centimeter-scale (e.g., Dewez et al., 2013; Earlie et al., 2015; Gulayev and Buckeridge, 2004; Letortu et al., 2015; Rosser et al., 2007; Young and Ashford, 2006). This contemporary high spatial accuracy is then combined with high time resolution (up to 20 min) with the detection of decimetric fragments from cliff faces (Williams et al., 2018). Cliff recession phenomena have never been so well defined in space and time. It is now time to sort through the possible processes generating cliff responses.

We updated the dataset from Sunamura (1992) into the new GlobR2C2 (Global Recession Rates of Coastal Cliffs) database by taking advantage of all the existing site and regional studies, and built a worldwide cliff recession database.

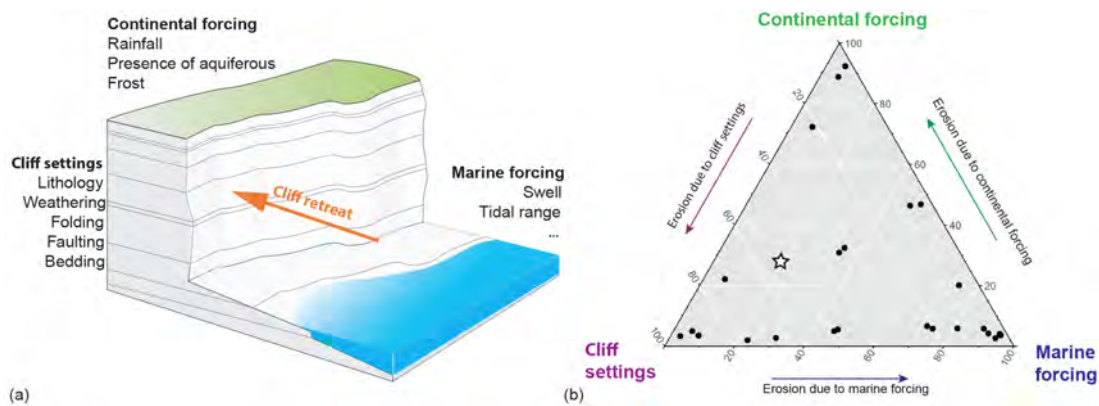


Figure 2. (a) Sketch diagram of rocky cliff erosion drivers. (b) Relative cliff retreat drivers reported from published literature in GlobR2C2. Factors of influence are grouped into three main classes: (i) “marine forcing”; (ii) “continental forcing”, which encompasses weather conditions and continental groundwater; and (iii) “cliff settings”. Responsible forcings cited by authors in publications’ abstracts are summarized as a percentage of those three forcing based on abstract content. The star anticipates our position given the results emerging from the GlobR2C2 data base.

This database is used in a new approach to link documented erosion rates and external forcings. It also allows researchers to look at the relative efficiency of forcings in relation to one another, in order to explain erosion rate variations at the global scale. The benefits of this global approach are that it erases local specificity and seeks to define global trends. The links between cliff retreat and environmental parameters were explored statistically. However, the synthetic database approach is limited in that it compiles the information available for all studies at once. In that sense, it reduces information to the largest common denominator. Therefore, the main goals of this paper are as follows: (i) to compile a review of online literature in English, French or Spanish from peer-reviewed publications or national databases providing cliff retreat rates; and (ii) to link a dependent variable (erosion rate) to independent variables (cliff and meteo-marine settings). This analysis demonstrates the predominance of factors leading to cliff retreat. The GlobR2C2 data are available in the Supplement.

2 Method

2.1 Study design

The main goal of this study is to link cliff retreat rate to external forcings at global scale. Those data exist in peer-reviewed journal articles and national databases. Peer-reviewed articles were chosen as the source of cliff descriptions and erosion rate values and settings. However, marine and continental forcings conditions are often reported in a very heterogeneous fashion. This information can either be completely lacking, incomplete or described in inconsistent ways. To overcome this issue, external global databases were used to harmonize forcings (i.e., tidal range, swell height, rainfall and so on; see Sect. 2.3.6 to 2.3.9). They provide standard-

ized and reputable information for cliff height, sea condition and atmospheric climate.

The different steps of the study described in subsequent paragraphs are as follows: (i) the design and filling of a relational database with raw data, (ii) post-processing on database fields in order to tidy up the data and (iii) statistical exploration of links between erosion and forcings.

2.2 Database design

To organize the disparate knowledge reported in the literature, a rigorous analytical framework is an absolute necessity upstream of any data capture. We opted for a relational data base framework where the architecture was designed according to the Merise method (Tardieu et al., 1985). Merise provides a formal methodology to describe entity–relationship data models. Each entity corresponds to a group of data framed into a table and containing different fields called attributes. The different entities are related to each other by well-defined relations. As an example, the “cliff” entity contains information about cliff settings (Fig. 3). Each cliff description corresponds to a line in the “cliff” table and contains a unique primary key to identify this line/record. The “measure” entity contains information about cliff erosion. “Cliff” and “measure” are related through cliff erosion. The relation between an erosion record and its corresponding cliff is made by typing the cliff primary key. This conceptual exercise allows for optimized data capture and redundancy, the flagging of possible information duplicates and the limitation of ill-conceived relationships. The database structure was implemented in OpenOffice.org Base, which can be addressed by the statistical software R via SQL queries. Only the geographic fields (cliff location) were digitized in Google Earth and exported into shapefile with a key code or primary key

linked to the relational database (in the sense of data science analysis).

Here, GlobR2C2 was structured with two objectives in mind: (i) compiling original information and faithfully tracing publication sources, and (ii) anticipating analytic queries of the database designed to answer geomorphological questions. The database is structured to keep track of information relative to publications, sites, measurements and contextual information of the cliffs, or their environment. Specific care was taken to separate original data from information derived by us, and to distinguish between article information from auxiliary datasets (Fig. 3). The database contains entities from three type of sources: raw data from publications, raw data from gridded data (global reanalysis) and tidy covariates (derived from raw data).

The final conceptual data model contains 11 entities and 76 attributes. A conceptual model is given in Fig. 3. Entities refer to publications (“Publication and Author”), cliffs (“Cliff, Lithology, Geotechnical parameters, Cliff height”); erosion rate measurement (“Measure”) and forcing (“Climate, Swell, Tide”). Information contained in each entity came from publication except entities concerning forcings and “Geotechnical parameters” which came from external sources (Fig. 3). The relation between the different entities are explicitly described by the action verbs and the numbers represent the cardinality of the relation (e.g., 1 cliff can correspond to 1 or N erosion rate measurements, cardinality 1, N).

2.3 Database information fields

2.3.1 Raw data extraction: from publications and national databases

GlobR2C2 (Global Recession Rates of Coastal Cliffs) database v1.0 was populated with data from two main types of published sources: published peer-reviewed English journal articles, and official but non-peer-reviewed studies arising from official organizations (e.g., the CEREMA French risk survey) in English, French or Spanish. Journal articles were selected when they reported quantified values of cliff recession rates and described the quantification method. The search was initiated with bibliographic web search engines (Web of Science, Google Scholar) and expanded using citations therein. We recognize that some references may have escaped our attention. We are keen to expand the database further with the contribution of the community. The version presented in this article is version 1.0. compiling references up to 2016.

2.3.2 Cliff and lithology description

The “cliff” and “lithology” entities contain information related to cliff morphology (i.e., height, length) and rock property (i.e., lithology, fracturing, weathering, folding, bedding).

Cliff geology may exhibit a very complex set of lithologic types, contact relationships, inherited tectonic structures and

overprinted weathering. Authors often do not systematically report on these characteristics. Confronted with the heterogeneity of parameter presentation, we synthesized information in the following manner. A lithological name fills the “lithology” entity and a position field records rock position along the cliff (numbered from cliff toe to cliff top). Additional descriptions were copy/pasted in comment fields in order to preserve the original description. By comparison, rock state (weathering, folding, faulting, bedding etc.), is rarely mentioned. This could be because the cliffs do not present any such characteristics, or because authors did not think it was relevant and did not mention it. Moreover, parameters describing rock state are either complex, technically expensive to describe and quantify, or outside the authors’ scientific field of expertise. They were characterized with a Boolean value (True/False) to be integrated in the database. “True” refers to the presence of fracturing/weathering mentioned in the paper. “False” means that authors either describe fracturing/weathering as non existent/negligible or it is not mentioned in the paper.

2.3.3 Cliff location

Cliff location is entered as geographic coordinates. Studied cliff site extent was digitized from publication information and mapped using Google Earth. A primary key links this geographic file to the database.

2.3.4 Measurement description

The measure entity contains the erosion rate values and measurement methodology (how erosion was measured, for how long, with what detection threshold). Erosion is generally provided as an erosion rate in meters per year, occasionally as finite retreat (in meters) or as minimum and maximum erosion rates or eroded volume (in cubic meters).

Cliff retreat measurement errors and time spans were also recorded. Measuring sea cliff erosion presents a wide range of techniques. Those techniques vary significantly in terms of the following: (i) accuracy, which range from field observation and “expert” estimates May and Hansom (2003) of volume loss to precise measurements using techniques such as lidar (e.g., Dewez et al., 2013); (ii) time period surveyed, which range from twenty minutes (e.g., Williams et al., 2018) to thousands of years (e.g., Choi et al., 2012; Hurst et al., 2017; Regard et al., 2012); and (iii) the spatial extent along the coast, which ranges from tens of meters (e.g., Letortu et al., 2015) to kilometers (e.g., Hapke et al., 2009). Moreover, these measurements can be divided into three classes of methods: one-dimensional (1-D), two-dimensional (2-D) or three-dimensional (3-D).

One-dimensional cliff retreat measurement techniques correspond to retreats calculated on single transects. Typically, they correspond to measurements made with peg transects that record the cliff toe retreat or transects on aerial

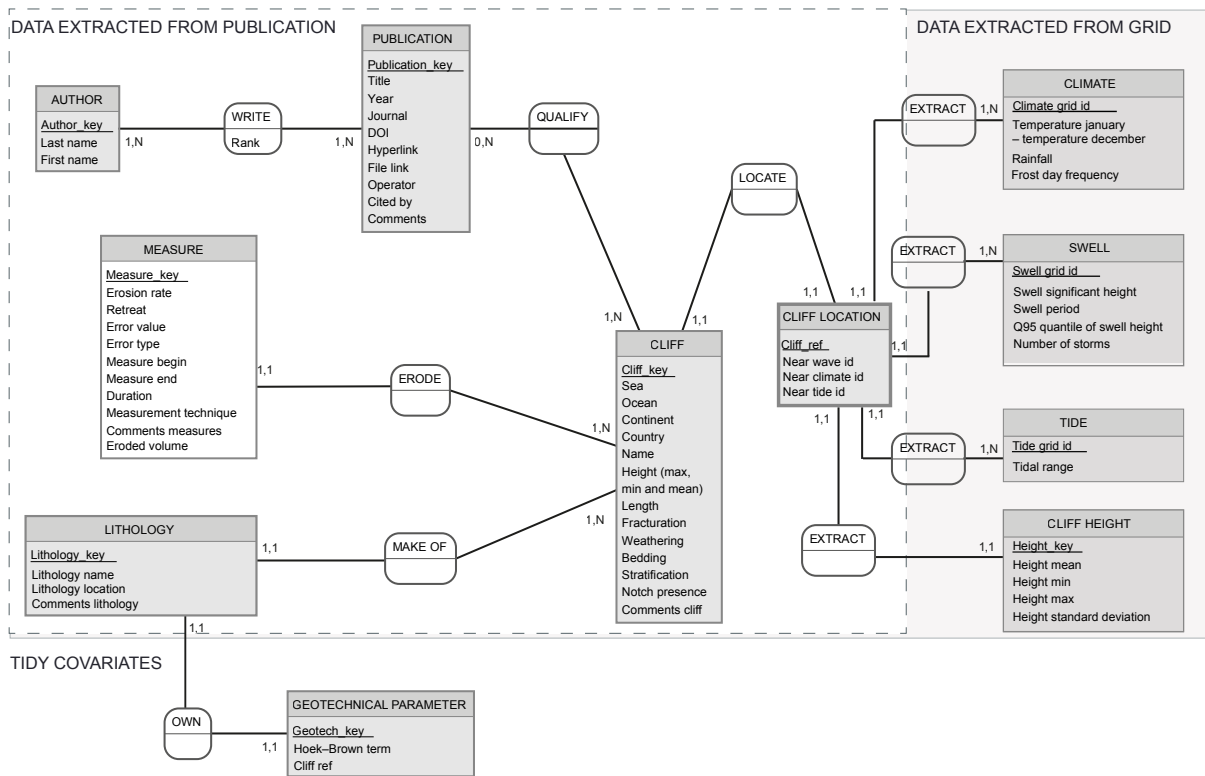


Figure 3. Conceptual data model of the GlobR2C2 cliff erosion database. Primary keys are underlined and numbers are cardinalities.

photographs to quantify cliff-top retreat (Kostrzewski et al., 2015; Lee, 2008; Pye and Blott, 2015). Two-dimensional measurements are mostly based on aerial photograph comparison. They either quantify the area lost between two aerial photographs campaigns or average numerous transects (Costa et al., 2004; Letortu, 2013; Marques, 2006). Three-dimensional techniques record the evolution of the cliff face and quantify volumes (e.g., Letortu et al., 2015; Lim et al., 2005; Rosser et al., 2007). Initially, 3-D assessments were performed based on observable, large, rockfall scars or debris aprons, (e.g., May, 1971; Orviku et al., 2013; Teixeira, 2006) but now the two most commonly used methods are lidar and SfM.

2.3.5 CEREMA French national dataset

The French CEREMA institute published a systematic national coastal cliff recession inventory (Perherin et al., 2012) based on aerial photograph comparison every 200 m stretch of cliff along the entire French metropolitan coastline (1800 km of coastal rocky cliff, which corresponds to 465 (53 %) values in the database). This rich systematic dataset was obviously included in GlobR2C2 but with two caveats. On one hand, the CEREMA dataset introduces a strong spatial bias for French oceanographic and climatic conditions in the database observation records. This situation may risk polarizing the analytical results; however, this was recognized

beforehand and specifically treated to prevent such bias (cf. Sect. 4.2.3). On the other hand, being a systematic study for every stretch of coastal cliff around the country makes it more robust to scientific and funding biases. Research funds are often sought for areas combining coastal threats with societal interest. Therefore, coasts with higher recession rates are more often sampled, while quiet stretches of coastlines remain in the shadows. Consequently, including this data provides a more representative set of values existing along coastlines. Little studied sectors of the CEREMA research are hard rock coastal stretches (e.g., hard proterozoic granites from French Brittany) and erosion rates lower than the study’s detection threshold.

Based on historical aerial photograph archives, CEREMA acknowledges that the quality of photographs limits the detectable cliff recession to rates higher than 10 cm yr^{-1} . Below this value, they deem recession rates as undetermined. We chose to record those undetermined values in the database but not to use them in the statistical analysis. We discuss this decision in discussion section.

2.3.6 Tides

The tidal range describes the variation in the height of the water surface. One consequence is that the cliff and platform undergo cyclic wetting and drying that weakens and erodes the constituting rocks (Kanyaya and Trenhaile, 2005).

Rather than referring to difficult to use tidal records from tide gages, tidal modeling was performed with FES 2012 software (Carrère et al., 2012). This model gives all the constituents of the harmonic tide analysis. For our analysis, eight harmonics were considered: M2, N2, K2, S2, P1, K1, O1 and N2_2. These harmonics represent the diurnal and semi-diurnal main components of the tide harmonic model. The model produces a time series between given start and stop dates of sea level within a regular grid of 0.25° . Tidal characteristics were retrieved for each study location for two entire years, from which the mean amplitude over two cycles was extracted (i.e., height difference between successive high and low tides).

2.3.7 Waves

Wave properties were extracted from the ERA-interim re-analysis dataset (Dee et al., 2011). This gridded data has a pixel size of 0.75° . Temporally, data spacing is 6 h during the 1979–2016 period. Wave assault was characterized both in terms of mean agitation and extreme events. Three mean parameters characterize wave assailing force: significant wave height of combined swell and wind, wave period and wave direction. For swell characteristics, mean significant wave height and wave period characterize the average sea agitation. The wave direction value records the most frequent wave direction for the duration of the reanalysis period (1979–2016).

Anticipating that mean sea state values may be deceptive metrics, a record of extreme events was also described. Those events were characterized by the 95th percentile of wave significant height as suggested by Castelle et al. (2015). To complete this quantile value, the number of storms experienced at each cliff site was calculated between 1979 and 2016.

2.3.8 Climate

Climatic information was extracted from Climate Research Unit data between 1961 and 1990 (Mitchell and Jones, 2005). The grid size is 0.5° , at monthly time steps. Chosen parameters likely to influence erosion rate are mean annual rainfall, mean monthly temperatures and the number of freezing days (number of days per year below 0°C). We did not find a global climatic dataset reporting time series of rainfall and temperatures spanning the durations covered by the articles contained in GlobR2C2.

2.3.9 Cliff height

Cliff height often appeared to be missing. Filling this value is not straightforward because cliff height can be strongly variable along the surveyed cliff. Nevertheless, in order to provide a robust estimate, a mean cliff height was extracted from the 7.5 arcsec spatial-resolution GMTED2010 data global DEM (GMTED2010, Danielson and Gesch, 2011). Cliff

height extraction consisted of computing a buffer around the cliff extension shapefile, in which the mean value of the non-zero pixels (corresponding to the sea) was computed. To assess the accuracy of these cliff height estimates, they were compared against those rare values presented in publications. The estimations were found to be close to values given in publications with a root mean square error of 19 m at global scale. We deem it sufficient for a first attempt at the global scale, and probably not greatly different from the cliff height accuracy seen in the publications.

2.4 Tidying the covariates: from database fields to predictors

The first purpose of the database is to collate raw data from original sources in the most traceable manner possible. This data does not necessarily report information in an easily accessible fashion. This may be because (i) fields translate different realities (e.g., recession rates vs. retreat values or recession rates relate to profile-specific recession rate or to kilometer long cliff sections), or (ii) value instances of a field are too broad and need summarizing in fewer categories (e.g., lithology). Thus, post-processing was applied to the database in order to make it more homogeneous and more readily usable for statistical analysis.

2.4.1 Integration of punctual records

We mentioned earlier that measurement techniques were either 1-D, 2-D or 3-D. These methods do not reflect the exact same processes and a choice was made to force all measurements to homogeneously report 2-D type measurements. The 3-D measurements in cubic meters per year were divided by cliff face surface in a cliff top equivalent retreat in meters per year. One-dimensional measurements do not average information laterally. Cliff retreat is stochastic in time and space and 1-D measurements profiles may happen to quantify erosion on a particular high or low erosion transect. Therefore, erosion rates of the transect measurements were averaged for a unique study, cliff and period of time in order to limit the risk of over- or under-representation.

2.4.2 Field unit conversion

Original data may be provided in different ways (for example the time span between two measurements may be given by a duration or by start and end dates). As often as possible this information is summarized in a single duration field with a homogeneous unit. The following are the operations performed:

- To obtain a duration in years, the fields measure duration (year), measure beginning and measure ending (date) were merged together.

Table 1. Field estimates of uniaxial compressive strength (Hoek and Brown, 1997) associated with the Hoek and Brown term in the database and the corresponding lithologies in the database.

Hoek and Brown table						Recorded in GlobR2C2 as	
Grade	Term	Uniaxial comp. strength (Mpa)	Point load index (Mpa)	Field estimate of strength	Examples	Hoek and Brown term	Unique lithologic name instances
R6	Extremely strong	> 250	> 10	Specimen can only be chipped with a geological hammer.	Fresh basalt, chert, diabase, gneiss, granite, quartzite.	Hard	Basalt, conglomerate, flysch, gneiss, granite, greywacke, intermediate rocks, lavas (basalts, etc), limestone, marly limestone, metamorphic, mudstone, plutonic, sandstone, schist, shale, siltstone, volcanic rock, volcano-sedimentary.
R5	Very strong	100–250	4–10	Specimen requires many blows of a geological hammer to fracture it.	Amphibolite, sandstone, basalt, gabbro, gneiss, granodiorite, limestone, marble, rhyolite, tuff.		
R4	Strong	50–100	2–4	Specimen requires more than one blow of a geological hammer to fracture it.	Limestone, marble, phyllite, sandstone, schist, shale.		
R3	Medium strong	25–50	1–2	Cannot be scrapped or peeled with a pocket knife, specimen can be fractured with a single blow from a geological hammer.	Claystone, coal, concrete, schist, shale, siltstone.	Medium	Claystone, shale, slate, volcanic tuff, sandstone, shale, limestone, marl, siltstone, basalt, marl and consolidated clay.
R2	Weak	5–25	*	Can be peeled with a pocket knife with difficulty, shallow indentation made by firm blow with the point of a geological hammer.	Chalk, rock salt, potash.	Weak	Aeolianite, argillites, basalt, chalk, clay, conglomerate, dune deposits, fluvial deposits, glacial deposits, glaciofluvial, gravels, head, lahar deposits, loess and silts, marl, sand, sand, sandstone, slag, silt, till, tuff, undifferentiated recent marine deposits.
R1	Very weak	1–5	*	Crumbles under firm blows with the point of a geological hammer, can be peeled by a pocket knife.	Highly weathered or altered rock.		
R0	Extremely weak	0.25–1	*	Indented by thumbnail.	Stiff fault gouge.		

* Point load tests on rocks with a uniaxial compressive strength below 25 MPa are likely to yield highly ambiguous results.

- Retreat (m) and eroded volume (m³) were converted to retreat rate (m yr⁻¹).
- The mean cliff height was either obtained from a cliff height mean field or as the mean between height min, height max (m).
- The error (m yr⁻¹) was a compilation of the error value and error type.

2.4.3 Average site climate

Some explanatory variables were strongly correlated with each other (e.g., wave period vs. wave significant height). This redundant information may lead to spurious correlation. Therefore, new synthetic variables combine existing variables:

- Monthly mean temperatures were converted to mean annual temperature and amplitude.

- Deep water swell energy flux was computed using swell period and significant height

$$E_f = \frac{1}{8} \rho g H_s^2 C_g \quad \text{with} \quad C_g = \frac{1}{2} g \frac{T}{2\pi}, \quad (1)$$

where ρ is water density, H_s (m) is significant wave height, C_g (m s⁻¹) is wave group velocity and T (s⁻¹) is wave period.

- Swell incidence angle with respect to the cliff (angle between 0 and 90°).

2.4.4 Rock resistance inference

The database, filled with information from publications, results in more than 40 distinct lithological descriptions. We first grouped lithology into 9 groups with a similar classification to that of Woodroffe (2002) for historical comparison. But lithology alone does not govern rock mass mechanical properties. Tectonic inheritance, deformation, fracturing

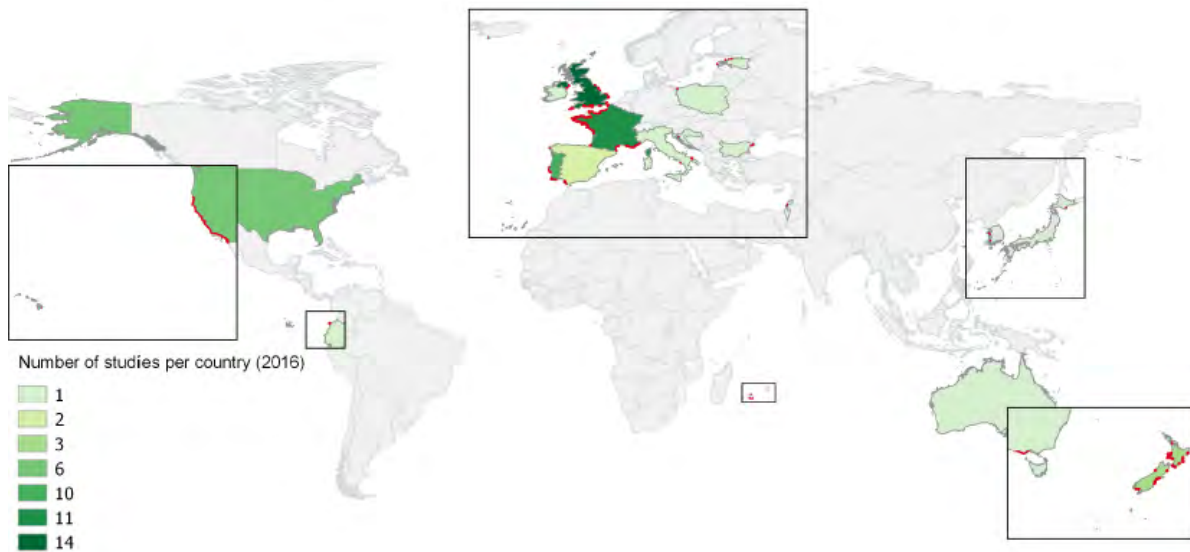


Figure 4. Cliff site locations (red dots) and number of studies contained in the GlobR2C2 database by country (published before 2016).

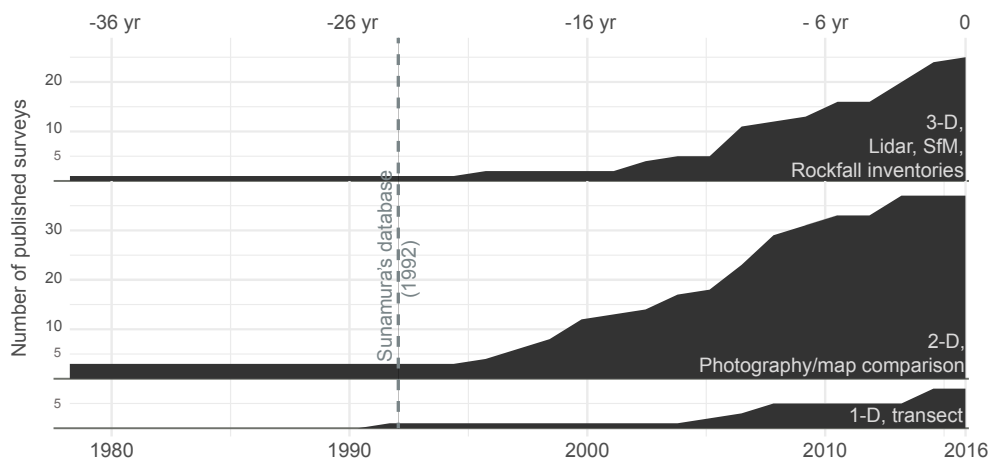


Figure 5. Time line of cliff erosion publications recorded in GlobR2C2 differentiated by measurement method.

and weathering weaken the rock masses. Consequently, the rock constituting the cliffs are divided by rock mass strength criteria. Following the practical examples from Hoek and Brown (1997), we propose to further aggregate Hoek and Brown's macroscopic rock mass strength categories into three categories. Hoek and Brown (1997) describe field estimates of rock strength and experimental uniaxial compressive strength. They describe seven grades of rock resistance, from extremely weak to extremely strong. Table 1 in this study describes field estimates, resistance terms, compressive strength and provides examples of such materials. This table is associated with our Hoek and Brown classification and the relative lithologies found in the database.

Aggregation criteria are based on the fields lithology name, weathering, fracturing and comments, in which all published details on rock strength, structural geology, weath-

ering were preserved. Rocks were classed into three resistance classes termed hard, medium and weak. One may note that a similar approach, but with only two classes, was adopted by the EUROSION project consortium (Doody and Office for Official Publications of the European Communities, 2004). The hard rock class clusters granite, gneiss and limestones together. Weak rocks are mainly poorly consolidated rocks (weakly cemented sandstones, glacial tills and glacial sands) or strongly weathered rocks. Weak rocks also noticeably include well studied chalk cliffs. Medium resistant rocks correspond to claystone shales and siltstones.

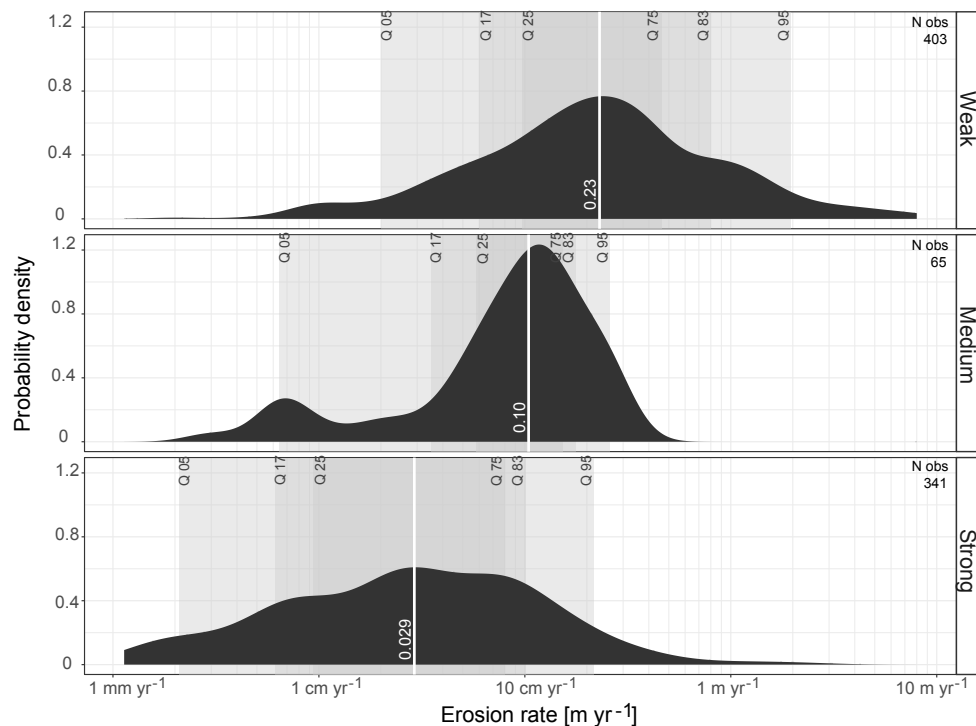


Figure 6. Cliff recession rates differentiated using the Hoek and Brown rock mass strength criterion, which merges lithological descriptions and the fracturing/weathering state of the cliff rock.

3 Analysis/results

3.1 Database content and completeness

The database is filled with 58 studies, which is comprised of 47 peer-reviewed articles and 11 public national databases, documenting 1530 cliff sites and 1680 erosion rate records. Indeed, some cliff sites were repeatedly measured over different periods. With more than 90 % of fields complete, the database is satisfactorily thorough; however, the constitution of the database highlights some characteristics that are often poorly reported. We previously mentioned the difficulty regarding finding a description of cliff rock weathering and fracturing. Those fields are missing for 98.4 % of the records (corresponding to 53 publications).

3.2 Where was erosion measured?

Studies are mostly concentrated in Europe (42 studies, 1579 records), in Oceania (focused mainly on New Zealand) (3 studies, 94 records) and Northern America (4 studies, 50 records). Asia (2 studies, 4 records) and South America (1 study, 1 record) are poorly represented. No literature was found for the entire African continent. This lack is confirmed by the absence of a chapter about Africa in Kennedy et al. (2014). Study locations are displayed in Fig. 4.

3.3 How was erosion measured?

The number of studies has steadily been growing since the mid-1990s (Fig. 5), for every method type. Older studies exist and are present in Sunamura's database, although those papers were not available and/or cliff and measurement descriptions were too poor to be encoded in our database. The most commonly used method is the comparison of aerial photographs or historic maps, which correspond to an easy to apply 2-D method and allow for erosion evaluation spanning several decades. Forty-three studies used this method, which represents 50 % of the published studies and 88 % of the records. The second most used method is 3-D techniques, which have become common since the mid-2000s. This method represented 19 studies (22 % of the published studies) and 5 % of records. Finally, other methods are occasionally used. One-dimensional methods represent 8 studies (9 % of the published studies) and 3.5 % of the records.

Reported studies describe coastal processes along 20 m to 6.4 km stretches of coastline. The median length is 600 m. Total survey durations vary from just 1 month to 7100 years, although half the data lie between 56 and 63 years given the bulk of aerial photograph comparison studies.

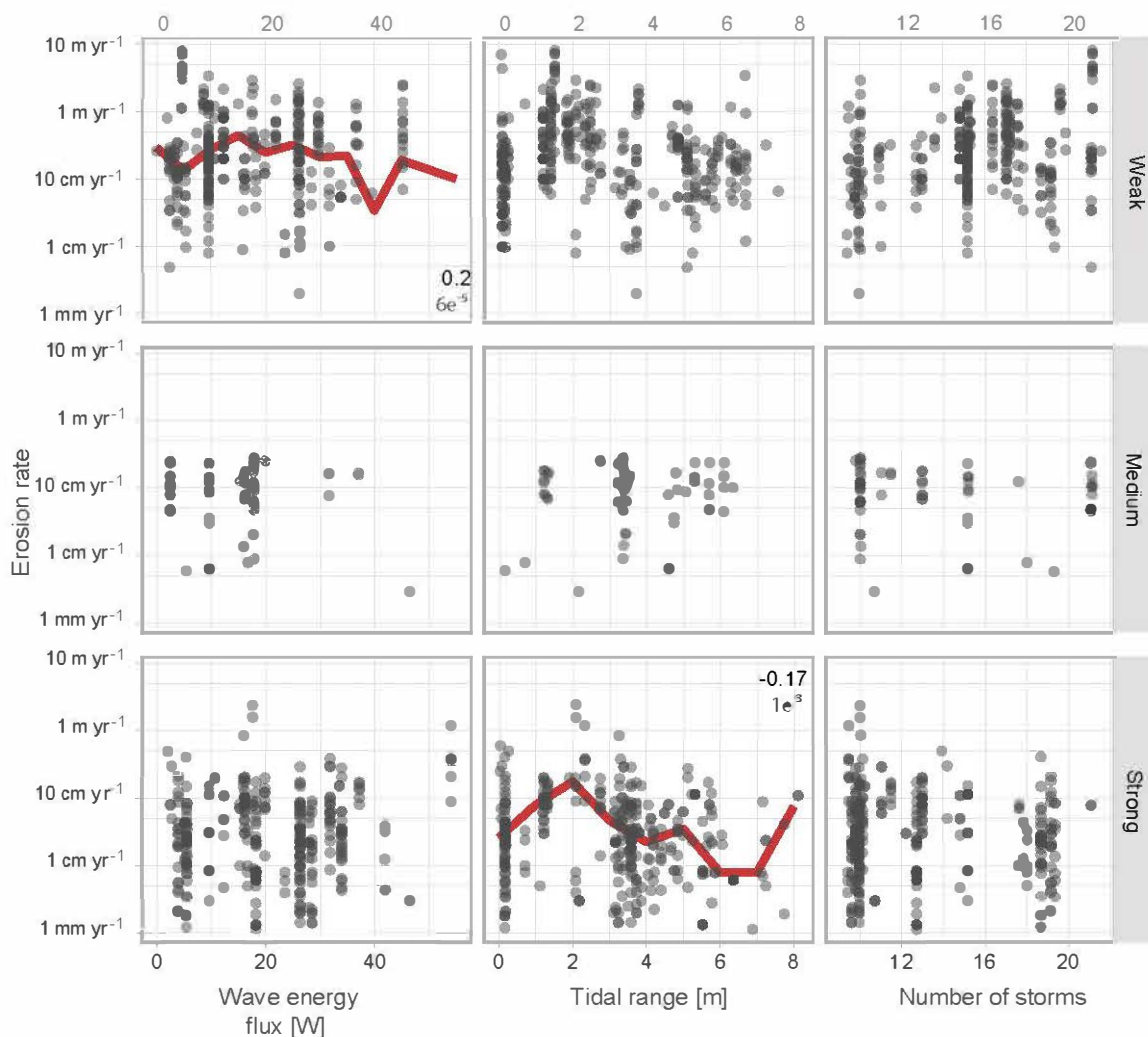


Figure 7. Erosion rate versus marine forcings (wave energy flux (W), tidal range (m) and number of storms) for each one of the Hoek and Brown rock resistance class. Lines beneath the scatterplots represent moving median per bin and the numbers are the Spearman correlation coefficients, which were only reported when the p value was significant.

3.4 Examining relations between erosion rate and forcings

The purpose of the database is to examine the relationships between erosion rates, site conditions and external forcing. Those links were sought by means of statistical exploration data analysis (known as EDA).

3.4.1 Erosion vs. rock mass properties

One of the first influential factors often pointed to in literature is rock resistance (e.g., Benumof et al., 2000; Bezerra et al., 2011; May and Heeps, 1985; Costa et al., 2004). Figure 6 shows the erosion rate distributions for the three rock resistance classes based on Hoek and Brown criterion. Three distinct behaviors can be seen. Hard rock (341 observations) erodes at a median rate of 2.9 cm yr^{-1} with a

median absolute deviation (MAD) of 3.4 cm yr^{-1} . Medium resistance rock coasts (63 observations) erode at a median value of around 10 cm yr^{-1} , with a MAD of 7.8 cm yr^{-1} . Due to the small number of observation of medium resistance rocks, this resistance class should be considered carefully. Finally, weak rocks (403 observations) erode at a median value of 23 cm yr^{-1} and reach rates higher than 10 m yr^{-1} with a MAD of 25 cm yr^{-1} .

Macroscopic rock mass strength classes, although possibly crude, exhibit the ordered behavior expected from the literature: weak rocks erode faster than medium strength rocks, and medium strength rocks erode faster than hard rocks. Central erosion rate values increase by a factor of 2 to 3 from one class to the next.

These values are in agreement with Woodroffe's work (2002); however, even if those distributions are distinct, they are broadly spread and multimodal.

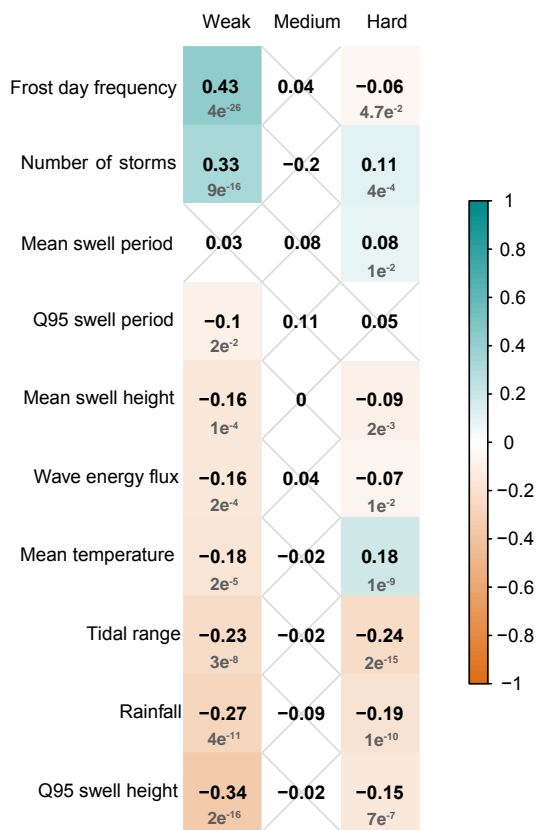


Figure 8. Spearman rank correlation matrix between forcing and erosion rate for the three types of rock resistance. Values in black are Spearman correlation coefficients. Grey values are the associated *p* values, which were only reported when significant (< 0.05).

3.5 Erosion vs. marine forcings

In order to explore the influence of sea aggression, several variables were implemented in the database describing mean sea agitation and tidal range, and sea agitation during extreme events. All the variables concerning swell are strongly correlated. Hence, only three independent marine parameters are analyzed in the scatterplots in Fig. 7: tidal range, wave energy flux and the number of storms.

All scatterplots appear to be widely spread and do not show simple linear relations. Indeed, the Spearman rank correlation coefficients, which evaluate monotonic relations between two variables, are low (Fig. 8). Furthermore, many tentative correlations cannot be trusted (p value > 0.05). These correlations and the associated *p* values are given in Fig. 8. Exploration of marine forcings indicate that no forcings have an apparent effect on erosion rates; the exception to this finding is a weak relationship between tidal range and erosion rates, which suggests higher erosion for tidal ranges between 1 and 3 m (although this is not visible for medium resistant rocks).

3.6 Erosion vs. climatic forcings

Concerning climatic forcings, recession rates are compared to temperature variation, frost frequency and the amount of rainfall. As for marine forcings, data is very scattered (Fig. 9). Frost day frequency and rainfall show a positive trend with erosion rate for weak resistance rocks. Poorly consolidated rocks represent the large majority of rock types present in cold (> 50 frost day per year) and rainy climates ($> 1000 \text{ mm yr}^{-1}$) in the database. Only a few studies concern harder rocks in cold climates. However, even if a trend exists, data are widely distributed and the Spearman rank correlation coefficient is low (0.25 for frost and 0.07 for rainfall). Mean annual temperature does not show any clear correlation with erosion rate.

4 Discussion

4.1 Comparison to previous studies

The GlobR2C2 database provides a quantitative overview of the current coastal rocky cliff erosion knowledge. This database is the first update since Sunamura’s 1992 seminal publication and adds 54 additional quantitative studies to the scientific debate. Its design allows for an assessment of the drivers of erosion. Historically, Woodroffe (2002) has already tried linking erosion with lithology in a broadly reproduced graphic. This graph shows a clear pattern of increasing erosion rates with decreasing rock resistance. GlobR2C2 updates this classic graph using the same lithological classification (Fig. 10). New knowledge does not change historical views; however, it narrows the assumed erosion rate ranges down, both towards lower and higher rates. We also observe that supposed hard rocks such as granites or basalts can erode as quickly as 1 m yr^{-1} . This is because resistance to erosion does not depend on the lithological category alone, but also on the degree of weathering, jointing, folding, etc. (Cruslock et al., 2010; Stephenson and Naylor, 2011; Sunamura, 1992). Figure 10, presented at a conference for sedimentologists, triggered strong reactions due to the lack of a robust rock classification in their community. This outcome confirms the decision to use a less debatable rock resistance criterion than lithology, although this geotechnical criterion is not perfect either – it was inferred based upon authors’ descriptions of cliffs, meaning that it includes some interpretation and a degree of uncertainty.

4.2 What knowledge does GlobR2C2 compile?

The GlobR2C2 database is based on bibliographic references as well as models and reanalysis, which are used as proxies for forcings; some biases are inherent to this kind of approach. The next paragraphs focus on different aspects of these limitations due to (i) the use of cliff retreat rate as a proxy of erosion, (ii) the use of models and reanalyses as proxies of forcing and (iii) the use of peer-reviewed journals.

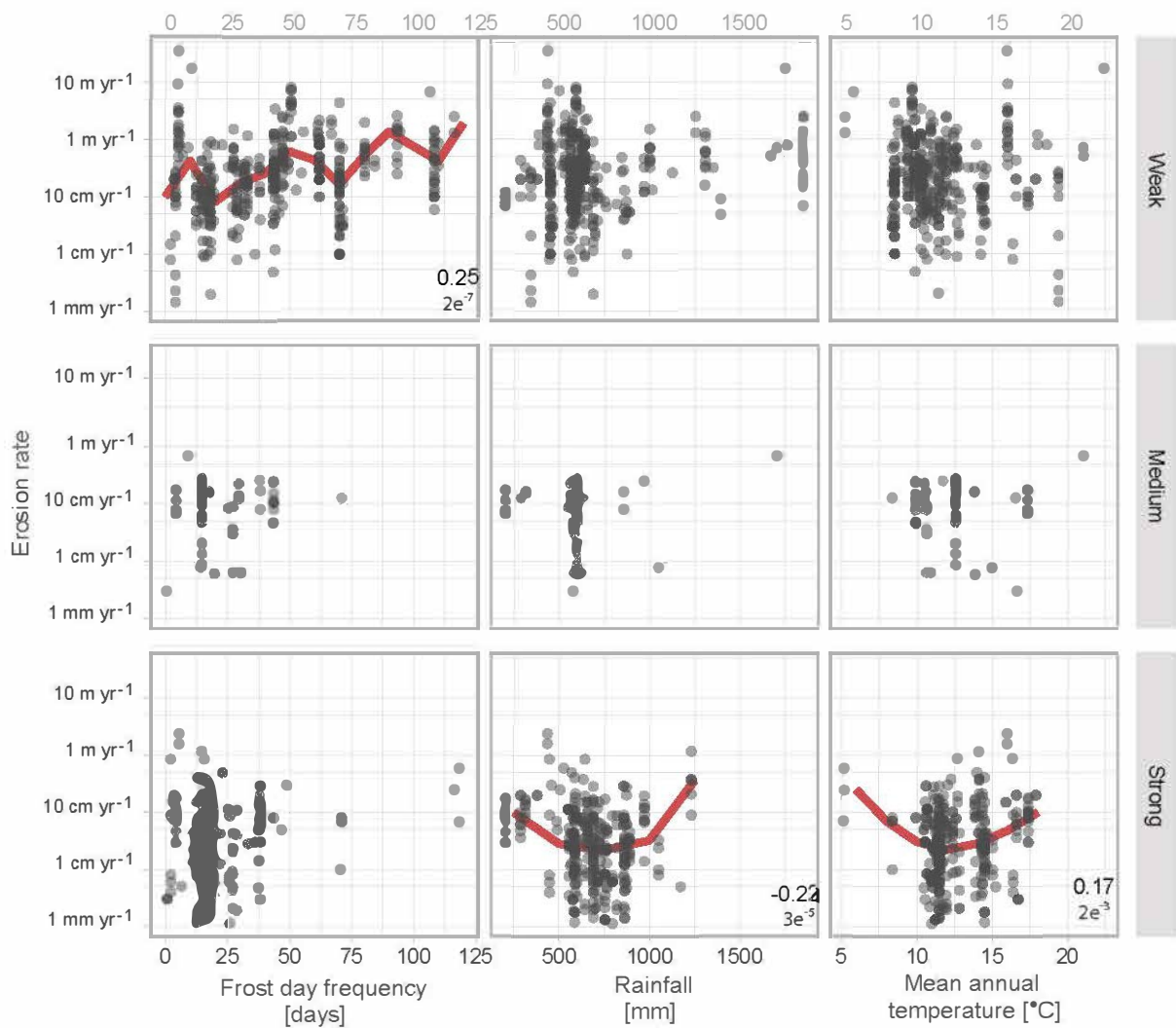


Figure 9. Erosion rate versus climate forcings (frost day frequency (days), annual cumulated rainfall and (mm) mean annual temperature ($^{\circ}\text{C}$)) for each of the Hoek and Brown rock resistance class. The overlaid lines on the scatterplots represent moving median, and the numbers are the Spearman rank correlation coefficients, which were only reported when the p value was significant ($> 2e^{-2}$).

4.2.1 Erosion rates, study duration and stochastic behavior

Statistical exploratory data analysis is a way to dissolve local particularity into a global analysis. Nonetheless, including every quantitative study implies mixing rates measured via different methods, accuracy, and spatial and temporal extents, which could be a source of bias. Erosion is stochastic: the occurrence of a big rare event would influence the actual figure of the observed retreat rate. Rohmer and Dewez (2013) for instance, describe statistical indicators for testing the outlier nature of very large rockfalls, with methods borrowed from hydrology, seismology and financial statistics. These indicators were applied to a chalk cliff site in Normandy (northern France) in Dewez et al. (2013). During the 2.5 year terrestrial lidar monitoring period, a massive $70\,000\text{ m}^3$ rock-

fall caused a local cliff top retreat of more than 19 m (Dewez et al., 2013). That is more than one hundred years' worth of average retreat in one event. Consequently, the estimated annual cliff recession rate rose from 13 to 0.94 m yr^{-1} , a 7-fold increase, just by including this random and definitely unrepresentative event (Dewez et al., 2013). Further examples of this can be seen in other studies covering the same site. Costa et al. (2004) estimated the recession rate to be ca. 15 cm yr^{-1} in 29 years from aerial photos; whilst Regard et al. (2012), using millennial recession rates from ^{10}Be accumulated in flint stones exposed in the chalk coastal platform, obtained 11 to 13 cm yr^{-1} over 3000 years.

GlobR2C2 addresses the concern of non-representative erosion values by compiling all studies available online, and retaining information from all sites and survey periods. Therefore, the actual dispersion of recession rate values is

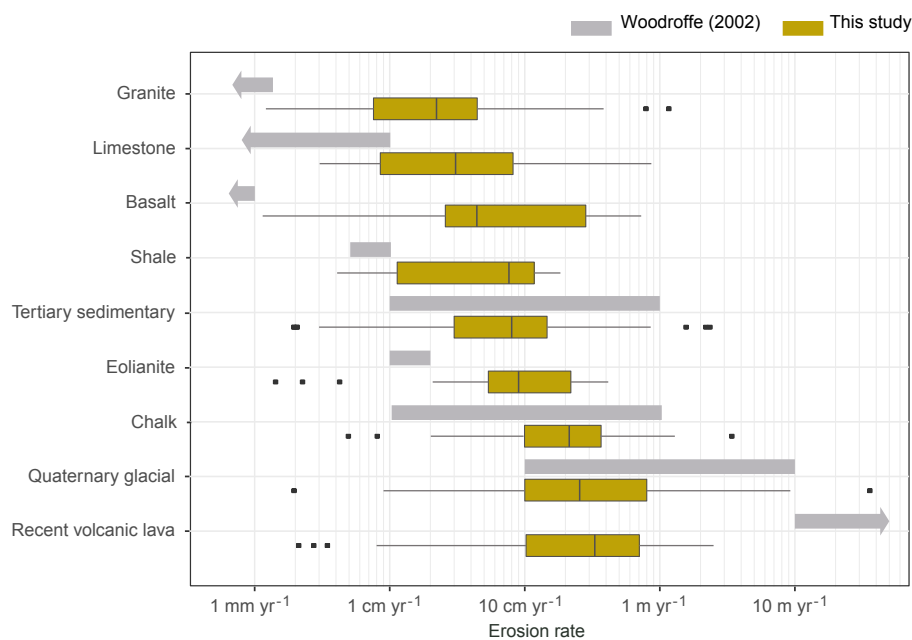


Figure 10. Ranges of erosion rates within different lithology. Comparison between the study by Woodroffe 2002 and this study.

preserved, which allows for the recognition of outlying values (Fig. 11).

4.2.2 Forcing proxies

While publication-derived cliff recession rates and cliff conditions could be forced into a coherent database framework, environmental forcings were so scarcely and heterogeneously documented that the same rationalization process was not possible on the basis of publication alone. Instead, publicly available global climatic and sea condition databases were used. These databases present the advantage of being spatially and temporally continuous thanks to re-analyzed climate and sea state models. Their principal limitation is their coarse-grained definition compared to site specificities. Nevertheless, they document external forcings (i) in a uniform fashion (regular spatial and temporal sampling steps), (ii) for the entire globe and (iii) reflect forcing conditions for durations spanning several decades. Consequently, even if regional or continental datasets offer higher resolution information in space or time, the global extent ensures that all cliff sites worldwide are uniformly documented.

4.2.3 Literature biases as future tracks to improve cliff evolution understanding

GlobR2C2's worldwide compilation shows that research in this domain is very active. A large body of quantitative data already exist. However, even if data coverage is somewhat global, publications have been found to focus primarily on a few western countries. This finding also reflects the strategy of literature search adopted: only international and national

literature published in English, French or Spanish were compiled. Due to the language barrier, we are aware that studies in Russian, German or Japanese, among other languages, were unwillingly omitted.

Spatially, our search strategy did not flag scientific literature on the evolution of African and South American cliffs. Cliff recession studies appear to be focused on the richest areas where economically valuable coastal assets are exposed to losses. This geographic distribution induces an overrepresentation of temperate climates and a limited presence of some extreme climates or wave conditions like equatorial or polar regions. These underrepresented extrema could be the key to understanding the effects of climate and wave conditions on cliff erosion.

Furthermore, studies focus on fast eroding coasts because they represent bigger risks and also due to of methodological limitation. Indeed, the French CEREMA study provides the majority of the erosion values for hard rocks (265 values from 343, 77 %) and medium rocks (47 values from 66, 71 %). Without this systematic study soft rock represents 75 % of measured cliff retreat. This fact biased the analysis by mostly documenting erosion distribution in higher values. The weight of this bias can be appreciated thanks to the French CEREMA study. This study contains null erosion values for coastal sectors where the cliff was not seen to recess in a detectable manner on historical photographs. However, this detection threshold is deemed to be of the order of 10 cm yr^{-1} (Perherin et al., 2012), which is rather high. Therefore, null recession could reflect erosion situations anywhere on the spectrum from 0 to 10 cm yr^{-1} . These null values represent 67 % of the studies of rocky coasts, which

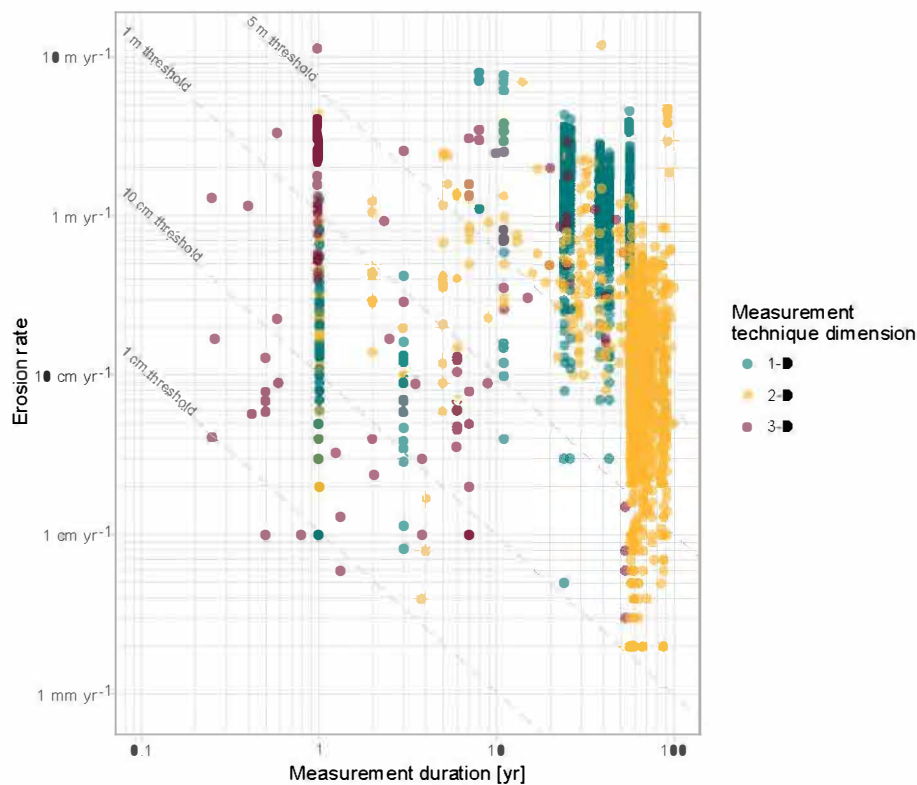


Figure 11. Survey time vs. erosion rate by groups of measurement techniques.

means that slowly eroding rocky coasts are common and ignoring this information can affect conclusions. In order to check the importance of the bias induced by those values, we explored two extreme cases. The erosion value was set to either a small value of 1 mmyr^{-1} or to the detection threshold of 10 cm yr^{-1} . Table 2 shows the influence of the null value on the distribution of the erosion rate for the three Hoek and Brown rock strength classes. While the median and quantile absolute values are affected by the value attributed to null observations, the expected order of rock sensitivity to erosion is maintained. Weak rocks erode at higher rates than medium and hard rock. Therefore, we trust this result. Further, the dependency relationships flagged earlier remain. A weak positive correlation still exists between frost day frequency, and a maximum tidal efficiency for the tidal range between 1 and 3 m still is observed.

4.2.4 Cliff retreat vs. platform evolution and rock coast erosion

The cliff retreat rates discussed here cannot capture the overall rock coast erosion complexity. In particular, it is obvious that the rock shore platform coevolves with the cliff (e.g., Sunamura, 1992; Moses and Robinson, 2011; de Lange and Moon, 2005). Sunamura (1992) proposes that the shore platform erodes vertically at a rate proportional to its dip and

cliff retreat. The processes driving this vertical erosion are numerous (cf. Introduction). It has also been proposed that the shore platform width reflects the total cliff retreat since the Holocene transgression; thus, it also reflects the average rock coast erosion since then (cf. Regard et al., 2012). Applied to our findings, these ideas imply that harder rocks, leading to slower cliff retreat, come with steeper platform slopes.

On the one hand, platform width may be a powerful proxy for long-term cliff retreat. However, this analysis is not currently possible due to the fact the seaward platform boundary is not obvious (Kennedy, 2015), and there is also a lack of worldwide information on rock shore platform widths. On the other hand, this idea is debated, because it implicitly favors the static model for the evolution of shore platforms instead of the equilibrium model (see de Lange and Moon, 2005; Stephenson, 2008; Moon and de Lange, 2008; Dickson et al., 2013).

Beyond its width, the rock platform behavior encompasses the dynamics of the scree apron lying on it and possibly shielding it from sea action (cf. Regard et al., 2013). Indeed, cliff collapse is the only stage within the platform/cliff erosion cycle leading to apparent retreat. This transitory character could lead to long-term cliff retreat rate under- or over-estimation. Working with an important dataset, like the one

presented here, averages data variability, ensuring the extrema are not overrepresented (cf. Sect. 4.2.1).

4.2.5 Toward a new rocky coast cliff research agenda

This bibliographic synthesis has highlighted the strengths and weaknesses of the current rocky coast research efforts. The trend over the last three decades has gone towards increasing the quality and the resolution of cliff recession data and documenting a growing number of sites, which is positive. However, what this study highlights is the lack of a description of critically useful parameters to aid in understanding cliff evolution dynamics, which includes the following: (i) cliff height; (ii) finer rock mass characteristics descriptions, in particular weakening phenomena such as weathering and fracturing; and (iii) foreshore descriptions, in particular the type (sand beach/pebble beach/rock platform) and geometry (elevation, slope, width) of the foreshore. Moreover, the geographical distribution of the sites studied highlights a major gap in knowledge regarding extreme climates (tropical, equatorial and glacial), slowly retreating cliffs and medium resistance rock types. We also found that literature concerned with cliff retreat was not simultaneously trying to link shore platform processes to cliff retreat or to how local variations specifically affected cliff retreat.

5 Conclusions

Compared to continental cliffs, coastal cliffs obviously erode more quickly due to the presence of the sea. The GlobR2C2 v1.0 database compiles ca. 2000 coastal rocky cliff retreat data from an online global literature search published before 2016. It is the first attempt of its kind since Sunamura’s seminal publication in 1992. The investigated period adds information arising from the quantitative revolution of lidar technology and the use of the structure from motion (SfM) technique, which is accessible to scientists with little background in photogrammetry, in addition to the massive release of aerial photographic archives from mapping agencies in western countries. The data compiled in GlobR2C2 is heterogeneously distributed in terms of retreat rates, geographical location, cliff nature and climate settings. Even if further research should aim at completing little studied geomorphic contexts of the globe, existing information clearly shows that cliff retreat is most clearly governed by the lithological nature of the cliffs. The dependence of cliff recession rates on rock types is best expressed using a geotechnical parameter, the Hoek and Brown (1997) macroscopic rock mass strength parameter. Rocks classified as weak (recession rate median: 23 cm yr⁻¹) erode 2–3 times faster than medium strength rocks (median rate: 10 cm yr⁻¹); whilst medium strength rocks erode 2–3 times faster than hard rocks (median rate: 2.9 cm yr⁻¹). Using a lithology denomination following the historical graph from Woodroffe (2002) (Fig. 10), lithologic types exhibit a similarly ordered behavior (Fig. 6), even if

Table 2. Distribution characteristics of cliff erosion rates (in m yr⁻¹) compiled from publications in GlobR2C2 and differentiated by Hoek and Brown rock resistance types. The different lines in the table reflect how the characteristic distribution values change when the erosion rate value given to cliff instances where erosion rates were smaller than the detection threshold in the CEREMA study are changed (*n* instances for *N* total observations). Null values were handled in three different ways: (i) insignificant rates were removed from the distribution computation; (ii) null values were used and assigned an arbitrary low erosion rate of 0.001 m yr⁻¹; and (iii) null values were used and assigned an arbitrary rate of 0.1 m yr⁻¹.

	Weak rock cliffs					Medium rock cliffs					Hard rock cliffs				
	Q ₅	Q ₁₇	Q ₅₀	Q ₈₃	Q ₉₅	Q ₅	Q ₁₇	Q ₅₀	Q ₈₃	Q ₉₅	Q ₅	Q ₁₇	Q ₅₀	Q ₈₃	Q ₉₅
Null removed	0.018	0.1	0.23	0.85	2.499	0.006	0.063	0.104	0.18	0.269	0.002	0.01	0.029	0.106	0.286
Null = 0.001	0.001	0.006	0.129	0.683	1.806	0.002	0.049	0.102	0.18	0.269	0.001	0.001	0.001	0.024	0.112
Null = 0.1	0.01	0.1	0.129	0.683	1.806	0.006	0.063	0.102	0.18	0.269	0.006	0.1	0.1	0.1	0.112

geologists contest the robustness of these denominations as proxies for rock strength.

Together with cliff settings compiled from publications, GlobR2C2 also records continental climate and marine conditions at study sites from reanalyzed models for their global, spatial and temporal sampling regularity. Both forcings exhibit a weak relationship with cliff recession rates. However, in relative terms, climate (i.e., frost days frequency) exhibits a stronger influence than marine forcing. The influence of the sea is only slightly visible in this dataset through the maximum efficiency of erosion for tidal ranges between 1 and 3 m.

Our data divides rocky coasts into three classes of resistance, following the Hoek and Brown parameter. The most resistant (least resistant) rocks are found to lead to retreat rates of less than 10 cm yr^{-1} (83 % quantile), whilst the least resistant rocks are found to lead to retreat rates of up to 85 cm yr^{-1} . Rocks with medium resistance have not been studied adequately enough to give a precise range of retreat rates. However, climate seems to be more efficient and frost seems to have the strongest influence.

We conclude at this stage that coastal rocky cliff erosion is primarily driven by cliff settings with second-order but non-negligible modulations from marine and continental forcings (Fig. 2). These findings are of primary interest for coastal erosion models, which currently primarily focus on marine forcing (e.g., Anderson et al., 1999; Trenhaile, 2000; Limber et al., 2014).

Data availability. The GlobR2C2 data are available in the Supplement.

The Supplement related to this article is available online at <https://doi.org/10.5194/esurf-6-651-2018-supplement>.

Author contributions. MP built the database with the help of YA. Filling of the database and its analysis were performed by MP with help and advice from VR and TD. MP wrote the paper with contributions from the other authors.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. Mélody Prémaillon's PhD fellowship was funded in equal part by BRGM (the French geological survey) and the French region Midi-Pyrénées. Laurent Roblou and Dominique Astruc are warmly thanked for advice about tide calculation and wave power, respectively. We thank Sebastien Carretier, Christophe Garnier, Elise Nardin and Delphine Rouby for their support and wise advice during committee meetings.

Edited by: Mary Bourke

Reviewed by: Larissa Naylor and Cherith Moses

References

- Anderson, R. S., Densmore, A. L., and Ellis, M. A.: The generation and degradation of marine terraces, *Basin Res.*, 11, 7–19, 1999.
- Benumof, B. T., Storlazzi, C. D., Seymour, R. J., and Griggs, G. B.: The relationship between incident wave energy and seacliff erosion rates: San Diego County, California, *J. Coastal Res.*, 43, 1162–1178, 2000.
- Bezerra, M. M., Moura, D., Ferreira, Á., and Taborda, R.: Influence of Wave Action and Lithology on Sea Cliff Mass Movements in Central Algarve Coast, Portugal, *J. Coastal Res.*, 275, 162–171, <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-11-00004.1>, 2011.
- Caplain, B., Astruc, D., Regard, V., and Moulin, F. Y.: Cliff retreat and sea bed morphology under monochromatic wave forcing: Experimental study, *C. R. Geosci.*, 343, 471–477, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2011.06.003>, 2011.
- Carrère, L., Lyard, F., Cancet, M., Guillot, A., and Roblou, L.: FES2012: A new global tidal model taking advantage of nearly 20 years of altimetry, available at: <http://www.legos.obs-mip.fr/equipements/ecola/projets/fes2012> (last access: 6 August 2018, 2012.
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Splinter, K. D., Robinet, A., Sénéchal, N., and Ferreira, S.: Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp embayments, *Geomorphology*, 238, 135–148, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.006>, 2015.
- Choi, K. H., Seong, Y. B., Jung, P. M., and Lee, S. Y.: Using cosmogenic ^{10}Be dating to unravel the antiquity of a rocky shore platform on the west coast of Korea, *J. Coastal Res.*, 28, 641–657, 2012.
- Costa, S., Delahaye, D., Freiré-Díaz, S., Di Nocera, L., Davidson, R., and Plessis, E.: Quantification of the Normandy and Picardy chalk cliff retreat by photogrammetric analysis, in: *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, 20, 139–148, 2004.
- Cruslock, E. M., Naylor, L. A., Foote, Y. L., and Swantesson, J. O. H.: Geomorphologic equifinality: A comparison between shore platforms in Hoga Kusten and Faro, Sweden and the Vale of Glamorgan, South Wales, UK, *Geomorphology*, 114, 78–88, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.02.019>, 2010.
- Danielson, J. J. and Gesch, D. B.: Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010), Open-File Report 2011–1073, US Geological Survey, 2011.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 137, 553–597, <https://doi.org/10.1002/qj.828>, 2011.

- de Lange, W. P. and Moon, V. G.: Estimating long-term cliff recession rates from shore platform widths, *Eng. Geol.*, 80, 292–301, <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.06.004>, 2005.
- Dewez, T., Rohmer, J., Regard, V., and Cnudde, C.: Probabilistic coastal cliff collapse hazard from repeated terrestrial laser surveys: case study from Mesnil Val (Normandy, northern France), *J. Coastal Res.*, 65, 702–707, 2013.
- Dewez, T., Regard, V., Duperret, A., and Lasseur, E.: Shore platform lowering due to frost shattering during the 2009 winter at mesnil Val, English channel coast, NW France: Shore Platform Frost Shattering – Channel Coast, France, *Earth Surf. Proc. Land.*, 40, 1688–1700, <https://doi.org/10.1002/esp.3760>, 2015.
- Dickson, M., Ogawa, H., Kench, P. S., and Andrew, H.: Sea cliff retreat and shore platform widening: steady state equilibrium?, *Earth Surf. Proc. Land.*, 38, 1046–1048, <https://doi.org/10.1002/esp.3422>, 2013.
- Doody, P. and Office for Official Publications of the European Communities, (Eds.): *Living with Coastal Erosion in Europe: Sediment and Space for Sustainability*, Office for Official Publications of the European Communities, Niederlande, mai 2004 Edn., 2004.
- Duperret, A., Taibi, S., Mortimore, R. N., and Daigneault, M.: Effect of groundwater and sea weathering cycles on the strength of chalk rock from unstable coastal cliffs of NW France, *Eng. Geol.*, 78, 321–343, <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.01.004>, 2005.
- Earlie, C. S., Masselink, G., Russell, P. E., and Shail, R. K.: Application of airborne LiDAR to investigate rates of recession in rocky coast environments, *J. Coast. Conserv.*, 19, 831–845, <https://doi.org/10.1007/s11852-014-0340-1>, 2015.
- Emery, K. O. and Kuhn, G. G.: Sea cliffs: Their processes, profiles, and classification, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 644–654, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93<644:SCTPPA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<644:SCTPPA>2.0.CO;2), 1982.
- Gibb, J. G.: Rates of coastal erosion and accretion in New Zealand, *New Zeal. J. Mar. Fresh.*, 12, 429–456, <https://doi.org/10.1080/00288330.1978.9515770>, 1978.
- Gulayev, S. and Buckeridge, J.: Terrestrial methods for monitoring cliff erosion in a urban environment, *J. Coastal Res.*, 20, 871–878, 2004.
- Hapke, C. J., Reid, D., and Richmond, B.: Rates and Trends of Coastal Change in California and the Regional Behavior of the Beach and Cliff System, *J. Coastal Res.*, 253, 603–615, <https://doi.org/10.2112/08-1006.1>, 2009.
- Hoek, E. and Brown, E. T.: Practical estimates of Rock Mass Strength, *Int. J. Rock Mech Min.*, 34, 1165–1186, 1997.
- Hurst, M. D., Rood, D. H., and Ellis, M. A.: Controls on the distribution of cosmogenic ¹⁰Be across shore platforms, *Earth Surf. Dynam.*, 5, 67–84, <https://doi.org/10.5194/esurf-5-67-2017>, 2017.
- Kanyaya, J. I. and Trenhaile, A. S.: Tidal wetting and drying on shore platforms: An experimental assessment, *Geomorphology*, 70, 129–146, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.04.005>, 2005.
- Kennedy, D. M.: Chapter 14 The rock coast of Australia, Geological Society, London, *Memoirs*, 40, 235–245, <https://doi.org/10.1144/M40.14>, 2014.
- Kennedy, D. M.: Where is the seaward edge? A review and definition of shore platform morphology, *Earth-Sci. Rev.*, 147, 99–108, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.05.007>, 2015.
- Kennedy, D. M., Stephenson, W. J., and Naylor, L. A.: *Rock Coast Geomorphology: A Global Synthesis*, Geological Society of London, google-Books-ID: iROBAAAQBAJ, 2014.
- Kostrzewski, A., Zwoliński, Z., Winowski, M., Tylkowski, J., and Samotyka, M.: Cliff top recession rate and cliff hazards for the sea coast of Wolin Island (Southern Baltic), *Baltica*, 28, 109–120, <https://doi.org/10.5200/baltica.2015.28.10>, 2015.
- Lee, E.: Coastal cliff behaviour: Observations on the relationship between beach levels and recession rates, *Geomorphology*, 101, 558–571, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.02.010>, 2008.
- Letortu, P.: *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*, PhD thesis, Caen Basse Normandie, 2013.
- Letortu, P., Costa, S., Maquaire, O., Delacourt, C., Augereau, E., Davidson, R., Suanez, S., and Nabucet, J.: 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, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.05.007>, 2015.
- Lim, M., Petley, D. N., Rosser, N. J., Allison, R. J., Long, A. J., and Pybus, D.: Combined digital photogrammetry and time-of-flight laser scanning for monitoring cliff evolution, *Photogramm. Rec.*, 20, 109–129, 2005.
- Lim, M., Rosser, N. J., Allison, R. J., and Petley, D. N.: Erosional processes in the hard rock coastal cliffs at Staithes, North Yorkshire, *Geomorphology*, 114, 12–21, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.02.011>, 2010.
- Limber, P. W., Brad Murray, A., Adams, P. N., and Goldstein, E. B.: Unraveling the dynamics that scale cross-shore headland relief on rocky coastlines: 1. Model development: Headland relief on rocky coastlines, *J. Geophys. Res.-Earth*, 119, 854–873, <https://doi.org/10.1002/2013JF002950>, 2014.
- Marques, F. M. S. F.: Rates, patterns, timing and magnitude-frequency of cliff retreat phenomena; a case study on the west coast of Portugal, *Z. Geomorphol. Suppl.*, 144, 231–257, 2006.
- May, V. J.: The Retreat of Chalk Cliffs, *Geogr. J.*, 137, 203–206, <https://doi.org/10.2307/1796740>, 1971.
- May, V. J. and Hansom, J. D.: Beachy Head – Seaford Head, in: *Coastal Geomorphology of Great Britain*, no. 28 in Geological Conservation Review Series 129–130, Joint Nature Conservation Committee, Peterborough, available at: <http://jncc.defra.gov.uk/pdf/gerdb/GCRsiteaccount1850.pdf>, last access: 2003.
- May, V. J. and Heeps, C.: The nature and rates of change on chalk coastlines, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band*, 57, 81–94, 1985.
- Mitchell, T. D. and Jones, P. D.: An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids, *Int. J. Climatol.*, 25, 693–712, <https://doi.org/10.1002/joc.1181>, 2005.
- Moon, V. and de Lange, W.: Reply to the comment by Stephenson – Discussion of de Lange, W. P. and Moon, V.G. 2005. Estimating long-term cliff recession rates from shore platform widths. *Engineering Geology* 80, 292–301, *Eng. Geol.*, 101, 292–294, <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.04.007>, 2008.
- Mortimore, R. N. and Duperret, A.: Coastal chalk cliff instability, 20, *Geological Society of London*, <https://doi.org/10.1144/GSL.ENG.2004.020>, 2004.

- Moses, C. and Robinson, D.: Chalk coast dynamics: Implications for understanding rock coast evolution, *Earth-Sci. Rev.*, 109, 63–73, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.08.003>, 2011.
- Orviku, K., Tõnisson, H., Kont, A., Suuroja, S., and Anderson, A.: Retreat rate of cliffs and scarps with different geological properties in various locations along the Estonian coast, *J. Coastal Res.*, 65, 552–557, 2013.
- Perherin, C., Roche, A., Pons, F., Roux, I., Desire, G., and Boura, C.: Vulnérabilité du territoire national aux risques littoraux, Tech. rep., CETMEF, 2012.
- Pye, K. and Blott, S. J.: Spatial and temporal variations in soft-cliff erosion along the Holderness coast, East Riding of Yorkshire, UK, *J. Coast. Conserv.*, 19, 785–808, <https://doi.org/10.1007/s11852-015-0378-8>, 2015.
- Regard, V., Dewez, T., Bourlès, D., Anderson, R., Duperret, A., Costa, S., Leanni, L., Lasseur, E., Pedoja, K., and Maillet, G.: Late Holocene seacliff retreat recorded by ^{10}Be profiles across a coastal platform: Theory and example from the English Channel, *Quat. Geochronol.*, 11, 87–97, <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.02.027>, 2012.
- Regard, V., Dewez, T., Cnudde, C., and Hourizadeh, N.: Coastal chalk platform erosion modulated by step erosion and debris shielding: example from Normandy and Picardy (northern France), *J. Coastal Res.*, 165, 1692–1697, <https://doi.org/10.2112/SI65-286.1>, 2013.
- Rohmer, J. and Dewez, T.: On the deviation of extreme sea-cliff instabilities from the power-law frequency-volume distribution: practical implications for coastal management, *J. Coastal Res.*, 165, 1698–1703, <https://doi.org/10.2112/SI65-287.1>, 2013.
- Rosser, N., Lim, M., Petley, D., Dunning, S., and Allison, R.: Patterns of precursory rockfall prior to slope failure, *J. Geophysical Res.*, 112, F4, <https://doi.org/10.1029/2006JF000642>, 2007.
- Sallenger Jr, A. H., Krabill, W., Brock, J., Swift, R., Manizade, S., and Stockdon, H.: Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997–1998 El Niño, *Mar. Geol.*, 187, 279–297, [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00316-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00316-X), 2002.
- Stephenson, W.: Discussion of de Lange, W. P. and Moon, V. G. 2005. Estimating long-term cliff recession rates from shore platform widths. *Engineering Geology* 80, 292–301, *Eng. Geol.*, 101, 288–291, <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.04.008>, 2008.
- Stephenson, W. J. and Kirk, R. M.: Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand: Part one: the role of waves, *Geomorphology*, 32, 21–41, 2000.
- Stephenson, W. J. and Naylor, L. A.: Within site geological contingency and its effect on rock coast erosion, *J. Coastal Res.*, 61, 831–835, 2011.
- Sunamura, T.: *Geomorphology of rocky coasts*, J. Wiley, New York, 302 pp., 1992.
- Tardieu, H., Rochfeld, A., Colleti, R., Panet, G., and Vahée, G.: *La méthode MERISE–Tome 2 Démarches et pratiques*, Editions d'organisation, Paris., 1985.
- Teixeira, S. B.: Slope mass movements on rocky sea-cliffs: A power-law distributed natural hazard on the Barlavento Coast, Algarve, Portugal, *Cont. Shelf Res.*, 26, 1077–1091, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.013>, 2006.
- Trenhaile, A. S.: Modeling the development of wave-cut shore platforms, *Mar. Geol.*, 166, 163–178, 2000.
- Trenhaile, A. S.: Modeling the role of weathering in shore platform development, *Geomorphology*, 94, 24–39, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.04.002>, 2008.
- Trenhaile, A. S.: Modeling the erosion of cohesive clay coasts, *Coast. Eng.*, 56, 59–72, <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2008.07.001>, 2009.
- Williams, J. G., Rosser, N. J., Hardy, R. J., Brain, M. J., and Afana, A. A.: Optimising 4-D surface change detection: an approach for capturing rockfall magnitude–frequency, *Earth Surf. Dynam.*, 6, 101–119, <https://doi.org/10.5194/esurf-6-101-2018>, 2018.
- Woodroffe, C. D.: *Coasts: Form, Process and Evolution*, Cambridge University Press, 2002.
- Young, A. P. and Ashford, S. A.: Application of Airborne LIDAR for Seacliff Volumetric Change and Beach-Sediment Budget Contributions, *J. Coast. Res.*, 222, 307–318, <https://doi.org/10.2112/05-0548.1>, 2006.

ANNEXE B

RÉFÉRENCES DES PUBLICATIONS ENCODÉES DANS GLOBR2C2

Pays	Référence	Nombre de falaises étudiées	Nombre de mesures d'érosion
Australie	E. D. Gill, 1973 : Rate and mode of retrogradation on rocky coasts in Victoria, Australia, and their relationship to sea level changes. <i>Boreas</i> , 2 (3), 143-171, URL : http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1502-3885.1973.tb00252.x/full .	2	2
Bulgarie	M. I. GOSPODINOVA, 2016 : SHABLA-KRAPETZ (BULGARIA). URL : http://eucc-d.projects.eucc-d.de/les/000107 EUROSION Shabla-Krapetz.pdf .	2	2
Croatie	I. Ruzic, I. Marovic, e. Benac, et S. Ilic, 2014 : Coastal cliff geometry derived from structure-from-motion photogrammetry at Stara Baska, Krk Island, Croatia. <i>Geo-Marine Letters</i> , 34 (6), 555-565, doi : 10.1007/s00367-014-0380-4, URL : http://link.springer.com/10.1007/s00367-014-0380-4 .	1	1
Estonie	K. Orviku, H. Tõnison, A. Kont, S. Suuroja, et A. Anderson, 2013 : Retreat rate of cliffs and scarps with different geological properties in various locations along the Estonian coast. <i>Journal of Coastal Research</i> , 552{557.	4	4
France	G. Pierre, et P. Lahousse, 2004 : L'evolution des falaises argilo-crayeuses et limoneuses du nord du Boulonnais (Strouanne, Sangatte, France) / Evolution of the clay-chalk and silt cliffs in northern Boulonnais (Strouanne, Sangatte, France). <i>Geomorphologie : relief, processus, environnement</i> , 10 (3), 211-223, doi : 10.3406/morfo.2004.1219, URL : http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/morfo_1266-5304_2004_num_10_3_1219 .	2	2
	S. Costa, D. Delahaye, S. Freiré-Diaz, L. Di Nocera, R. Davidson, et E. Plessis, 2004 : Quantification of the Normandy and Picardy chalk cliff retreat by photogrammetric analysis. <i>Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications</i> , 20, 139-148.	9	9
	A. Henaff, Y. Lageat, S. Costa, et E. Plessis, 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. <i>Geomorphologie : relief, processus, environnement</i> , 8 (2), 107-118, doi : 10.3406/morfo.2002.1132, URL : http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/morfo_1266-5304_2002_num_8_2_1132 .	1	1
	T. Dewez, J. Rohmer, V. Regard, et C. Cnudde, 2013 : Probabilistic coastal cliff collapse hazard from repeated terrestrial laser surveys : case study from Mesnil Val (Normandy, northern France). <i>Journal of Coastal Research</i> , 65, 702-707.	1	6

Pays	Référence	Nombre de falaises étudiées	Nombre de mesures d'érosion
	Giuliano, 2015 : Erosion des falaises de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur : évolution et origine de la morphologie côtière en Méditerranée. Ph.D. thesis, Université Nice - Sophia Antipolis.	1	1
	G. Pierre, 2006 : Processes and rate of retreat of the clay and sandstone sea cliffs of the northern Boulonnais (France). <i>Geomorphology</i> , 73 (1-2), 64-77, doi : 10.1016/j.geomorph.2005.07.002, URL : http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X0500200X .	1	1
	G. Pierre, et P. Lahousse, 2006 : The role of groundwater in cliff instability : an example at Cape Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France). <i>Earth Surface Processes and Landforms</i> , 31 (1), 31-45, doi : 10.1002/esp.1229, URL : http://doi.wiley.com/10.1002/esp.1229 .	5	5
	J.-M. Schroetter, 2013 : Compréhension des mouvements de terrain de la commune de Pénestin, Morbihan (56). Tech. Rep. BRGM/RP-62681-FR.	2	2
	P. Letortu, S. Costa, O. Maquaire, C. Delacourt, E. Augereau, R. Davidson, S. Suanez, et J. Nabucet, 2015 : Retreat rates, modalities and agents responsible for erosion along the coastal chalk cliffs of Upper Normandy : The contribution of terrestrial laser scanning. <i>Geomorphology</i> , 245, 3-14, doi : 10.1016/j.geomorph.2015.05.007.	1	6
	Y. De La Torre, Y. Balouin, et T. Dewez, 2006 : Morphodynamique des littoraux de la Réunion - phase 2. Final BRGM/RP-55014-FR, BRGM, 91 pp.	4	4
	C. Perherin, A. Roche, F. Pons, I. Roux, G. Desire, et C. Boura, 2012 : Vulnérabilité du territoire national aux risques littoraux. Tech. rep., CETMEF, 170p pp.	1323	1323
Irlande	W. S. McGreal, 1979 : Cliffline Recession near Kilkeel N. Ireland ; An Example of a Dynamic Coastal System. <i>Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography</i> , 61 (3/4), 211-219, doi : 10.2307/520914, URL : http://www.jstor.org/stable/520914 .	2	2
Israël	D. Zviely, et M. Klein, 2004 : Coastal cliff retreat rates at Beit-Yannay, Israel, in the 20th century. <i>Earth Surface Processes and Landforms</i> , 29 (2), 175-184, doi : 10.1002/esp.1019, URL : http://doi.wiley.com/10.1002/esp.1019 .	1	6

Pays	Référence	Nombre de falaises étudiées	Nombre de mesures d'érosion
	A. Mushkin, O. Katz, O. Crouvi, S. R. Alter, et R. Shemesh, 2016 : Sediment contribution from Israel's coastal cliffs into the Nile's littoral cell and its significance to cliff-retreat mitigation efforts. <i>Engineering Geology</i> , 215, 91-94, doi : 10.1016/j.enggeo.2016.11.005, URL : http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0013795216306160 .	4	4
Italy	P. Budetta, G. Galletta, et A. Santo, 2000 : A methodology for the study of the relation between coastal cliff erosion and the mechanical strength of soils and rock masses. <i>Engineering Geology</i> , 56 (3), 243-256.	2	2
Japon	H. Tsujimoto, 1986 : Dynamic conditions for shore platform initiation. Ph.D. thesis.	1	2
Nouvelle zélande	J. G. Gibb, 1978 : Rates of coastal erosion and accretion in New Zealand. <i>New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research</i> , 12 (4), 429-456, doi : 10.1080/00288330.1978.9515770.	45	85
	W. P. de Lange, et V. G. Moon, 2005 : Estimating long-term cliff recession rates from shore platform widths. <i>Engineering Geology</i> , 80 (3-4), 292-301, doi : 10.1016/j.enggeo.2005.06.004.	2	2
	S. Gulayev, et J. Buckeridge, 2004 : Terrestrial methods for monitoring cliff erosion in a urban environment. <i>Journal of Coastal Research</i> , 20, 871-878.	1	3
Pologne	A. Kostrzewski, Z. Zwolinski, M. Winowski, J. Tylkowski, et M. Samolyk, 2015 : Cliff top recession rate and cliff hazards for the sea coast of Wolin Island (Southern Baltic). <i>Baltica</i> , 28 (2), 109-120, doi : 10.5200/baltica.2015.28.10.	3	54
Portugal	F. Correia, J. A. Dias, et O. Ferreira, 1996 : The retreat of the eastern Quarteira cliffed coast (Portugal) and its possible causes.	2	8
	S. B. Teixeira, 2006 : Slope mass movements on rocky sea-cliffs : A power-law distributed natural hazard on the Barlavento Coast, Algarve, Portugal. <i>Continental Shelf Research</i> , 26 (9), 1077-1091, doi : 10.1016/j.csr.2005.12.013.	1	1
	H. Regnaud, J. Fournier, et A. Ramos Pereira, 1995 : Approche quantitative de la discontinuité de l'évolution de formes littorales à différentes échelles de temps. Exemple du recul de la côte de l'Arrabida (Portugal)/Quantitative approach of a non linear and scale dependand landform evolution : rate of a retreat coastline in Portugal, Arrabida. <i>Géomorphologie : relief, processus, environnement</i> , 1 (1), 7-27, doi : 10.3406/morfo.1995.856, URL : http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/morfo_1266-5304_1995_num_1_1_856 .	1	3

Pays	Référence	Nombre de falaises étudiées	Nombre de mesures d'érosion
	J. A. Dias, et W. J. Neal, 1992 : Sea cliff retreat in southern Portugal : profiles, processes, and problems. Journal of Coastal Research, 641-654, URL : http://www.jstor.org/stable/4298013 .	2	2
	M. M. Bezerra, D. Moura, s. Ferreira, et R. Taborda, 2011 : Influence of Wave Action and Lithology on Sea Cliff Mass Movements in Central Algarve Coast, Portugal. Journal of Coastal Research, 275, 162{-171, doi : 10.2112/JCOASTRES-D-11-00004.1.	5	5
	F. M. S. F. Marques, 2006 : Rates, patterns, timing and magnitude-frequency of cliff retreat phenomena ; a case study on the west coast of Portugal. Zeitschrift fuer Geomorphologie. Supplementband, 144, 23-257.	6	6
	M. Nunes, . Ferreira, C. Loureiro, et B. Baily, 2011 : Beach and cliff retreat induced by storm groups at Forte Novo, Algarve (Portugal). Journal of Coastal Research, (64), 795, URL : http://search.proquest.com/openview/5c8f741c953fdf2730750f9c31Odd5ec/1?pq-origsite=gscholar&cbl=42628 .	1	3
	M. Neves, et A. R. Pereira, 1999 : The interaction between marine and subaerial processes in the evolution of rocky coasts : The example of Castelejo (southwest Portugal). BOLETIN-INSTITUTO ESPANOL DE OCEANOGRAFIA, 15 (1/4), 251{258, URL : http://www.academia.edu/download/44399279/The interaction between marine and subae20160404-26298-jgman8.pdf .	1	1
	M. Neves, 2008 : Anthropogenic modifications in the erosional rhythm of a coastal cliff. Rocha do Gronho (western coast of Portugal). Journal of Iberian Geology, 34 (34), 299-312.	1	1
	F. Marques, 2018 : Regional Scale Sea Cliff Hazard Assessment at Sintra and Cascais Counties, Western Coast of Portugal. Geosciences, 8 (3), 80, doi : 10.3390/geosciences8030080, URL : http://www.mdpi.com/2076-3263/8/3/80 .	9	9
Corée du Sud	D. Lim, J. Choi, et H. Jung, 2009 : Sea-cliff erosion and retreat in semi-enclosed macrotidal embayment : Hampyung bay, west coast of Korea. Journal of Coastal Research, 732-736.	1	2
Espagne	A. Pérez-Alberti, L. Freitas, A. Pires, et H. Chaminé, 2013 : Shoreline change mapping along the coast of Galicia, Spain. Proceedings of the ICE - Maritime Engineering, 166 (3), 125{144, doi : 10.1680/maen.2012.23, URL : http://www.icevirtuallibrary.com/content/article/10.1680/maen.2012.23 .	6	6

Pays	Référence	Nombre de falaises étudiées	Nombre de mesures d'érosion
	L. Del Rio, et F. J. Gracia, 2009 : Erosion risk assessment of active coastal cliffs in temperate environments. <i>Geomorphology</i> , 112 (1-2), 82-95, doi : 10.1016/j.geomorph.2009.05.009, URL : http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X09002165 .	5	5
	G. Anfuso, L. Dominguez, et F. Gracia, 2007 : Short and medium-term evolution of a coastal sector in Cadiz, SW Spain. <i>CATENA</i> , 70 (2), 229-242, doi : 10.1016/j.catena.2006.09.002.	1	1
UK	U. Dornbusch, D. A. Robinson, C. A. Moses, et R. B. Williams, 2008 : Temporal and spatial variations of chalk cliff retreat in East Sussex, 1873 to 2001. <i>Marine Geology</i> , 249 (3-4), 271-282, doi : 10.1016/j.margeo.2007.12.005, URL : http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322707003064 .	1	8
	S. Brown, M. E. Barton, et R. J. Nicholls, 2012 : Human interference on soft cliff retreat : examples from Christchurch Bay, UK. <i>Quarterly journal of engineering geology and hydrogeology</i> , 45 (4), 395-404.	3	12
	M. Lim, N. J. Rosser, R. J. Allison, et D. N. Petley, 2010 : Erosional processes in the hard rock coastal cliffs at Staithes, North Yorkshire. <i>Geomorphology</i> , 114 (1-2), 12-21, doi : 10.1016/j.geomorph.2009.02.011.	5	5
	C. S. Earlie, G. Masselink, P. E. Russell, et R. K. Shail, 2015 : Application of airborne LiDAR to investigate rates of recession in rocky coast environments. <i>Journal of Coastal Conservation</i> , 19 (6), 831-845, doi : 10.1007/s11852-014-0340-1.	9	9
	A. Thorburn, 1977 : Report of the problems of coastal erosion. Tech. rep.	7	7
	D. A. Robinson, et R. B. G. Williams, 1983 : Sussex : Environment, Landscape and Society. URL : http://www.sussex.ac.uk/geography/researchprojects/coastview/introduction/background/Sussex blue book coasts.pdf .	1	1
	R. Castleden, 1996 : Classic Landforms of the Sussex Coast. Revised edition ed., Geographical Association, Sheffield.	3	4
	D. Howe, 1968 : Coast protection { Peacehaven and Telescombe cliffs : Report. Tech. rep.	1	1
	J. Cleeve, et R. B. Williams, 1987 : Cliff erosion in East Sussex. Tech. rep., 66 pp.	1	1
	M. J. Bray, et J. M. Hooke, 1997 : Prediction of soft-cliff retreat with accelerating sea-level rise. <i>Journal of Coastal Research</i> , 13(4), 453-467.	5	7

Pays	Référence	Nombre de falaises étudiées	Nombre de mesures d'érosion
	E. M. Lee, 2005 : Coastal cliff recession risk : a simple judgement-based model. Quarterly journal of engineering geology and hydrogeology, 38 (1), 89{104, URL : http://qjgeh.lyellcollection.org/content/38/1/89.short .	5	10
	E. Lee, 2008 : Coastal cliff behaviour : Observations on the relationship between beach levels and recession rates. Geomorphology, 101 (4), 558{571, doi : 10.1016/j.geomorph.2008.02.010.	2	2
	K. Pye, et S. J. Blott, 2015 : Spatial and temporal variations in soft-cliff erosion along the Holderness coast, East Riding of Yorkshire, UK. Journal of Coastal Conservation, 19 (6), 785-808, doi : 10.1007/s11852-015-0378-8.	1	4
USA	B. T. Benumof, C. D. Storlazzi, R. J. Seymour, et G. B. Griggs, 2000 : The relationship between incident wave energy and seacliff erosion rates : San Diego County, California. Journal of Coastal esearch, 1162-1178.	7	7
	D. S. Parks, 2015 : Bluff recession in the Elwha and Dungeness littoral cells, Washington, USA. Environmental & Engineering Geoscience, 21 (2), 129-146, URL : http://eeg.geoscienceworld.org/content/21/2/129.short .	1	1
	A. P. Young, R. Flick, R. Gutierrez, et R. Guza, 2009 : Comparison of short-term seacliff retreat measurement methods in Del Mar, California. Geomorphology, 112 (3-4), 318-323, doi : 10.1016/j.geomorph.2009.06.018, URL : http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X09002566 .	7	7
	L. J. Moore, B. T. Benumof, et G. B. Griggs, 1999 : Coastal erosion hasards in Santa Cruz and San Diego countries, california. Journal of Coastal Research, 121-139.	13	13
	L. J. Moore, et G. B. Griggs, 2002 : Long-term cliff retreat and erosion hotspots along the central shores of the Monterey Bay National Marine Sanctuary. Marine Geology.	3	3
	G. Marie, 2003 : Vitesse d'évolution et dynamique des falaises basaltiques de l'île d'Hawaï. Hommes et Terres du Nord, 2{11,	1	1

ANNEXE C

NOTICE : COMPARAISON DE DIFFÉRENTES MÉTHODES DE REGISTRATION

COMPARAISON DE DIFFERENTES METHODES DE REGISTRATION

Cette notice compare différentes méthodes de registration des nuages de points photogrammétriques de la falaise de Socoa. Elles ont été testées en comparant les nuages de 2011 et 2015 sur la zone (sauf pour la méthode sur RiScan qui avait été faite sur le nuage entier).

Présentation des différentes méthodes :

- **Méthode 1 : RiScan**

Cette méthode avait été appliquée lors d'un échange avec l'université de Durham (UK) en été 2017 sur les nuages entiers. Le logiciel n'était plus disponible une fois la mission en Angleterre terminée.

- **Méthode 2 : CloudCompare : edge + face subsampling**

Afin de parer à la surreprésentation des faces de strates qui ont un grand rôle dans l'ICP de cloud compare, le nuage a été segmenté et pondéré par les directions des azimuts.

Un premier nuage représentant les bords de bancs a été extrait grâce au module Facet de CloudCompare. Ce nuage correspond aux azimuts compris entre 35°N et 305°N. Tous les points possédant de tels azimuts ont été conservés ($N_{\text{points bords}}$) Figure 1.

Pour les points correspondants aux faces de bancs, ils ne représentent en surface sur le stéréogramme que 70° Figure 2. Ainsi $70/360 * N_{\text{points bords}}$ ont été sélectionnés de manière aléatoire.

Ce sont les assemblages des deux nuages de points précédemment décrit qui ont été enregistrés entre eux avec le module ICP de CloudCompare. La matrice de transformation du nuage échantillonné a ensuite été appliquée au nuage complet.

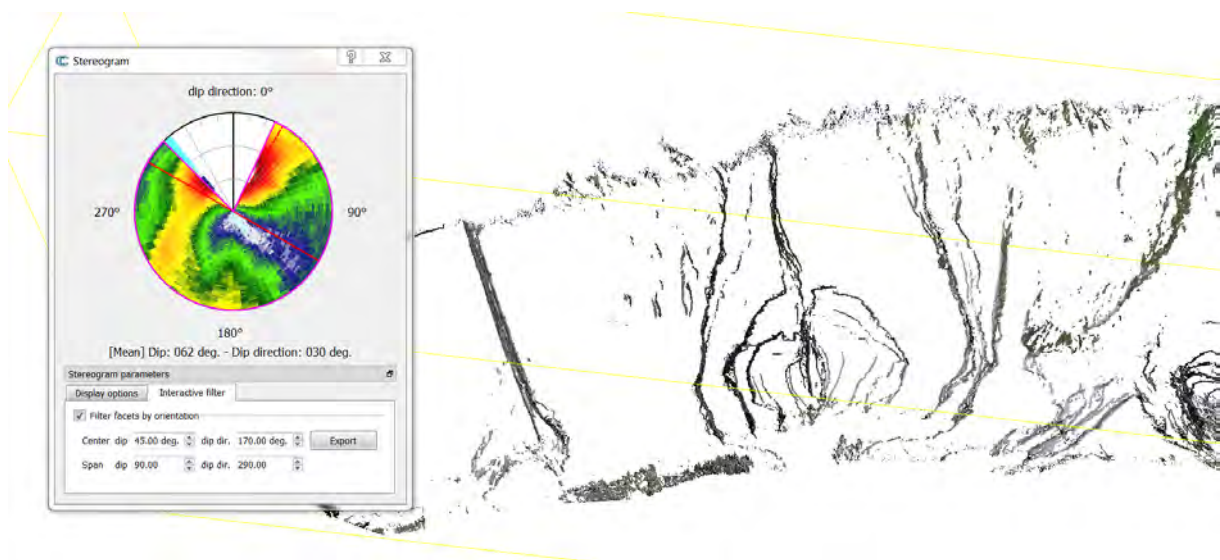


Figure 1 : Extraction des bords de bancs par direction d'azimuts



Figure 2: Extraction des faces par direction d'azimuts

- **Méthode 3 : CloudCompare : steps**

Cette méthode utilise également le module ICP de CloudCompare. Cependant afin de caler le nuage dans la direction des faces, ce n'est pas un sous échantillon des points des faces qui a été pris mais un buffer de 1.5m autour des arrêtes. Ainsi les faces ne sont pas surreprésentées, mais on limite les grands écarts spatiaux qui peuvent exister entre les points des différentes époques en ayant échantillonné de manière aléatoire.

Ici aussi ce sont les deux sous nuages qui sont recalés entre eux par ICP puis la matrice de transformation est appliquée au nuage complet.



Figure 3: Extrait de nuages : arrêtes + buffer de 1.5m autour des arrêtes

- **Méthode 4 : Trimble Real Works**

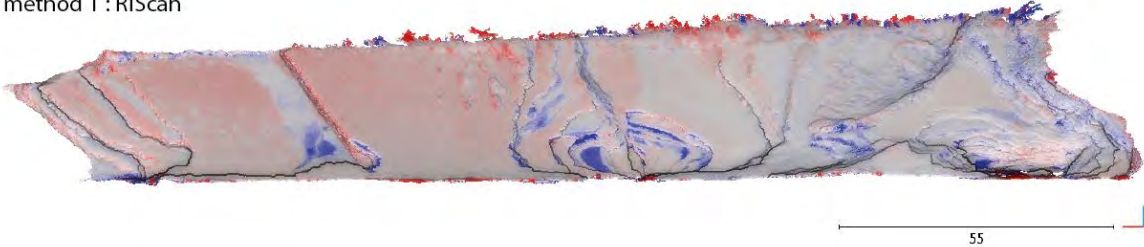
La dernière méthode utilisée est une registration sur le logiciel Trimble Real Works. Elle est faite sur le nuage complet (par zone).

Résultats, comparaison des méthodes

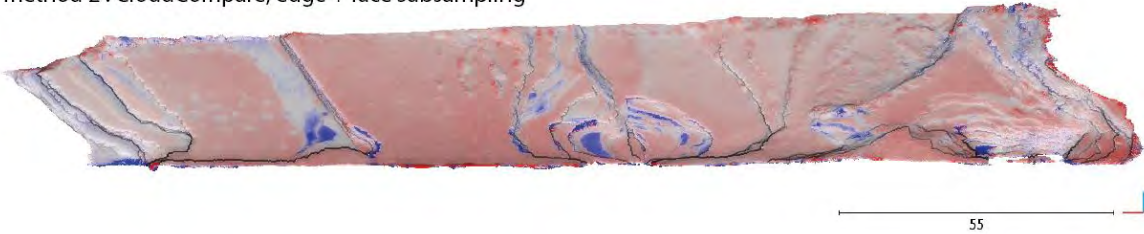
Suite aux registrations suivant les différentes méthodes, la distance entre nuage a été calculée sous Cloud Compare en utilisant l'outil Cloud to Cloud. L'option de décomposition du signal selon les axes x, y et z a été cochée. Ici l'axe X correspond à l'ouest, Y au nord, et Z à l'altitude.

- Différences C2C entre 2011 et 2015

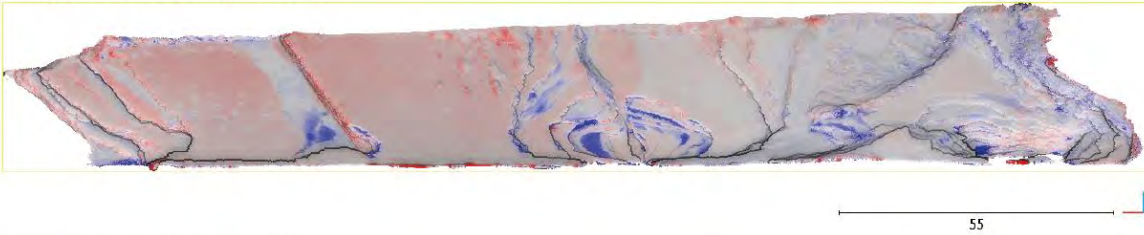
method 1 : RiScan



method 2 : CloudCompare, edge + face subsampling



method 3 : CloudCompare, steps



method 4 : Trimble Real works

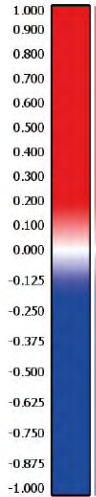
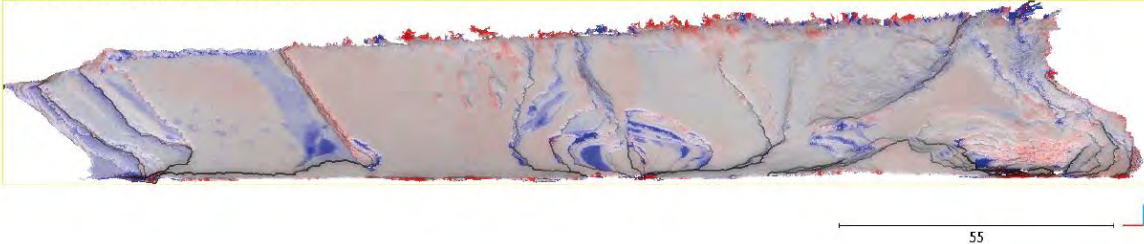


Figure 4: Résultat de la différence cloud to cloud entre 2011 et 2015 selon la direction y, comparaison entre les différentes méthodes

Une première inspection visuelle peut être réalisée sur le signal des différences, la Figure 4 présente ces résultats. L'analyse de terrain montre que les départs de blocs se situent majoritairement autour des cavités et que les grandes faces planes ne se sont pas érodées. Ainsi, visuellement la méthode 4 réalisée avec Trimble est la plus satisfaisante car les différences sont très faibles (en gris) sur les faces planes et on voit nettement ressortir les cicatrices d'érosion.

- **Histogramme des différences selon les trois axes**

À la suite de l'inspection visuelle, les distributions des valeurs des différences décomposées selon chacun des axes ont été tracées. Les Figure 5, Figure 6 et Figure 7 présentent les histogrammes selon les axes X, Y et Z (respectivement) pour chacune des méthodes et renseignent la moyenne et l'écart-type.

dx

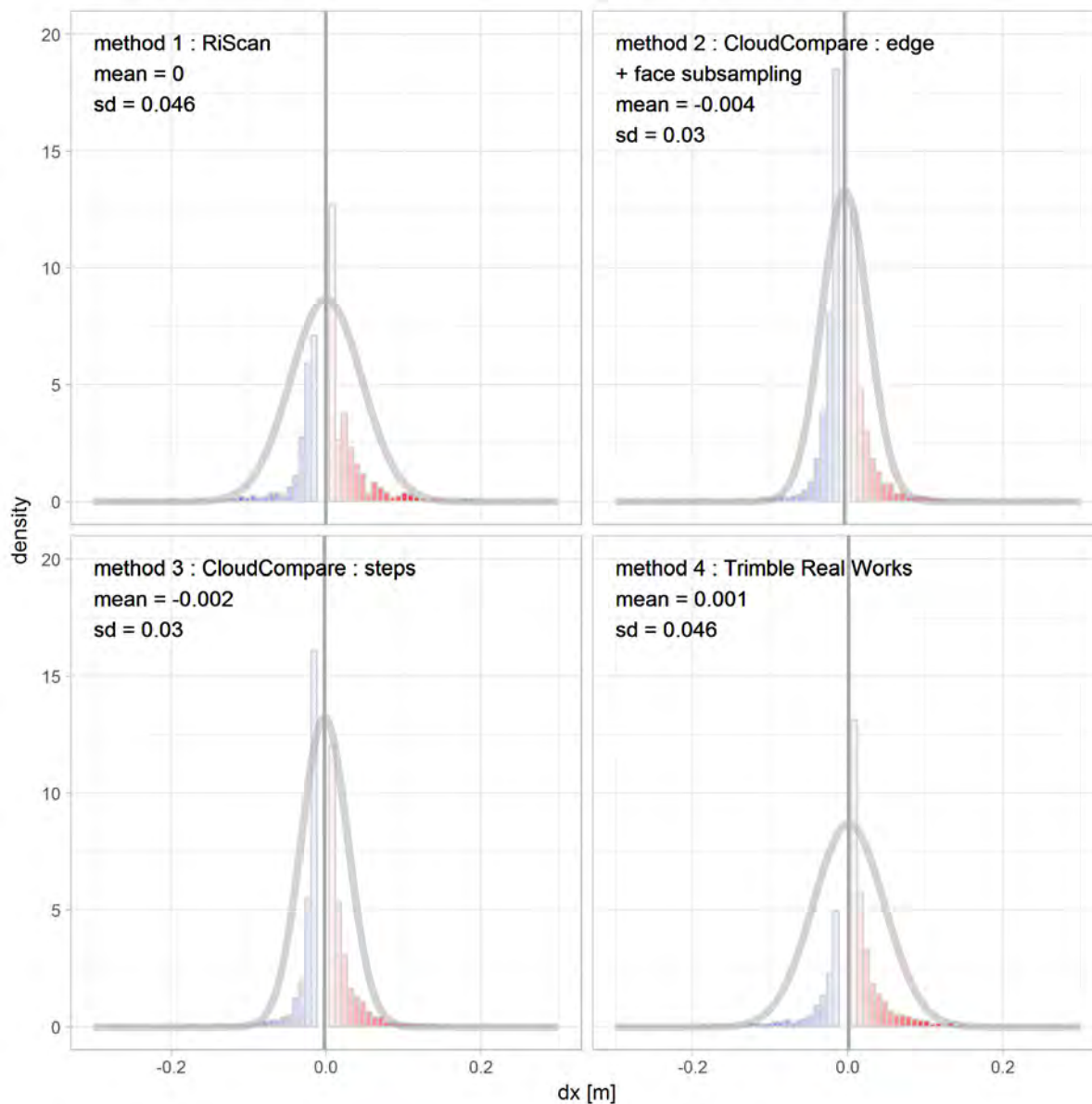


Figure 5 : Histogramme des différences selon l'axe X

dy

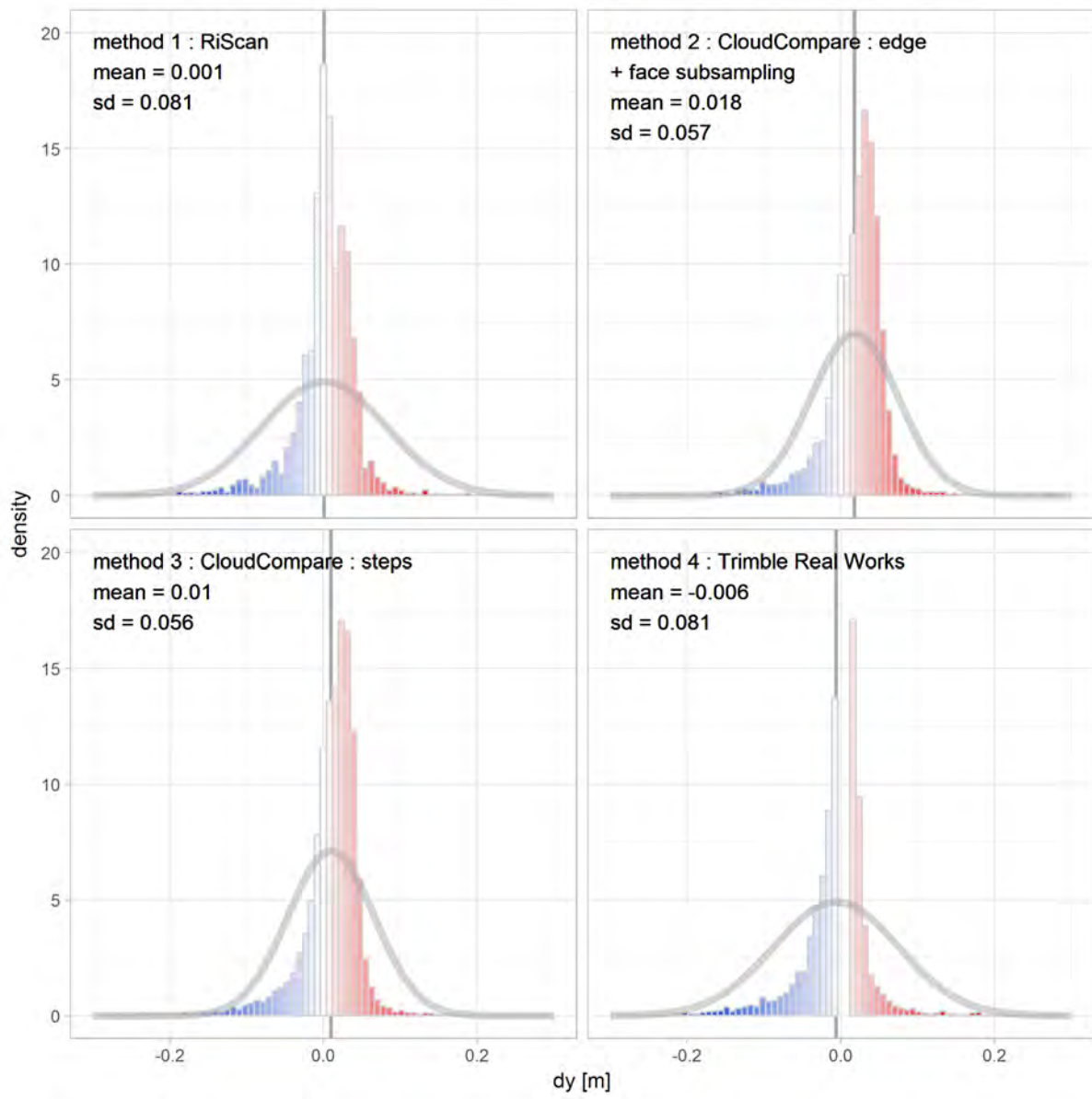


Figure 6 : Histogramme des différences selon l'axe Y

dz

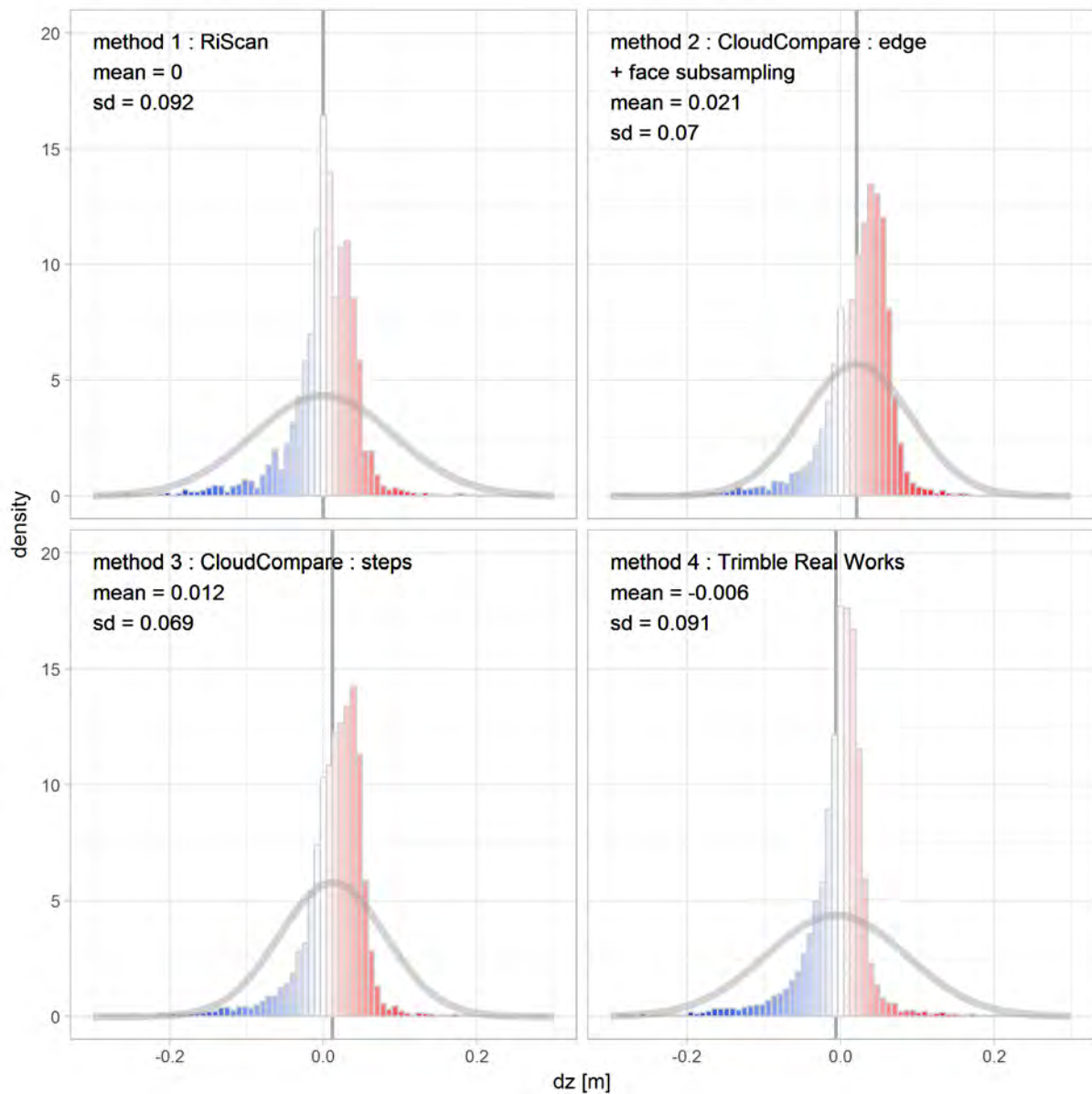


Figure 7 : Histogramme des différences selon l'axe Z

Les méthodes par sous échantillonnage (2 et 3) sont moins bonnes car les distributions selon Y et Z sont asymétriques (décalées vers les différences positives). Les résultats obtenus avec RiScan et Trimble sont semblables.

- **Dispersion des différences le long de la falaise à Z=16m**

Afin de mieux évaluer la qualité de la registration, une section de 50cm de large a été extraite le long de la falaise à l'altitude de 16m. Les différences selon les axes Y et Z ont été tracées le long de l'axe X. Sur les Figure 8 et Figure 9 les points représentent la médiane des différences par boîte de 1m de large le long de la falaise (axe X), et les barres grises autour des points correspondent aux plages de valeurs sur cette boîte d'un mètre de large. Les points ont été colorés selon leur valeurs : rouge quand les différences sont positives, bleu sinon. La courbe dorée est la moyenne mobile.

Composante dy le long de l'axe x

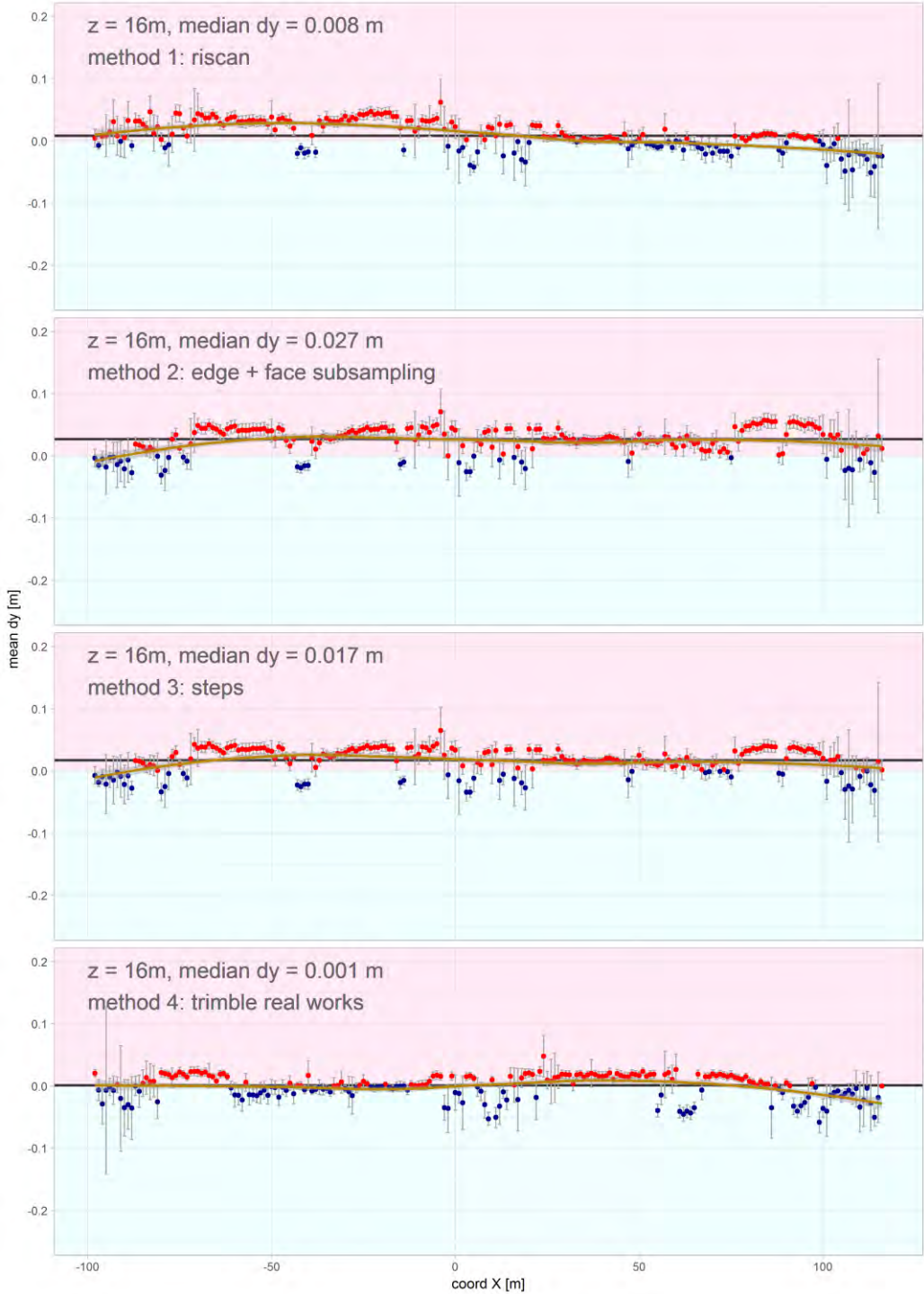


Figure 8 : Différences dy à 16m d'altitude le long de l'axe X

- Composante dz le long de l'axe x

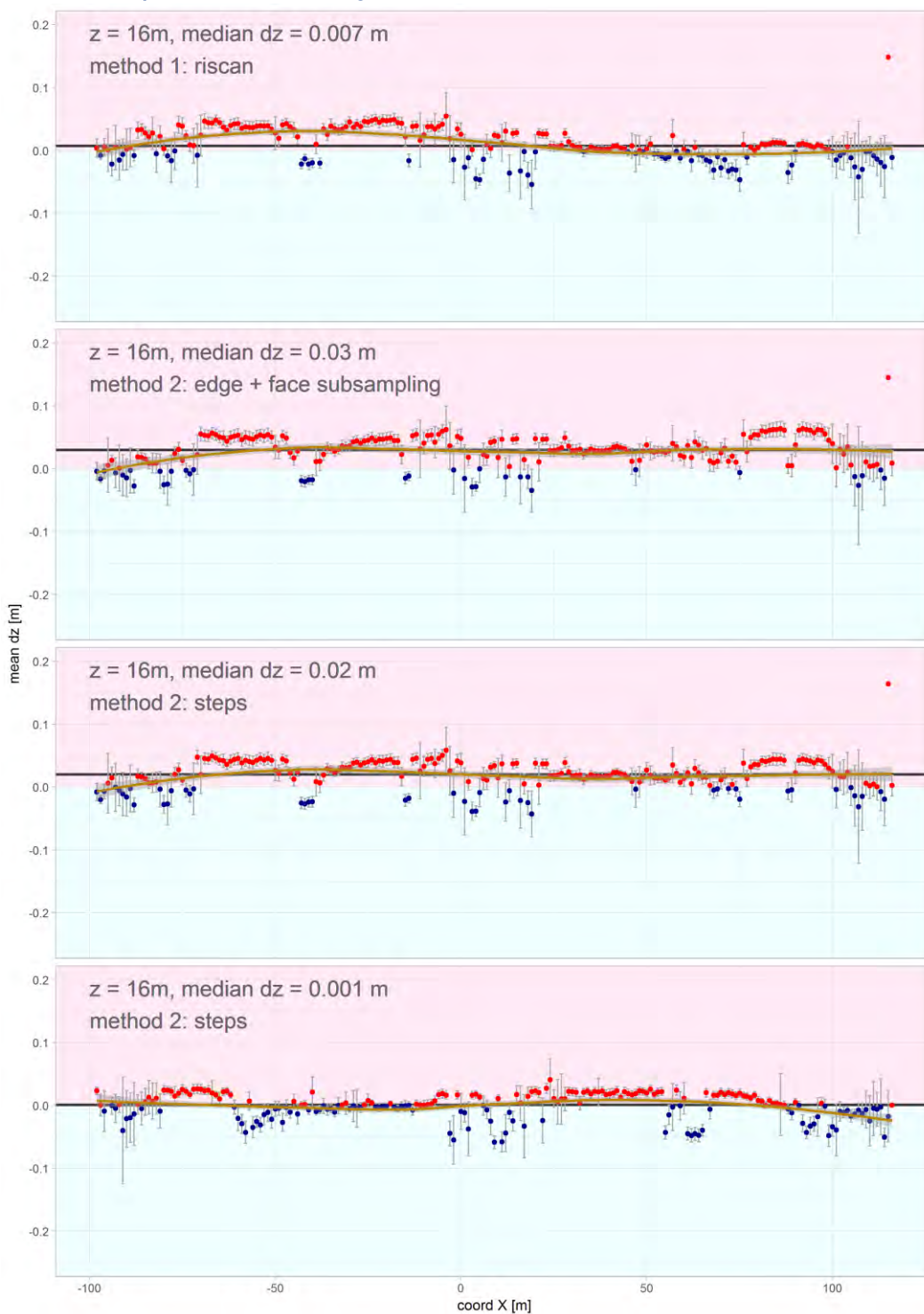


Figure 9 : Différences dz à 16m d'altitude le long de l'axe X

Cette représentation montre une meilleure qualité de registration pour le logiciel Trimble où la médiane des différences est centrée en 0 et la courbe dorée est également centrée autour de 0.

Conclusion

Ces différents tests nous ont orientés vers le choix de la méthode 4 avec le logiciel Trimble Real Works pour registrer les nuages de points entre eux.

Auteur : Mélody Prémaillon

Titre : Hiérarchisation des facteurs d'érosion des falaises côtières du site au globe

Directeur de thèse : Vincent Regard

Co-directeur de thèse : Thomas Dewez

Lieu et date de soutenance : Toulouse, le 6 décembre 2018

Résumé :

Cette thèse a pour but de comprendre quels processus contrôlent l'érosion des falaises côtières à deux échelles spatiales. Nous avons d'abord réalisé une étude locale de la falaise de flysch de Socoa (Pays Basque), dont la spécificité est un fort contrôle structural. Elle a été suivie annuellement par photogrammétrie pendant 6 ans. Cette falaise résistante recule lentement, à 3,4 mm/an. Son érosion est le fait de départ de blocs, majoritairement au niveau des arêtes libres. Ensuite, afin d'aborder l'échelle globale, une base de données (GlobR2C2, Global Recesson Rates of Coastal Cliffs) a été créée. Elle est la première à recenser les taux d'érosion publiés et à les comparer à des forçages météo-marins issus de grilles mondiales. Nous l'avons traitée par analyse statistique exploratoire et par random forest. La résistance de la roche paraît être le premier facteur contrôlant le taux d'érosion. Au second ordre, apparaissent le nombre de jours de gel par an et le marnage.

Title: Ranking sea cliff eroding factors from site to global scale

Abstract:

The aim of this PhD is to understand factors controlling sea cliff erosion at both local scale, based on Socoa cliff (Basque country) and at global scale. The specificity of Socoa's flysch cliff is its strong structural control. A 6 year photogrammetric study from annual records was conducted. This resistant cliff erodes slowly at 3.4 mm/yr and rockfalls occur mostly at cliff edge. A database called GlobR2C2 (Global Recesson Rates of Coastal Cliffs) was set up. It is the first one to compile erosion rate data extracted from literature and to compare it to marine and continental forcing, extracted from worldwide grids and reanalyses. It was statistically analysed through exploratory analysis and random forest. At global scale, rock resistance appears to be the primary factor controlling cliff erosion. Second orders factors are thr number of frost day per year and the average tidal range.

Mots-clés : Falaises côtières, base de données, photogrammétrie, érosion, apprentissage automatique

Discipline administrative : Surfaces et interfaces continentales, hydrologie

Laboratoire :

Géosciences Environnement Toulouse (UMR 5563)

14, avenue Édouard Belin, 31400 Toulouse