



HAL
open science

Etude zonale des dynamiques des dépôts de tempête de sommet de falaise : de la Bretagne à l'Islande

Ronan Autret

► **To cite this version:**

Ronan Autret. Etude zonale des dynamiques des dépôts de tempête de sommet de falaise : de la Bretagne à l'Islande. Géographie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2018. Français. NNT : 2018BRES0014 . tel-01880992

HAL Id: tel-01880992

<https://theses.hal.science/tel-01880992v1>

Submitted on 25 Sep 2018

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.

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 598
Sciences de la Mer et du littoral
Spécialité : *Géographie*

Par

Ronan AUTRET

Etude zonale des dynamiques des dépôts de tempête de sommet de falaise : de la Bretagne à l'Islande

Thèse présentée et soutenue à Brest, le 28 mars 2018

Unité de recherche : Institut Universitaire Européen de la Mer, Laboratoire Géomer, UMR LETG 6554 CNRS

Rapporteurs avant soutenance :

Christophe MORHANGE
Professeur, Université Aix-Marseille, CEREGE

Raphaël PARIS
Chercheur, CNRS, Laboratoire Magmas et Volcans,
UMR 6524

Composition du Jury :

Armelle DECAULNE, Présidente
Chercheuse, CNRS, Université de Nantes, UMR 6554 LETG

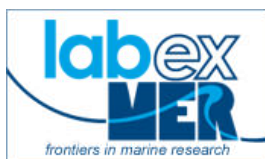
Rónadh COX, Examinatrice
Professor and Chair of Geosciences, Williams College

Bernard LE GALL, Examineur
Chercheur, CNRS, Laboratoire Géosciences Océan,
UMR 6538

Larissa NAYLOR, Examinatrice
Lecturer in Physical Sciences, University of Glasgow

Serge SUANEZ, Directeur de thèse
Professeur, Université de Bretagne Occidentale,
UMR 6554 LETG

Samuel ETIENNE, Co-directeur de thèse
Directeur d'études, EPHE, Laboratoire de Géomorphologie et
Environnement littoral, UMR 6554 LETG



Remerciements

En tout premier lieu, je tiens à remercier chaleureusement mes co-directeurs de thèse Serge Suanez, Professeur des Universités à l'UBO, et Samuel Etienne, Directeur d'études à l'EPHE. Sur le terrain ou au labo, vous m'aurez fait partager votre vision de la recherche en géomorphologie littorale. Merci d'avoir tout mis en œuvre pour que je puisse mener à bien ce travail dans les meilleures conditions.

Je souhaite aussi remercier Raphaël Paris, chercheur au Laboratoire Magmas et Volcans, et Christophe Morhange, Professeur des Universités au CEREGE, pour avoir accepté d'être les rapporteurs de cette thèse. Votre intérêt pour ce travail est très gratifiant. Je veux également remercier Larissa Naylor, de l'Université de Glasgow, et Rónadh Cox, de Williams College, pour avoir accepté d'examiner ce travail. Votre présence à cette soutenance de thèse incarne la dynamique actuelle des recherches qui sont menées sur les côtes à blocs de la région nord-ouest européenne. Je remercie également Armelle Decaulne, chercheuse au sein de l'UMR LETG, et Bernard Le Gall, chercheur au Laboratoire Géosciences Océan, pour avoir accepté d'évaluer ce travail.

L'environnement exemplaire que propose le laboratoire LETG-Brest Geomer, dirigé par Louis Brigand au cours de mes deux premières années de thèse, puis par Serge Suanez, compte beaucoup dans le bon déroulement des thèses qu'il accueille. Aussi, je souhaite tout à particulièrement remercier :

- Bernard. Ta vision du sujet sur et en dehors du terrain aura été d'une grande aide tout au long de cette thèse. Plus particulièrement, la côte entre le phare de Sainte-Anne et les falaises de Deolen n'a plus de secret pour toi. Merci de m'y avoir initié, en espérant pouvoir tirer pleinement profit de ces perspectives de recherche dès la reprise ;

- Guillaume. Merci pour tous tes conseils, ainsi que la rigueur que tu as mise dans les multiples travaux pour lesquels je t'ai sollicité.

- Pierre. Ta curiosité et ton œil aiguisé m'auront souvent éclairé sur le terrain. Au passage, les heures à attendre des conditions favorables pour le décollage du cerf-volant, pour le meilleur et pour le pire, m'auront permis de prendre un recul bénéfique sur beaucoup de sujets.

Un grand merci également à Laurence et Mathias pour leur aide à la conception, la réalisation et la mise en œuvre de certaines idées farfelues. Merci aussi à Isabelle, simplificatrice des problèmes logistiques et administratifs, et qui n'a pas d'égal(e) pour faire relativiser aux doctorants... leurs problèmes de doctorants. Les collègues de bureau Lucille et Manu (je n'ai jamais retrouvé Carlos ...), ainsi que Romain, parti trop rapidement de l'autre côté de la barrière.

Gildas, te rencontrer par hasard au commencement de ce travail aura relevé du « coup de bol », mais sans tes conseils de passionné d'aérophoto, je me demande encore où j'en serai aujourd'hui.

Et MERCI encore aux amis et à la famille. Vous y avez souvent cru plus que moi, en remettant la main sur la barre quand la dérive devenait trop grande. Bien qu'il faille savoir raison gardée, pour des profanes, je vous ai trouvé plutôt bons.

Et puis Pauline, pour tout le soutien apporté au cours de ces derniers mois. Mais pas que.

Sommaire

Introduction générale

La question des blocs supratidaux de sommet de falaise.....	1
La genèse du projet de thèse.....	2
La problématique et les objectifs de la recherche	4
Les collaborations scientifiques	5
Organisation du mémoire.....	6

1^{ère} partie. Présentation du contexte scientifique, géographique et méthodologique de l'étude

Introduction.....	9
La question des blocs supratidaux de tempêtes : état de l'art.....	10
Présentation des terrains d'étude.....	42
Méthodes et données.....	64
Conclusion	84

2^{ème} partie. Dynamique des blocs supratidaux de tempête aux latitudes tempérées : l'exemple de la Bretagne

Introduction.....	89
A comprehensive hydro-geomorphic study of cliff-top storm deposits on Banneg Island during winter 2013-2014	91
Long-term variability of supratidal coastal boulder activation in Brittany (France)	121
Conclusion.....	148

3^{ème} partie. Dynamique des blocs supratidaux de tempête aux latitudes subpolaires : l'exemple du sud-ouest de l'Islande

Introduction.....	153
Elaboration d'une typologie des dépôts de blocs supratidaux des sommets de falaise de la péninsule de Reykjanes (Islande).....	155
Monitoring of the morphosedimentary dynamics of cliff-top storm deposits on the Reykjanes Peninsula (SW Island): preliminary results	179
Conclusion	200

Discussion et conclusion générale

Un contexte morpho-climatique propice à la production de blocs supratidaux de forte énergie	203
Les dynamiques d'activation des blocs.....	207
Activation des blocs à long-terme.....	209
Perspectives.....	210

Références bibliographiques	213
--	------------

Table des figures

Figure 0-1. Localisation des secteurs investigués dans le cadre du projet EXTREMEVENT	p 2
Figure 0-2. Exemples caractéristiques des dépôts de blocs supratidaux de tempêtes	p 3
Figure 1-1. Classification granulométrique élargie de Udden-Wentworth	p 11
Figure 1-2. Quelques morphotypes de blocs littoraux	p 12
Figure 1-3. Les systèmes morphogénique des côtes rocheuses à blocs	p 13
Figure 1-4. Vue oblique et aérienne verticale d'une plage de blocs	p 14
Figure 1-5. Vue oblique et aérienne verticale d'un cordon de blocs de sommet de falaise	p 15
Figure 1-6. Dispositions morphologiques des blocs supratidaux de tempêtes	p 16
Figure 1-7. Répartition géographique des sites à blocs supratidaux	p 17
Figure 1-8. Amplification du runup maximum	p 18
Figure 1-9. Série temporelle d'un spectre de vague	p 19
Figure 1-10. L'île de Banneg « lessivée » après l'hiver 1989-1990	p 23
Figure 1-11. Les différents scénarios de transport de bloc	p 26
Figure 1-12. Blocs de très grande taille transportés par des vagues de tempêtes	p 28
Figure 1-13. Les blocs d'Eleuthera, aux Bahamas	p 30
Figure 1-14. Climat de vagues en Atlantique nord-est	p 31
Figure 1-15. Déferlement d'un vague « géante »	p 32
Figure 1-16. Représentation simplifiée de l'anomalie positive et négative de l'ONA	p 33
Figure 1-17. Séries temporelles des indices de pression normalisée	p 35
Figure 1-18. Fréquence annuelle moyenne des cyclones extratropicaux	p 36
Figure 1-19. Enregistrements des tsunamis historiques confirmés en Europe	p 38
Figure 1-20. Exemple de simulations de propagation du tsunami de Lisbonne	p 39
Figure 1-21. Les dépôts de blocs supratidaux de l'ouest de la pointe Finistère	p 43
Figure 1-22. Quelques blocs supratidaux inventoriés sur la pointe finistériens	p 44
Figure 1-23. Amplitude du marnage en période de morte-eau et vive-eau	p 45
Figure 1-24. Moyennes mensuelles des paramètres H_s et T_p	p 46
Figure 1-25. Modélisation des paramètres H_s et Dir	p 46
Figure 1-26. Ajustements statistiques des périodes de retour des houles extrêmes	p 47
Figure 1-27. Carte géologique harmonisée de l'archipel de Lilia et Landéda	p 48
Figure 1-28. Topographie littorale et localisation des blocs de l'île Vierge	p 49
Figure 1-29. Vue du cordon de blocs supratidaux principal de l'île Vierge	p 50
Figure 1-30. Topographie littorale et localisation des blocs de l'île de Banneg	p 51
Figure 1-31. Carte géologique harmonisée du nord de l'archipel de Molène	p 52
Figure 1-32. Localisation des dépôts de blocs supratidaux de l'île de Banneg	p 53
Figure 1-33. Carte géologique harmonisée de la pointe de Penmarc'h	p 54
Figure 1-34. Topographie littorale et localisation des blocs de la pointe de Pors Carn	p 55
Figure 1-35. Ressaut en sommet de plate-forme	p 55
Figure 1-36. Localisation de la zone d'étude islandaise	p 56
Figure 1-37. Extrait de la carte géologique du sud-ouest de la presqu'île de Reykjanes	p 57
Figure 1-38. Moyennes mensuelles des paramètres H_s et T_p	p 59
Figure 1-39. Modélisation du paramètre H_s sur le littoral de la presqu'île de Reykjanes	p 59
Figure 1-40. Extraits de la carte géologique de la presqu'île de Reykjanes	p 60
Figure 1-41. Vue oblique du site de Kerling montrant les 3 unités morphologiques	p 61
Figure 1-42. Vue oblique du site de Reykjanestá montrant les 3 unités morphologiques	p 61
Figure 1-43. Vue oblique du site de Katlahraun montrant les 5 unités morphologiques	p 62
Figure 1-44. Vue oblique du site de Selatangar montrant les 3 unités morphologiques	p 63
Figure 1-44. Déploiement des instruments de mesure sur le terrain	p 66
Figure 1-45. Présentation du picavet	p 67
Figure 1-46. Drones utilisés pour réaliser des prises de vues aériennes	p 68
Figure 1-47. Décollage du cerf-volant	p 69
Figure 1-48. Importance de la mesure des axes à partir des cicatrices d'arrachement	p 70
Figure 1-49. Exemple de relevé des dimensions a, b et c d'un bloc à partir d'un MNT	p 71
Figure 1-50. Installation des capteurs de pression sur l'île de Banneg	p 73

Figure 1-51. Indexation des images par indice de flou	p 76
Figure 1-52. Résumé graphique des étapes de la photogrammétrie SfM	p 77
Figure 1-53. Calcul d'un MNS différentiel	p 80
Figure 1-54. Exemple de reconstitution des vecteurs de transport des blocs	p 81
Figure 2-1. Study site and location of deep water and nearshore instruments	p 95
Figure 2-2. CTSDs at Banneg Island	p 96
Figure 2-3. Time-series of the raw elevation measurements at ST	p 100
Figure 2-4. Instrumental deployment on Banneg Island	p 102
Figure 2-5. First panel: time-series of Hs, high tide water levels, atmospheric pressure and storm surges	p 104
Figure 2-6. Time-series of water elevation at N ^T , N _B , C ^T , C _B , CS ^T , CS _B , S ^T and S _B	p 106
Figure 2-7. Time-series of the estimated runup added to the observed tide at profile north	p 108
Figure 2-8. Assessment of block erosion, transportation and deposition	p 108
Figure 2-9. Kinematics of CTSDs for sector centre, centre-south, centre-north and south	p 110
Figure 2-10. Volumetric changes computed for sectors centre, centre-south and south	p 111
Figure 2-11. Field evidences of large submersion and block quarrying on Banneg Island	p 112
Figure 2-12. Correlation between the transport distance and the altitude before transport	p 113
Figure 2-13. Paired photographs showing pre-storms context	p 114
Figure 2-14. Successive displacements of blocks	p 116
Figure 2-15. Polar plot and direction of the block's paths during the winter	p 116
Figure 2-16. Location map	p 124
Figure 2-17. Topography and morphological settings of Vierge Island	p 125
Figure 2-18. Ground-oblique views of the studied SCBDs at Vierge Island	p 126
Figure 2-19. Topography and morphological settings of Pors Carn Point	p 127
Figure 2-20. Ground-oblique views of the studied SCBDs at Pors Carn Point	p 128
Figure 2-21. Overview of kite aerial photography methods	p 129
Figure 2-22. Mass, distance, and altitude statistics of the studied boulder populations at Vierge Island	p 135
Figure 2-23. 95% confidence threshold elevation changes at Pors Carn Point	p 136
Figure 2-24. 95% confidence threshold elevation changes at Vierge Island	p 137
Figure 2-25. Sediment budget by morphological units/assemblages of SCBDs emplaced on Pors Carn Point and Vierge Island	p 137
Figure 2-26. Ground pictures showing several processes observed during field surveys	p 139
Figure 2-27. Gumbel extreme value distribution fitted to yearly maxima of Hs,MWL	p 139
Figure 2-28. Maximum water level time series spanning from 1948 to 2017 at Pors Carn Point	p 141
Figure 2-29. Maximum water level time-series spanning from 1948 to 2017 at Vierge Island	p 141
Figure 2-30. Annual winter-averaged maximum water level versus annual North Atlantic climate indexes values	p 145
Figure 3-1. Localisation de la péninsule de Reykjanes et du site d'étude. Échelle régionale	p 159
Figure 3-2. Schéma conceptuel des différents types de coulées de lave rencontrées sur la péninsule de Reykjanes	p 160
Figure 3-3. Histogrammes des hauteurs et des périodes significatives de la houle	p 161
Figure 3-4. Altitude, distance et axes des 35 dépôts de blocs supratidaux de sommet de falaise	p 163
Figure 3-5. Extraits du jeu de données des photos diachroniques obliques	p 165
Figure 3-6. Typologie des dépôts de blocs de sommet de falaise de la péninsule de Reykjanes ...	p 166
Figure 3-7. Blocs isolés sur le sommet de la falaise	p 167
Figure 3-8. Carte géomorphologique simplifiée de la guirlande de dépavage de Valbargagja	p 168
Figure 3-9. Guirlandes de dépavage des surfaces pahoehoe	p 169
Figure 3-10. Les amas de « boules » en retrait de falaises dominant une plateforme d'érosion marine	p 171
Figure 3-11. Barrages à mégablocs	p 172
Figure 3-12. Carte géomorphologique simplifiée du barrage à mégablocs de Kerling	p 173
Figure 3-13. Carte géomorphologique simplifiée du barrage à mégablocs de Reykjanestá	p 175
Figure 3-14. Location map	p 180
Figure 3-15. Geomorphological setting of the 4 study sites	p 181
Figure 3-16. Oblique views showing the CTSDs studied on the Reykjanes Peninsula	p 184
Figure 3-17. Kite aerial photography method	p 185

Figure 3-18. Time series of recorded water level at Grindavik harbor	p 187
Figure 3-19. Oblique view from South to North of the three geomorphological entities of Selatangar study site	p 190
Figure 3-20. Site-by-site volumetric changes for the both quantitatively studied winters	p 191
Figure 3-21. Extract from the orthorectified aerial images of Kerling site took in 2015 and 2016	p 191
Figure 3-22. longshore variability of transport directions and distances at Kerling, Reykjanestá, Katlahraun and Selatangar	p 192
Figure 3-23. Minimum flow velocities required to initiate boulder motion of transported boulders	p 193
Figure 3-24. Time series of storms over the survey period	p 194
Figure 3-25. Gumbel extreme value distribution fitted to yearly maxima of modelled Hs from 1950 to 2017	p 196
Figure 3-26. Winter averaged wave energy flux relative to the 1950–2017 winter average	p 197

Table des tableaux

Tableau 1-1. Caractéristiques hydro-morphosédimentaires des sites à blocs supratidaux de tempête étudiés à l'échelle du bassin Atlantique nord-est	p 21
Tableau 1-2. Amplitude du marnage (en m.) sur les sites de la pointe finistérienne	p 45
Tableau 1-3. Récapitulatif des levés topo-morphologiques effectués au cours de cette thèse	p 65
Tableau 1-4. Avantages et inconvénients des deux techniques d'acquisition de photographies aériennes	p 68
Tableau 1-5. Récapitulatif des données de vagues mesurées par des bouées utilisées dans cette thèse	p 72
Tableau 1-6. Récapitulatif des données de vagues modélisées utilisées dans cette thèse	p 73
Tableau 1-7. Récapitulatif des données de pression hydrostatique utilisées dans cette thèse	p 74
Tableau 1-8. Récapitulatif des données de marée prédite utilisées dans cette thèse	p 75
Tableau 1-9. Récapitulatif des données générées par photogrammétrie SfM	p 79
Tableau 2-1. Characteristics of the UAS-based surveys	p 102
Tableau 2-2. Characteristics of the seven largest EWL events recorded during winter 2013–2014	p 104
Tableau 2-3. Percentage of agreement between measurements and predictions for calibration coefficient α	p 107
Tableau 2-4. Surveys used in this study	p 129
Tableau 2-5. Bias for uncorrected and corrected wave height and tide predictions against wave height and tide observations, respectively, at Vierge Island and Pors Cairn Point	p 132
Tableau 2-6. Studied boulders at Vierge Island and Pors Carn Point	p 134
Tableau 2-7. Winter–frequency of SCBD activation at Pors Carn Point and Vierge Island	p 144
Table 3-1. Summary of the low–altitude aerial surveys used within the framework of this study	p 185
Table 3-2. Storm characteristics in the Grindavík area from 1.1.2014 to 1.4.2017	p 195

Introduction générale

La question des blocs supratidaux de sommet de falaise

Les blocs supratidaux de tempête que l'on trouve au sommet des falaises, parfois très hautes, présentent une originalité qui a très tôt éveillé la curiosité des géomorphologues (Hibbert, 1822 ; Stevenson, 1845 ; Peach, 1864 ; Kinahan et al., 1871 ; Geiki, 1887). Cela tient au fait que ces blocs défient en quelque sorte les principes de la gravité, ou du moins, le schéma classique qui décrit les phénomènes d'érosion des falaises. En effet, si, comme pour le littoral du pays de Caux en Seine-Maritime, le recul des escarpements crayeux se joue au rythme des écroulements gravitaires dont les éléments s'accumulent en pied de falaise (Hénaff et al., 2002), à l'inverse, dans le cas qui nous occupe, l'érosion des versants rocheux se traduit par l'accumulation de dépôts grossiers en sommet de falaise. Si dans le premier cas l'érosion est surtout commandée par les processus subaériens (ruissellement, infiltration, gel, etc.) – la mer n'intervenant que dans le déblaiement des matériaux accumulés en pied de falaise –, dans le cas des blocs supratidaux de sommet de falaise, il faut compter avec l'action directe des vagues dans les processus de recul des falaises et d'abaissement des plates-formes sommitales. Se pose alors la question de l'origine de ces vagues qualifiées de « géantes », et des dynamiques marines sous-jacentes à leur genèse. Pendant une grosse décennie, le débat autour de cette question a opposé deux pôles de la communauté scientifique, l'un privilégiant l'action de vagues de tsunami, l'autre privilégiant l'action de vagues de tempête (Sheffers et al., 2009 ; Hall et al., 2010 ; Scheffers et al., 2010). Les travaux récents réalisés sur les dynamiques tempétueuses à l'échelle du bassin nord-atlantique, ainsi que sur leurs impacts morphogéniques au niveau des côtes rocheuses ouest-européennes, ont permis de clarifier les débats (i.e. § ci-dessous) ; le rôle déterminant des vagues « géantes » de tempête dans ces dynamiques est aujourd'hui admis.

Les travaux réalisés dans le cadre de cette recherche doctorale traitent de cette question ; celle des dynamiques morphosédimentaires des dépôts de blocs supratidaux en lien avec l'action des vagues de tempêtes. Ils visent à mieux cerner le rôle des forçages météo-océaniques dans les processus de mise en place et de remaniement de ces formes d'accumulation que l'on peut observer sur les littorales. La démarche géographique qui a été retenue privilégie l'approche zonale basée sur l'étude des processus qui ont cours aux latitudes tempérées (pointe bretonne ; 48°N), et subpolaires (SW Islande ; 64°N) (Figure 0-1). Ce choix repose sur le fait que ces deux espaces géographiques distincts sont soumis à de sévères dynamiques tempétueuses hivernales pouvant être particulièrement

virulentes, et qu'ils présentent des morphologies de blocs supratidaux de sommet de falaise tout à fait représentatives (Figure 0-2).

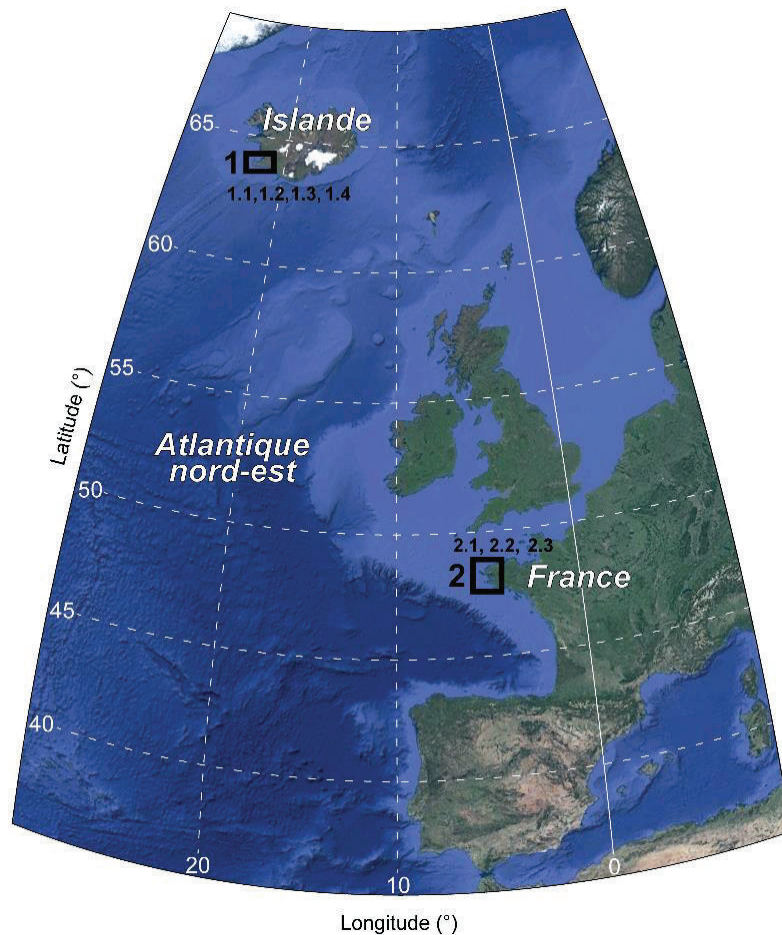


Figure 0-1. Localisation des secteurs investigués dans le cadre du projet EXTREMEVENT (fond de carte Goggle Earth®). 1 : 1.1 : Kerling ; 1.2 : Reykjanestá ; 1.3 : Katlahraun ; 1.4 : Selatangar. 2 : 2.1 : île Vierge ; 2.2 : île de Banneg ; 2.3 : Pors Carn.

La genèse du projet de thèse

Sur les côtes rocheuses, en contexte de forte exposition, l'impact des événements tempétueux extrêmes, combinés à de hauts niveaux d'eau, peut se traduire dans certaines conditions par un recul de l'escarpement de falaise, ou l'abaissement des plates-formes littorales. Il en résulte une accumulation de dépôts grossiers de haute énergie dans la zone supratidale généralement située en sommet de falaise. Ces dynamiques morphosédimentaires ont été particulièrement bien étudiées sur la façade ouest-européenne, dans les îles Britanniques, notamment en Irlande dans les comtés de Clare, Galway et Mayo (Williams et Hall, 2004 ; Hall et al., 2006 ; Hansom et al. 2008 ; Knight et al., 2009 ; Scheffers et al. 2009 ; Knight et Burningham, 2011 ; Cox et al., 2012 ; Erdmann et al. 2015 ; Cox et al., 2017), en Ecosse sur les archipels des Hébrides, dans les Orcades et

les Shetland (Williams et Hall, 2004 ; Hall et al., 2006 ; Hall et al., 2008 ; Hansom et al. 2008 ; Hansom et Hall, 2009 ; Scheffers et al. 2009 ; Cox et al., 2017). En Bretagne, l'étude des dynamiques morphosédimentaires des blocs supratidaux de sommet de falaise a concerné principalement l'île de Banneg située au nord-ouest de l'archipel de Molène (Hallégouët, 1982 ; Hallégouët, 1984 ; Fichaut et Hallégouët, 1989 ; Fichaut et Suanez, 2008 ; Suanez et al., 2009 ; Fichaut et Suanez, 2010 ; Fichaut et Suanez, 2011). En Islande, les dépôts de blocs ont également été inventoriés le long des falaises basaltiques du sud-ouest, sur la presqu'île de Reykjanes (Etienne et Paris, 2010).



Figure 0-2. Exemples caractéristiques des dépôts de blocs supratidaux de tempêtes étudiés dans le cadre de cette thèse. (A) Cordon de blocs de sommet de falaise sur la pointe de Reykjanestá, au sud-ouest de l'Islande. (B) Cordon de blocs de plateforme supratidale sur l'île Vierge, en Bretagne.

Comme nous l'avons évoqué plus haut, à partir d'études ponctuelles post-tempêtes (tempête Johanna du 10 mars 2008, ou des tempêtes de l'hiver 2013-2014), ces recherches ont permis de confirmer le rôle prédominant des vagues de tempêtes dans les processus d'arrachage, de transport, et de dépôt des blocs supratidaux. Pour autant, des questions scientifiques restaient en suspens, comme celles des dynamiques hydrologiques associées à ces processus en milieux extrêmes dans des contextes topographiques particuliers (i.e. escarpement de falaise très redressé faisant face à des pentes sous-marines très fortes). De même, la question de la fréquence de l'activation de ces blocs sur des échelles temporelles très longues (pluridécennales) restait posée, notamment lorsque l'on replace ce processus dans son contexte zonal.

Ces interrogations ont donné lieu à un sujet de master 2 recherche en 2013-2014, suivi de l'objet d'une thèse entamée à l'automne 2014. Dans le même temps, un projet intitulé EXTREMEVENT et financé par le LabexMER, a été lancé afin d'environner cette thèse. Ce projet, focalisé en priorité sur l'Islande, a permis notamment de financer l'ensemble des missions effectuées sur le terrain entre 2014 et 2017. Cette thèse a également bénéficié de soutiens technique, logistique et intellectuel pour l'étude des conditions hydrodynamiques dans le cadre d'un second projet intitulé PROTEVS (*Prévision Océanique, Turbidité, Ecoulement, Vagues et Sédimentologie*) financé par la DGA (Direction générale de l'armement, Ministère des Armées). L'objectif était d'exploiter des mesures hydrodynamiques réalisées notamment sur l'île de Banneg durant les hivers 2012-2013, et 2013-2014. Ce travail a été effectué en collaboration avec Guillaume Dodet post-doctorant au laboratoire LETG-Brest, qui a de son côté étudié les aspects physiques et mathématiques du *wave setup* et *runup*, et des ondes infragravitaires intervenant dans la déformation du plan d'eau à la côte.

La problématique et les objectifs de la recherche

Dans la continuité des travaux menés sur le littoral breton, notamment sur l'île de Banneg, et des observations réalisées sur la côte rocheuse de la presqu'île de Reykjanes au sud-ouest de l'Islande, plusieurs axes ont guidé cette recherche doctorale.

Il s'agissait dans un premier temps d'améliorer nos connaissances sur les processus hydrodynamiques à l'origine de l'activation des blocs en matière d'arrachage, de transport et de déposition. Le but était d'analyser les mécanismes d'attaque des falaises par les vagues, et/ou de submersion de ces dernières par les niveaux d'eau extrêmes lors des événements morphogènes de forte intensité (tempête combinée à une marée de vive-eau). Pour se faire, le travail a porté sur l'analyse de données hydrodynamiques recueillies sur l'île de Banneg, notamment durant l'hiver 2013-2014.

Le second objectif visait à étudier d'autres sites localisés au nord et sud du Finistère afin d'établir une chronologie à long terme des événements morphogènes les plus significatifs en matière de dynamique des blocs. Ce travail a été confronté aux résultats déjà acquis sur l'île de Banneg par Bernard Fichaut et Serge Suanez (Suanez et al., 2009). Il a permis de dresser une image de l'activation pluridécennale des blocs supratidaux de tempête, représentative à l'échelle de la pointe bretonne.

Le troisième objectif était d'élargir cette étude d'un point de vue géographique en privilégiant une approche zonale. Il s'agissait là de reprendre l'inventaire descriptif effectué par Samuel Etienne et Raphaël Paris en 2010, sur les dépôts grossiers – plages de blocs, et blocs supratidaux de sommet de falaise de la presqu'île de Reykjanes – en privilégiant uniquement l'étude morphodynamique de ces derniers. Ce travail s'est reposé sur un suivi topo-morphosédimentaire effectué entre 2014 et 2017. Comme pour la région bretonne, le but était d'établir une chronologie à long terme des événements

morphogènes les plus significatifs en matière d'activation des blocs afin de répondre à la composante zonale de la problématique.

Les collaborations scientifiques

Cette thèse a été cofinancée à hauteur de 50 % par la Région Bretagne (dans le cadre d'une ARED fléchée LabexMER) et à hauteur de 50 % par l'UBO, *via* le Ministère de l'Enseignement supérieur, de la Recherche et de l'Innovation. Elle s'est déroulée à partir du site brestois de l'UMR LETG 6554, situé à l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), entre les mois d'octobre 2014 et février 2018.

Son positionnement sur le site de l'IUEM a permis de bénéficier de la pluralité des compétences techniques et scientifiques dont l'institut est doté. Il convient de citer :

- les collaborations établies au sein du dispositif de l'Observatoire du Domaine Côtier (ODC) - série géomorphologie¹, dont une partie des observations sont labellisées Service National d'Observation (SNO) DYNALIT.
- Le Pôle Image de l'IUEM, en tant que service commun mutualisé, qui a pour mission de coordonner les acquisitions, la gestion et la valorisation des images et produits de télédétection sous-marins, aériens et satellitaires pour la recherche, l'observation et l'enseignement. C'est dans ce cadre, que les acquisitions images au drone et au cerf-volant ont été réalisées avec l'aide des ingénieurs en place, pour l'analyse topomorphosédimentaire.
- L'UMR 6538 Géosciences Océan de l'IUEM, regroupant des géologues qui partagent des thématiques et des projets de recherche avec le laboratoire LETG-Brest, et qui a bien voulu apporter une aide matérielle et technique, et un appui scientifique à cette recherche.
- Le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), qui dans le cadre de son programme PROTEVS a installé tous les instruments de mesure hydrodynamiques sur l'île de Banneg (capteurs de pression, houlographe, marégraphe, etc.). Comme nous l'avons indiqué précédemment, ces données ont été traitées et analysées par Guillaume Dodet, au laboratoire LETG. Le SHOM a également participé à la co-acquisition des levés LITTO3D®, qui ont été mis à notre disposition pour ce travail.

¹ (<https://www-iuem.univ-brest.fr/observatoire/observation-cotiere/suivi-geomorphologique>)

- L'Institut Géographique Nationale (IGN), pour la co-acquisition du LITTO3D® et la mise à disposition de nombreuses photographies aériennes récentes et anciennes.
- Côté islandais, cette recherche doctorale a bénéficié d'aides logistiques sur le terrain, et de facilités d'acquisition de certaines données (houle, marée, photographies aériennes, etc.), dans le cadre des contacts établis avec l'« *Institute of Earth Sciences* » de l'université d'Islande, le service public « *Icelandic Road and Coastal Administration (IRCA)* » de Reykjavík, l'« *University Centre of the Westfjords* » et « *l'institut météorologique de Reykjavik* ».

En dehors de ces partenariats établis dans le cadre de collaborations institutionnalisées, cette thèse a ponctuellement reçu des aides financières de la part de la ZABRI (Zone Atelier Brest Iroise) et du RESOMAR (Réseau des Stations et Observatoires Marins) au titre de leur soutien à la mobilité des jeunes chercheurs durant des colloques internationaux.

Organisation du mémoire

Ce mémoire a été organisé pour répondre aux règles de la thèse par articles. Les principaux résultats ont été présentés en reprenant la publication de trois articles dans des revues internationales à comité de lecture, et la présentation des résultats préliminaires issus du suivi des blocs de la presqu'île de Reykjanes.

- Une première partie présente le positionnement scientifique de cette recherche. Elle est organisée en trois chapitres : (i) descriptif de l'état de l'art de la question traitée, (ii) présentation des sites d'étudiés, (iii) et explication des méthodes et traitements utilisés.
- La seconde partie est structurée autour de deux articles publiés. Les résultats des travaux réalisés sur les côtes rocheuses de la pointe bretonne y sont exposés.
- La troisième partie, également organisée autour de deux articles, dont un en préparation, présente les principaux éléments du travail réalisé sur le littoral sud-ouest de la presqu'île de Reykjanes en Islande.
- La quatrième et dernière partie est réservée pour la discussion. Le mémoire se conclut sur un exposé qui ouvre des perspectives de recherches complémentaires.

1^{ère} partie

Présentation du contexte scientifique, géographique et méthodologique de l'étude



« The Unknown Official » sur le parvis du « Ráðhús Reykjavíkur » (cliché : 2015)



1 Introduction

Cette première partie, organisée en trois chapitres, présente dans un premier temps l'état de l'art sur la question scientifique des blocs supratidaux de sommet de falaise. Au travers de cet exposé, nous définissons ces dépôts en fonction de leurs caractéristiques morphométriques, de leur répartition au sein de l'étagement supralittoral, et de leur disposition morphologique. Leur aire de répartition géographique, alternant entre des marges littorales actives (zones de subduction à forte activité sismique) et des régions côtières de marge passive, pose la question de leur origine. Cet aspect est discuté en reprenant (i) les arguments scientifiques qui ont opposé pendant des décennies les « tsunamistes » et les « tempétistes », et (ii) les approches théoriques mises en œuvre afin de trancher entre les deux théories. Ces éléments permettent enfin de faire un point sur la cyclogénèse à l'échelle du bassin nord-est atlantique, tant d'un point de vue des dynamiques météo-atmosphériques, que de du rôle qu'elles jouent dans l'hydrologie marine.

Le deuxième chapitre est consacré à la présentation des sites d'étude répartis entre 48°N pour la pointe bretonne, et 64°N pour l'Islande. L'emboîtement des échelles spatiales est privilégié en partant des façades régionales aux sites côtiers *stricto sensu*. De façon très classique, cette présentation aborde les conditions météo-océaniques et hydrologiques, les contextes morphologique et bathymétrique, et les caractéristiques lithostructurales. Ainsi, les trois sites de l'île Vierge, de l'île de Banneg, et de Pors Carn, répartis respectivement du nord au sud Finistère, sont présentés pour la pointe bretonne. Pour l'Islande, les quatre sites de Kerling, de Reykjanestá, de Katlahraun, et de Selatanga, considérés comme étant représentatifs de la diversité des accumulations de blocs supratidaux de sommet des falaises de la presqu'île de Reykjanes, sont exposés. Le troisième et dernier chapitre est enfin consacré à la présentation des méthodes et des traitements réalisés dans le cadre de cette recherche. L'originalité de ce travail repose d'une part sur le couplage entre l'hydrologie marine et les dynamiques morphosédimentaires. Pour se faire, une batterie de mesures des conditions hydrodynamiques a été réalisée, notamment sur l'île de Banneg. Le caractère novateur de cette recherche d'un point de vue méthodologique concerne d'autre part l'utilisation de moyens aéroportés pour la prise d'images stéréoscopiques (cerf-volant et drone), et le traitement 3D qui en a découlé à partir de la technique *Structure for Motion (SfM)*.

2 La question des blocs supratidaux de tempêtes : état de l'art

Généralement, les dépôts de blocs supratidaux de tempête sont plutôt localisés dans des environnements inhospitaliers, où l'implantation de l'homme et l'épanouissement de ses activités restent difficiles. De prime abord, l'absence d'enjeux sur ces côtes donne l'impression que leur étude est démunie de tout intérêt vis-à-vis des grandes questions sociétales. Pourtant, on constate qu'au sein du système morphogénique des côtes rocheuses qui a longtemps « souffert » d'un manque d'intérêt de la part des géomorphologues (Trenhaile, 1980, 2002 ; Stephenson, 2000), les blocs littoraux font figure d'exceptions. Le nombre de travaux investiguant tous les champs qui touchent aux mécanismes de leur mise en place et à leur transport par les vagues durant les événements de forte énergie n'a cessé de croître au cours des 15 dernières années. Cette tendance est globale, touchant aussi bien les côtes rocheuses tempérées (Paris et al., 2011 ; Cox et al., 2018) que tropicales (Terry et al., 2013).

Les facteurs contrôlant ces mécanismes ont successivement été théorisés par le développement d'équations numériques (Nott, 1997, 2003 ; Lorang, 2000), des expérimentations en laboratoire (Hansom et al., 2008), des interprétations à partir de données de terrain (Bahlburg et Weiss, 2007 ; Goto et al., 2007 ; Hori et al., 2007 ; Paris et al., 2007 ; Paris et al., 2009 ; Fichaut et Suanez, 2011 ; Goto et al., 2011 ; Richmond et al., 2011a ; Naylor et al., 2016 ; Cox et al., 2017), et plus récemment par des approches combinant ces différentes méthodes (Etienne et Paris, 2010 ; Nandasena et al., 2013 ; May et al., 2015 ; Kennedy et al., 2017 ; Rovere et al., 2017).

Ce premier chapitre a pour objectif de définir les concepts généraux relatifs à l'étude des blocs supratidaux de tempête. Nous présenterons la spécificité morphodynamique de ces derniers au sein de l'ensemble de la catégorie des blocs littoraux. Enfin, nous présenterons les spécificités du forçage météo-océanique extrême de l'océan Atlantique nord-est, qui borde les sites d'étude de notre recherche doctorale.

2.1 Définitions

Les blocs supratidaux de tempêtes font partie de la famille des blocs littoraux, qui appartiennent à la catégorie des dépôts très grossiers (Blair et McPherson, 1999) au même titre que les blocs erratiques ou les blocs glaciels. Si ces derniers relèvent respectivement de processus glaciaires en milieu continental (Charpentier, 1835) et glaciels en milieu marin (Dionne, 2001), les blocs littoraux sont le résultat de dynamiques marines de haute énergie (Noormets et al., 2004 ; Hansom et Hall, 2009).

La famille des blocs littoraux comprend les blocs dits de tsunamis, et les blocs dits de tempêtes. Par définition, ces derniers s'opposent aux blocs littoraux de tsunamis, dont les dynamiques relèvent de l'action de vagues géantes « solitaires » (Bryant et al., 1992). Ils sont également à différencier des blocs littoraux résultant de processus continentaux, tels que les dynamiques de recul des versants littoraux par effondrement. Avant d'évoquer plus en détail les blocs supratidaux de tempêtes, nous les replaçons ici au sein de la catégorie des blocs littoraux de tempêtes.

2.1.1 Caractéristiques granulométriques et morphométriques

Le terme de « bloc » (*boulder* en anglais) désigne une classe granulométrique pour laquelle les sédiments sont caractérisés par un axe intermédiaire (appelé axe *b*) compris entre 25,6 et 409,6 cm ($25,6 \leq b < 409,6$ cm) (Figure 1-1).

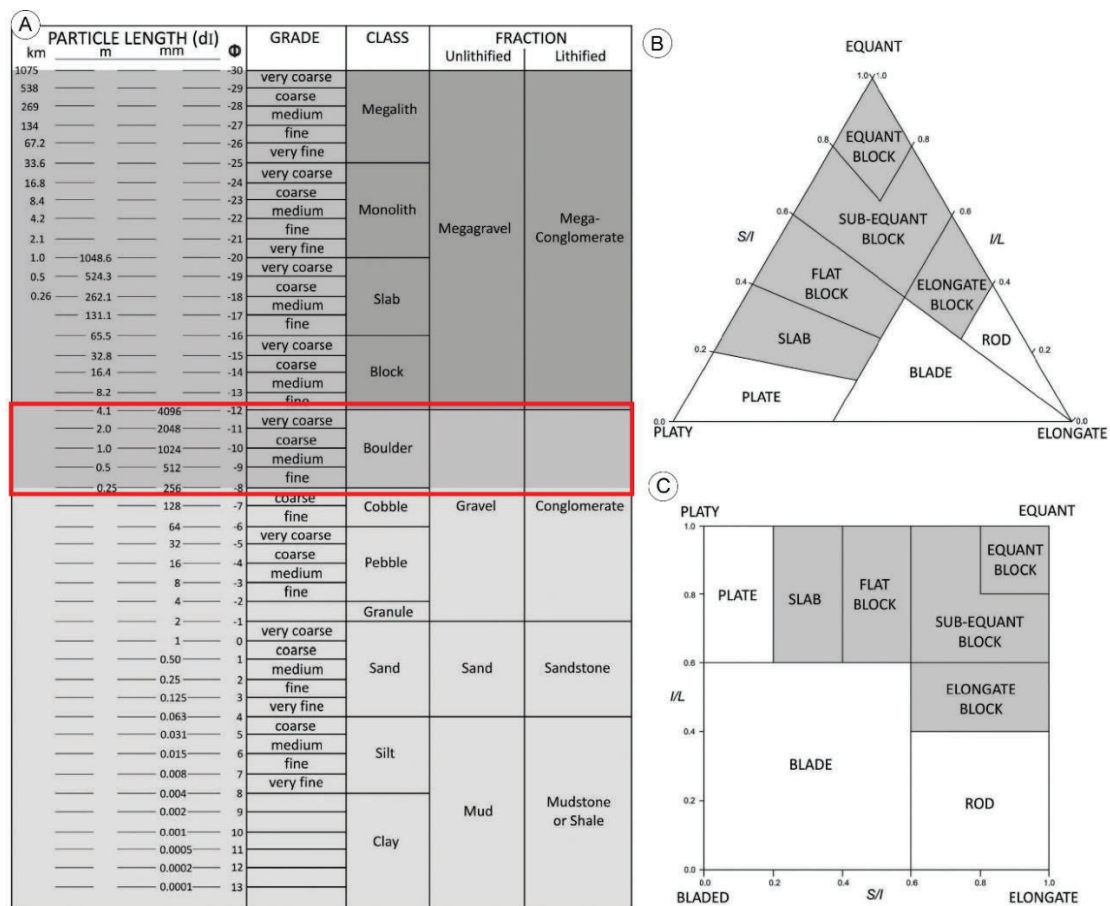


Figure 1-1. (A) Classification granulométrique élargie de Udden-Wentworth (d'après Blair et McPherson, 1999) (la classe des blocs est encadrée en rouge). (B-C) Terminologie relative à la forme des sédiments basée sur le degré d'élongation et d'aplatissement des particules. Les termes sont successivement représentés sur un diagramme en triangle (B : Sneed et Folk, 1958) et un diagramme Zingg (C ; Zingg, 1935) (source : Terry et Goff, 2014).

Au sein de cette classe granulométrique, les blocs peuvent être désignés par leur forme, selon le degré d'aplatissement, d'élongation et de sphéricité qui les caractérisent

(Figure 1-1, 1-2). Aujourd'hui encore, la désignation d'un bloc au sens granulométrique du terme est biaisée par l'utilisation d'autres termes dont le sens interfère avec des morphotypes de blocs (bloc vs dalle, boule) ou d'autres classes granulométriques (bloc vs mégabloc, plus commun dans la littérature anglo-saxonne : *boulder* vs *cobble*, *block*, *megagravel*, *megaclast*, etc.). Ces usages sémantiques imparfaits ont été pointés comme un des aspects à éclaircir par Paris et al. (2011) en raison des difficultés qu'ils génèrent dans le cadre de recensions bibliométriques par exemple. Pour y remédier, Terry et Goff (2014) ont proposé une nomenclature révisée de la tranche supérieure des sédiments grossiers telle qu'initialement présentée par Blair et McPherson (1999). Cette nouvelle nomenclature vise à standardiser l'usage de la sémantique des blocs, en dissociant clairement la terminologie relative à leur granulométrie de celle relative à leur morphologie. Pour ce faire, le terme *block* est remplacé par *meso-boulder* ($4,096 \leq b < 65,5$ m), le terme *slab* est remplacé par *macro-boulder* ($65,5 \leq b < 1048,6$ m), le terme *monolith* est remplacé par *mesolith* ($1,0486 \leq b < 33,6$ km), enfin le terme *megalith* est remplacé par *macrolith* ($b \geq 33,6$ km) (Terry et Goff, 2014). Toutefois, du fait de sa récente publication et de la persistance de(s) l'ancienne(s) classification(s), cette nouvelle nomenclature peine à être adoptée.



Figure 1-2. Quelques morphotypes de blocs littoraux. (A) blocs subquadrangulaires (presqu'île de Reykjanes). (B) bloc arrondi, cassé, lui donnant une forme de « demie-boule » (presqu'île de Reykjanes). (C) amas de blocs polymorphes, dont certains sont de forme plate, et d'autres sont triangulaires (pointe de Penmarch). (D) blocs oblongs d'origine anthropique (île Vierge).

En France, les blocs supratidaux de tempête sont appelés « blocs cyclopéens », terme pour la première fois employé par B. Hallégouët en 1984 décrivant les dépôts grossiers

au sommet des falaises de l'île de Banneg (Hallégouët, 1984). Il les qualifia ainsi en référence aux murs cyclopéens constitués d'énormes blocs de plusieurs tonnes entassés les uns sur les autres, que les civilisations antiques grecques mycéniennes érigeaient pour protéger leurs royaumes, à l'exemple de la ville fortifiée de Mycènes (Fichaut et Suanez, 2008).

2.1.2 Etagement au sein des systèmes morphogéniques rocheux

Dans le cadre d'un numéro spécial (n° 238) de la revue *Marine Geology*, Paris et al. (2011) ont dressé une typologie des blocs littoraux de tempête basée sur leur position au sein de la frange littorale (Figure 1-3). Une terminologie a été établie en fonction de leur organisation et de l'étage qu'ils occupent par rapport au niveau de la mer :

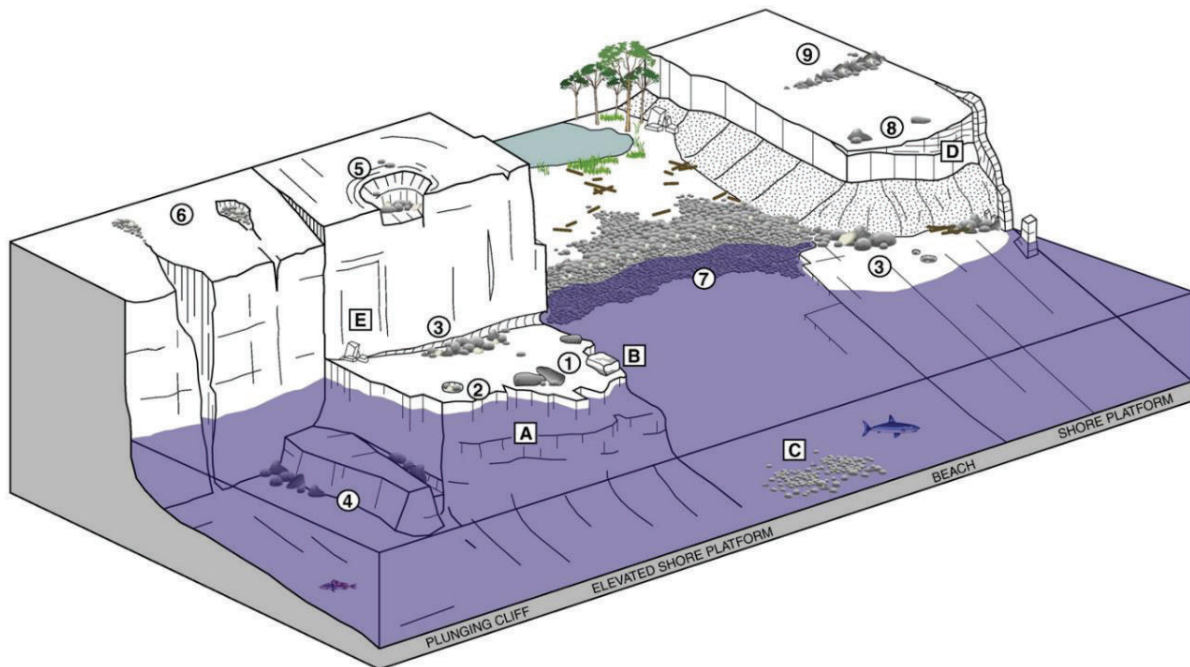


Figure 1-3. Vue schématique des différentes composantes du système morphogénique des côtes rocheuses à blocs (source : Paris et al., 2011). Les lettres représentent les sources potentielles des blocs (cf. Paris et al., 2011) et les nombres désignent les différentes dispositions dans lesquels ils peuvent se trouver : 1 : blocs de plate-forme, 2 : blocs de plate-forme piégés, 3 : cordon de blocs de plate-forme en pied de falaise, 4 : blocs infratidaux, 5-6 : blocs piégés en bordure d'escarpement de falaise ou sur la plate-forme de sommet de falaise, 7 : plage de blocs, 8 : blocs de sommet de falaise, 9 : cordon de blocs de sommet de falaise.

- Les blocs infratidaux : sont localisés sous le niveau des plus basses mers astronomiques. Ils sont probablement remaniés de manière régulière sous l'eau par les événements de très forte énergie (Paris et al., 2010). C'est le type de blocs le moins étudié, alors qu'ils doivent être les plus nombreux.

- Les blocs de plate-forme : sont disposés sur les plates-formes littorales intertidales ou supratidales (Figure 1-4). Ils peuvent être dispersés ou se présenter sous la forme d'amas anarchiques voire d'empilements de blocs imbriqués. Ils transitent sur la plate-forme avant d'être rompus et/ou piégés dans des dépressions et/ou par des ressauts topographiques. Leur remaniement par les vagues est une des causes de l'abaissement des plates-formes littorales, ainsi que la formation et l'élargissement des marmites de géants et l'abrasion des pieds de falaises le cas échéant (Moses, 2014).

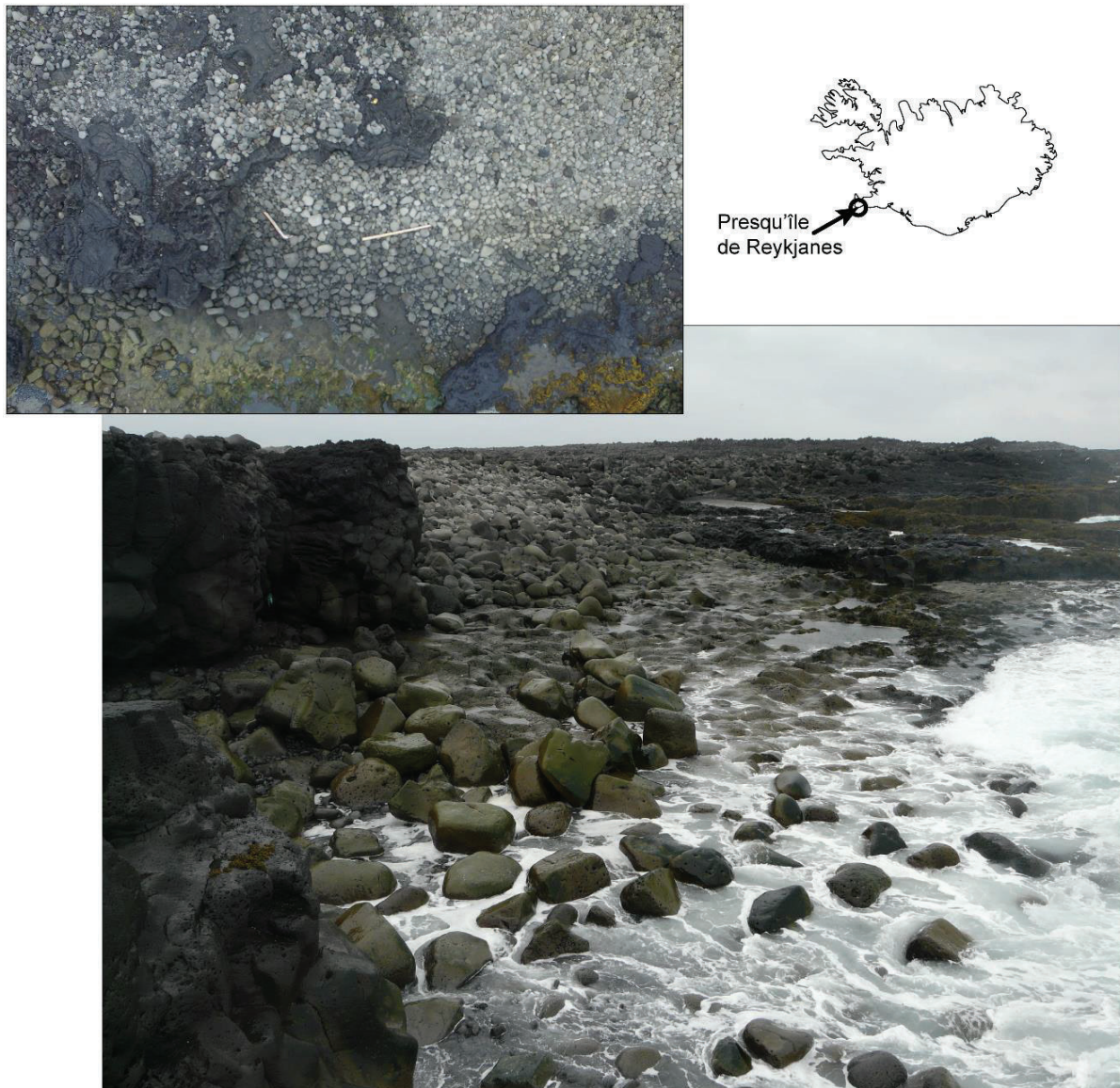


Figure 1-4. Vue oblique (bas) et aérienne verticale (haut) d'une plage de blocs alimentée par des blocs de plate-forme intertidale, sur la côte sud de la presqu'île de Reykjanès (clichés : Samuel Etienne).

- Les plages de blocs : concernent les accumulations de blocs au contact de la zone intertidale et de la zone supratidale (Figure 1-4). Si la majorité du matériel se situe souvent dans la zone intertidale, le sommet de la plage peut dépasser 10 m au-dessus du niveau des plus hautes mers astronomiques (Oak, 1984, 1986 ; McKenna, 2005 ;

Etienne and Paris, 2010). Ces dépôts sont fortement remaniés pendant les épisodes tempétueux, au cours desquels l'altitude maximale à laquelle les blocs sont déplacés marque l'intensité de l'évènement (Chen et al., 2011 ; Perez-Alberti et Trenhaile, 2015).

- Les cordons de blocs : concernent les dépôts de blocs accumulés en forme de cordons au-dessus des plus hautes mers astronomiques.
- Les blocs de sommet de falaise : sont disposés sur les plates-formes supratidales en retrait du sommet des falaises, à des altitudes pouvant dépasser 40 m au-dessus des plus hautes mers astronomiques (comme en Ecosse et en Irlande (Hall et al., 2006)) (Figure 1-5).

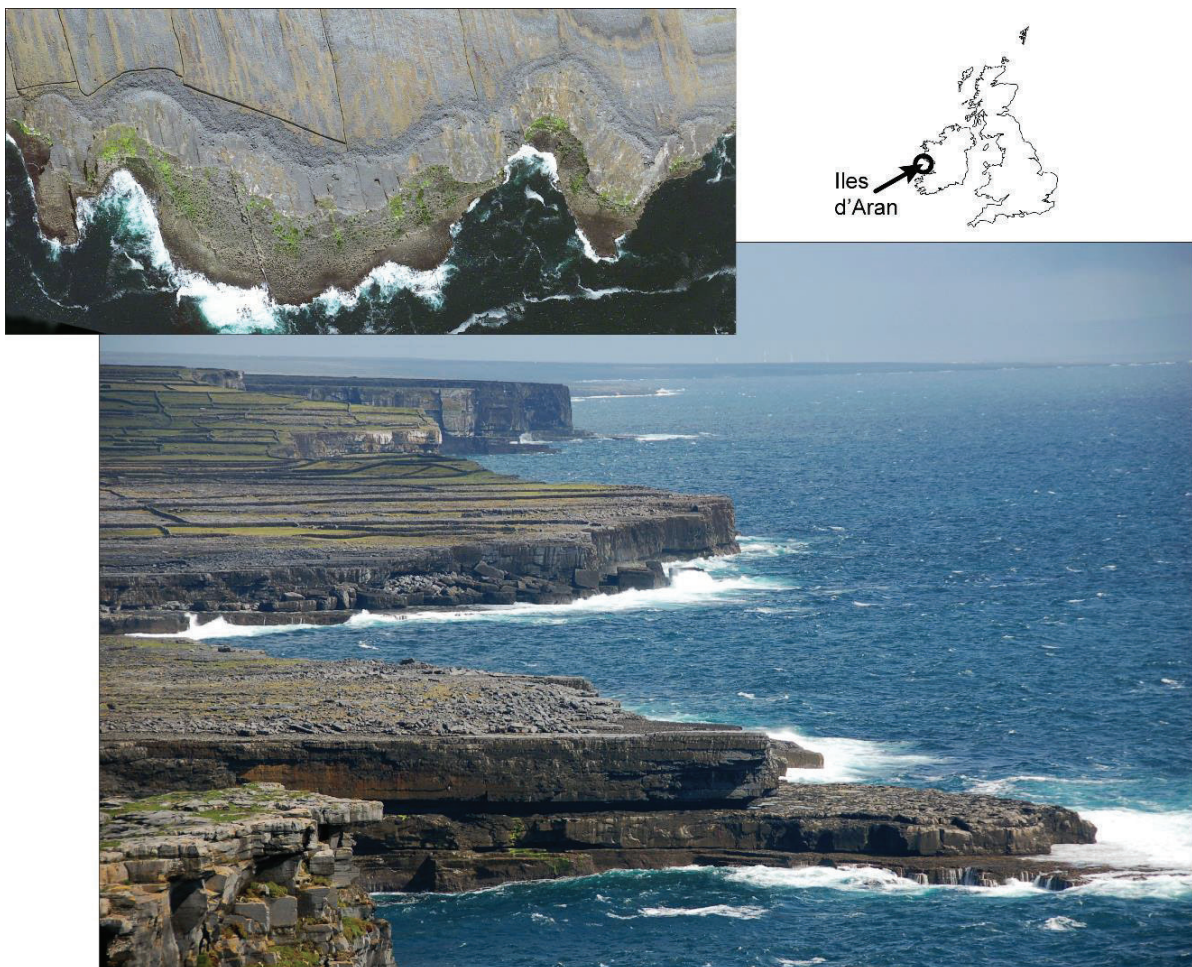


Figure 1-5. Vue oblique (bas) et aérienne verticale (haut) d'un cordon de blocs de sommet de falaise, sur l'île d'Inishmor (cliché : Nancy Wellman ; vue verticale : extrait Bing Maps).

Au sein de la typologie des blocs littoraux de tempêtes (Paris et al., 2011), les blocs supratidaux de tempêtes englobent la totalité des cordons de blocs, des blocs de sommet de falaise et les blocs de plates-formes dès lors que ces dernières se trouvent à des

altitudes supérieures aux plus hautes mers de vive-eau. Ces trois catégories forment la composante supratidale du système morphogénique des côtes à blocs.

2.1.3 Dispositions morphologiques

La disposition la plus simple se présente sous la forme de blocs isolés, appelés « *single, isolated* ou *individual boulder* » dans la littérature anglophone (Jones et Hunter, 1992 ; Dawson et Shi, 2000 ; Whelan et Keating, 2004) (Figure 1-6). Cette disposition constitue rarement une forme de dépôt de blocs supratidaux de tempêtes à part entière. Elle est souvent un stade intermédiaire entre la zone source et la zone d'accumulation qui peut se présenter sous la forme d'empilements ou d'amas anarchiques de blocs simplement imbriqués « *imbricated boulders* » (Figure 1-6).

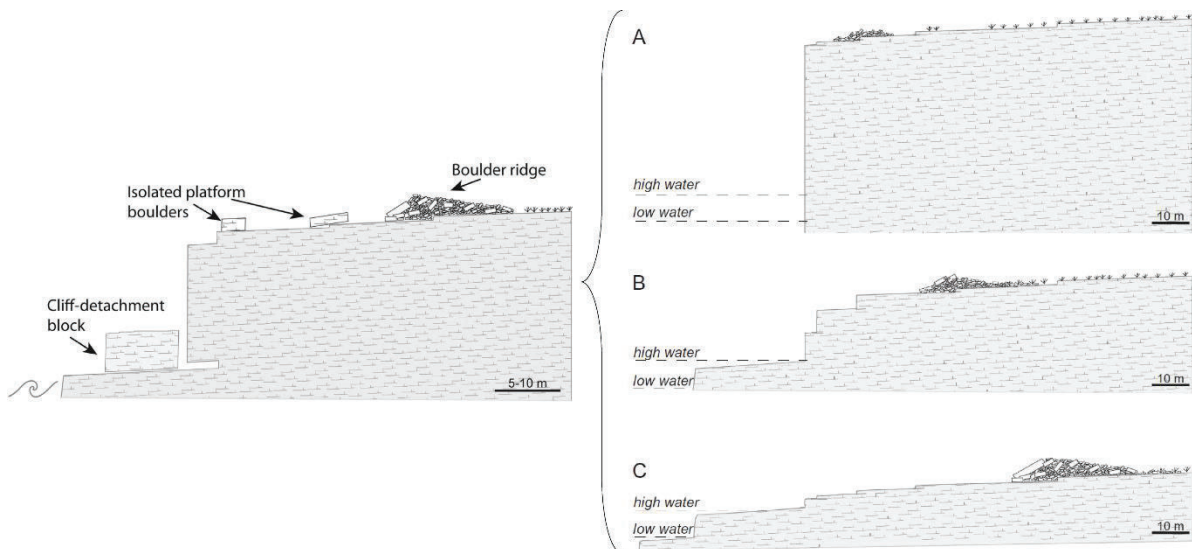


Figure 1-6. Dispositions morphologiques dans lesquels les blocs supratidaux de tempêtes sont généralement rencontrés : isolés sur les plateformes supratidales, empilés sous la forme d'amas, ou « organisé » en cordons. Les schémas de droite illustrent les différents contextes dans lesquels ces dispositions sont transposables. A : falaise plongeante, B : falaise, C : plateforme supratidale fortement à faiblement pentue (sources : Cox et al., 2017, 2018).

La forme d'accumulation la plus édifiante concerne les remparts ou barrages de blocs imbriqués que l'on trouve dans la littérature anglophone sous les termes de « *boulder ridges, imbricated boulder trains, continuous boulder ridges* ou *detrital boulder ridges* » (Nott, 1997, 2003 ; Kelletat et Schellmann, 2002) (Figure 1-6). Ces derniers s'organisent sous la forme d'alignements parallèles au trait de côte et sont constitués de blocs surimposés ou adossés les uns aux autres en formant un tuilage. Dans certains cas, il existe des systèmes de barrages multiples ; ils prennent alors l'allure de rides successives, alignées parallèlement au trait de côte comme cela a été décrit dans l'archipel de Molène en France (Suanez et al., 2009) ou sur les îles Shetland en Ecosse (Hall et al., 2006).

2.1.4 Aires de répartition géographique

Les blocs supratidaux de tempêtes sont présents sur presque tous les littoraux du globe, y compris dans des bassins maritimes à priori moins réputés pour la vigueur de leurs forçages météo-marins telle que la mer Méditerranée (Figure 1-7).

Le recoupement des observations géologiques, morphologiques, et sédimentaires menées au cours de ces travaux (Figure 1-7) a rapidement permis de faire émerger les conditions nécessaires à leur présence : (i) une pleine exposition aux vagues « extrêmes » de tempêtes, (ii) des eaux côtières profondes caractérisées par une remontée rapide des fonds, et (iii) un contexte lithostructural favorable (roche cohérente, caractérisée par de nombreuses discontinuités structurales).

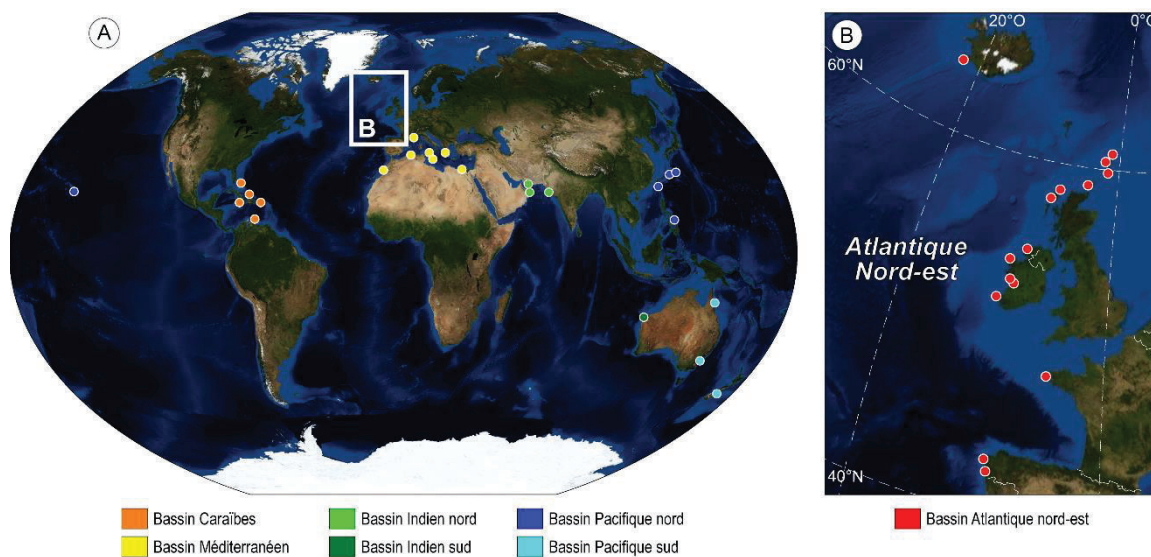


Figure 1-7. Répartition géographique des sites à blocs supratidaux ayant fait l'objet de publications scientifiques, et dont la mise en place par des vagues de tempêtes est une hypothèse vérifiée ou envisagée. (A) Monde (Caraïbes (Bahamas, Porto Rico, Jamaïque, îles de l'arc antillais), Méditerranée (Algérie, Egypte, France, Grèce, Italie, Malte, Maroc), Indien nord (Inde, Iran, Oman), Indien sud (ouest de l'Australie), Pacifique nord (Hawaii, Japon, Philippines, Taiwan), Pacifique sud (est de l'Australie, Nouvelle-Zélande)), et (B) Europe (Ecosse (Shetland, Orcades, Hébrides), Espagne (Galice), Irlande (Donegal, Mayo, Clare, Kerry), Islande (Reykjanes), France (Banneg)).

Par définition, les dynamiques morphosédimentaires des blocs supratidaux de tempête résultent de l'action des vagues générées par les dépressions inter ou extratropicales (Hall et al., 2006 ; Cox et al., 2012, 2018). Leur localisation à des hauteurs supérieures au niveau des plus hautes mers de vive-eau jusqu'au sommet de falaise, limite leur activation aux épisodes de vagues extrêmes combinées à des niveaux d'eau anormalement élevés (Noormets et al., 2004).

Sur les côtes caractérisées par des régimes de marées micro à mésotidaux, ces niveaux d'eau résultent d'une déformation du niveau marin à la côte générée par les vagues (setup + runup) et d'une surcote barométrique et/ou anémométrique importante (Shimozono et al., 2015 ; Kennedy et al., 2016). Sur les côtes caractérisées par des régimes

de marées macro à mégatidaux, la marée astronomique joue aussi un rôle important dans la génération des niveaux d'eau extrêmes en les limitant pendant les périodes de morte-eau ou en les amplifiant en période de vive-eau (Cariolet et al., 2010, Fichaut et Suanez, 2011). La combinaison de ces facteurs est à l'origine des événements météo océaniques « extrêmes » qui sont par définition des événements rares et aléatoires (Pirazzoli, 2000). Toutefois, la localisation de certaines zones sur les couloirs de circulation des dépressions inter ou extratropicales est un facteur qui augmente leur probabilité d'occurrence et par conséquent la présence des blocs supratidaux de tempêtes.

La morphologie de l'avant-côte, dont dépendent les phénomènes d'amortissement des vagues, a également été pointée comme un des facteurs déterminants dans la présence des dépôts de blocs supratidaux de tempêtes (Noormet et al., 2002 ; Hall et al., 2006). De manière générale, la dissipation de l'énergie des vagues intervient dès lors que la profondeur de la colonne d'eau (D) est inférieure à la moitié de la longueur d'onde (L) (Airy, 1841 ; Stokes, 1847). Sur les côtes caractérisées par des bathymétries plongeantes, ces phénomènes d'amortissement n'interviennent qu'au dernier moment, pendant la phase de déferlement. La quantité d'énergie libérée à la côte en présence de ce type d'environnement est de ce fait beaucoup plus importante que lorsque les vagues ont été amorties par des petits fonds (Barnett, 1968). Il a par ailleurs été montré que la réflexion des vagues sur les falaises au contexte extrêmement réfléchissant, provoquait une agitation anormale du plan d'eau et une amplification des runup verticaux, de l'ordre de 2 à 3 fois la hauteur des vagues incidentes (Carbone et al., 2013 ; Viotti et al., 2014) (Figure 1-8). Ces processus hydrodynamiques encore mal connus font à l'heure actuelle l'objet de nombreuses études (Akrish et al., 2016a, 2016b ; Herterich et Dias, 2017). Ils pourraient notamment expliquer le franchissement des falaises verticales telles qu'observées aux îles d'Aran où il a été montré que le commandement à certains endroits est supérieur à la hauteur des vagues pendant les épisodes morphogènes (Cox et al., 2018).

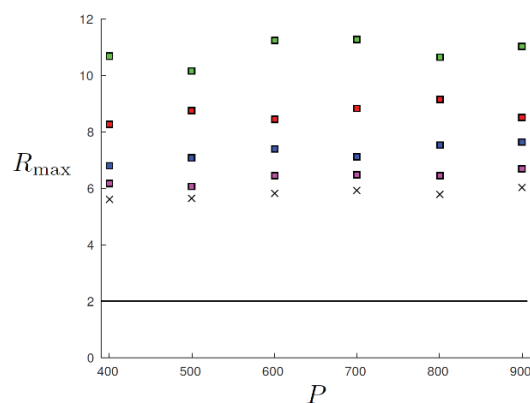


Figure 1-8. Amplification du runup maximum, en tenant compte des interactions non-linéaires entre les vagues incidentes et les vagues réfléchies, selon différents contextes bathymétriques : pente nulle (croix noires), pente de 0,25% (magenta), pente de 0,5% (bleu), pente de 0,75% (rouge) et pente de 1% (vert, équivalent au contexte bathymétrique des îles d'Aran). La courbe droite noire représente le runup calculé à partir de la théorie linéaire, et montre une très nette sous-estimation (source : Herterich et Dias, 2017).

Sur l'île de Banneg, [Sheremet et al. \(2014\)](#) ont également mesuré pendant des fortes tempêtes des ondes infragravitaires anormalement élevées au regard des processus observés précédemment dans ce type de contexte ([Bertin et al., 2018](#)). La superposition des vagues incidentes à ces ondes de basse fréquence est probablement un facteur important dans la génération de niveaux d'eau extrêmes ([Figure 1-9](#)) pendant lesquels les blocs supratidaux sont remaniés. Là encore, il s'agit d'un travail en cours ([Dodet et al., 2015, 2016, 2017](#)).

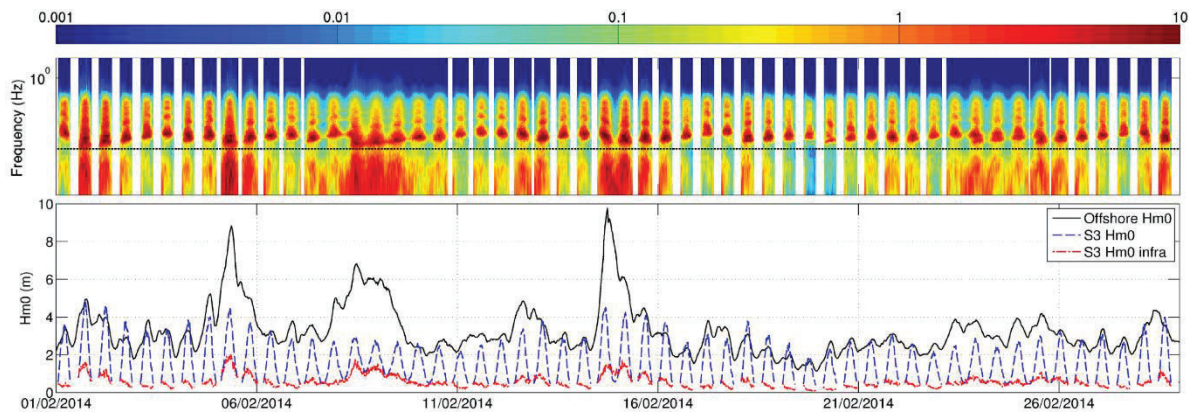


Figure 1-9. Série temporelle d'un spectre de vague calculé à partir d'un capteur de pression (S3) déployé sur l'île de Banneg au cours du mois de février 2014 (haut), et série temporelle des hauteurs de vagues mesurées par une bouée déployée à 800 mètres au large de l'île au même moment (courbe noire), sur laquelle ont été représentées les mesures de Hm0 et de vagues infragravitaires réalisées par le capteur de pression (S3). Le graphique montre des pics infragravitaires associés aux pics de Hm0 (tempêtes) (source : [Dodet et al., 2015](#)).

La remontée rapide et proche de la côte des isobathes est une caractéristique commune à tous les sites où des dépôts de blocs supratidaux de tempête ont été inventoriés ([Tableau 1-1](#)) ([Nott, 1997](#) ; [Williams et al., 2004](#) ; [Morton et al., 2008](#) ; [Suanez et al., 2009](#) ; [Etienne et Paris, 2010](#) ; [Goto et al., 2010](#) ; [Richmond et al., 2011](#) ; [May et al., 2015](#)). Par nature, elle est courante sur les littoraux des marges actives et des îles volcaniques. Dans le cas des littoraux des marges passives bordant des plates-formes continentales étendues, cette caractéristique relève plus souvent de spécificités locales comme par exemple la présence d'un paléo-versant ou d'une paléo-vallée ennoyées, l'érosion différentielle, une anomalie structurale, un contexte insulaire, etc.

Les caractéristiques lithostructurales des substrats rocheux exercent également un fort contrôle d'ordre « géologique » sur la production de blocs par les vagues de tempêtes. La nature de la roche est déterminante parce qu'elle détermine les processus d'érosion par les vagues. Le contexte lithostructural joue également un rôle important dans la taille des blocs produits et leur taux de production ([Knight et al., 2009](#) ; [Fichaut et Suanez, 2011](#) ; [Knight et Burningham, 2011](#) ; [Stephenson et Naylor, 2011a, 2011b](#)). De très bonnes correspondances ont été établies entre la taille des blocs et l'espacement des diaclases mesuré sur les zones sources ([Knight et al., 2009](#) ; [Fichaut et Suanez, 2011](#)). Les auteurs

ont aussi montré que le débitage de la roche est plus fréquent lorsque les réseaux de diaclases présentent une structure orthogonale (Stephenson et Naylor, 2011a, 2011b).

Ainsi, les blocs supratidaux s'observent sur une grande diversité de substrats, tels que des roches sédimentaires (P. ex. calcaires, grès, mudstones, marnes, etc. ; Williams et al., 2004 ; Hall et al., 2006 ; Scheffers et al., 2009 ; Kogure et Matsukura, 2010 ; Switzer et Burston, 2010 ; Shah-Hosseini et al., 2011, 2013, 2016 ; Cox et al., 2012 ; Salzmann et Green, 2012 ; Miller et al., 2013 ; Prizomwala et al., 2015 ; Piscitelli et al., 2017) ou des roches magmatiques (P. ex. basalte, ignimbrite, tuf, rhyolite, granite, etc. ; Hall et al., 2006 ; Hansom et al., 2008 ; Scheffers et al., 2009 ; Suanez et al., 2009 ; Knight et al., 2009, Knight et Birmingham, 2011 ; Etienne et Paris, 2010 ; Goto et al., 2011 ; Richmond et al., 2011).

Les joints de stratification et les diaclases des roches sédimentaires offrent des points de fragilité lors de l'attaque marine (Narr et Suppe, 1991). Il en est de même pour les roches magmatiques plutoniques dont les réseaux de diaclases sont plus denses sur les marges affleurantes du fait de la détente mécanique de la roche en réponse à la libération des contraintes lithostatiques (Segall et Pollard, 1983). Les substrats magmatiques volcaniques sont également caractérisés par des réseaux de diaclases denses dont l'espacement et l'homogénéité dépendent du type de lave et des conditions environnementales lors de leur mise en place (Peterson et Tilling, 1980). Selon leur âge, la cohérence de ces roches a également pu être affectée à plus grande échelle par des réajustements tectoniques.

Les plans de discontinuité et les fractures ont naturellement tendance à être exploités par les processus d'altération mécaniques, physicochimiques et biologiques. En ce sens, ces derniers participent à la fragilisation des substrats rocheux selon leur efficacité et le degré de sensibilité de la roche. La quantification de leurs effets a été désignée comme une des composantes essentielles à étudier pour pouvoir aborder la question des taux de production des blocs à moyen et long terme (Paris et al., 2011). Etant donnée la relative lenteur de la majorité des processus d'altération, le rôle qu'ils jouent et leur importance sont à l'heure actuelle encore très peu connus. A court, moyen et long terme, les microséismes générés par le déferlement des vagues (le bourdonnement de la Terre, ou *Earth's hum* ; Webb, 2007 ; Ardhuin et al., 2015) et les variations quotidiennes de la température de la roche engendrent par exemple une fatigue mécanique des substrats (Young et al., 2011, 2012, 2013 ; Earlie et al., 2015 ; Laute et al., 2017). L'exposition aux embruns, l'infiltration de l'eau de mer dans les diaclases et les filons d'altérites, ou encore l'ancrage des systèmes racinaires de la végétation littorale dans les discontinuités rocheuses sont également des paramètres dont il faut tenir compte dans les processus à long-terme.

Le **tableau 1-1** résume les principales caractéristiques hydro-morphosédimentaires décrites ci-dessus pour les dépôts de blocs du bassin Atlantique nord-est référencés dans la littérature scientifique.

Tableau 1-1. Caractéristiques hydro-morphosédimentaires des sites à blocs supratidaux de tempête étudiés à l'échelle du bassin Atlantique nord-est

Site	Type de dépôt ¹	Lithologie	Altitude ² (altitude max)	Distance ³ max	Spectre d'exposition	Hs annuelle tempête	Hmax enregistré ⁴	Isobathe	Marée
Islande (Reykjanes)	CTSD PB	Basalte	4-10 m (19 m)	150 m	130-270°	10 m	19 m 08/12/07	500 m	Meso
Ecosse (Shetland)	CTSD	Tuf, ignimbrite	10-25 m (40 m)	140 m	210-320°	11 m	28 m (01/01/92)	500 m	Meso
Ecosse (Orcaïdes)	CTSD	Grès	10-20 m	100 m	270-360°	11 m	29,1 (08/02/00)	1000 m	Meso
Ecosse (Hébrides)	CTSD	Gneiss	2-30 m	100 m	210-45°	12 m	29,1 m (08/02/00)	700 m	Meso
Irlande (Donegal)	PB	Granite	2-8 m	100 m	230-340°	12 m	25 m (12/02/14)	1000 m	Meso
Irlande (Mayo)	CTSD PB	Gneiss	2-8 m	250 m	210-340°	12 m	25 m (12/02/14)	400 m	Meso
Irlande (Aran islands)	CTSD PB	Calcaire	5-25 m (50 m)	100 m	200-320°	12 m	26 m (16/10/17)	300 m	Meso
Irlande (Galway)	CTSD PB	Calcaire	5-14 m	80 m	200-270°	12 m	26 m (16/10/17)	800 m	Macro
Irlande (Kerry)	CTSD PB	Granite	8-10 m	100 m	180-320°	12 m	26 m (16/10/17)	400 m	Meso
France (Banneg)	CTSD	Granite	6-12 m	60 m	220-300	10 m	23,5 (05/02/14)	1000 m	Macro
Espagne (Galice)	PB	Granite	2-4 m	100 m	200-340°	9 m	27,8 (06/01/14)	3000 m	Meso

1 : CTSD : blocs de sommet de falaise, PB : blocs de plate-forme ; 2 : au-dessus des plus hautes mers de vive-eau ; 3 : des formes érigées, depuis la ligne des plus hautes mers de vive-eau ; 4 : au large ; 5 : distance vers le large depuis la ligne des plus hautes mers de vive-eau. Les sites en gras font partie des sites étudiés dans ce travail.

2.2 De la dynamique à l'origine des blocs supratidaux

2.2.1 Une opposition « tempêtes » vs « tsunamis » ?

Les dépôts de blocs supratidaux ont depuis longtemps suscité l'intérêt des géologues et des géomorphologues littoralistes. Les chercheurs écossais ont vraisemblablement été les premiers à signaler la présence de dépôts de blocs supratidaux transportés par les vagues de tempêtes sur les côtes ouest-européennes, notamment sur les côtes à falaises des îles Shetland et Orcades et dans le nord des *Highlands* (Hibbert, 1822 ; Stevenson, 1845 ; Peach, 1864 ; Geikie, 1887). A la même époque, les travaux des géologues de la *Royal Irish Academy* affichent une première description géomorphologique des blocs supratidaux de sommet de falaise des îles d'Aran (Kinahan et al., 1871). Lors de reconnaissances visant à établir une cartographie de la lithologie de la région de Galway (Irlande), ils avaient noté la présence de « plages de blocs » (« *block beach* ») perchées sur les plates-formes sommitales des falaises d'Inishmore et d'Inishmaan. D'après leurs comptes rendus, il ne faisait à ce moment-là aucun doute que ces accumulations de blocs de sommet de falaise étaient le résultat de remaniements épisodiques par les vagues de tempêtes :

« [Inishmore, Sea Cliffs: The stones forming the "block beach" are cast up during the winter gales, and some of them are of a considerable size. A little south of Doughatna the following observation was made: "Great quarrying seems to be going on here during the gales. Blocks 30 × 15 × 4 feet tossed and tumbled about". And again, half way between Doughatna and the Glassan rock there is this note: "A block 15 × 12 × 4 feet seems to have been moved 20 yards and left on a step 10 feet higher than its original site". East and west of the Glassan rock there are two caves which run for a considerable distance inland, and connected with both are "puffing holes". The western puffing hole is 85 yards from the sea margin, and the eastern 33 yards. On the north-east side of the latter there is a small "block beach", the blocks in which have all the appearance of being yearly tossed about by the waves, while more are added to it, and we may suppose some sucked into the abyss below. Other puffing holes were observed further NW, but none so large as those just mentioned. [...]

Inishmaan, Sea Cliffs: On the west coast the sea cliffs rise in steps, as they are followed southward from Trawtagh until at Aillinera they reach their maximum height (nearly 200 feet), southward of this they gradually fall to nearly the sea level at Allyhaloo, the S.W. point of the island. Immediately south of Aillinera at a height of about 170 feet, there is a "block beach" which is continuous from this point round the west and south-east sides of the island. The cliffs below it are always in steps very similar to those described below the "block beach," on the SW of Inishmore. In one place steps were observed above high water mark of spring tides, on which the following record was made: "At Taunabruff the limestone is thin bedded, and the winter storms have formed seven low steps between the high water mark of spring

tides and the "block beach". On the west coast some of the blocks are remarkable for their size, and the distance and height to which they have been moved by the force of the waves. The following are the most notable: About one hundred yards southward of Pollnashedaun "large blocks have been quarried by the sea, the largest measured being 15 × 5 × 4". South of Taunabruff a "block 20 × 5 × 1 has been raised 20 feet and moved 31 yards from its natural site". A little south of this, near Aillyhaloo, a "block 19 × 8 × 3 was raised 5 feet and moved 8 yards; and another 27 × 9 × 4 was raised 4 feet and carried 9 yards.] »

Ces premières descriptions sont longtemps restées sans suite ; il a fallu attendre plus de 70 ans pour que la communauté scientifique commence à s'intéresser à l'étude des blocs supratidaux de tempêtes, notamment en France (Guilcher, 1959 ; Hallégouët, 1982, 1984, Fichaut et Hallégouët, 1989 ; Figure 1-10) et en Ecosse (Steers, 1973 ; Mykura et al., 1976 ; Hall, 1996).



Figure 1-10. L'île de Banneg « lessivée » après l'hiver 1989-1990. A l'occasion de cet hiver particulièrement tempétueux, les blocs supratidaux ont été remaniés sur l'intégralité de l'île (cf. Fichaut et Hallégouët, 1989 ; cliché : Bernard Fichaut, 1990).

Au même moment, l'impact des tsunamis sur les littoraux du Pacifique, notamment après la catastrophe du 22 mai 1960 (séisme de Valdivia, 9,5 Mw) sur les côtes du Chili, mais aussi à Hawaii, au Japon, en Asie du sud-est et en Polynésie, a relancé de nombreuses études visant à évaluer le risque relatif à cet aléa à l'échelle régionale (Lockridge et Smith, 1984 ; Goff et al., 2001). Dans le cadre de ces travaux, l'apport de la géomorphologie a principalement porté sur la reconnaissance des signatures morphosédimentaires de ces

vagues de très haute énergie, dont les blocs font partie intégrante, au même titre que d'autres formes d'accumulation (Dawson, 1999 ; Dawson et Shi, 2000 ; Noormets et al., 2004 ; Chagué-Goff et al., 2011 ; Goff et al., 2012). Ces travaux ont permis d'attribuer une origine tsunamigénique (dépôts aussi appelés tsunamite) à des niveaux grossiers dans des stratigraphies anciennes du Pléistocène (Moore et Moore, 1984 ; Paskoff, 1991 ; Young et Bryant, 1992 ; Hartley et al., 2001) et de l'Holocène (Dawson, 1999 ; Dawson et Shi, 2000 ; Nakata et Kawana, 1995).

Fort de son succès, cette même démarche a été suivie en Atlantique-Nord, d'abord outre-Atlantique (aux Caraïbes et aux Bahamas ; Hearty, 1997 ; Scheffers, 2002, 2005), puis sur les îles britanniques (Scheffers et al., 2009), notamment aux Shetland et sur les îles d'Aran, là où Hibbert (1822) et Kinahan et al. (1871) avaient identifié, plus d'un siècle en arrière, les blocs de sommet de falaise comme des dépôts de tempête. Scheffers et al. (2009) ont interprété l'origine « tsunamigénique » de ces blocs à partir des modèles théoriques de transport hydrodynamique. Ces conclusions ont été âprement débattues (Hall et al., 2010 ; Scheffers et al., 2010) sans qu'un consensus ait été trouvé du fait d'un manque de témoignages directs sur ces côtes reculées et de l'absence de suivi morphologique. Les éléments fournis par les auteurs n'ont pas permis de trancher dans ce débat entre « tempête ou tsunami ».

Parallèlement, les travaux menés sur les zones impactées par le tsunami de 2004 (océan Indien), et ceux de 2009 et 2011 (respectivement au sud et au nord de l'océan Pacifique) ont permis de clarifier les démarches visant à différencier l'origine des blocs littoraux. Les blocs transportés par les tsunamis sont par exemple beaucoup plus éparpillés et éloignés de leur zone source que les blocs de tempêtes. Ils ne forment en aucun cas des cordons parallèles à subparallèles à la côte à des distances de quelques mètres ou dizaines de mètres à l'intérieur des terres (Bahlburg et Weiss, 2007 ; Goto et al., 2007 ; Hori et al., 2007 ; Paris et al., 2007 ; Paris et al., 2009 ; Goto et al., 2011 ; Richmond et al., 2011). Ce constat remet en cause l'hypothèse forte que les dépôts de blocs organisés en barrages imbriqués résultent nécessairement de l'action de vagues de tsunami (Bryant et Nott, 2001 ; Bryant, 2014 ; Scheffers et Kinis, 2014). Ajoutons que d'autres auteurs avaient déjà identifié l'édification des cordons de blocs imbriqués comme la résultante de dynamiques de tempêtes (Etienne, 2007 ; Hansom et Hall., 2009 ; Suanez et al., 2009 ; Etienne et Paris, 2010 ; Fichaut et Suanez, 2011). Souvent invoqué, le tri granulométrique décroissant des blocs déposés vers l'intérieur des terres n'est jamais vraiment respecté ou alors de façon très complexe à interpréter, que ce soit dans le cas des blocs de tsunami (Goto et al., 2007 ; Paris et al., 2009 ; Richmond et al., 2011a, 2011b) ou de tempête (Hall et al., 2008 ; Suanez et al., 2009). Dans certains cas, il a toutefois été clairement établi (tsunamis : Goff et al., 2006 ; Etienne et al., 2011 ; tempêtes : Cox et al., 2017), et davantage d'investigations sont à mener pour constituer un argument de poids.

Plus récemment, l'inventaire et l'analyse des dépôts mis en place par le typhon Haiyan (2013, Philippines) ainsi que les cyclones Pam et Winston (2015 et 2016, Polynésie et Mélanésie) ont montré que les vagues de tempêtes avaient les ressources pour déplacer

des blocs de plusieurs centaines de tonnes à des distances de plusieurs centaines de mètres dans les terres (May et al., 2015 ; Kennedy et al., 2017 ; Terry et Lau, 2018). D'autre part, l'application des modèles théoriques de transport hydrodynamique sur les blocs transportés au cours de ces événements a révélé de nettes incohérences par rapport aux conditions mesurées ou calculées, remettant en cause l'utilisation de ces approches théoriques pour la caractérisation des processus hydrodynamiques responsables de la mise en place des blocs (Kennedy et al., 2017). Ces conclusions ont depuis été corroborées par les travaux menés sur les îles d'Aran, qui ont montré qu'un bloc supratidal de 620 t avait été déplacé au cours des tempêtes de l'hiver 2013-2014 (Cox et al., 2016 ; Cox et al., 2018).

Le débat qui oppose une partie de la communauté scientifique qui privilégie l'action des tsunamis à celle qui rattache ces dynamiques aux événements météo-océaniques extrêmes n'est sans doute pas terminé. On peut toutefois lui accorder d'avoir dynamisé l'étude des processus hydro-morphodynamiques intervenant dans les processus d'arrachage, de transport et de dépôt des blocs supratidaux de tempêtes. Il est d'ailleurs très probable que l'effet de l'activité cyclonique intertropicale extrême dans l'hémisphère nord qui a caractérisé la saison 2017 apportera de nouveaux éléments de réponse sur la mise en place des dépôts de blocs supratidaux des Bahamas et des Caraïbes qui font encore l'objet d'interprétations discordantes (Scheffers, 2005 ; Morton et al., 2008 ; Spiske et al., 2008 ; Khan et al., 2010 ; Atwater et al., 2012 ; Buckley et al., 2012 ; Engel et May, 2012 ; Pilarczyk et Reinhardt, 2012 ; Reinhardt et al., 2012 ; Watt et al., 2012 ; Atwater et al., 2014 ; Spiske et Halley, 2014). Compte tenu de l'effort de recherche déployé sur cette zone, les auteurs ne manqueront pas de fournir de nouvelles clés d'identification quant aux processus hydro-morphosédimentaires responsables de la mise en place des blocs supratidaux... Permettront-elles de clore le débat ?

2.2.2 Approche théorique des processus d'arrachement et de transport

A l'instar de ce qui a été décrit précédemment, l'étude des processus d'arrachement et de transport des blocs littoraux a alimenté un grand nombre de travaux théoriques basés sur des approches physiques et mathématiques. Nous l'avons vu, cette démarche est historiquement rattachée à la question de l'origine de la mise en place des blocs littoraux. Elle propose de dissocier l'action des vagues de tempête de celle des tsunamis (Nott, 2003 ; Nandasena et al., 2011). Elle a également fait l'objet d'expérimentations dans le cadre de travaux d'ingénierie relatifs à la stabilité et la longévité des ouvrages portuaires de type enrochements (Hunt, 1959 ; Wassing, 1957 ; Fritz et al., 2008 ; Hayatdavoodi et Ertekin, 2016).

Lorsqu'un bloc est soumis à un écoulement consécutif au déferlement d'une vague, son équilibre dépend de cinq forces que sont la traînée (F_d), la portance (F_l), la gravitation (F_g), la friction (F_f) et l'inertie (F_i). L'étude du moment de ces forces, dont les plus importantes sont F_d , F_l et F_g , a pour but de déterminer la vitesse minimum du flux pour

qu'un bloc passe d'un état stationnaire à un état dynamique (Nott, 2003). D'autres facteurs importants entrent en compte, tels que sa taille, sa densité, la pente et la rugosité du terrain sur lequel il se trouve (Einstein et El-Samni, 1949 ; Costa, 1983 ; Williams, 1984).

Depuis les approches pionnières de Nott (1997, 2003) et Lorang (2000), de nombreux développements théoriques ont porté sur la mise en équation des problèmes permettant de caractériser l'hydrodynamique responsable du transport et de la dislocation des blocs (P. ex. Noormets et al., 2004 ; Pignatelli et al., 2009 ; Barbano et al., 2010 ; Benner et al., 2010 ; Nandasena et al., 2011). Plusieurs formulations ont été proposées en fonction de la position de stationnement avant transport (*pre-transport setting* ; bloc libre submergé, bloc libre subaérien, ou bloc encastré dans le substrat) ou du mode de transport (par glissade, basculement, ou soulèvement) (Figure 1-11).

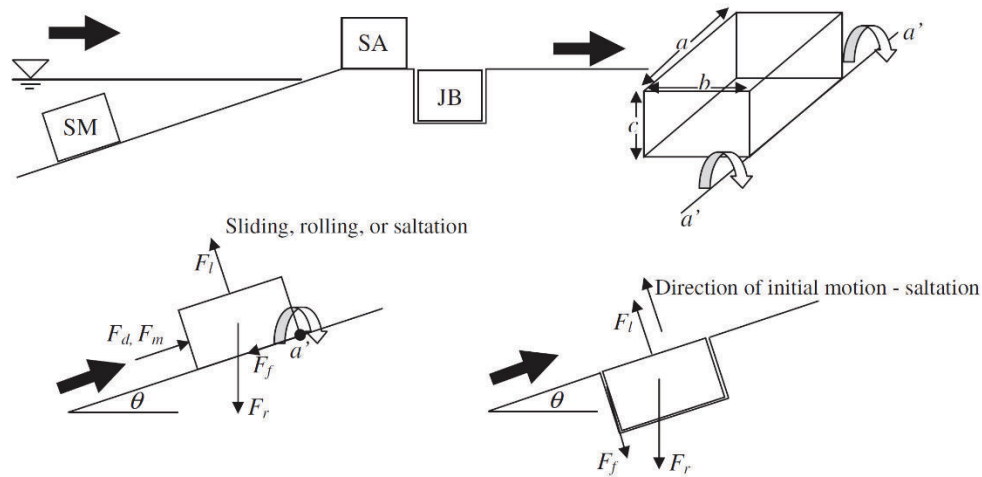


Figure 1-11. Présentation des différents scénarios pour lesquels des équations de transport ont été formulées. Les flèches noires indiquent la direction du flux. SM : bloc submergé, SA : bloc subaérien, JB : bloc encastré ; a , b et c désignent les trois axes du bloc ; a' - a' indique l'axe de pivot ; θ est la pente ; F sont les forces qui gouvernent l'équilibre du bloc (d : drag, m : inertia, l : lift, f : static friction, r : restraining) (source : Nandasena et al., 2011).

Les équations de Nandasena et al. (2011), inspirées des équations de Nott (1997, 2003), sont les plus utilisées du fait de leur fonctionnalité (Nandasena et al., 2013 ; Weiss et Diplas, 2015 ; Kennedy et al., 2017). Elles reposent sur l'estimation des vitesses de flux minimum pour initier le mouvement d'un bloc. Quatre équations sont proposées par les auteurs pour répondre aux sept scénarios envisagés :

- Glissade d'un bloc submergé ou subaérien (scénarios 1 et 2) :

$$u^2 \geq \frac{2(\rho_s/\rho_w - 1)gc(\mu_s \cos \theta + \sin \theta)}{C_d(c/b) + \mu_s C_l} \quad \text{Eq. 1}$$

- Basculement d'un bloc submergé ou subaérien (scénarios 3 et 4) :

$$u^2 \geq \frac{2(\rho_s/\rho_w-1)gc(\cos \theta+(c/b) \sin \theta)}{C_d(c^2/b^2)+C_l} \quad \text{Eq. 2}$$

- Soulèvement d'un bloc submergé ou subaérien (scénarios 5 et 6) :

$$u^2 \geq \frac{2(\rho_s/\rho_w-1)gc \cos \theta}{C_l} \quad \text{Eq. 3}$$

- Soulèvement d'un bloc encastré (scénario 7) :

$$u^2 \geq \frac{2(\rho_s/\rho_w-1)gc(\cos \theta+\mu_s \sin \theta)}{C_l} \quad \text{Eq. 4}$$

où u est la vitesse d'écoulement (m.s^{-1}) ; b et c sont les axes b et c du bloc (mètres) ; ρ_s est la densité du bloc (kg/m^3 , diffère selon le substrat d'origine) ; ρ_w est la densité de l'eau (kg/m^3 , diffère selon la localisation) ; C_d est le coefficient de traînée (diffère selon que le bloc soit submergé ou subaérien) ; C_l est le coefficient de portance (constante) ; θ est la pente du sol/fond à la position du bloc avant transport ; μ_s est le coefficient de frottement statique (d'usage, constant ; il peut être paramétré au cas par cas) ; et g est l'accélération de la pesanteur (m.s^{-2} , constante) (Nandasena et al, 2011).

Engel et May (2012) ont également revisité les équations de Nott (1997, 2003) afin d'estimer la hauteur des vagues requises pour détacher un bloc à la roche mère, tel que :

$$H_t \geq \frac{(\rho_s-\rho_w)V(\cos \theta+\mu_s \sin \theta)}{0.5 \rho_w C_l a b q} \quad \text{Eq. 5}$$

où H_t est la hauteur de la vague de tempête (m) ; V est le volume du bloc (m^3) ; a est l'axe a du bloc (m) ; et q est le coefficient surfacique du bloc (0 à 1, cf. Khan et al., 2010). Les auteurs proposent ensuite d'appliquer un coefficient 2 à ρ_w pour dissocier l'action des vagues de tsunami (H_r), qui charrient davantage de matériel et seraient donc quatre fois plus denses que les vagues générées par le vent (coefficient 0,5 pour H_t) (Engel et May, 2012).

Ces formules ont, depuis leur première parution, été largement utilisées pour estimer les vitesses de flux et/ou les hauteurs des vagues requises pour déloger ou transporter des blocs littoraux. L'objectif était de donner une indication sur leur origine la plus probable au regard des vitesses de flux et/ou des hauteurs de vagues obtenues (Nott, 2003). Toutefois, la multiplication récente des observations avant/après tempêtes a remis en question cette approche en montrant que des blocs de très grande taille pouvaient être déplacés par des vagues de tempête. En 2008, la masse maximale des blocs « théoriquement transportables » par des vagues de tempête était évaluée à 50 tonnes (Hall et al., 2008). L'origine de ces blocs, localisés sur les îles d'Aran en Irlande, était

toutefois remise en question (Scheffers et al., 2009). Plus récemment, May et al. (2015) puis Kennedy et al. (2017) ont montré que les vagues générées par le typhon Haiyan en novembre 2013 avaient transporté des blocs avoisinants les 200 tonnes sur la côte ouest des Philippines (Figure 1-12). Au même moment, Cox et al. (2017, 2018) ont rapporté le transport de plusieurs blocs de ≈ 400 tonnes et d'un bloc de 620 tonnes pendant les tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur les îles d'Aran (Figure 1-12). Ces masses de blocs transportés par des vagues de tempêtes sont du même ordre, voire supérieures à celles rapportées pour les blocs transportés par les tsunamis de l'océan Indien de 2004 (≈ 85 t ; Paris et al., 2009), des îles Kouriles de 2006 ($\approx 37,5$ t ; Bourgeois et MacInnes, 2010) et de Tohoku-Oki de 2011 (≈ 140 t ; Nandasena et al., 2013). Elles restent néanmoins en-deçà des masses correspondant aux blocs mis en place par les mégatsunamis des Tonga (préhistorique) (≈ 1600 t ; Frohlich et al., 2009), du Cap Vert il y a environ 73000 ans (≈ 700 t ; Ramalho et al., 2015), et de Yaeyama de 1771 (≈ 500 t ; Imamura et al., 2008).

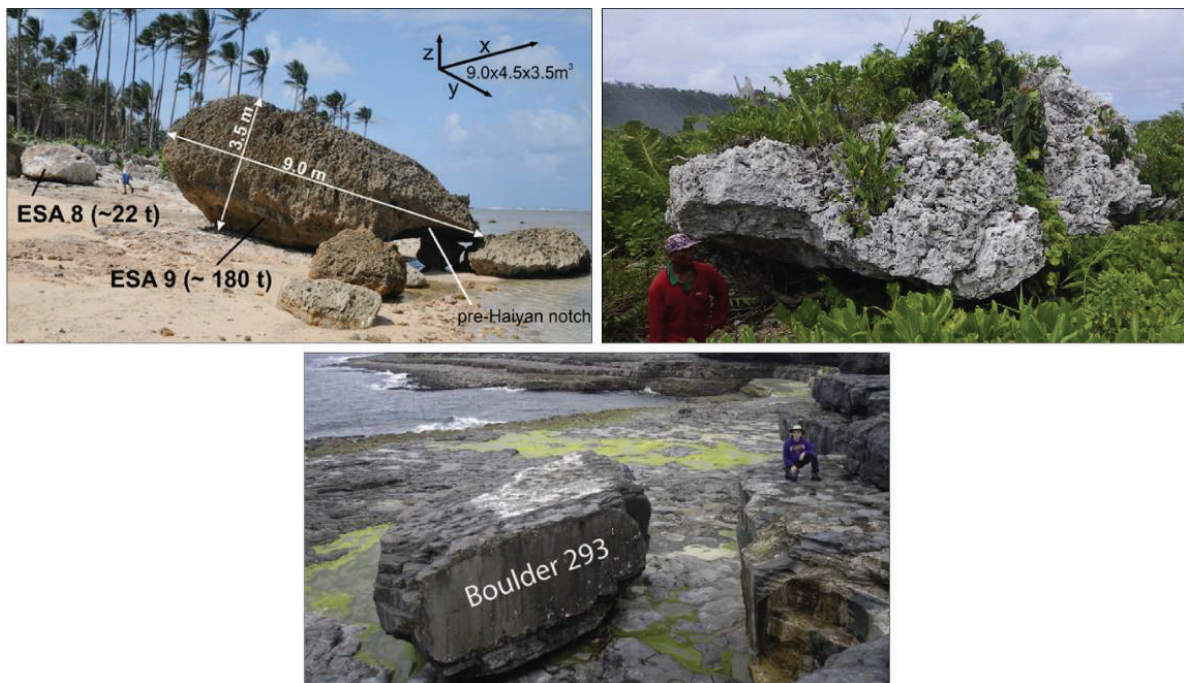


Figure 1-12. Preuves récentes du transport de blocs de très grande taille par des vagues de tempêtes. En haut, après le passage du typhon Haiyan aux Philippines (à gauche, un bloc de ≈ 180 t (source : May et al., 2015), à droite, un bloc de ≈ 208 t (source : Kennedy et al., 2017)), en bas, après l'hiver 2013-2014 sur les îles d'Aran, un bloc de ≈ 620 t (source : Cox et al., 2018).

Les auteurs de ces études en ont conclu que la tranche supérieure de la masse des blocs pouvant être transportés par les vagues de tempêtes recouvrait désormais trop largement celle des blocs mis en place par des tsunamis pour pouvoir identifier leur origine à partir des seules équations théoriques de transport (Kennedy et al., 2017 ; Cox et al., 2018). Toutefois, les résultats des premiers travaux proposant une calibration spécifique des équations sur chaque site d'étude, notamment à partir d'expérimentations hydro-morphodynamiques, semblent indiquer une estimation des vitesses de flux plus

proches de la réalité (Nandasena et al., 2013 ; Kennedy et al., 2017 ; Rovere et al., 2017). L'amélioration de ces équations constitue un facteur clé pour l'étude des processus d'arrachement et de transport de blocs. Avec les progrès constants de la rétro-modélisation des niveaux d'eaux extrêmes et de l'hydrodynamique associée à la propagation et au déferlement des vagues sur les plates-formes rocheuses (Rovere et al., 2017 ; Poate et al., 2018), ces équations, une fois reprises, devraient permettre d'aborder à court terme la fréquence du remaniement et les taux de production des blocs littoraux (érosion).

2.2.3 Un proxy pour l'étude des conditions hydrodynamiques

Bien que les premières descriptions de blocs littoraux en tant que potentiels indicateurs morphologiques de l'intensité des vagues extrêmes de tempêtes datent du début du 20^e siècle (Hedley et Taylor, 1907), très peu de travaux se sont penchés sur cette thématique de recherche. La finalité de cette approche est de calibrer une métrique relative à chacun des blocs ou un groupe de blocs afin de les utiliser comme un véritable proxy des dynamiques météo-océaniques.

Malgré les critiques formulées par certains auteurs quant à une utilisation *stricto sensu* des approches théoriques décrites dans la section précédente (Kennedy et al., 2017 ; Cox et al., 2018), les indications qu'elles apportent constituent tout de même un indicateur fiable de l'intensité des tempêtes sur le long terme. Comme l'ont montré Lau et al. (2016) et Terry et Lau (2018), combiné à une datation de blocs coralliens, le recours à la modélisation des forces hydrodynamiques nécessaires à l'arrachage et au transport de blocs a permis de reconstituer à des échelles pluricentennales la chronologie et l'intensité des épisodes de vagues extrêmes sur l'atoll de Makemo, dans l'archipel des Tuamotu, et l'île de Taveuni à Fidji. Ces travaux se sont tous deux basés sur un événement morphogène dit « analogue de référence » pour calibrer les valeurs de vitesse de flux calculées. Ce proxy a ensuite été utilisé pour jauger les forces hydrodynamiques qui ont été nécessaires pour déplacer d'autres blocs inventoriés dans la même région. Une approche semblable a été menée sur les blocs supratidaux de l'île d'Eleuthera aux Bahamas (Rovere et al., 2017), datés de l'Eémien tardif (MIS 5e) (Figure 1-13) (Hearty, 1997 ; Hearty, 2002 ; Hearty et Tormey, 2017). A partir de plusieurs blocs que les auteurs interprètent comme la signature sédimentaire de tempêtes extrêmes, ce travail a montré que les conditions de tempêtes actuelles dans la région Caraïbes sont probablement proches de celles de l'Eémien tardif, pourtant caractérisées par une activité cyclonique intense dans cette région (Hansen et al., 2016). L'application des modèles théoriques de transport de blocs a en effet révélé que ces blocs auraient pu être transportés par les vagues générées pendant les ouragans de 1991, 1992 et 2012 (respectivement « *Perfect Storm* », « *Hurricane Andrew* » et « *Hurricane Sandy* »).

Si la datation d'organismes carbonatés permet d'affiner les chronologies d'activation de blocs en milieu intertropical, cette approche n'est pas directement exploitable en

milieu tempéré, où les substrats rocheux ne sont pas issus et/ou sont généralement dépourvus de bioconstructions.

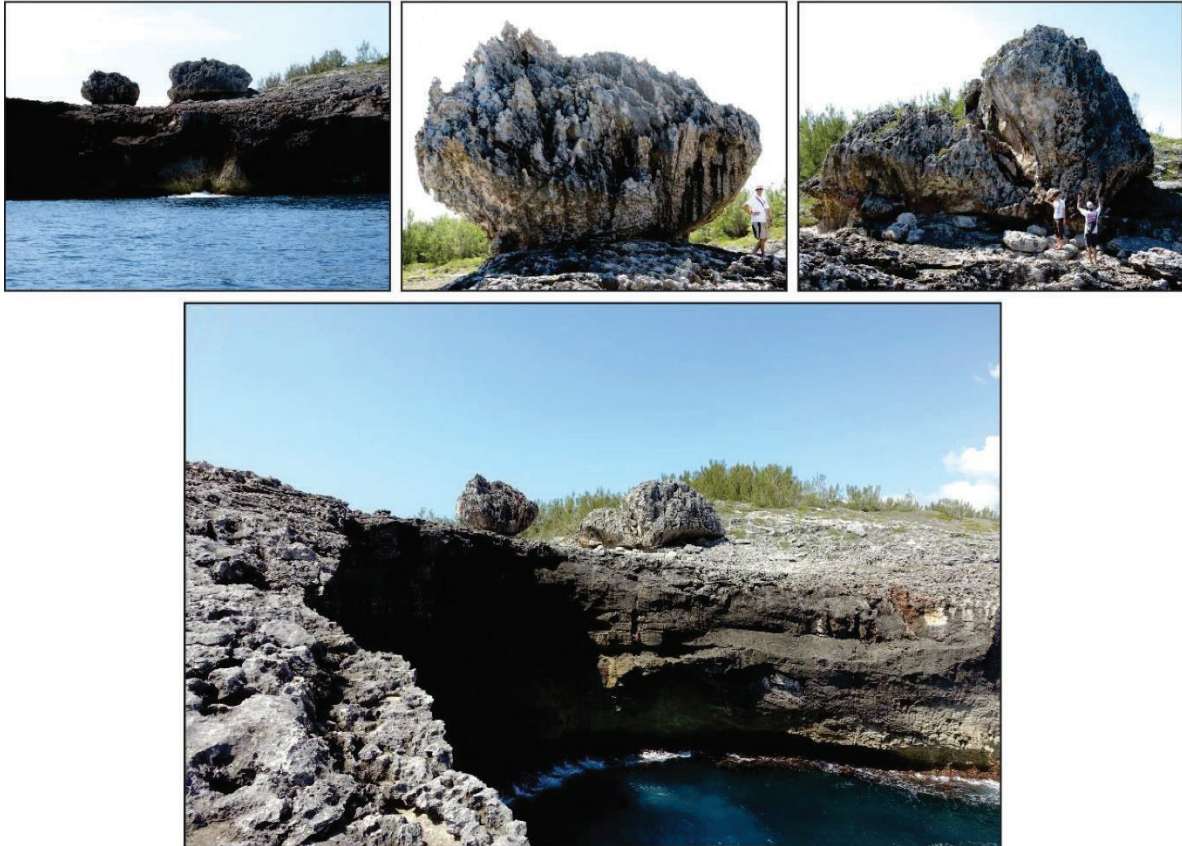


Figure 1-13. Les blocs d'Eleuthera, aux Bahamas, incarnent la vigueur des tempêtes de l'Eémien tardif dans cette région. Des travaux récents ont montré qu'à niveaux marins relatifs similaires, ils auraient tout aussi bien pu être transportés par des tempêtes actuelles (Ouragans de 1991 « *Perfect Storm* », de 1992 « *Hurricane Andrew* » et de 2012 « *Hurricane Sandy* ») (source : [Rovere et al., 2017](#)).

2.3 Climatologie météo-océanique et vagues extrêmes en Atlantique nord-est

2.3.1 Climat de houles et tempêtes à l'échelle nord-atlantique

2.3.1.1 Climatologie moyenne

A partir des années 2000, avec la multiplication des systèmes de mesure satellitaires et la réduction des erreurs dans les modèles de vagues océaniques, la caractérisation fiable du climat des vagues océaniques à l'échelle régionale, comme de sa variabilité à long terme, est devenue possible ([Dodet et al., 2010](#)). Nous fournissons ici les éléments relatifs à la climatologie moyenne des forçages météo-océaniques du bassin Atlantique nord-est calculée à partir des données de la base d'états de mer simulés ANEMOC, issues du modèle spectral TOMAWAC ([Benoit et al., 1996](#)). Cette base de données a été développée conjointement par le CETMEF (devenu le centre d'études et d'expertise sur les risques, l'environnement, la mobilité et l'aménagement (CEREMA)) et le laboratoire national

d'hydraulique et environnement (LNHE, EDF) afin de proposer, entre autres, des données continues d'états de mer couvrant le nord-est de l'Océan Atlantique (mais aussi la Manche, la Mer du Nord et la Mer Méditerranée) à une résolution spatiale de $0,5^\circ$ (Benoit et Lafon, 2004 ; Benoit et al., 2008 ; Morellato et Benoit, 2009). Les résultats présentés ci-dessous sont représentatifs de la période 1960-2000, pendant laquelle les paramètres de vagues ont été calculés avec un pas de temps de 6h (Morellato et al., 2010).

La moyenne annuelle des H_s à l'échelle du bassin Atlantique nord-est montre une forte variabilité latitudinale, caractérisée par des H_s plus élevées dans la partie nord (latitude $> 48^\circ\text{N}$), et décroissantes à mesure que l'on se dirige vers le sud (latitude $< 48^\circ\text{N}$) (Figure 1-14). Les valeurs les plus élevées sont observées dans la région centre-nord du bassin, avec des H_s annuelles moyennes de l'ordre de 3 à 4 m au large des îles britanniques et de l'Islande. Du fait de la grande extension du plateau continental dans la région de la mer Celtique, les H_s annuelles moyennes sont légèrement plus faibles au niveau du sud de l'Angleterre et de la Bretagne (H_s annuelles moyennes de l'ordre de 2,5 à 3 m). Ces valeurs restent stables jusqu'au sud de la Galice ($\approx 42^\circ\text{N}$), puis décroissent faiblement en allant vers le sud (Figure 1-14).

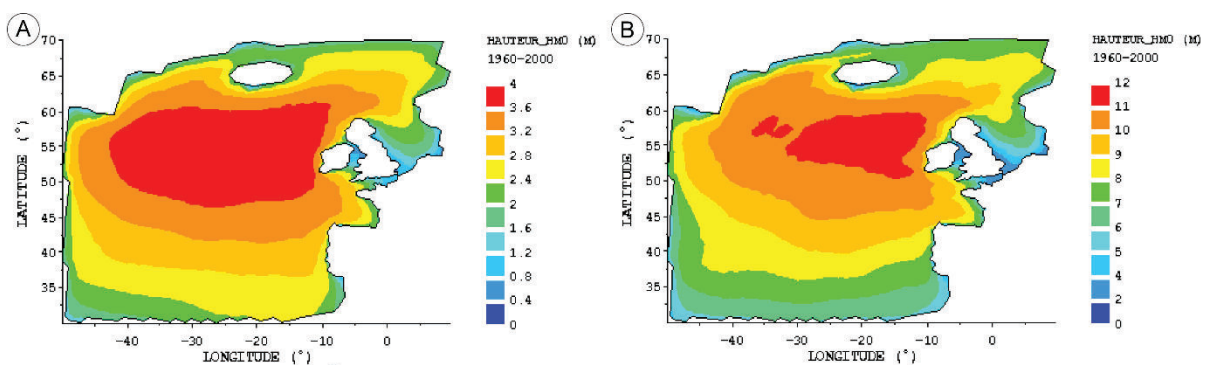


Figure 1-14. Climat de vagues en Atlantique nord-est. (A) H_s annuelles des vagues moyennées sur la période 1960-2000. (B) $H_s \geq 99^{\text{e}}$ percentile annuelles des vagues moyennées sur la période 1960-2000 (source : Morellato et al., 2010).

Les conditions les plus énergétiques se rencontrent dans la région nord-est du bassin, à l'ouest des îles britanniques, entre la latitude du sud de l'Irlande ($\approx 52^\circ\text{N}$) et du nord de l'Ecosse ($\approx 59^\circ\text{N}$). La valeur moyenne annuelle du 99^e percentile des H_s (H_{s99}) y est de 12 m (Figure 1-14). Vient ensuite la région nord, avec des H_{s99} de 10 à 11 m au sud de l'Islande et sur les îles Féroé. La région sud-est est quant à elle caractérisée par une agitation moins importante, avec des H_{s99} de 8 à 10 m entre la latitude de la Cornouaille anglaise ($\approx 50^\circ\text{N}$) et du nord du Portugal ($\approx 42^\circ\text{N}$). Les valeurs des H_{s99} chutent ensuite dans la région sud-est, avec des H_{s99} inférieures à 6 m à partir de la latitude de Porto ($\approx 41^\circ\text{N}$) (Figure 1-14).

2.3.1.2 Vagues extrêmes de tempêtes

La région nord-est de l'océan Atlantique est connue pour être soumise à des conditions tempétueuses particulièrement intenses (Figure 1-15). Elle est caractérisée

par les plus grandes hauteurs de vagues mesurées à l'échelle planétaire (hauteurs significatives, H_s , et hauteurs individuelles, H_{max}). La valeur maximale de H_s mesurée *in situ* est de 19 m (Hansom et al., 2015). Cette mesure a été effectuée le 4 février 2013 par une bouée située à proximité du Banc de Rosemary, au nord-ouest de l'Ecosse (59°N, 11°O). Elle a dépassé le précédent maximum qui datait de février 2000, avec une H_s de 18,5 m mesurée par un navire océanographique britannique près de Rockall, déjà au nord-ouest de l'Ecosse (57,60°N, 13,70°O) (Holliday et al., 2006), mais reste en-deçà du maximum mesuré par télédétection (H_s de 20,1 m pendant la tempête Quirin de février 2011 au milieu de l'Atlantique nord (Hanafin et al., 2012)). D'autres valeurs de H_s comprises entre 15 et 18 m ont également été établies à plusieurs reprises par des bouées au large de l'Irlande et au sud-ouest des Îles Féroé (Hansom et al., 2008).



Figure 1-15. Déferlement d'une vague « géante » à quelques centaines de mètres du village de Sennen pendant la tempête Petra (5/02/2014). Le sommet de la pointe se trouve à 67 m au-dessus du niveau de la mer (cliché : Jack Neale).

Individuellement, des vagues beaucoup plus grandes ont pu être mesurées en Atlantique nord-est. Ce fut par exemple le cas de la célèbre « vague du nouvel an », dont la hauteur de 25,6 m a été enregistrée le 1 janvier 1995 par les capteurs de la plateforme pétrolière Draupner, au large de la Norvège (58,11°N, 2,28°E) (Haver, 2004). De même, les bouées déployées au sein du réseau ouest européen ont permis de mesurer des H_{max} à hauteur de 28 m au large des îles Shetland (1 janvier 1992), 25 m au large des îles d'Aran (12 février 2014), 23,5 m à la pointe de la Bretagne (5 février 2014) et 27,8 m au large de la pointe galicienne (6 janvier 2014). Ces valeurs sont toutefois à relativiser, puisque ces

instruments n'effectuent pas tous des mesures en continu. Certaines de ces bouées ont également été dimensionnées pour mesurer des états de mer moyens, et du fait de leur taille et/ou poids, ont tendance à sous-estimer les valeurs les plus fortes. Enfin, une mesure avec un *Hmax* de 29,1 m encore a été effectuée par le navire océanographique britannique précédemment évoqué lors de la même mission de février 2000, avec un *Hmax* de 29,1 m (Holliday et al., 2006).

2.3.1.3 Dynamique météo-atmosphérique et variabilité du climat de vague

Les vagues observées dans le bassin océanique Atlantique nord-est sont générées par les vents des centres dépressionnaires nord-atlantiques. Cette dynamique météo-atmosphérique est en grande partie régie par l'oscillation nord-atlantique (ONA) (Hurrell, 1995). Ce phénomène climatique caractérise le gradient de pression entre le « maximum des Açores » et le « minimum d'Islande » (Figure 1-16). Il est le plus souvent exprimé sous la forme d'un indice calculé à partir de la différence de pression normalisée entre Lisbonne et Reykjavik. En été, l'anticyclone des Açores a tendance à remonter dans l'Océan Atlantique nord, régulant à la baisse la circulation cyclonique, alors qu'en hiver, il a tendance à se positionner plus au sud, laissant le champ libre à la circulation cyclonique (Hurrell et al., 2001). Cette dynamique saisonnière présente toutefois une forte variabilité interannuelle dont les répercussions sur les dynamiques météo-atmosphériques d'une année à une autre sont fortes. Nous présentons ici la composante hivernale (mois de décembre, janvier, février et mars).

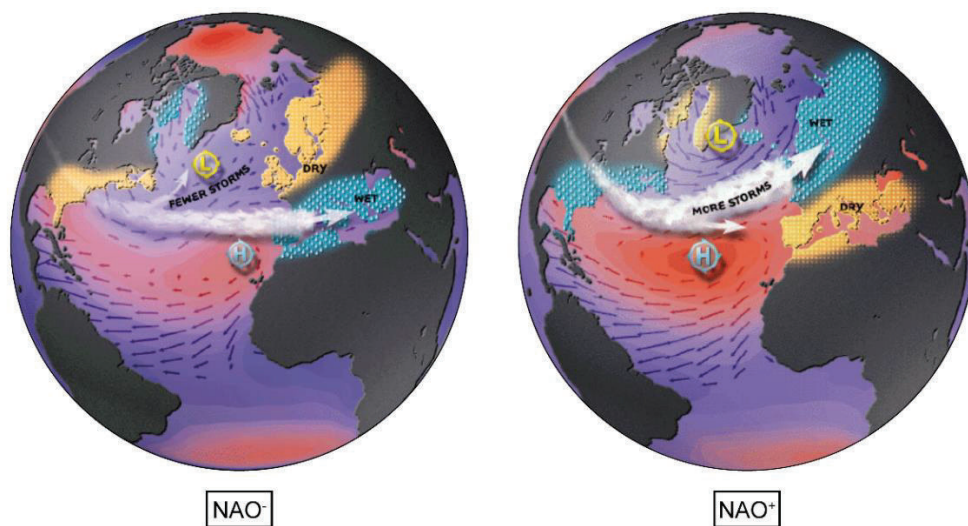


Figure 1-16. Représentation simplifiée des effets de l'anomalie positive et négative de l'ONA sur les dynamiques météo-atmosphériques de l'Atlantique nord (source : NOAA).

Dans le cas d'un indice hivernal ONA négatif (ONA-), la moyenne des pressions mesurées au maximum des Açores est plus faible ou conforme à sa normale saisonnière pendant que la moyenne des pressions mesurées au minimum d'Islande est plus haute ou conforme à sa normale saisonnière (Figure 1-16). Un hiver « ONA- » est généralement

caractérisé par des températures froides et de faibles précipitations au nord de l'Europe (grossoirement de la Bretagne au cercle polaire arctique), tandis que le sud de l'Europe et le littoral de la Méditerranée reçoivent l'essentiel des perturbations et les précipitations qui leur sont associées (Figure 1-16). Un indice hivernal ONA positif (ONA+) résulte au contraire d'une pression moyenne plus élevée que la normale saisonnière au maximum des Açores, combinée à une pression moyenne plus basse que la normale saisonnière au minimum d'Islande (Figure 1-16). Cette situation conduit à une intensification de la circulation atmosphérique cyclonique dans l'Atlantique nord, favorable au développement des centres dépressionnaires. Il en résulte généralement des hivers doux et humides au nord de l'Europe, caractérisés par une plus grande fréquence des tempêtes, et des hivers doux et secs au sud de l'Europe et sur le littoral méditerranéen (Figure 1-16).

Du fait de sa saisonnalité et de sa variabilité interannuelle, l'ONA est longtemps apparu comme le mécanisme principal pour expliquer le changement des conditions de houles observées en Atlantique nord-est (Bacon et Carter, 1993 ; Bauer, 2001 ; Wang et Swail, 2001 ; Woolf et al., 2002 ; Betts et al., 2004 ; Challenor et al., 2006 ; Dodet et al., 2010). En effet, une forte variabilité saisonnière des *Hs* est observée selon un gradient nord-sud. Il en résulte des hauteurs et des périodes de vagues sensiblement plus élevées en hiver qu'en été, avec en moyenne des différences de l'ordre de 4,5 m à 55°N, 3,5 m à 45°N et 2,5 m à 35°N (Dodet et al., 2010). La variabilité interannuelle des *Hs* est plus modérée, avec des écarts types de 0,55 m à 55°N, 0,37 m à 45°N et 0,24 m à 35°N. Toutefois, il a été montré que ce sont majoritairement les valeurs supérieures au 90^e percentile des *Hs* (*Hs*₉₀) qui contribuent à cette variabilité (écarts types de 0,66 m à 55°N, 0,50 m à 45°N et 0,34 m à 35°N), suggérant des *Hs*₉₀ beaucoup plus importantes certaines années que d'autres (Dodet et al., 2010 ; Dodet, 2013). Aux hautes et moyennes latitudes (> 50°N), une très bonne relation a été trouvée entre les indices normalisés de l'ONA et des *Hs* annuelles moyennes ((P. ex. $r = 0,86$ à 55°N). Bien que significative, cette relation est moins importante aux basses latitudes ($0,38 < r < 0,55$ entre 35 et 45°N) (Dodet et al., 2010).

En partant de ce principe, de nombreux auteurs travaillant sur les dynamiques littorales des côtes ouest-européennes ont tenté de lier leurs observations morphodynamiques à l'indice ONA. Thomas et al. (2010, 2011) ont par exemple établi un lien entre la rotation des plages de l'ouest du Pays de Galles et la variabilité pluridécennale de l'ONA. Un peu plus au sud, Masselink et al. (2014) ont aussi expliqué les dynamiques à moyen terme des barres intertidales des plages de Perranporth par l'alternance des phases ONA+ et ONA-. Sur la côte ouest de l'Irlande, O'Connor et al. (2011) ont expliqué de la même manière les tendances à long terme de la dynamique du trait de côte. Plus proche de notre problématique, Hansom et al. (2009) ont également pu associer les périodes « ONA+ » à des phases de construction des cordons de blocs de sommet de falaise des îles Shetland.

Si l'ONA semble être un indicateur satisfaisant des tendances morphodynamiques à long terme outre-Manche, un lien statistique significatif entre les dynamiques morphologiques littorales et l'alternance des phases ONA+ et ONA- n'a pas pu être établi par les auteurs travaillant plus au sud. Tout au plus, des correspondances ont été montrées à partir d'indicateurs géomorphologiques (rotation de plage, axe de flèches littorales) recueillis au moyen de photographies et de cartes aériennes actuelles et anciennes (Hénaff, 2008). Les mêmes correspondances ont été montrées à partir de suivis réalisés à plus haute fréquence (Stéphan et al., 2010 ; Suanez et al., 2011 ; Suanez et Stéphan, 2011), tout en précisant l'importance des événements extrêmes dans les dynamiques à long terme, pour lesquelles la NAO n'apporte aucune explication (Pirazzoli et al., 2004). Considérant cela, Castelle et al. (2017) ont récemment proposé un indice optimisé de pression normalisé pour la région ouest-européenne, calculé à partir de champs de pression différents (entre Valentia (Irlande) et Santa Cruz de Tenerife (îles Canaries)). Ce nouveau WEPA (pour West Europe Pressure Anomaly) explique bien mieux la variabilité des *Hs* hivernales entre le sud de l'Irlande et les îles Canaries (Figure 1-17). Il reste maintenant à voir si la variabilité interannuelle et les tendances à long terme du WEPA expliquent les dynamiques littorales à long terme observées dans cette région.

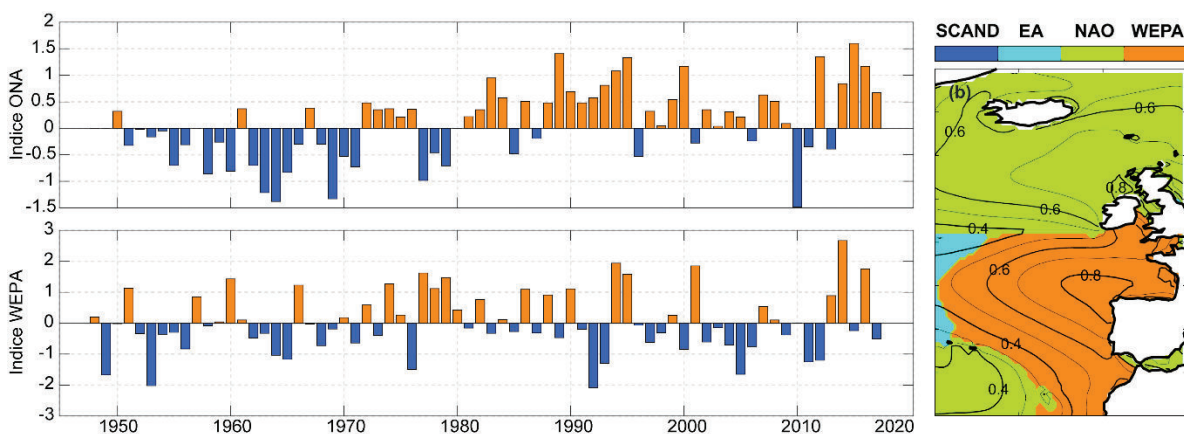


Figure 1-17. Séries temporelles des indices de pression normalisée ONA (haut) et WEPA (bas) entre 1950 et 2017 (notez les différentes échelles sur l'axe Y). La carte montre l'emprise spatiale optimale de chaque indice climatique pour expliquer la variabilité interannuelle des *Hs* des vagues en hiver (DJFM). SCAND = modèle de comportement scandinave, EA = modèle de comportement est-atlantique (source : Castelle et al., 2017).

2.3.1.4 Fréquence et rail des tempêtes

Hormis quelques exceptions, les centres dépressionnaires nord-atlantiques se forment typiquement entre 30° et 60° de latitude nord et circulent d'ouest en est, le long d'un rail des dépressions (« *storm-track* »). Ils se suivent au rythme moyen d'une dépression toute les 24h (Rogers, 1997) sans être pour autant tous à l'origine de vagues extrêmes. La formation de ces dernières est conditionnée par trois paramètres : (i) la vitesse du vent, (ii) sa durée, et par extension (iii) la longueur du fetch. Plus les valeurs de ces trois paramètres sont grandes, plus les systèmes auront une propension élevée à

générer des vagues extrêmes. Il se peut toutefois qu'une tempête particulièrement violente génère des vagues de grande taille en un temps et un fetch limités (P. ex. bombe météorologique). Ces phénomènes météorologiques restent rares, et sont plus souvent remarquables par leurs effets à l'intérieur des terres qu'à la côte (Sanders et Gyakum, 1980 ; Betts et al., 2004 ; Vaughan et al., 2014).

L'étude de la trajectoire des centres dépressionnaires recoupant ces trois caractéristiques montre que la façade ouest-européenne n'y est pas exposée de manière homogène. Dans une configuration dominante dite « zonale », le déplacement vers le sud-est du rail des dépressions rend la façade ouest des îles britanniques et dans une moindre mesure les côtes françaises et espagnoles particulièrement exposées.

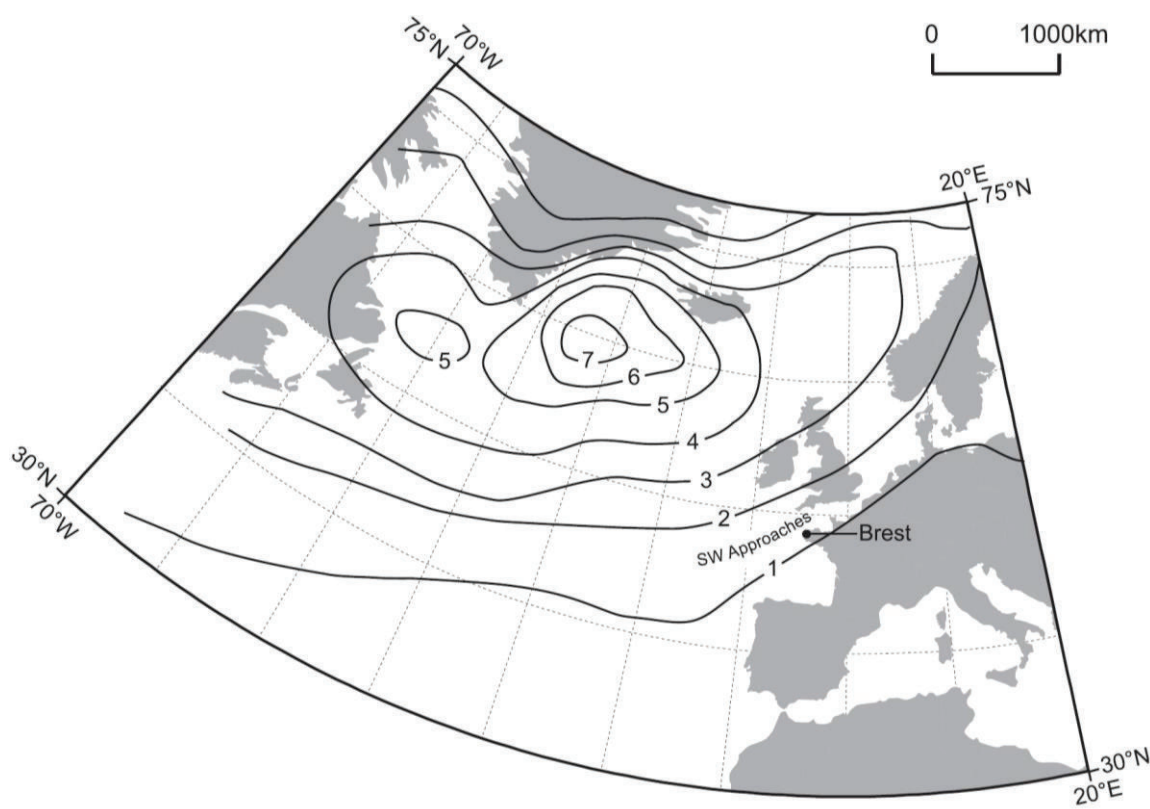


Figure 1-18. Fréquence annuelle moyenne des cyclones extratropicaux dans le bassin Atlantique nord-est, entre 1931 et 1991 (source : Betts et al., 2004).

Dans une configuration secondaire dite de « blocage », caractérisée par une circulation des tempêtes vers le nord, ce sont les côtes islandaises (ouest et sud-ouest) et féringiennes qui se trouvent majoritairement exposées ; le maximum des tempêtes est alors observé au sud-ouest de l'Islande (Figure 1-18). Ces observations montrent une bonne correspondance avec la distribution des plus fortes valeurs du 99^e percentile des *Hs* à l'échelle du bassin (section 1.3.1.1). Les côtes atlantiques françaises et espagnoles paraissent quant à elles en retrait de la trajectoire des tempêtes les plus intenses. Leur localisation avancée dans l'Océan Atlantique nord-est les expose toutefois aux fortes houles qu'elles génèrent (section 1.3.1).

2.3.1.5 Tendances et projections à long terme

L'analyse à long terme des données de vagues mesurées ou modélisées dans le bassin atlantique nord-est a montré une tendance à la hausse des hauteurs de vagues aux hautes et moyennes latitudes ($> 50^{\circ}\text{N}$), tandis que les latitudes plus basses seraient caractérisées par une stagnation, voire une faible baisse. A partir de mesures instrumentalisées, [Bacon et Carter \(1991\)](#) ont constaté une hausse de 2% des H_s sur la période 1962-1986. Cette tendance a été confirmée par les mesures altimétriques satellitaires sur la période 1985-2008 avec une augmentation annuelle de 0 à 0,5% des H_{s90} et de 0,5 à 1% des H_{s99} ([Young et al., 2011](#)). L'analyse des données modélisées a également révélé une hausse des H_s sur des périodes beaucoup plus longues, de l'ordre de cinquante ([Wang et Swail, 2002](#) ; [Dodet et al., 2010](#)) à cent ans ([Bertin et al., 2013](#)). Bien que ces études soulignent l'importance de l'ONA dans la variabilité des tendances pluriannuelles à pluridécennales, elles mettent en évidence une hausse des H_s allant jusqu'à $0,02 \text{ mm.an}^{-1}$.

Concernant les projections à court, moyen et long terme, les modélisateurs climatiques n'ont pas encore trouvé de terrain d'entente. Les résultats affichés divergent encore, notamment du fait des méthodes de calcul employées. Le retour d'expérience tiré des simulations effectuées au début des années 2010 a d'ailleurs montré la fragilité de ces travaux. Un consensus émerge toutefois quant à un déplacement des trajectoires des tempêtes extratropicales qui se décaleraient vers les pôles ([Yin, 2005](#) ; [Bengtsson et al., 2006](#) ; [Semedo et al., 2013](#)). Même sans intensification de l'activité cyclonique, ces changements régionaux pourraient causer une augmentation de la hauteur des vagues extrêmes sur les côtes ouest-européennes, et profondément modifier le climat de vague des hautes et moyennes latitudes ($>50^{\circ}\text{N}$) ([Mizuta et al., 2011](#) ; [Zappa et al., 2013](#)). Les modèles prédisent également une extension du rail des dépressions vers l'est, avec des implications potentielles sur les conditions de vagues et une intensification des surcôtes de tempêtes le long des côtes ouest-européennes ([Leckebusch et Ulbrich, 2004](#) ; [Ulbrich et al., 2008](#) ; [Bengtsson et al., 2009](#) ; [Vousdoukas et al. 2016, 2017](#) ; [Mentaschi et al., 2017](#)).

2.3.2 La question des tsunamis

Si l'on se réfère au nombre de tsunamis recensés au cours de la période historique, le bassin nord-est de l'océan Atlantique serait la région du globe réputée la moins exposée à ce type de vague. D'après la base de données mutualisée NCEI²/WDS³/ITIC⁴ de la NOAA, elle aurait enregistré moins de 1% des tsunamis historiques confirmés, très loin derrière les côtes du Japon (22%) ou les îles du Pacifique sud (15%) ([Figure 1-19](#)).

² National Centers for Environmental Information

³ World Data Service

⁴ International Tsunami Information Center

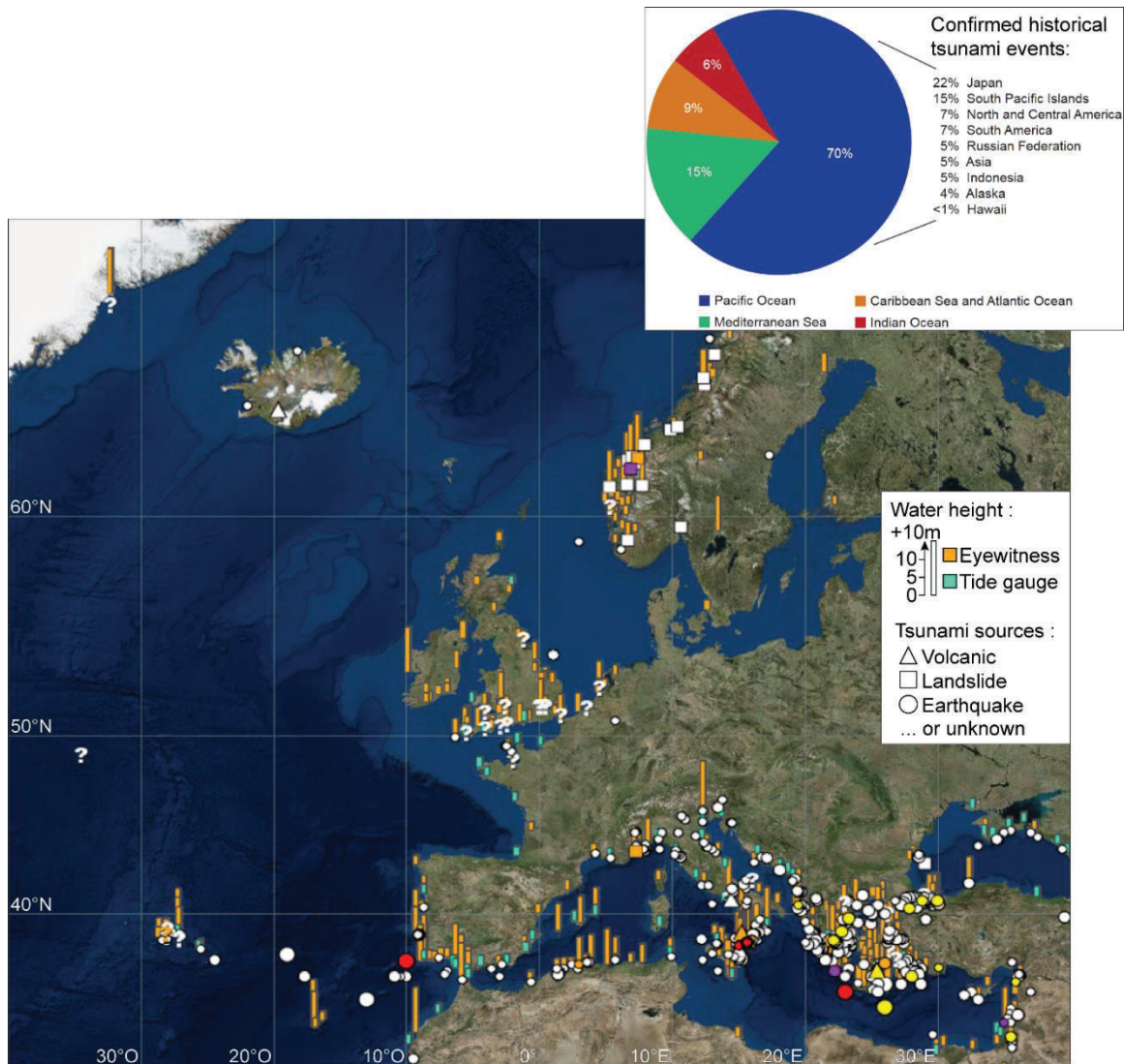


Figure 1-19. Enregistrements des tsunamis historiques confirmés en Europe. La couleur des figurés relatifs à la source des tsunamis indique les pertes humaines (blanc : pas de pertes ; orange : moins de 50 ; mauve : entre 50 et 100 ; jaune : entre 100 et 1000 ; rouge : plus de 1000) (source : NOAA).

En considérant que la limite sud du bassin océanique nord-est se situe à 36°N (latitude du détroit de Gibraltar), deux régions ont été affectées par des tsunamis particulièrement sévères : l'arc sud de la mer de Norvège, incluant la pointe de la Norvège occidentale (Vestlandet), l'Ecosse, les îles Féroé, l'Islande et le Groenland ; et le sud des côtes ouest-européennes incluant le littoral des régions portugaises de Lisbonne, de l'Alentejo, de l'Algarve et la côte espagnole andalouse du golfe de Cadiz.

Cette dernière région apparaît comme la plus exposée des côtes européennes de l'Atlantique nord-est aux vagues de tsunami. Au cours de la période historique, elle a connu plus d'une dizaine de tsunamis avérés, dont le plus célèbre est celui de Lisbonne en 1755 (Baptista et al., 1998). Leur genèse est liée à la forte activité sismique régionale, caractérisée par la subduction de la plaque africaine sous la plaque eurasiennne (Gutscher et al., 2006). Plusieurs hypothèses ont été avancées sur le mécanisme exact responsable de la genèse de ces tsunamis à partir de l'étude de la dernière vague catastrophique

(1755). [Gutscher et al. \(2006\)](#) ont montré que le plan de faille était suffisant pour produire une vague de cette taille ([Figure 1-20](#)). D'autres travaux pointent l'activité sismique comme l'élément déclencheur d'un glissement de terrain ayant affecté les versants des monts sous-marins localisés entre l'archipel de Madère et le golfe de Cadiz ([Baptista et al., 2003](#) ; [Grandin et al., 2007](#) ; [Omira et al., 2016](#)), glissement qui aurait ensuite généré le tsunami ([Figure 1-20](#)). En revanche, les auteurs s'accordent à dire que des vagues comparables à celle de 1755 ont une fréquence d'occurrence de 1500 à 2000 ans ([Gutscher et al., 2006](#) ; [Baptista et Miranda, 2009](#)).

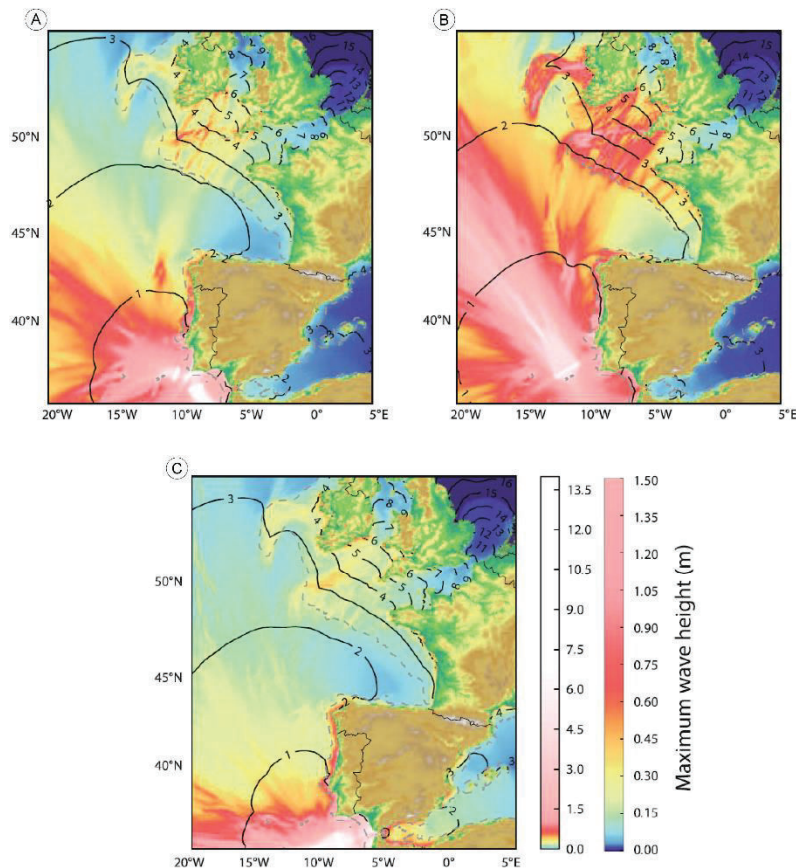


Figure 1-20. Exemple de résultats de simulations de propagation du tsunami de Lisbonne (hauteurs maximums) selon trois scénarios plausibles retenus : (A) [Johnston \(1996\)](#), (B) [Baptista et al. \(2003\)](#), et (C) [Gutscher et al. \(2006\)](#) (source : [Allgeyer et al., 2013](#)).

Pour la région qui nous intéresse, leurs répercussions se limiteraient toutefois à l'ouest et au sud-ouest de la péninsule ibérique, avec des effets limités au-delà de la pointe galicienne ([Reid, 1914](#) ; [Allgeyer et al., 2013](#)). Par exemple, les effets du tsunami de 1755, bien qu'avérés, n'ont été que sporadiquement reportés sur les côtes sud des îles britanniques ([Reid, 1914](#) ; [Forster et al., 1991](#) ; [Banerjee et al., 2001](#)). A partir des archives historiques, [Lageat et al. \(2014\)](#) ont également montré que son impact avait été nul en Bretagne, balayant au passage l'hypothèse de [Regnaud et al. \(2010\)](#), qui suggéraient un remaniement des « mégablocs » de l'île d'Ouessant pendant cet événement. L'examen stratigraphique de coupes sédimentaires réalisées sur le littoral du sud-ouest des îles

britanniques et en Bretagne montrerait toutefois l'enregistrement d'un ou de plusieurs évènements(s) de haute énergie entre le XIV^e et XIX^e siècle, dont le tsunami de 1755 ferait office de candidat potentiel (Haslett et Bryant, 2007). Ces auteurs n'ont cependant pas pu trancher entre ce tsunami et les fortes tempêtes rapportées sur la même période. Ces observations sont concordantes avec les résultats des modèles de propagation de ce type de vague, qui indiquent également des répercussions limitées au-delà de la pointe galicienne (Horsburgh et al., 2008 ; Allgeyer et al., 2013).

Les tsunamis de l'arc sud de la mer de Norvège sont quant à eux plus anciens, et contrairement aux tsunamis de la région sud-ouest ibérique, ils ne présenteraient pas de fréquence particulière (Bondevik et al., 2005). Les événements les plus remarquables remontent à environ 8000 et 7000 ans BP, d'après les nombreuses traces qu'ils ont laissées en Norvège (Bondevik et al., 1997), en Ecosse (Dawson et al., 1988, Dawson et Smith, 2000) et aux îles Féroé (Grauert et al., 2001) à des altitudes estimées à 20-35 m au-dessus du niveau marin relatif de l'époque. Ces deux événements ont été causés par des macro-glissements de terrain sous-marins ayant affecté le talus continental localisé au large de la Norvège Occidentale (*Storegga slides*).

Enfin, la communauté scientifique s'accorde à dire que les côtes ouest-européennes ne seraient pas épargnées par un tsunami de grande envergure généré à des distances plus éloignées des côtes européennes dans l'océan Atlantique nord. Plusieurs sources d'origine tectonique et/ou gravitaire (glissements de terrain subaériens ou sous-marins) ont été identifiées sur les îles des Açores, du Cap-Vert et des Canaries ou encore le long de l'arc antillais. Leurs probabilités d'occurrence et leurs impacts potentiels sont toutefois encore mal définis (Ward et Day, 2001 ; Dawson et al., 2004 ; Omira et al., 2015).

2.4 Conclusion de l'état de l'art

Il apparaît que depuis 15 ans, les travaux réalisés sur la dynamique des blocs supratidaux ont été de plus en plus nombreux, couvrant ainsi des aires géographiques de plus en plus étendues, et des aspects thématiques très divers. Cela tient à l'amélioration à partir des années 2000 des techniques d'observation et des méthodes de traitement numérique (apparition de nombreux capteurs satellitaires à très haute résolution, technique de positionnement GPS étendue aux applications civiles, développement des moyens aéroportés télécommandés de type drone, augmentation des puissances de calcul informatique, etc.). Cela tient également à la forte médiatisation de certains événements dont les répercussions en matière de dommages humains et matériels ont été catastrophiques (P. ex. tsunami du 26 décembre 2004 dans l'océan Indien, ou les tempêtes océaniques de l'hiver 1999 en Europe). Cette profusion d'études aura permis de montrer (*i*) que la cyclogenèse (tempêtes, ouragans, typhons, etc.) joue un rôle majeur dans les

processus d'activation des blocs supratidaux de sommet de falaise en générant des vagues aussi « géantes » que les tsunamis et (ii) que les approches théoriques visant à déterminer l'origine de ces processus dynamiques (entre tempête et tsunami) étaient à revoir. De plus, l'absence avérée de tsunami à l'échelle du bassin nord-est atlantique au cours des derniers siècles (voire millénaires) permet de confirmer que la dynamique météo-océanique joue un rôle essentiel dans l'activation des blocs présents sur toute la façade occidentale européenne.

Depuis quelques années, une part importante des recherches effectuées sur cette thématique s'est focalisée sur la dynamique hydrologique qui commande l'activation des blocs. Cette évolution s'explique également par l'amélioration et le développement des techniques de mesure des conditions hydrodynamiques. Ces travaux ont montré que dans ces milieux extrêmes l'apparition d'ondes infragravitaires « remarquables » intervient de façon « exceptionnelle » dans les phénomènes de déformation du plan d'eau à la côte (*wave setup* extrême) et le déferlement des vagues. Pour autant, les conditions hydrodynamiques ne doivent pas faire oublier que le contexte lithostructural joue aussi un rôle très important, notamment dans les processus d'arrachage et de production des blocs. Dans la perspective du changement climatique global, on peut toutefois poser l'hypothèse que la fréquence et la virulence des événements tempétueux aux moyennes latitudes connaîtraient une augmentation même si les tendances calculées sur les dernières décennies ne montrent aucune évolution allant dans ce sens. Ainsi, la possibilité d'utiliser les blocs supratidaux de sommet de falaise comme un proxy « morphosédimentaire » pouvant signaler les changements à long terme des conditions météo-océaniques est aujourd'hui admise.

3 Présentation des terrains d'étude

Dans ce second chapitre, nous présentons les contextes géographiques, géomorphologiques et hydrologiques des sites étudiés à l'échelle régionale. Ces derniers se répartissent de façon zonale entre 48°N pour la Bretagne et 64°N pour l'Islande. La première section de ce chapitre traitera des sites de la pointe finistérienne. La présentation des sites de la presqu'île de Reykjanes (Islande) suivra dans une deuxième section.

3.1 Les sites de la pointe finistérienne (France)

La pointe finistérienne forme l'extrémité occidentale de la Bretagne, à l'ouest de la France. Elle constitue la partie du territoire métropolitain français la plus avancée dans l'Océan Atlantique, ce qui l'expose à des forçages météo océaniques intenses. La zone qui nous intéresse recoupe trois des quatre grands domaines du massif Armoricaïn (le domaine du Léon au nord de la presqu'île de Plougastel, le domaine centre-Armoricaïn de la presqu'île de Plougastel à la pointe du Raz, et le domaine sud-armoricaïn breton au sud de la pointe du Raz), dont le relief originel, issu de deux cycles orogéniques (cycles cadomien et hercynien), a largement été aplani et remodelé au cours des 300 derniers millions d'années (Balleve et al., 2013). La constitution de son socle est partagée entre des roches granitiques et gneissiques au nord et au sud, ainsi que des schistes et des grès au centre. Cette histoire géologique très dense confère au littoral finistérien une grande diversité paysagère. La nature changeante de sa lithologie et les divers degrés d'exposition de ses côtes aux forçages océaniques ont donné lieu à une côte éscarpée (Hallégouët, 1971).

L'analyse des images aériennes (Google Earth, Géoportail, etc.) et les prospections de terrain réalisées sur plusieurs portions du littoral finistérien montrent qu'il existe de nombreux sites sur lesquels on trouve des dépôts de blocs supratidaux de tempêtes (Figure 1-21). Ils sont particulièrement représentés sur la côte nord-ouest, sur les îles de Valan, Stagadon, Guennioc (archipel de Lilia et Landéda), et sur les côtes rocheuses de Portsall et de Landunvez/Porspoder. Ils sont également présents à l'ouest, sur les falaises de Ruscumunoc, l'île d'Ouessant et l'île de Keller (Figure 1-22). Quelques dépôts ont également été identifiés à l'entrée du goulet de Brest, sur les falaises de Trégana. Il faut ensuite se rendre au sud de la mer d'Iroise pour retrouver des dépôts de blocs supratidaux remarquables, notamment sur l'île de Sein et sur la côte rocheuse au nord de la baie d'Audierne (Plogoff, Lervily, et Roz Lezarouan). Quelques dépôts de blocs supratidaux sont aussi présents au sud du Finistère, sur les côtes nord et ouest de la pointe de Penmarch, au Guilvinec, à Lesconil, et sur l'île du Loch aux Glénan (Figure 1-21).

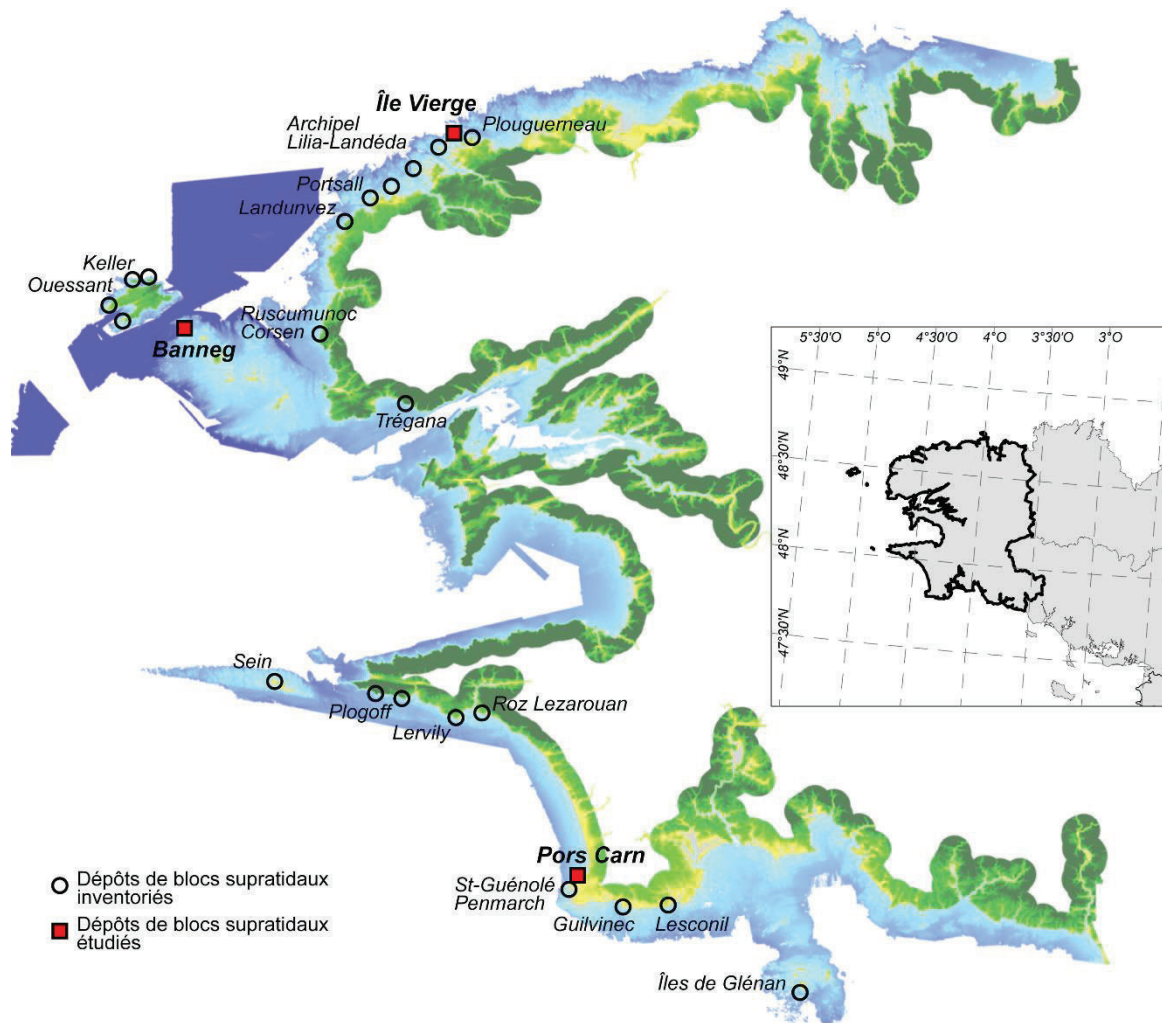


Figure 1-21. Inventaire, non exhaustif, des dépôts de blocs supratidaux de l'ouest de la pointe Finistère (topographie littorale LITTO3D).

Dans le cadre de cette recherche doctorale, trois sites d'étude répartis au nord, à l'ouest et au sud du Finistère ont été retenus : l'île Vierge, l'île de Banneg, et la pointe de Pors Carn (Figure 1-21).

Le site de l'île de Banneg a été choisi en raison de son caractère « historique » pour l'étude morpho-hydrodynamique des blocs supratidaux de tempêtes en Bretagne (Hallégouët, 1982, 1984 ; Fichaut et Hallégouët, 1989 ; Fichaut et Suanez, 2008 ; Suanez et al., 2009 ; Arduin et al., 2011 ; Fichaut et Suanez, 2011 ; Sheremet et al., 2014). Par ailleurs, un recueil de données hydromorphologiques avait déjà été effectué sur ce site avant, pendant et après l'hiver 2013-2014. Ces données ont été mises à contribution dans le cadre de ce travail.

Les sites de l'île Vierge et de la pointe de Pors Carn ont été choisis dans le but de couvrir le plus largement possible la façade ouest du Finistère. Leur localisation respective au nord-ouest et au sud-ouest du Finistère permet de couvrir toute la pointe Finistérienne située dans un contexte de forte exposition aux forçages météo-océaniques.



Figure 1-22. Exemple de dépôts de blocs supratidaux inventoriés sur la pointe finistérienne, mais non étudiés dans le cadre de cette thèse. (A) sur l'île de Keller (cliché : Serge Suanez, août 2009), (B) sur l'île d'Ouessant (les flèches montrent les blocs), (C) sur l'île d'Iok (cliché : Nicolas Loncle), (D) sur l'île du Loch (cliché libre de droits). Les plus remarquables sont ceux de Keller et Ouessant, respectivement situés à 15 et 23 mètres au-dessus des hautes mers de vives-eaux (localisation : [figure 25](#)).

3.1.1 Contexte météo océanique des sites de la pointe finistérienne

L'environnement marin de la pointe finistérienne est caractérisé par un régime de marée macro à mégatidal, avec un gradient tidal négatif du nord au sud ([Figure 1-23](#) ; [Tableau 1-2](#)). Combiné à la morphologie de la côte et des fonds marins très accidentée, ce marnage induit les très forts courants de marée qui caractéristiques du secteur ([Figure 1-23](#)).

Du fait de sa position avancée dans l'Océan Atlantique, la pointe finistérienne connaît le climat de vagues le plus énergétique des côtes de France métropolitaine ([Boudière et al., 2013](#)). Les caractéristiques mensuelles des paramètres des vagues obtenues à partir des données de l'implémentation régionale nord-atlantique du modèle spectral de vague Wave Watch III, montrent une forte variabilité saisonnière de la H_s . La H_s est en moyenne de l'ordre de 2,5 à 3 m au cours des mois de décembre, janvier et février ; elle diminue entre 1,6 à 1,7 m au cours des mois de juin, juillet et août ([Figure 1-24](#)). Les écarts types des H_s mensuelles moyennes montrent également une forte variabilité interannuelle, de

l'ordre de 20 à 40%. Les périodes des vagues observent la même variabilité, qu'elle soit saisonnière, avec des périodes moyennes de 8 à 9 secondes en été, contre 11 à 12 secondes au cours des mois d'hiver, ou interannuelle, avec un écart type moyen de 1,5 seconde (Figure 1-24). Les vagues sont majoritairement de secteur ouest (50%), puis ouest-sud-est (20%) et ouest-nord-est (15%) (Figure 1-24).

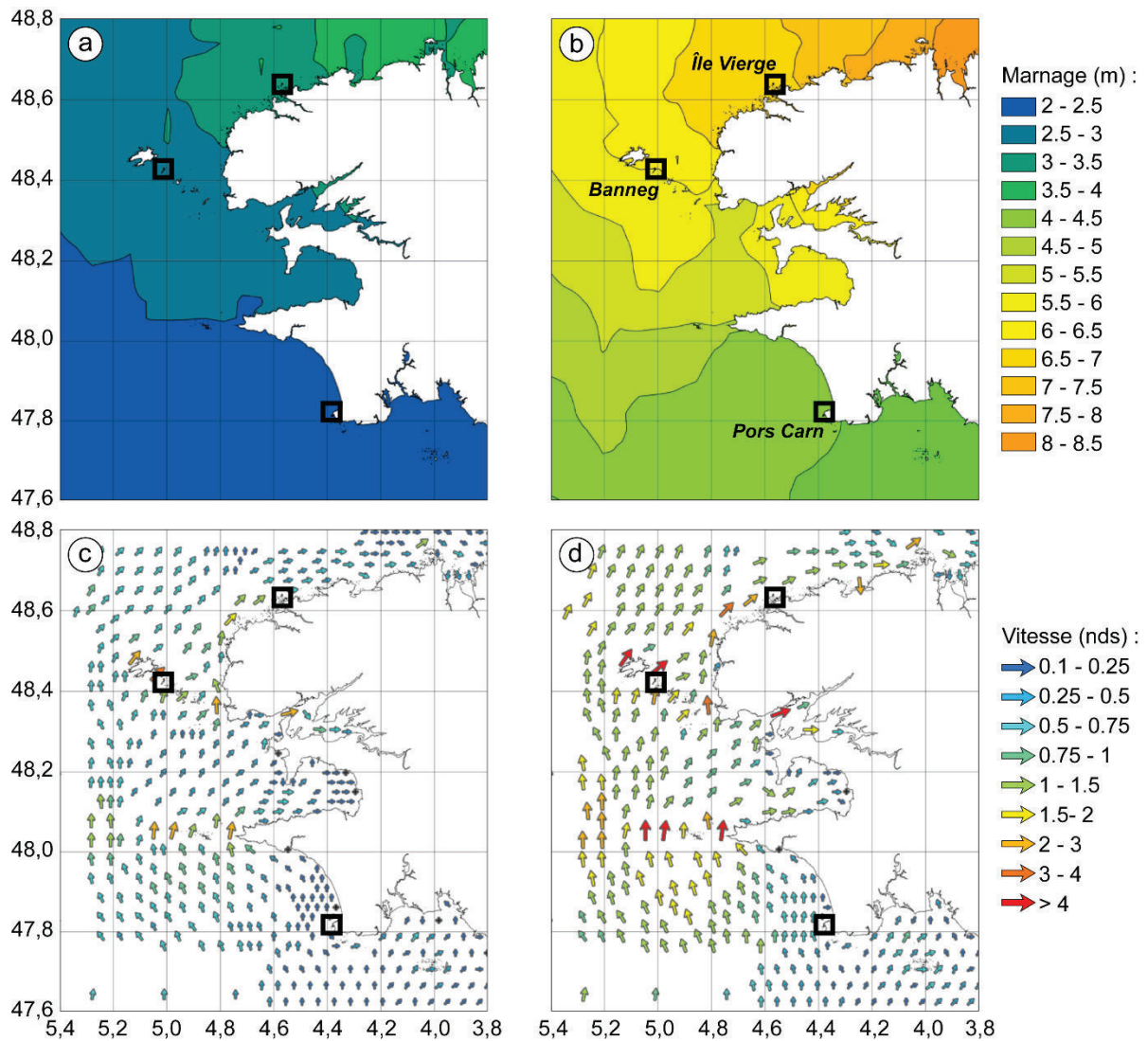


Figure 1-23. Amplitude du marnage en période de morte-eau (coefficient 45) (A) et vive-eau (coefficient 95) (B), et courants de marées respectifs (C et D) à la pointe finistérienne (données : SHOM).

Tableau 1-2. Amplitude du marnage (en m.) sur les sites de la pointe finistérienne pour des coefficients de marée de 120, 75 et 45.

Site	Marnage 120	Marnage 75	Marnage 45
Île Vierge	8,4	5,75	3,5
Île de Banneg	8,2	4,8	2,8
Pors Carn	5,6	3,5	2,1

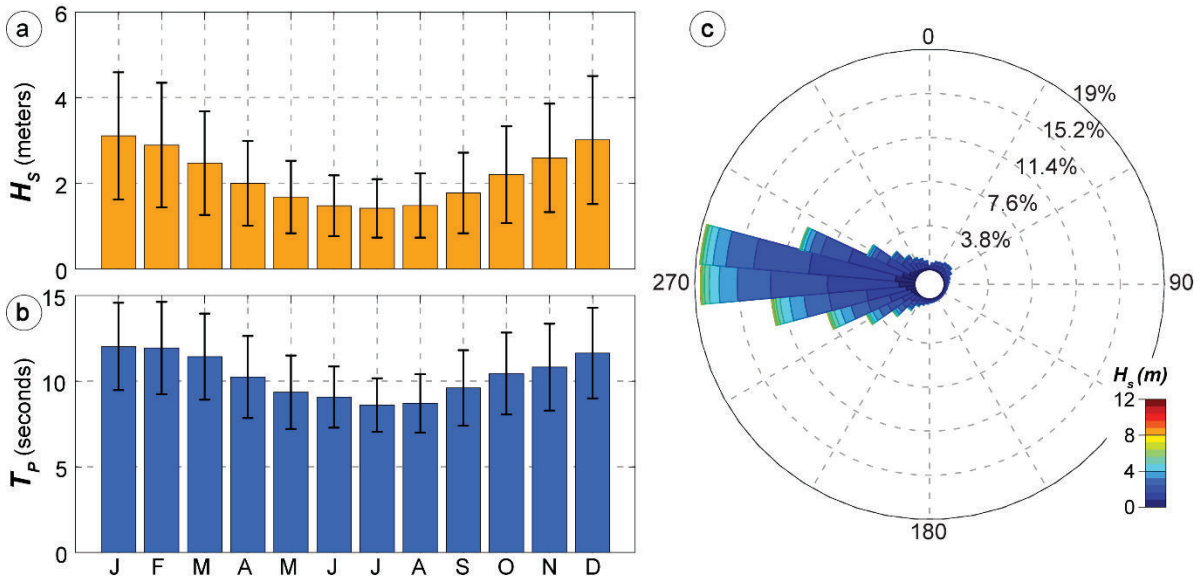


Figure 1-24. Moyennes mensuelles des paramètres H_s (A) et T_p (B) calculées sur la période 1948-2017 pour la pointe finistérienne. (C) Orientation des vagues.

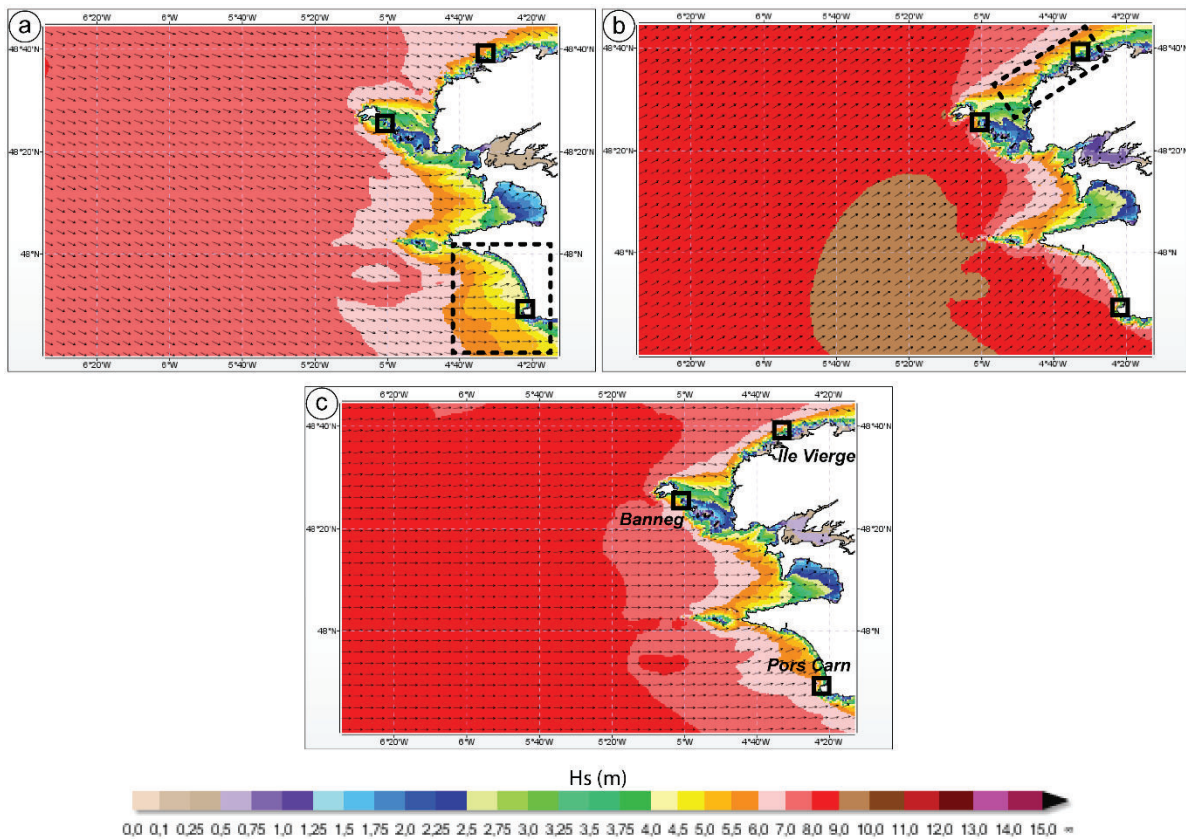


Figure 1-25. Modélisation des paramètres H_s (échelle de couleurs) et Dir (flèches noires) pendant des tempêtes de ouest-nord-ouest (A, le 27/01/2017, tempête « Bruno »), ouest-sud-ouest (B, le 24/12/2013, tempête « Dirk »), et ouest (C, le 01/01/2018, tempête « Carmen »). Les boîtes noires pointillées montrent les zones de moindre agitation (source: MARC, LOPS; <https://marc.ifremer.fr/resultats/vagues>)).

Bien que la direction des vagues montre une faible variabilité, ce paramètre est important à l'échelle des trois sites de la pointe finistérienne. En condition de houle de nord-ouest, la façade sud-ouest a tendance à être relativement abritée par la chaussée de Sein, tandis que la façade nord-ouest est pleinement exposée (Figure 1-25). A l'inverse, la façade nord-ouest est relativement abritée des houles de sud-ouest par l'archipel de Molène, tandis que la façade sud-ouest y est quant à elle très exposée (Figure 1-25). Le site de Banneg se trouve quant à lui sur la façade la plus exposée (plein ouest). Toutefois, l'île est plutôt abritée des houles de nord-ouest du fait de sa proximité immédiate avec l'île d'Ouessant au nord (Figure 1-25).

Les H_s extrêmes enregistrées au large du Finistère sont de l'ordre de 8 à 10 m (Boudière et al., 2013). La bouée BEA III, qui se situait au large de l'île d'Ouessant, a mesuré entre 1985 et 2011 des H_s au moins supérieures à 12 m au cours des épisodes tempétueux les plus énergétiques (Benoit et al., 2008) (Figure 1-26). La plus grande mesure instantanée (H_{max}) pour cette zone a été réalisée par la bouée des Pierres Noires, au sud de l'archipel de Molène, avec une valeur de 23,5 m enregistrée le 05/02/2014 (Blaise et al., 2015).

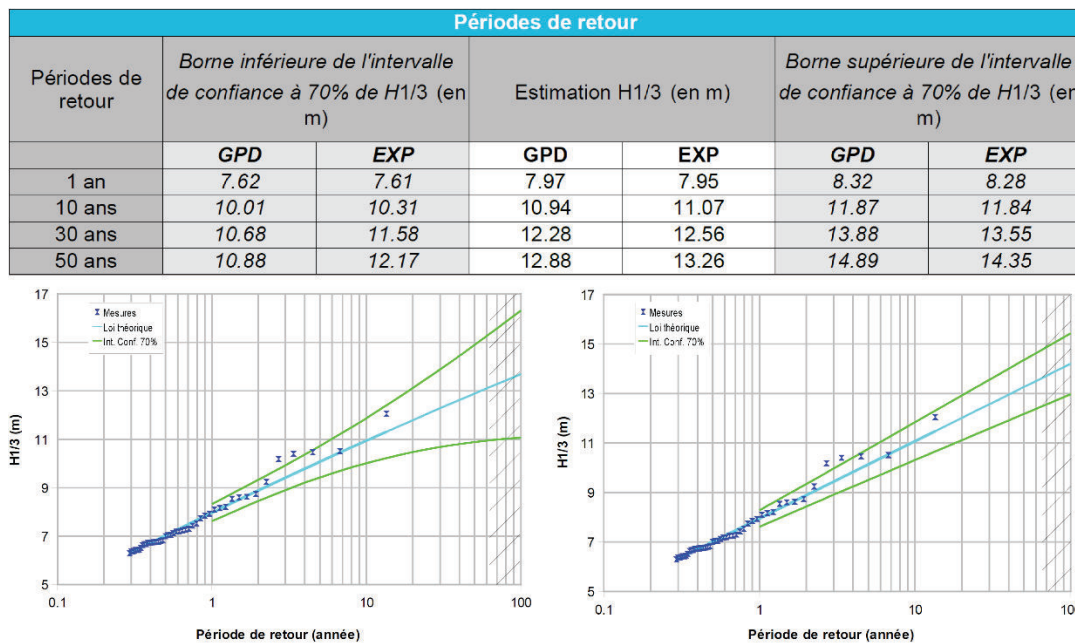


Figure 1-26. Ajustements statistiques des périodes de retour des houles extrêmes au large de la pointe finistérienne, à partir des enregistrements de la bouée BEAIII (1985-2011) d'après la loi de Pareto généralisée (GPD, gauche) et la loi exponentielle (EXP, droite) (source : CEREMA, 2014).

3.1.2 Contextes géographiques et géomorphologiques des sites finistériens

3.1.2.1 L'île Vierge

L'île Vierge est localisée sur le littoral nord-ouest du Finistère, à 48°38'18"N et 4°34'10" O (Figure 1-27). Elle fait partie de l'archipel de « Lilia et Landéda », dont les îles

et îlots sont répartis de part et d'autre de l'embouchure de l'Aber Wrach (Guilcher et Adrian, 1959). L'archipel de Lilia et Landéda est constitué de 19 îles et îlots végétalisés, et d'une multitude de roches ou d'îlots rocheux. L'emprise totale de l'archipel couvre environ 10,3 km², incluant 0,55 km² de terrains constamment émergés et 6,85 km² soumis au balancement des marées. Comme de nombreux archipels des côtes nord du Léon et du Trégor, l'archipel de Lilia est en partie connecté au continent lors des basses mers de vive-eau. Il occupe une vaste plate-forme littorale que Battistini a qualifiée de « *banquette côtière du littoral septentrional du Léon* » (Battistini, 1953). A Lilia, cette plate-forme se prolonge en pente douce vers le plateau du Léon à l'est et au sud, tandis qu'elle est caractérisée par un ressaut très net à l'ouest et nord. Ce ressaut marque la limite sous-marine de l'archipel de Lilia et Landéda (Figure 1-27). Ce talus sous-marin dessine une plongée rapide vers des profondeurs de l'ordre de -30 à -50 m. Cette morphologie explique la faible dissipation de l'énergie des vagues incidentes, rendant les côtes ouest et nord de l'île très exposées aux vagues de tempêtes (Figure 1-27).

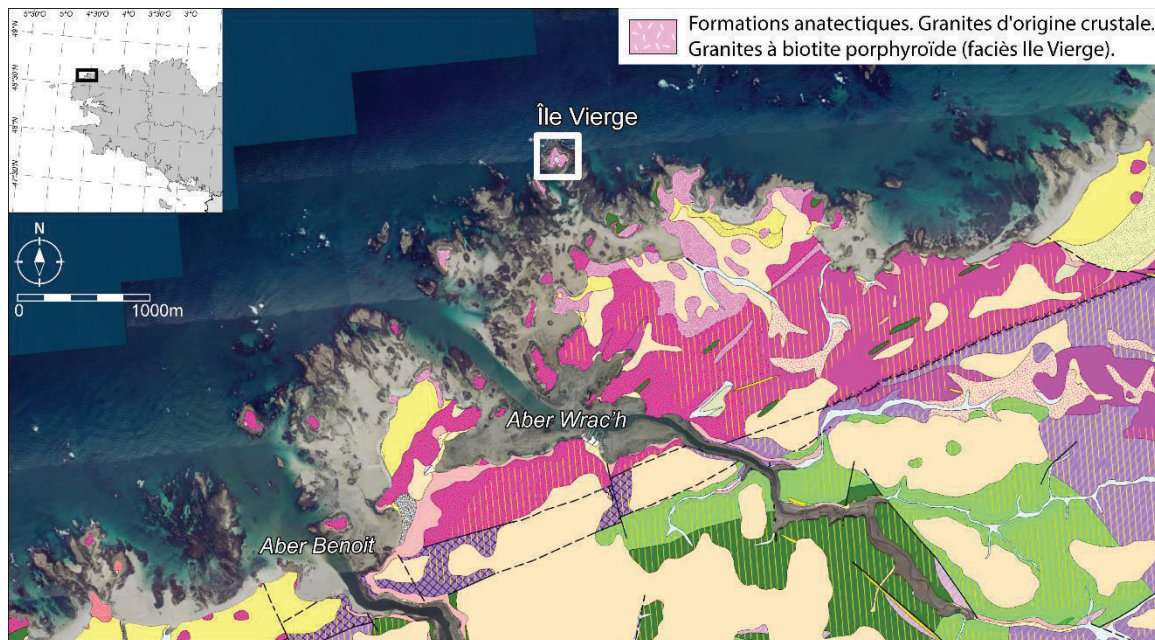


Figure 1-27. Carte géologique harmonisée de l'archipel de Lilia et Landéda (source : BRGM, la notice comportant l'intégralité de la légende est consultable sur <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-56273-FR.pdf>).

L'île Vierge mesure 350 m de long pour 300 m de large. Sa topographie est relativement uniforme dans la partie végétalisée, avec des altitudes allant de 5 à 12 m. Les altitudes les plus importantes se trouvent sur les sommets des têtes de roches faisant face à l'ouest et au nord, avec un point culminant à 19 m (Figure 1-28). Le centre de l'île est marqué par une dépression remplie d'une eau saumâtre. La présence de cette dépression induit une faible pente allant des régions périphériques vers le centre (Figure 1-28), orientée d'ouest en est dans la partie ouest de l'île, de nord à sud dans la partie médiane de l'île, et d'est en ouest dans la partie est de l'île (au sud, la dépression débouche directement sur une plage de galets et de blocs qui la barre).

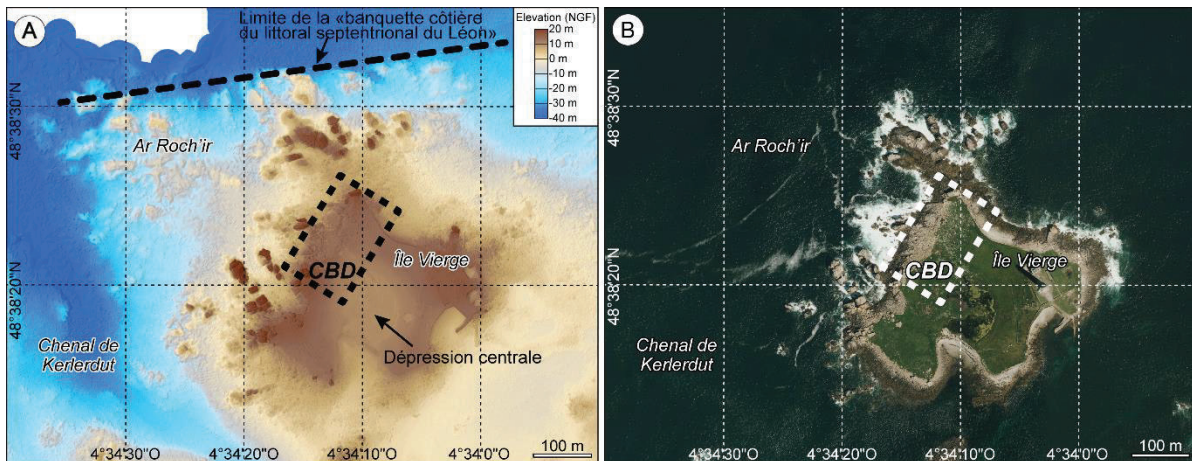


Figure 1-28. Topographie littorale et localisation générale des blocs supratidaux de tempêtes de l'île Vierge (CBD : dépôts de blocs littoraux) (données topographiques LITTO3D et photographie aérienne de l'IGN).

Le substrat de l'île est constitué d'un granite porphyroïde à biotite d'âge Carbonifère (Cagnard, 2008) (Figure 1-27). La transition entre la terre ferme et l'estran est marquée par les effets gradués de l'influence marine, de sorte que le substrat est complètement dénudé sur les zones soumises à l'action des vagues, et recouvert d'une mince épaisseur de sol végétalisé sur le reste de l'île. La roche mère présente une forte densité de discontinuités, due à la présence de failles orthogonales d'orientation SO-NE et NO-SE, et d'un réseau de diaclases de détente (Figure 1-29).

Les blocs supratidaux de tempêtes de l'île Vierge sont localisés sur la côte nord-ouest de l'île (Figure 1-28). Ils reposent sur la partie intérieure (est) d'une plate-forme supratidale plane et peu accidentée. Côté mer (ouest), la liaison entre cette plate-forme et l'estran s'opère par un ressaut topographique de faible commandement (de 1 à 3 m). Sa surface complètement dénudée est comparable aux formes de *wave scoured platforms* décrites par Hall et al. (2006) et Suanez et al. (2009) sur d'autres sites à blocs supratidaux de tempêtes. La pente moyenne entre le sommet de cette plate-forme supratidale et la limite basse de l'estran est de 13%.

Les blocs supratidaux de tempêtes de l'île Vierge montrent deux dispositions principales. La plus remarquable concerne les blocs entassés ou imbriqués accumulés en barrages (Figure 1-29). Ils sont au nombre de trois, avec un premier barrage au sud-ouest du site orienté NO-SE, et deux autres barrages au nord-ouest du site organisés sous la forme d'un système de doubles barrages orienté NE-SO (Figure île vierge). D'autres blocs forment des amas pas ou faiblement imbriqués, et de nombreux d'entre eux ne semblent pas présenter d'organisation particulière. Enfin, la partie est/sud-est du site est marquée par la présence caractéristique d'un champ de blocs dans le prolongement du système de barrage double vers l'intérieur de l'île. Son emprise spatiale va de la plate-forme supratidale précédemment décrite à la dépression centrale de l'île (Figure 1-29). Cette disposition constitue un indicateur du sens général du transport des blocs sur l'île Vierge, soit d'ouest en est. Ce sens est conforme à la direction des vagues incidentes dans ce

secteur (section 3.1.1 ; [Figure 1-24](#)), et correspond au sens naturel de l'écoulement des eaux après franchissement du barrage, selon la pente de l'île décrite précédemment.

L'archipel de Lilia et Landéda a fait l'objet d'études morphologiques dès les années 1950 ([Battistini, 1954a](#)), décrivant le fonctionnement de cet exemple typique de côte contraposée ([Battistini, 1954b](#)), ainsi que les plages héritées du quaternaire et les gisements de galets qu'elles représentent pour la mise en place des formes fuyantes telle que les queues de comètes ([Guilcher et Adrian, 1959](#)). Ces auteurs n'ont toutefois pas évoqué dans leurs travaux les blocs supratidaux présents sur plusieurs îles de l'archipel. Ce sont pourtant eux qui avaient signalé très sommairement la présence de « grandes dalles » accumulées au sommet des falaises de l'île de Banneg ([Guilcher, 1959](#)). Il est étonnant qu'ils n'aient pas fait l'analogie avec les dépôts de blocs de l'île Vierge, comme ils ont pu le faire entre les queues de comètes de l'archipel de Molène et celles de l'archipel de Lilia et Landéda ([Guilcher et al., 1959](#)).



Figure 1-29. (A) vue oblique du cordon de blocs supratidaux principal de l'île Vierge. (B) extrémité sud-est du champ de blocs, dans le *loch*. (C) vue de profil de la plateforme supratidale (*wave scoured platform*), le réseau de diaclases apparaît nettement au premier plan.

3.1.2.2 L'île de Banneg

L'île de Banneg fait partie de l'archipel de Molène situé au large la côte ouest du Finistère nord ([Figure 1-21](#)). Cet archipel consiste en 18 îles végétalisées et 111 roches ou îlots rocheux. Il couvre une surface d'environ 15,3 km² dont environ 2,29 km² sont à des

altitudes supérieures au niveau des plus hautes mers astronomiques (Ehrhold et al., 2017). L'île de Banneg occupe la position la plus au nord de l'archipel de Molène, à 48°25'38" N et 5° 0'44" O. C'est l'île la plus grande d'un groupe de quatre constitué de Banneg, puis vers le sud, Enez Kreiz, Roc'h Hir et Staon Vraz (Figure 1-30). Ces quatre îles forment un ensemble orienté N-NE-S-SO, correspondant à un axe structural majeur identifié dans l'archipel de Molène (Le Gall et al., 2014). Du fait de sa proximité avec le chenal du Fromveur localisé au nord (Figure 1-30), l'île de Banneg fait face à des eaux côtières profondes (-30 à -60 m). Cette configuration rend la côte ouest de l'île très exposée aux vagues de tempêtes (Figure 1-30).

L'île de Banneg fait 800 m de long, pour une largeur allant de 150 m au centre à 350 m au sud. Sa topographie est caractérisée par une forte dissymétrie transversale, avec des altitudes allant de 8 à 14 m à l'ouest et de 2 à 5 m à l'est. L'île est traversée en son centre par un fossé orienté d'ouest en est, formé par l'érosion du substrat lors d'écoulements turbulents de franchissement pendant les plus fortes tempêtes (Fichaut et Hallégouët, 1989).

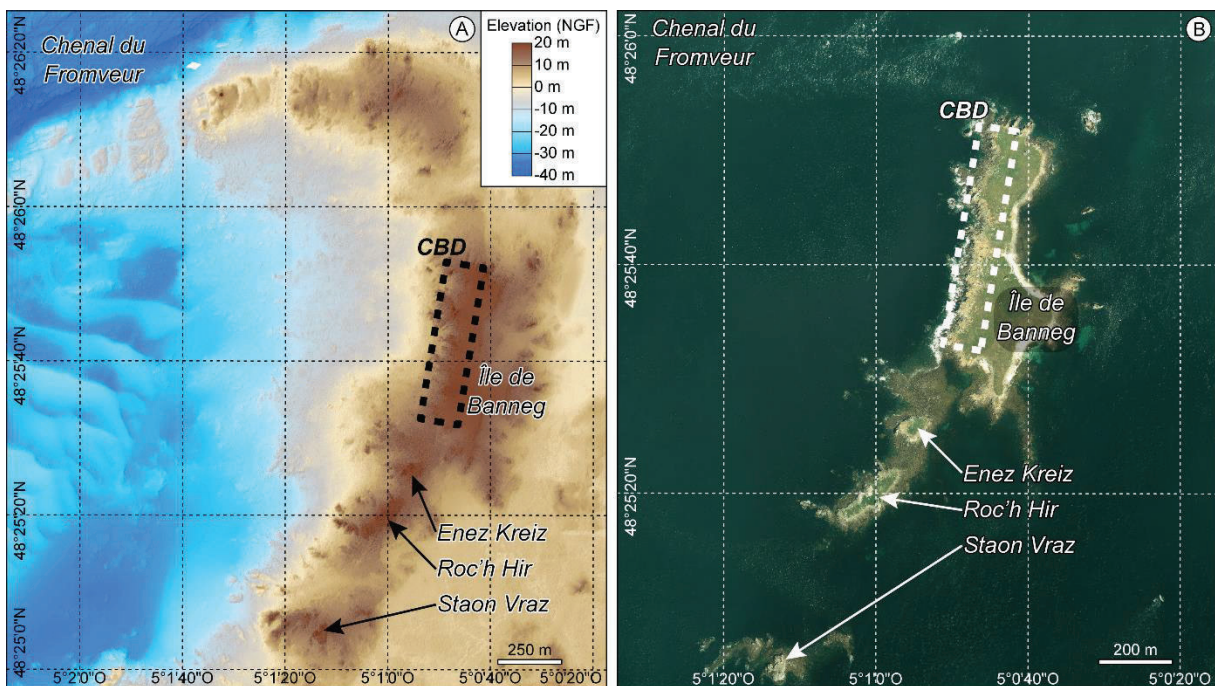


Figure 1-30. Topographie littorale et localisation générale des blocs supratidaux de tempêtes de l'île de Banneg (CBD : dépôts de blocs littoraux) (données topographiques LITTO3D et photographie aérienne de l'IGN).

Son substrat est constitué d'un leucogranite d'âge Carbonifère terminal (Le Gall et al., 2014) (Figure 1-31). Cette roche présente à Banneg une structure tabulaire entrecoupée d'un réseau de diaclases verticales. La côte ouest est majoritairement taillée en falaises exhibant la structure de la roche. Les discontinuités présentent une densité supérieure sur les parties hautes des falaises, facilitant son débitage par les vagues (Figure 1-32). Au

contraire, la partie basse des falaises montre une faible densité de discontinuités, ce qui la rend plus résistante à l'érosion (Fichaut et Suanez, 2011).

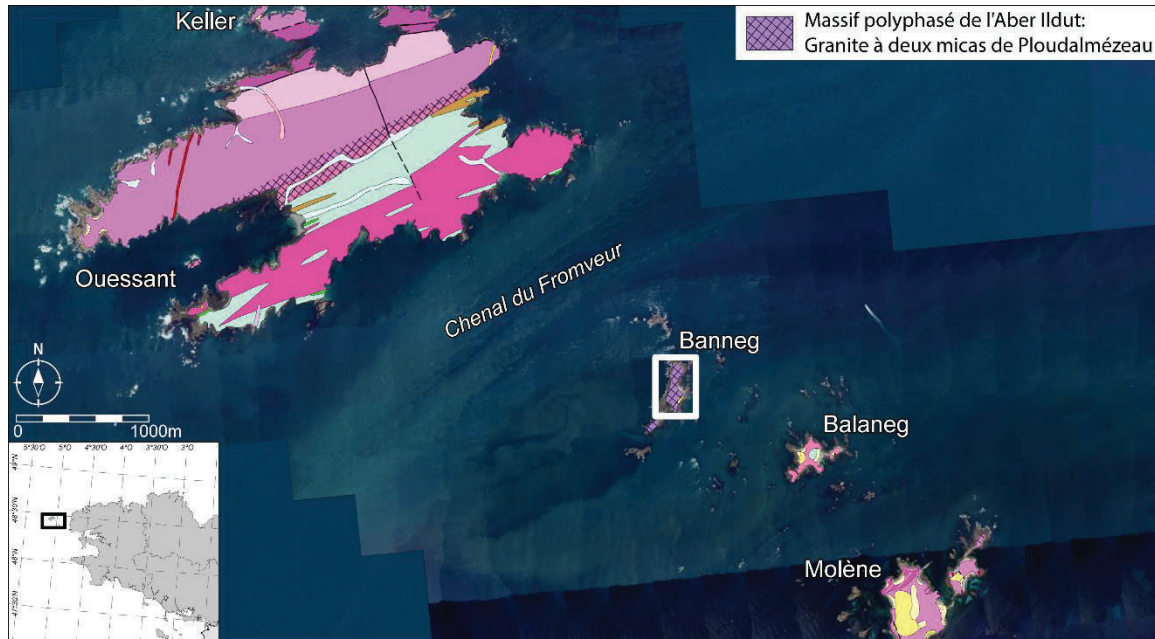


Figure 1-31. Carte géologique harmonisée du nord de l'archipel de Molène (source : BRGM, la notice comportant l'intégralité de la légende est consultable sur <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-56273-FR.pdf>).

Les blocs supratidaux de l'île de Banneg se répartissent sur cinq secteurs : au nord, au centre-nord, au centre, au centre-sud et au sud (Figure 1-32). Hormis les secteurs connectés du centre et du centre-sud, chaque secteur forme une cellule morphosédimentaire à part entière. Les dépôts les plus remarquables sont ceux des secteurs centre et sud de l'île. Ces blocs sont accumulés sous la forme de barrages doubles ou triples (Fichaut et Suanez, 2008 ; Suanez et al., 2009).

Les blocs supratidaux de l'île de l'île de Banneg ont été pour la première fois signalés dans une étude morphologique de l'archipel de Molène (Guilcher, 1959). Il avait noté l'originalité de ces formations superficielles comme étant « *la conséquence du débitage des granulites qui arment les falaises de l'ouest* ». Il avait également noté la présence d'une gorge au centre de l'île drainant l'écoulement des eaux de submersion pendant les plus fortes tempêtes. Pour l'auteur, c'est le ruissellement répété de ces eaux de débordement qui est à l'origine du creusement de ce « *réseau hydrographique* ». Cette originalité au sein de l'archipel de Molène est due au fait que Banneg est située à proximité immédiate des eaux profondes du Fromveur, alors que les autres îles sont protégées des vagues par des écueils et des hauts fonds.

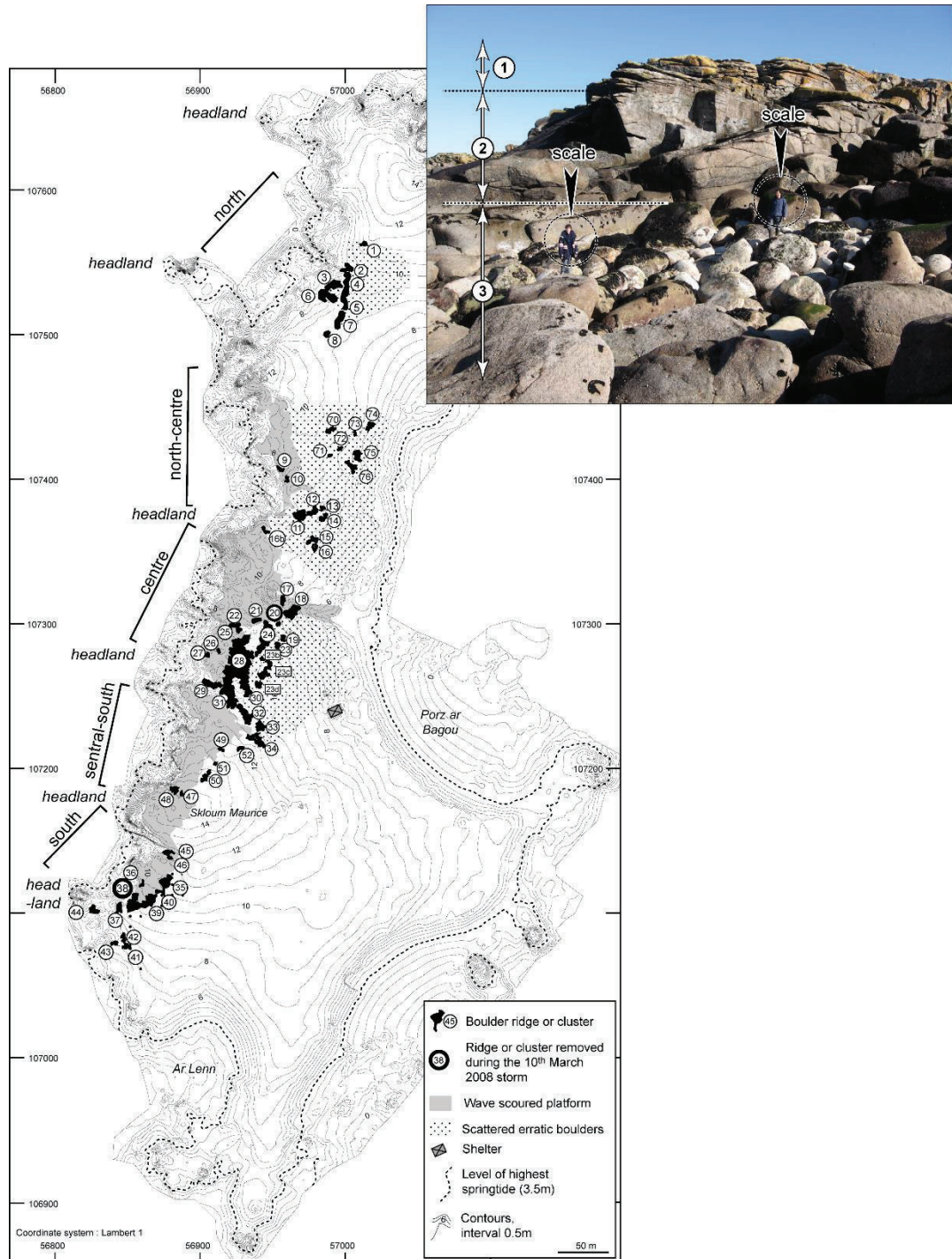


Figure 1-32. Localisation des dépôts de blocs supratidaux de l'île de Banneg (carte). La photographie illustre le gradient de densité des discontinuités sur une tête de roche du secteur sud : la couche superficielle du substrat montre une forte densité de diaclases horizontales (1), alors que les couches inférieures présentent un système de diaclases plus « massif ». Cette caractéristique lithostructurale exerce un fort contrôle sur la taille des blocs arrachés par les vagues (source : [Fichaut et Suanez, 2011](#)).

Les blocs de l'île de Banneg ont ensuite été plus précisément décrits dans les travaux de [Hallégouët \(1982, 1984\)](#) qui a introduit pour la première fois les processus d'arrachage et de transport de blocs occasionnés par les tempêtes de l'hiver 1979-1980. Ces dynamiques ont été de nouveau analysées par [Fichaut et Hallégouët \(1989\)](#) après l'hiver

très agité de 1989-1990 et par [Fichaut et Suanez \(2011\)](#) après la tempête Johanna du 10 mars 2008.

3.1.2.3 La pointe de Pors Carn

La pointe de Pors Carn est localisée sur le littoral sud-ouest du Finistère, à l'extrémité sud de la baie d'Audierne (47°49'39" N et 4°22' O). Elle ferme la plage de Pors Carn à l'est et marque le début de la côte rocheuse basse de la pointe de Penmarc'h à l'ouest ([Figure 1-21](#)). Elle fait 350 m de long sur 350 m de large, pour une superficie d'approximativement 10 ha. Sa topographie est relativement uniforme, avec des altitudes de 10 à 12 m.

Le substrat de la pointe de Pors Carn est constitué du granite de Pont-l'Abbé d'âge Carbonifère terminal ([Cagnard, 2008](#)) ([Figure 1-33](#)). Ces roches cristallines ont été perturbées par la mise en place d'un réseau de failles et de fractures méso-cénozoïques d'orientations SO-NE et S-N ([Duperret et al., 2016](#)). Sur la zone qui nous intéresse, ces failles ont été reprises par l'érosion différentielle qui y a entaillé deux profondes échancrures, dont la plus large est bordée par notre site d'étude.

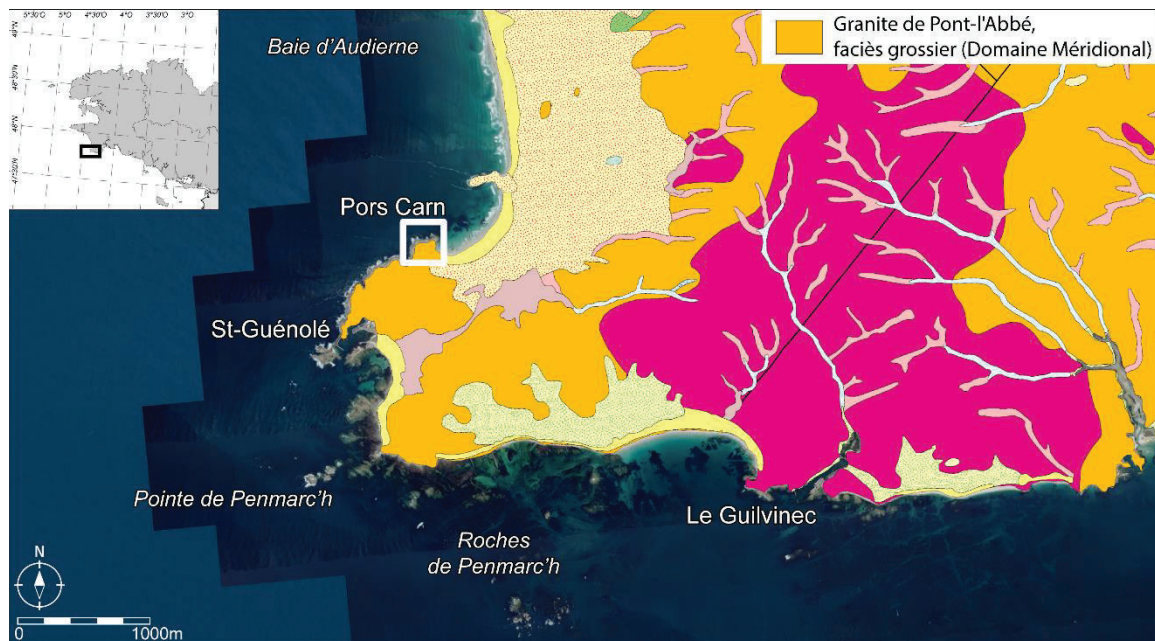


Figure 1-33. Carte géologique harmonisée de la pointe de Penmarc'h et du sud du Pays Bigouden (source : BRGM, la notice comportant l'intégralité de la légende est consultable sur <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-56273-FR.pdf>).

Contrairement au sud de la pointe de Penmarc'h, la zone intertidale de la pointe de Pors Carn est relativement étroite. Elle est caractérisée par une plateforme rocheuse faiblement pentue d'une largeur de 80 m au sud du site à 120 m au nord du site ([Figure 1-34](#)). Les limites sous-marines ouest et nord de cette plateforme rocheuse sont marquées par un abrupt subvertical d'un commandement d'une dizaine de mètres, réalisant une transition rapide vers le fond sableux de la baie d'Audierne dont la profondeur varie entre

-15 et -20 mètres (Figure 1-34). La limite haute de cette plateforme est également marquée par une rupture de pente, établissant la jonction avec une plateforme supratidale où sont localisés les blocs étudiés (Figure 1-34).

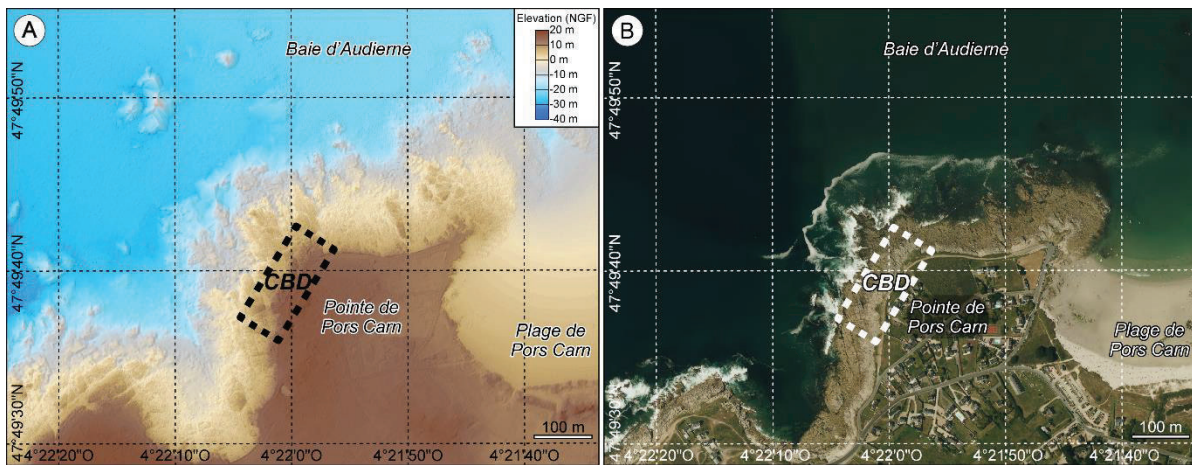


Figure 1-34. Topographie littorale et localisation générale des blocs supratidaux de tempêtes de la pointe de Pors Carn (CBD : dépôts de blocs littoraux) (données topographiques LITTO3D et photographie aérienne de l'IGN).

Les blocs supratidaux de la pointe de Pors Carn forment cinq barrages et/ou amas (Figure 1-35). Hormis les secteurs connectés du centre et du centre-sud, chaque secteur forme une cellule morphosédimentaire à part entière. Les dépôts les plus remarquables sont ceux des secteurs centre et sud de l'île. Ces blocs sont accumulés sous la forme de barrages doubles ou triples (Fichaut et Suanez, 2008 ; Suanez et al., 2009).



Figure 1-35. (A) Ressaut en sommet de plate-forme, source probable des blocs. (B) Barrage de blocs #1 ; (C) vue oblique du site présentant les cinq barrages et/ou amas du site.

3.2 Les sites de la presqu'île de Reykjanes

La presqu'île de Reykjanes forme la région du Suðurnes, à l'extrême sud-ouest de l'Islande (Figure 1-36). Elle correspond à la zone volcanique ouest-islandaise, qui opère la transition entre la zone de rift de Reykjanes à l'ouest, et la zone de rift ouest-islandaise à l'est (Einarsson, 1991). Cette région constitue une des parties émergées du rift médio-atlantique, qui traverse l'Islande selon un axe SO-NE.

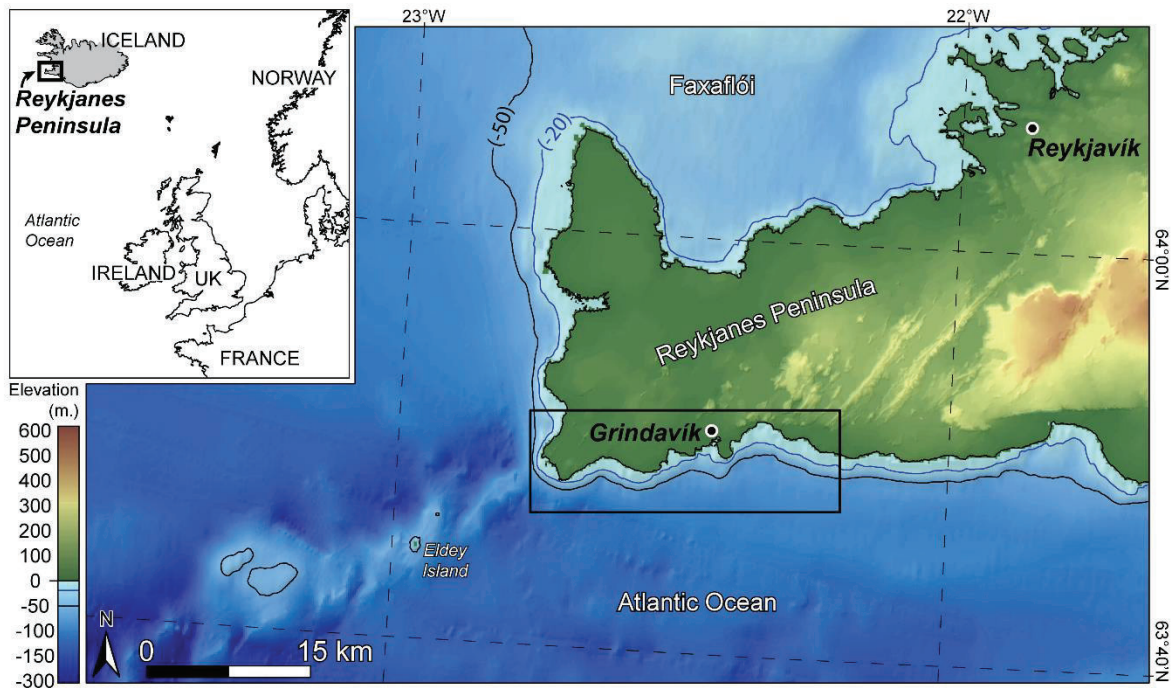


Figure 1-36. Localisation de la zone d'étude islandaise, au sud-ouest de la presqu'île de Reykjanes.

L'activité volcanique a été quasi continue à cet endroit depuis le Pléistocène moyen, marquée par douze événements éruptifs historiques (post -1200) et au moins neuf épisodes préhistoriques (Jónsson, 1983; Jóhannesson et Einarsson, 1988a, 1988b; Jóhannesson, 1989; Einarsson et Jóhannesson, 1989; Einarsson et al., 1991). Ces épisodes de volcanisme subaérien, essentiellement de type effusif (Einarsson, 1991), ont donné lieu à la mise en place d'un substrat basaltique se présentant sous la forme d'empilements puissants de couches faites d'un basalte cohérent, intercalées de minces couches scoriacées. Sur le littoral sud-ouest de la presqu'île de Reykjanes, où se localisent les sites à blocs supratidaux de tempêtes étudiés dans le cadre de ce travail (Figure 1-37), la progression de ces coulées de lave sur la mer a constitué des deltas de lave (Figure 1-37), dont les marges côtières sont principalement taillées en falaises (Etienne et Paris, 2010).

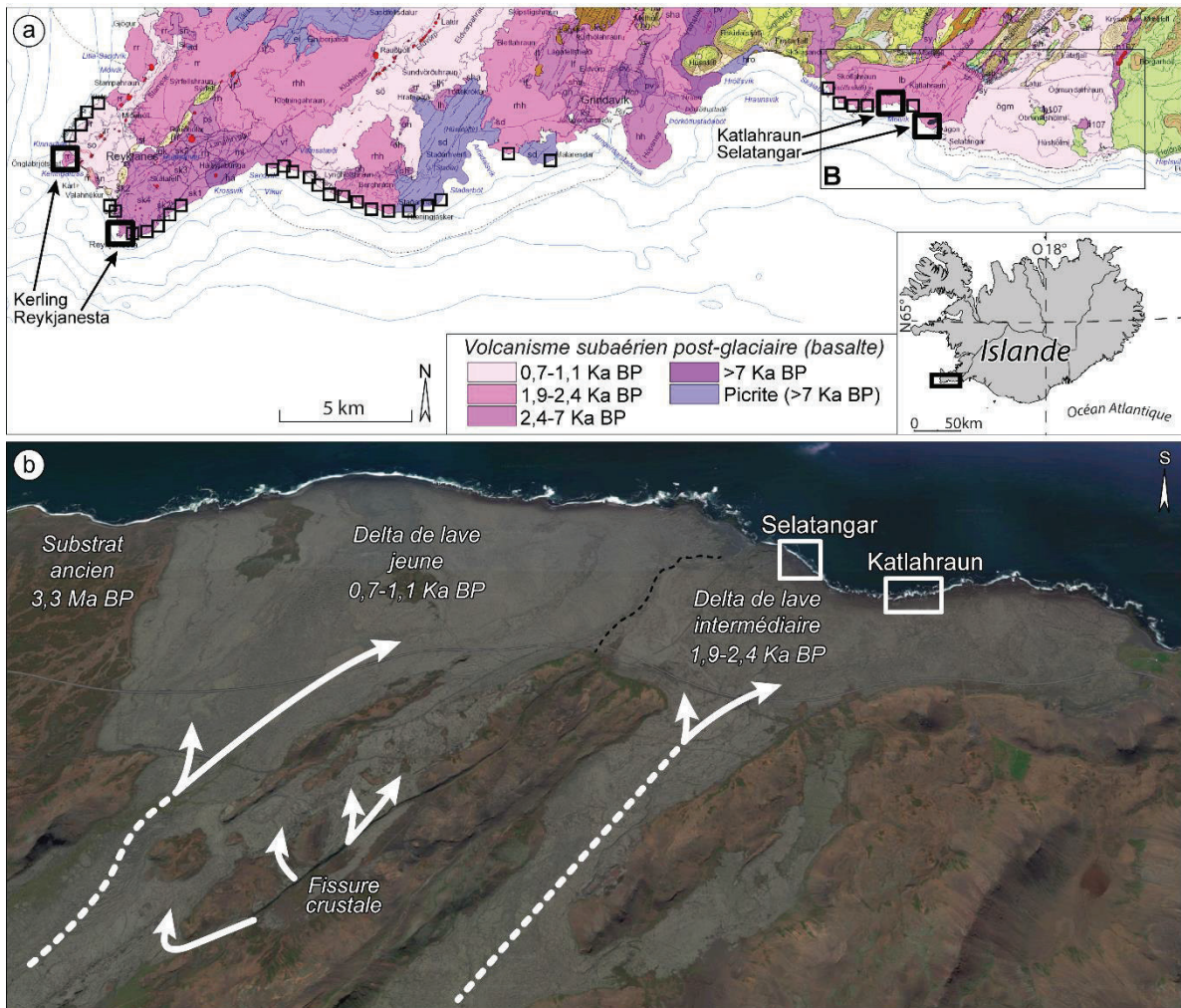


Figure 1-37. (A) Extrait de la carte géologique du sud-ouest de la presqu'île de Reykjanes, sur laquelle les sites étudiés ont été représentés par des petits carrés (sites faisant l'objet de la section 3.2 de la 3^e partie de ce travail) et un grand carré (sites faisant l'objet de la section 3.3 de ce travail) (source : ÍSOR). (B) Vue satellite oblique du delta de lave sur lequel sont localisés les sites de l'est de notre zone d'étude. Les flèches matérialisent le sens d'écoulement de la lave (image : Google Maps).

L'âge des substrats dans lesquels ces falaises sont taillées assure que les blocs supratidaux étudiés sur leurs plates-formes sommitales ne correspondent pas à des blocs erratiques, puisque leur mise en place est postérieure à la dernière glaciation (MIS 2-4 et 5a-d). Il est également possible d'éliminer toute origine glacielle, car la côte sud-ouest de l'Islande a été épargnée de la formation d'une banquise, notamment du fait de l'advection d'eau atlantique chaude par le courant d'Irminger (Andrews, 2005). Les calottes glaciaires les plus proches étant situées 150 km plus à l'est, la région est également hors de portée des puissantes débâcles fluvioglaciaires que sont les jökullhaups (Russell et al., 2005). Enfin, malgré une géodynamique interne intense, aucune information historique ou holocène n'atteste de l'existence de tsunami remarquable sur cette côte. Les seuls travaux indiquant des dynamiques liées à l'action de tsunami dans cette région concernent des glissements sous-marins ayant affecté les pentes occidentales de la plate-forme continentale norvégienne (Storegga Slides), notamment l'épisode daté aux environs de

8100 BP qui a affecté le nord-ouest de la Norvège (Bondevik et al., 1997) et les îles Shetland (Bondevik et al., 2005), et plus tardivement celui daté de 7100 BP qui a touché le littoral oriental écossais (Dawson et al., 1988 ; Long et al., 1989).

Les dépôts de blocs de tempêtes de la presqu'île de Reykjanes sont caractérisés par leur abondance. Ponctuels sur la pointe finistérienne, ils se succèdent ici de manière quasi-continue sur une cinquantaine de kilomètres le long du littoral sud-ouest de la presqu'île de Reykjanes (Etienne et Paris, 2010). Cette abondance est due à la nature de la roche d'une part, dont les caractéristiques morpho-structurales favorisent son débitage par les vagues, et son exposition aux vagues de tempêtes d'autre part, dont l'intensité et la fréquence font partie des plus fortes à l'échelle du bassin Atlantique nord-est (Betts et al., 2004). Ces caractéristiques ont en partie fait l'objet d'une étude descriptive que nous avons choisi de présenter comme un résultat. Pour éviter d'être redondant avec les travaux présentés dans cette étude, nous renvoyons le lecteur au second chapitre de la troisième partie de ce mémoire (Autret et al., 2016a).

3.2.1 Contexte météo-océanique des sites de la presqu'île de Reykjanes

Le sud-ouest de la presqu'île de Reykjanes est soumis à un régime de marée de type mesotidal. Son amplitude moyenne est de 2 m, et est respectivement de 0,5 m et 4 m pendant les périodes de marnage minimum et maximum théoriques.

Du fait de sa position sur le couloir « nord » des tempêtes nord-atlantiques (Rogers, 1997), la presqu'île de Reykjanes connaît chaque hiver des conditions météo-océaniques fortement agitées (Davies, 1972; Einarsson, 1976). Les valeurs des hauteurs significatives de vagues montrent une forte variabilité saisonnière, avec des *Hs* moyennes de l'ordre de 3,2 à 3,6 m au cours des mois de décembre, janvier et février, contre des *Hs* moyennes de l'ordre de 1,6 à 1,8 m au cours des mois de juin, juillet et août (Figure 1-38). Les écarts-types des *Hs* mensuelles moyennes montrent également une forte variabilité interannuelle, de l'ordre de 20 à 50%. Les périodes des vagues observent la même variabilité, qu'elle soit saisonnière, avec des périodes moyennes de 8 secondes en été, contre 10 à 11 secondes au cours des mois d'hiver, ou interannuelle, avec un écart-type moyen de 3 secondes (Figure 1-24)

L'orientation dominante des vagues est de secteur sud-ouest (220-230°). Elle est caractérisée par une faible variabilité, avec moins de 5 % des vagues en dehors de la plage allant de 180 à 260° (Figure 1-38). Enfin, la localisation des sites étudiés, au sud-ouest de la presqu'île, leur confère une forte exposition quelle que soit l'orientation des vagues (Figure 1-39).

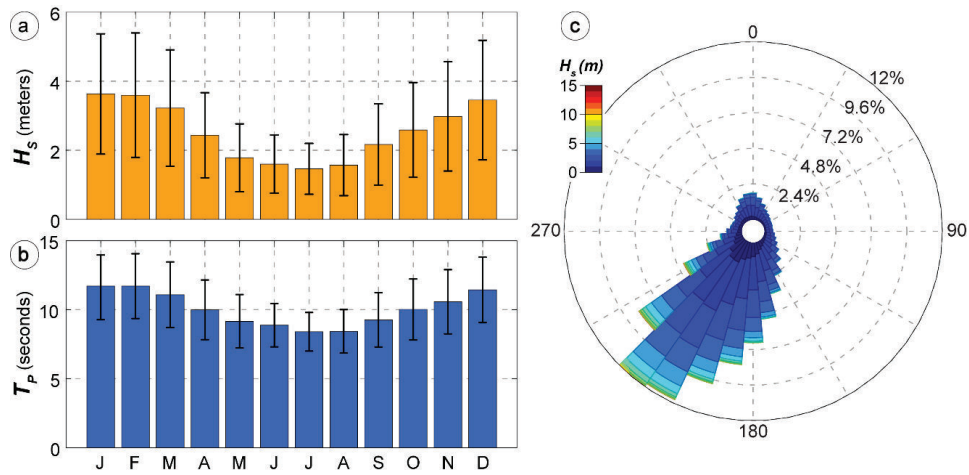


Figure 1-38. Moyennes mensuelles des paramètres H_s (A) et T_p (B) calculées sur la période 1948-2017 pour la presqu'île de Rykjanes. (C) Orientation des vagues.

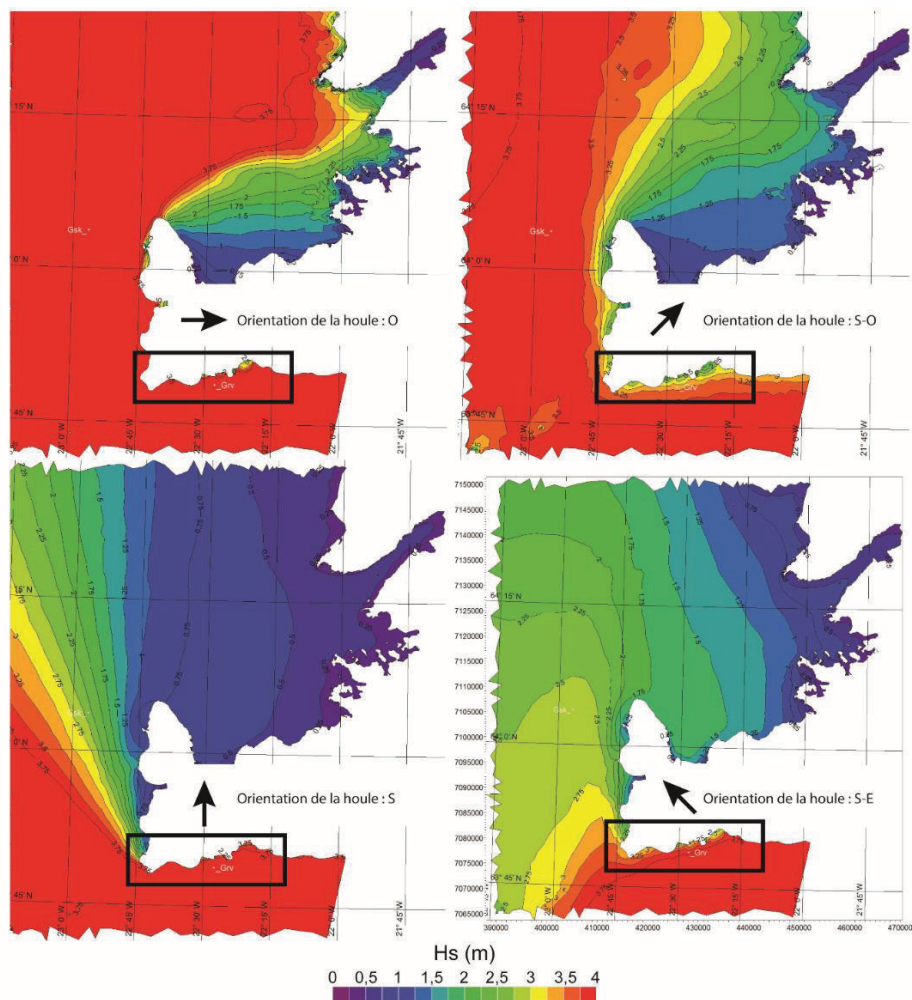


Figure 1-39. Modélisation du paramètre H_s sur le littoral de la presqu'île de Reykjanes pendant des tempêtes d'ouest (A), de sud-ouest (B), de sud (C) et de sud-est (C). La zone d'étude, qui est encadrée en noir, montre une forte exposition quelle que soit l'orientation de la houle.

3.2.2 Contextes géographique et géomorphologique des sites islandais

Dans le cadre du suivi morphosédimentaire initié depuis 2015, quatre sites d'étude représentatifs des différents contextes morfo-structuraux de la presqu'île de Reykjanes, et des types de disposition morphosédimentaires des accumulations de blocs que l'on y trouve, ont été retenus. Il s'agit des sites de Kerling, de Reykjanestá, de Katlahraun, et de Selatangar, répartis respectivement d'ouest en est (Figure 1-37).

3.2.2.1 Le secteur de Kerling

Ce secteur se situe au niveau d'un cap rocheux appelé Önglabrjótshnef, directement ouvert à l'ouest. Il s'inscrit dans le complexe volcanique de Kerling, sur un substrat basaltique daté entre 1900 BP to 2400 BP (Figure 1-40). D'un point de vue morphologique, il est composé de trois principales unités : (1) de basses falaises orientées N-S, et culminant entre 4 et 6 m asl ; (2) une plateforme sommitale dénudée dont la surface présente une très forte rugosité ayant piégé des blocs très grossiers ; (3) un rempart de blocs hétérométriques d'une hauteur moyenne d'environ 6 m qui s'étire sur 165 m de long sur une largeur de 70 m (Figure 1-41). Le rempart de blocs dont l'orientation N-S est similaire à celle de la ligne de rivage fait aussi face à l'ouest. Il se situe à une distance comprise entre 20 et 75 m par rapport au bord de falaise.

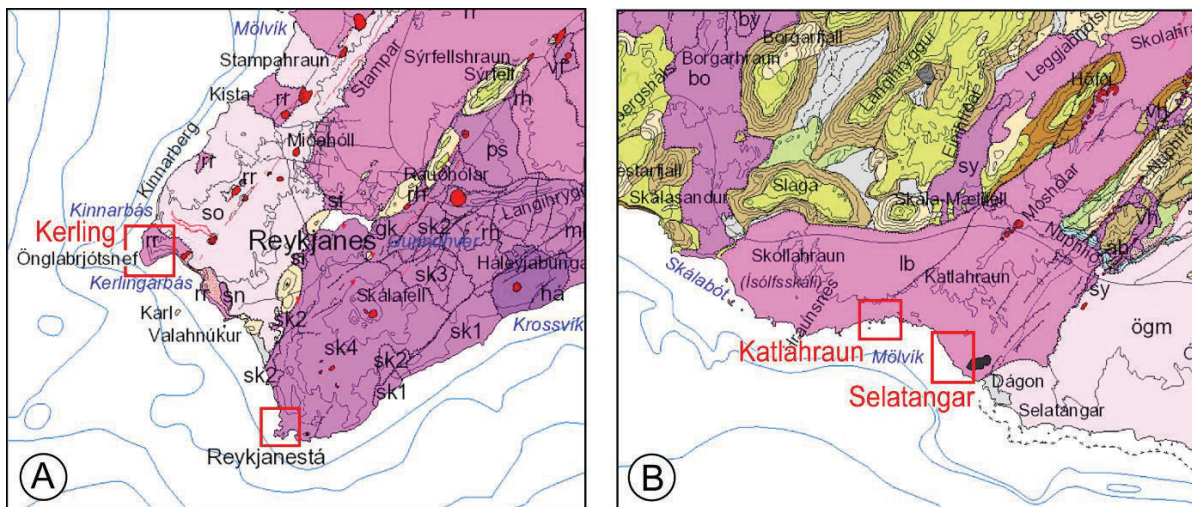


Figure 1-40. Extraits de la carte géologique pour les quatre sites d'étude de la presqu'île de Reykjanes. A : secteur occidental comportant les sites de Kerling et de Reykjanestá. B : secteur oriental comportant les sites de Katlahraun ; et de Selatangar.

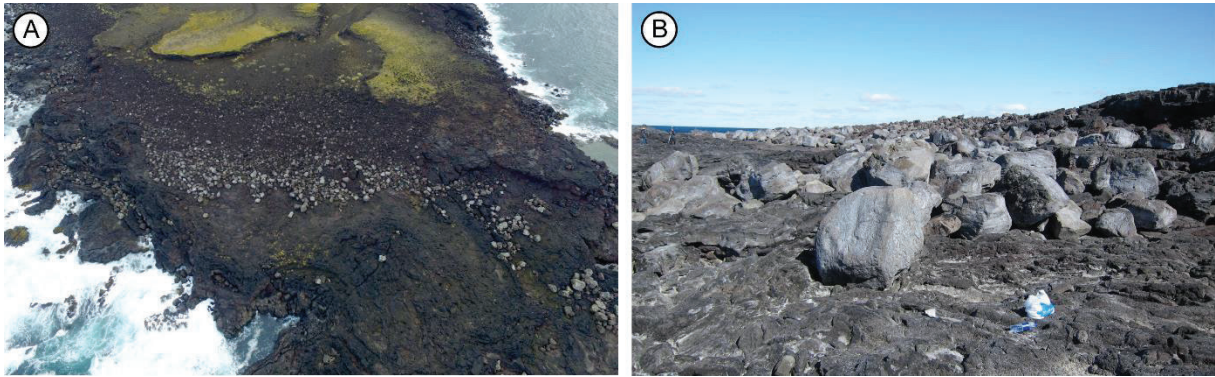


Figure 1-41. Vue oblique du site de Kerling montrant les 3 unités morphologiques de falaises basses, de plateforme sommitale dénudée à forte rugosité, et de rempart de blocs (A). Vue au sol montrant les blocs très grossiers piégés sur la plateforme sommitale (B).

3.2.2.2 Le secteur de Reykjanestá

Ce secteur se situe sur la pointe la plus au S-W de la presqu'île de Reykjanes (Figure 1-37). Il est inscrit dans des coulées basaltiques datées entre 2400 BP et 7000 BP. Il présente une morphologie similaire à celle de Kerling, constituée (1) de falaises verticales comprises entre 8 et 10 m (asl) de hauteur, orientées N-S dans la partie occidentale, et W-E dans la partie sud ; (2) d'une plateforme sommitale dénudée et relativement plane, dont l'altitude moyenne se situe à environ 9 m asl ; (3) d'un rempart de blocs très hétérométriques ($D_{\min}= 1\text{m}$, $D_{\max}= 14\text{m}$) accumulés très près du bord de falaise qui s'étire suivant une direction N-S sur 85 m long, 25 à 30 m de large, et 3 m d'épaisseur (Figure 1-42).



Figure 1-42. Vue oblique du site de Reykjanestá montrant les 3 unités morphologiques de falaises basses, de plateforme sommitale dénudée, et de rempart de blocs (A). Vue au sol montrant le rempart de blocs accumulés très proche du bord de falaise (B).

3.2.2.3 Le secteur de Katlahraun

Le secteur de Katlahraun est inscrit dans la partie terminale d'une importante coulée basaltique datée entre 1900 BP et 2400 BP (Figure 1-40). La morphologie de ce site est

plus complexe ; elle présente 5 unités paysagères constituées par (1) des falaises verticales culminant entre 3 et 5 m asl, orientées principalement E-W; (2) une plateforme d'abrasion intermédiaire dénudée et relativement rugueuse, située à une altitude d'environ 4 m asl ; (3) d'un second escarpement de falaise séparant la plateforme d'abrasion précédente et une seconde plateforme sommitale ; (4) de la plateforme sommitale dénudée et relativement plane que l'on considère comme le sommet de ce dispositif qui culmine à plus de 7 m asl; (5) d'un rempart de blocs s'étirant sur 150 m long et 30 m de largeur, pour une épaisseur comprise entre 2 et 3 m (Figure 1-43). Ce rempart orienté E-W fait face au sud. Il est disposé entre 15 et 30 m du bord de la falaise.

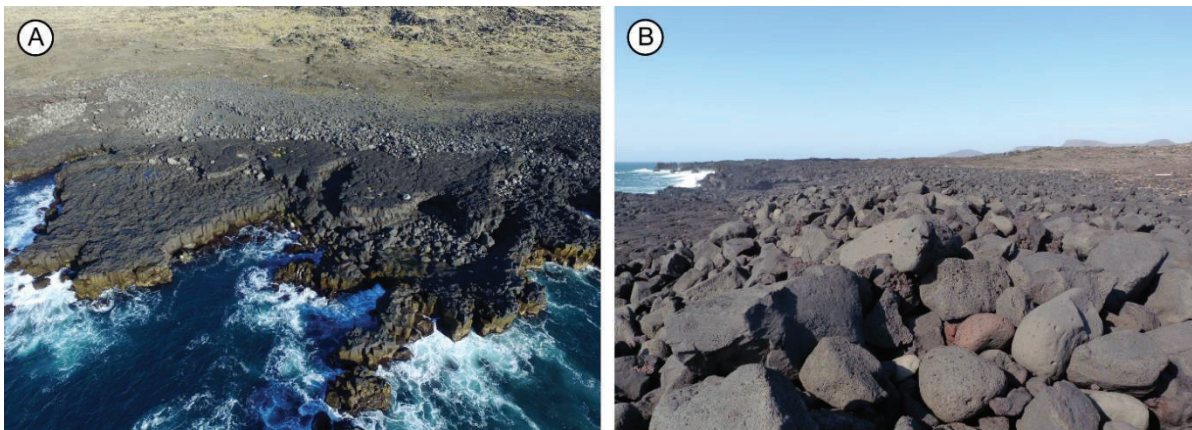


Figure 1-43. Vue oblique du site de Katlahraun montrant les 5 unités morphologiques de falaises basses, de plateforme d'abrasion intermédiaire, de second escarpement de falaise, de plateforme dénudée de sommet de falaise, et de rempart de blocs (A). Vue au sol montrant le rempart de blocs (B).

3.2.2.4 Le secteur de Selatangar

Le dernier secteur de Selatangar se situe dans la zone la plus orientale de notre zone d'étude sur le littoral de la presqu'île de Reykjanes. Il est constitué d'un substrat basaltique identique à celui du secteur de Katlahraun, et qui correspond à une grande coulée de lave datée entre 1900 BP to 2400 BP (Figure 1-40). Il présente également une morphologie formée de trois unités paysagères que sont (1) la falaise verticale culminant entre 8 et 10 m asl, orientée NW-SE ; (2) la plateforme sommitale dénudée et relativement plane se situant à une altitude moyenne d'environ 9 m asl ; (3) et le rempart de blocs localisé entre 8 m et 30 m par rapport au bord de la falaise. Il s'étire parallèlement à cette dernière suivant une direction NW-SE, sur une longueur de 200 m et sur 20 à 40 m de largeur, pour une épaisseur de 2 à 3 m (Figure 1-44).

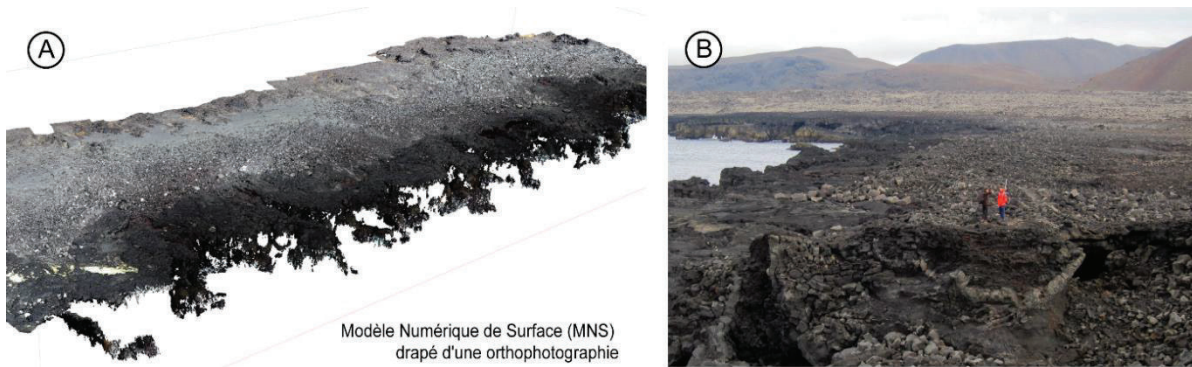


Figure 1-44. Vue oblique du site de Selatangar montrant les 3 unités morphologiques de falaises verticales, de plateforme dénudée de sommet de falaise, et de rempart de blocs (A). Vue au sol montrant le rempart de blocs (B).

3.3 Conclusion de la présentation des sites d'études

Si la présentation des sites d'études bretons et islandais montre des caractéristiques communes au niveau du contexte morpho-bathymétrique général, des dispositions et de la morphométrie des accumulations des blocs, il n'en demeure pas moins que les conditions hydrodynamiques sont bien différentes. La simple lecture des paramètres de vagues au large des deux façades régionales de la pointe du Finistère, et de la presqu'île de Reykjanes, montre des différences notables. Il apparaît clairement que les hauteurs de houles sont plus importantes au large de la côte islandaise qu'en Bretagne. Cela tient à la morphologie des fonds marins ; si la très large plateforme continentale « Celtique » intervient dans l'amortissement de la houle à l'approche de la côte bretonne, les profondeurs encore importantes au large de la côte SW de l'Islande jouent en sens inverse. Ces différences tiennent également à la virulence des tempêtes océaniques qui restent beaucoup plus fréquentes aux latitudes subpolaires où se situe l'Islande.

Il convient également de souligner les différences qui s'expriment au niveau du contexte lithostructural. Si pour les sites bretons que constituent l'île Vierge, l'île de Banneg, et la pointe de Pors Carn, le substrat correspond à des granitoïdes dont la structure et la fracturation/diaclasage sont assez similaires, les sites islandais sont eux inscrits dans des substrats basaltiques dont la structuration diffère grandement suivant le type de coulée et les conditions de mise en place. Cet élément joue un rôle déterminant dans le volume des accumulations et dans la morphométrie des blocs qui les composent.

4 Méthodes et données

Dans ce troisième chapitre, nous présentons de manière synthétique les matériels utilisés et les méthodes que nous avons mises en œuvre pour mener à bien ce travail de thèse. Dans un premier temps, nous présentons les données topo-morphosédimentaires, météo-océaniques et hydrodynamiques qui ont été utilisées. Dans un second temps, nous présentons les différentes phases d'exploitation et de traitement de ces données.

4.1 Suivis topo-morphologique et sédimentaire

4.1.1 Acquisition d'images stéréoscopiques

Le suivi topo-morphologique repose sur la technique de la photogrammétrie stéréoscopique. Elle requiert l'acquisition de photographies, prises selon plusieurs angles, des objets et de la surface que l'on souhaite reconstituer numériquement. Le nombre optimal de photographies est atteint lorsque chaque point physique de la zone suivie est couvert par 9 photographies d'angles différents. Un nombre inférieur à 9 photographies altère la qualité de la reconstruction numérique, et plus de 9 photographies sont inutiles et rallongent les temps de traitement. Le nombre de photographies pour chaque survol dépend donc de l'aire de la surface à reconstruire numériquement. Dans le cadre de ce travail, 37 campagnes de mesure ont été réalisées (Tableau 1-3). Nous avons successivement eu recours aux drones et aux cerfs-volants pour réaliser les prises de vues aériennes. L'acquisition des photographies aériennes s'est effectuée de deux étapes, (i) le levé des cibles, puis (ii) le survol drone ou cerf-volant.

4.1.2 Usage de cibles et de points invariables

Les cibles, ou points de contrôle (*ground control points, GCP*) sont les repères visuels au sol qui vont permettre le géoréférencement des photographies aériennes lors de la phase de post-acquisition (passage des photographies aériennes (données brutes) aux orthophotographies, nuages de points et modèles numériques de terrain (données exploitables)). Pour des photographies aériennes prises à des hauteurs comprises entre 45 et 70 mètres au-dessus du sol, nous avons utilisé des soucoupes en plastique induré rouge de 27 cm de diamètre.

La position X, Y et Z des cibles a été mesurée au DGPS en mode RTK (modèles Trimble® 5700, Leica® GS10 ou TOPCON® HiPer V). La technique de la mise en station sur des points géodésiques référencés a été privilégiée à la technique du post-traitement (Figure 1-44). Pour un géoréférencement satisfaisant des mosaïques en post-acquisition,

un minimum de 10 cibles est requis (Figure 1-44). Toutefois, selon la taille et la configuration des sites, un nombre plus important de cibles peut être nécessaire pour contrer la dérive du géoréférencement (Jaud et al., 2016).

Tableau 1-3. Récapitulatif des levés topo-morphologiques effectués au cours de cette thèse

Site	Date	Méthode	Nb. photos	Nb. GCP	Altitude moyenne
(FR)					
Banneg	01/13	Drone	250	50	84
Banneg	04/14	Drone	220	50	81
Banneg	05/15	KAP	367	32	52
Banneg	04/16	KAP	381	18	59
Ile Vierge	12/14	KAP	290	43	43
Ile Vierge	03/16	KAP	315	62	62
Ile Vierge	04/17	KAP	321	21	56
Pors Carn	12/14	KAP	272	58	57
Pors Carn	03/16	KAP	281	45	45
Pors Carn	04/17	KAP	277	16	51
(ISN)					
Kerling	04/15	KAP	402	62	48
Kerling	05/16	KAP	395	20	52
Kerling	09/17	Drone	157	20	65
Valbjargagjá	04/15	KAP	224	67	54
Valbjargagjá	05/16	KAP	227	20	56
Valbjargagjá	05/17	KAP	243	20	53
Reykjanestá	04/15	KAP	268	53	46
Reykjanestá	05/16	KAP	245	20	49
Reykjanestá	09/17	Drone	127	20	64
Skarfasetur	04/15	KAP	207	58	52
Skarfasetur	05/16	KAP	297	20	53
Skarfasetur	05/17	KAP	281	20	49
Berghraun	04/15	KAP	225	42	54
Berghraun	05/16	KAP	254	20	51
Berghraun	09/17	Drone	134	20	66
Hraunsnes O	04/15	KAP	208	34	53
Hraunsnes O	05/16	KAP	229	20	51
Hraunsnes O	09/17	Drone	109	20	64
Hraunsnes E	04/15	KAP	217	39	47
Hraunsnes E	05/16	KAP	196	20	49
Hraunsnes E	09/17	Drone	108	20	67
Katlahraun	04/15	KAP	294	57	49
Katlahraun	05/16	KAP	313	20	52
Katlahraun	09/17	Drone	201	20	63
Selatangar	04/15	KAP	326	55	56
Selatangar	05/16	KAP	296	20	51
Selatangar	05/17	KAP	243	20	53

Des points de validation ont également été levés au DGPS pour constituer une base de données de points invariables fixes indépendants du réseau de cibles. Ces invariables correspondent le plus souvent à des intersections de diaclases. Ils ont permis d'estimer les marges d'incertitude des données spatialisées (modèles numériques de surface (MNS) et orthophotographies) issues du post-traitement.

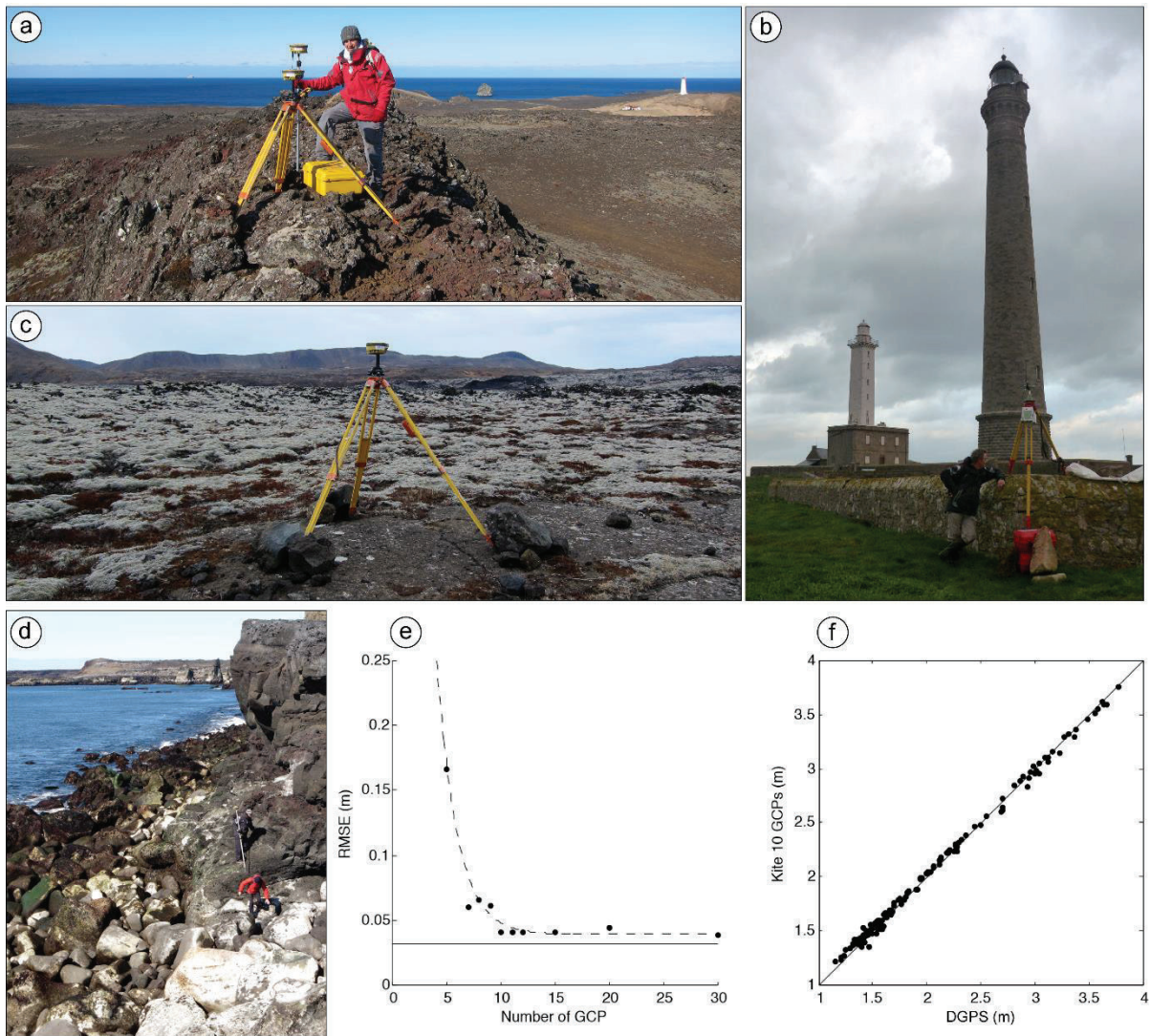


Figure 1-44. Déploiement des instruments de mesure sur le terrain (A-C : stations DGPS), levé des cibles en pied de falaise à Reykjanestá (D), et validation de la méthodologie choisie pour le suivi topomorphosédimentaire (E, F). Variation de la RMSE des MNT en fonction du nombre de points de contrôle utilisés pour géoréférencer le projet (E). Relation entre les points de validation mesurés au DGPS et mesurés sur un MNT généré à partir de photographies drone ou cerf-volant et géoréférencé à l'aide de 10 points de contrôle (F).

4.1.2.1 Cerf-volant

La photographie aérienne par cerf-volant, appelée *kite aerial photography* (KAP) en anglais, consiste à utiliser un cerf-volant pour porter un appareil photo à une hauteur voulue au-dessus du sol. Les survols cerf-volant réalisés dans le cadre de cette thèse ont été effectués par des vents compris entre 10 et 50 km/h. Un cerf-volant de type

« flowform » à large voileure a été utilisé pour les survols dans des vents de 10 à 30-35 km/h (monofil porteur flowform 4.0, HQ Kites®), et un cerf-volant triangulaire de plus petite taille a été utilisé pour les vents de 30-35 à 50 km/h (monofil porteur Delta Trooper by Dan Leigh, Into The Wind®). L'appareil photographique utilisé est un compact professionnel de la gamme GR (Ricoh®, version 2016), équipé d'un capteur CMOS 16,2 Mpx APS-C et d'un objectif NAX 28 mm f/2,8 (focale fixe équivalent 35 mm). L'intervallomètre de l'appareil a été programmé pour déclencher une prise de vue toutes les 10 secondes. Pour amortir les mouvements de roulis et de tangage dus à la navigation « naturelle » du cerf-volant dans les airs, l'appareil photo a été systématiquement raccordé à la ligne de traîne par un picavet Gent-X, Brooxes® (Figure 1-45).



Figure 1-45. Présentation du picavet (à gauche, source : www.kapshop.com), et exemple de mise en place sur le terrain (à droite).

4.1.2.2 Drone

La technique du drone a aussi été utilisée pour réaliser les photographies aériennes de basse altitude. Il en existe deux types : les drones miniatures préarmés d'un matériel de prise de vue photographique ; et les drones non armés qu'il faut équiper d'un appareil photographique. Dans le cadre de cette thèse, les deux types de drone ont été utilisés (Figure 1-46).

Sur le site de l'île de Banneg, les survols de 2013 et de 2014 ont été réalisés à l'aide d'un drone de type hélicoptère hexarotors DS6-1200 Dronesys® (Figure 1-46). Ce drone, équipé d'une centrale inertielle, a été armé d'un appareil photo Nikon D700, doté d'un capteur CMOS 12,1 Mpx plein format et d'un objectif Nikon F 35 mm. Les prises de vue ont été manuellement et/ou automatiquement déclenchées depuis la station de pilotage au sol.

Sur les sites de la presqu'île de Reykjanes, les survols de 2017 ont été partiellement réalisés à l'aide d'un drone miniature de type quadcopter Phantom 3 Pro DJI® (Figure 1-46). Ce drone dispose d'une nacelle stabilisée sur les 3 axes qui embarque un capteur

Sony® EXMOR 1/2,3 pouces de 12,4 Mpx et un objectif FC300x 20 mm f/2,8. Les prises de vue ont été déclenchées manuellement.



Figure 1-46. Drones utilisés pour réaliser des prises de vues aériennes : hexarotors DS6-1200 Dronesys® (à gauche), et Phantom 3 Pro DJI® (à droite).

Tableau 1-4. Avantages et inconvénients des deux techniques d'acquisition de photographies aériennes de basse-altitude auxquelles nous avons eu recours dans le cadre de cette thèse

KAP	
Avantages	Inconvénients
<ul style="list-style-type: none"> - facilité à être transporté sur le terrain (léger, peu fragile) ; - pas d'électronique, réparable ; - pas de contrainte réglementaire (ludique) ; - pas de source d'énergie pour voler. 	<ul style="list-style-type: none"> - très fortement dépendant des conditions météorologiques (souvent « trop » ou « pas assez » de vent) ; - clichés pris au hasard ; - tous les terrains ne se prêtent pas à son déploiement (cf. Figure 1-47).
Drone	
Avantages	Inconvénients
<ul style="list-style-type: none"> - pilotage (liberté des prises de vue) ; - retour vidéo en direct ; - facilité à être transporté sur le terrain (grâce à la miniaturisation) ; - rapidité de mise en œuvre et de levé. 	<ul style="list-style-type: none"> - temps de vol limité par la durée des batteries (contrainte amplifiée par le froid) ; - limites météorologiques (vent, pluie) ; - contraintes réglementaires (du déploiement sur le terrain au transport en avion).

4.1.3 LiDAR aéroporté

Des mesures topographiques issues d'un levé de type LiDAR aéroporté ont également été exploitées dans le cadre de ce travail. Il s'agit de données collectées dans le cadre du levé national d'un référentiel altimétrique continu terre/mer « LITTO3D® », coordonné par le SHOM et l'IGN (Louvart et Grateau, 2005). Ces mesures ont été réalisées au printemps 2012 sur les sites de l'île Vierge et de Pors Carn.



Figure 1-47. Du fait de la rugosité des substrats basaltiques de la presqu'île de Reykjanes, le décollage du cerf-volant (ici le monofil porteur flowform 4.0, HQ Kites® à large voileure) a souvent nécessité l'intervention de plusieurs personnes.

Nous avons réalisé des extractions sur le nuage de points X, Y, Z post-traités (5 ha à l'île Vierge, 2 ha à Pors Carn). Sur les deux sites, la densité de points a montré une grande hétérogénéité, avec des densités allant de 4pt/m² à 15pt/m². Afin d'homogénéiser ces données, nous avons réalisé un maillage par le biais d'une interpolation multivariée (krigeage). Un modèle numérique de surface (MNS) a été exporté pour chaque site à une résolution de 25 cm. Ces données sont fournies avec une précision verticale de 20 cm et une précision horizontale de 50 cm. Après vérification, nous avons constaté une erreur comprise entre 17 cm (île Vierge) et 19 cm (Pors Carn).

4.1.4 Mesures morpho-granulométriques

4.1.4.1 Mesures de terrain

Le relevé de la forme et des mensurations des blocs consiste à mesurer la longueur des trois axes qui caractérisent chaque bloc (axe le plus long, axe-a ; axe intermédiaire, axe-b ; axe le plus court, axe-c) et à estimer visuellement leur forme. A partir de ces dimensions, il est possible d'estimer le volume de chaque bloc en utilisant les équations mathématiques correspondant aux géométries de blocs sphériques, cubiques, ellipsoïdales ou prismatiques (Paris et al., 2011). Par extension, ce volume multiplié par

la densité de la roche constituant le bloc permet d'en calculer la masse. Ces deux métriques sont indispensables pour interpréter les forces hydrodynamiques responsables de l'arrachage et du déplacement des blocs. Elles présentent également un intérêt pour identifier la source des blocs en les comparant à celles des cicatrices d'arrachement (Knight et al., 2009 ; Knight et Burningham, 2011 ; Stephenson et Naylor, 2011a, 2011b ; Fichaut et Suanez, 2011) (Figure 1-48). Ces mesures ont été faites sur un échantillon représentatif de blocs sur tous les sites étudiés.

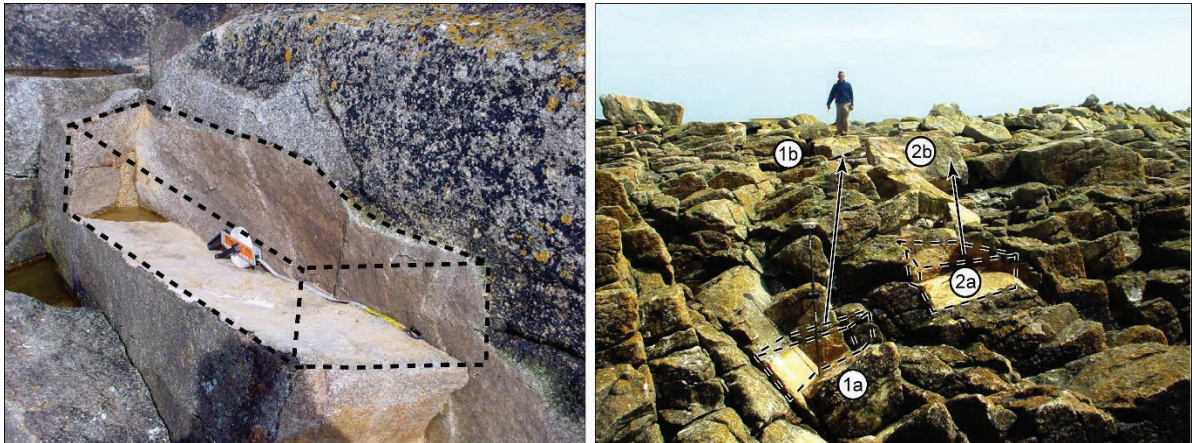


Figure 1-48. Importance de la mesure des axes à partir des cicatrices d'arrachement (gauche) pour identifier la zone « source » des blocs (droite) (source : Fichaut et Suanez, 2011).

Sur les sites de l'île Vierge et de Pors Carn, nous avons utilisé un quadrat de 1×1 m pour effectuer ces mesures. La face, le revers et la crête des cordons ont été échantillonnés. Les blocs dispersés de part et d'autre des cordons ont également été mesurés. La forme des blocs a systématiquement été notée (quadrangulaire, ovoïde ou polymorphe) pour pouvoir utiliser la formule de calcul de volume la plus appropriée. La densité des granites n'ayant pas fait l'objet d'une étude spécifique sur chacun des sites, nous avons utilisé arbitrairement une valeur standard de 2,6. En tout, 298 blocs ont été mesurés dans les dépôts de l'île Vierge (37 stations), et 816 blocs ont été mesurés dans les dépôts de Pors Carn (78 stations). Pour les blocs de l'île de Banneg, une base de données contenant les dimensions de 1300 blocs avait déjà été constituée avant le début de la thèse (Fichaut et Suanez, 2008 ; Suanez et al., 2009).

En Islande, la taille des cinq plus gros blocs (estimation visuelle) rencontrés le long de trois profils par site a été mesurée (toujours à partir des axes a, b et c). Pour calculer leur masse, nous avons retenu arbitrairement une densité standard de 2,8 (basalte). Leur forme a également été systématiquement décrite telle que quadrangulaire, ovoïde ou polymorphe. Dans le même temps, le degré d'émoussé a été mesuré pour 100 blocs répartis le long de chaque accumulation, afin d'analyser la distribution morphométrique au sein de ces dernières (arrondis, subarrondis, subanguleux, anguleux). Ces informations ont permis d'établir une caractérisation morphosédimentaire de chaque accumulation et de son environnement de dépôt.

4.1.4.2 Mesures par traitement d'images

L'analyse morpho-granulométrique et volumétrique des blocs déplacés lors des tempêtes a été faite quant à elle par traitement numérique d'images. Ces mesures ont été effectuées sur les MNS, sous le logiciel ArcMap. Les axes a, b et c des blocs arrachés et/ou transportés ont été relevés à partir de profils topographiques (Figure 1-49).

Lorsque les blocs mesurés reposaient sur des surfaces planes et peu rugueuses, leurs volumes ont directement été calculés à partir des MNT (segmentation Watershed). Pour les blocs tangents à d'autres blocs ou au substrat, les dimensions et leur forme ont été utilisées pour appliquer les formules de calcul de volume les plus appropriées.

Au total, cette méthode a été employée pour relever la taille des axes a, b et c de 195 blocs sur le site de Banneg, 116 blocs sur le site de Kerling, 92 blocs sur le site de Reykjanestá, 76 blocs sur le site de Katlahraun, et 91 blocs sur le site de Selatangar.

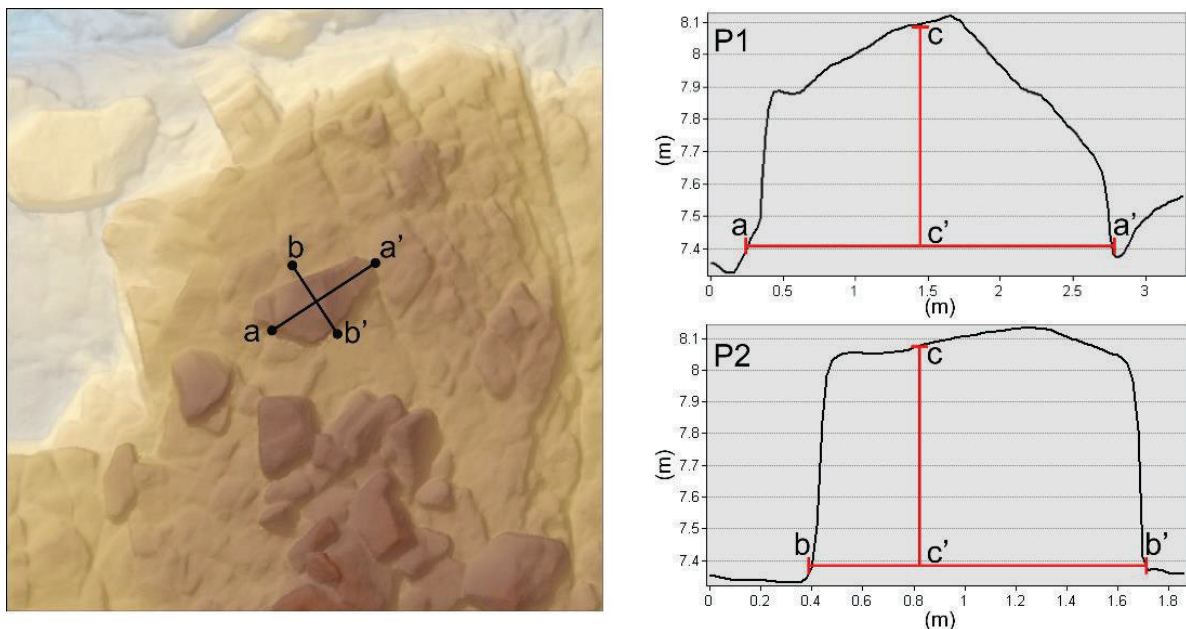


Figure 1-49. Exemple de relevé des dimensions a, b et c d'un bloc à partir d'un MNT sous le logiciel ArcMap. Des profils sont dans un premier temps extraits (gauche), puis les mesures sont effectuées (droite)

4.2 Données météo-océaniques et mesures hydrodynamiques

L'étude des conditions météo-océaniques et des paramètres hydrodynamiques repose sur un jeu de données issu (i) de mesures de vagues au large (bouées houlographes), (ii) marégraphiques, (iii) des vagues à la côte (capteurs de pression), et (iiii) des données de vagues modélisées. L'emboîtement des échelles spatio-temporelles de ces données nous a permis d'investiguer les processus hydrodynamiques responsables

de l'arrachage et/ou du transport de blocs à court (la tempête), moyen (l'hiver) et long terme (plusieurs décennies).

4.2.1 Données de houle au large

4.2.1.1 Bouées

Pour l'Islande, un houlographe a été utilisé ([Tableau 1-5](#)). Il correspond à la bouée « Grindavíkurdufl », localisée à 3 km au sud du port de Grindavík, dans des eaux d'une profondeur de 62 m ($63^{\circ}48,80'N$; $22^{\circ}27,63'O$). Les mesures effectuées par cette bouée ont été utilisées pour valider les données de vagues modélisées sur une sortie WWIII localisée à proximité ($63^{\circ}30'$; $22^{\circ}30'O$, section 3.2.1.2).

Pour la Bretagne, notamment au large de l'île de Banneg, une bouée directionnelle waverider (Datawell DWR-MkIII) a quant à elle été déployée à proximité de la côte ouest de Banneg dans le cadre du programme de recherche PROTEVS ([Tableau 1-5](#)). Les paramètres de vagues mesurés par cette bouée ont été utilisés pour calculer les niveaux d'eau extrêmes sur l'île de Banneg pendant l'hiver 2013-2014.

Tableau 1-5. Récapitulatif des données de vagues mesurées par des bouées utilisées dans cette thèse

Site	Type	Localisation (distance au site)	Pas de temps	Période
Banneg	Waverider	Ouest Banneg (≈ 1 km)	30 min	Hiver 13-14
Reykjanes	Houlographe	$63^{\circ}48,80'N$; $22^{\circ}27,63'O$ (≈ 3 km)	1h	1994-2017

4.2.1.2 Houles modélisées

Les données de vagues modélisées exploitées dans ce travail sont issues du modèle spectral de vague Wave Watch III ([Tolman, 2014](#)). Ce modèle couvre le bassin nord-atlantique à une résolution de $0,5^{\circ}$ décimal (0° - $80^{\circ}O$; 0° - $70^{\circ}N$) et simule à intervalle de 6h les états de mer entre 1948 et 2017. Il a été validé à l'échelle de la façade ouest-européenne par comparaison avec les données mesurées à partir de 15 bouées réparties du nord au sud, incluant la bouée « Pierres Noires » pour la pointe bretonne, localisée au sud de l'archipel de Molène. Ce modèle a notamment été utilisé dans le cadre de travaux portant sur l'activité tempétueuse exceptionnelle de l'hiver 2013-2014 sur la façade ouest-européenne (P. ex. [Masselink et al., 2016](#) ; [Castelle et al., 2017](#)).

Les calculs ont été faits en un point de mesure situé au large de la presqu'île de Reykjanes ($63^{\circ}30'N$; $22^{\circ}30'O$), et en deux points localisés au nord ($49^{\circ}N$; $4^{\circ}30'O$) et au sud ($47^{\circ}30'N$; $4^{\circ}30'O$) du Finistère au droit des sites de l'île Vierge et de Pors Carn ([Tableau 1-6](#)). Trois paramètres ont été calculés, H_s , T_p et la direction des vagues (Dir).

Tableau 1-6. Récapitulatif des données de vagues modélisées utilisées dans cette thèse

Site	Point (distance au site)	Pas de temps	Période
Île Vierge	49°N ; 4°30'O (≈37 km)	6h	1948-2017
Pors Carn	47°30'N ; 4°30'O (≈40 km)	6h	1948-2017
Reykjanes	63°30'N ; 22°30'O (≈35 -40 km)	6h	1948-2017

4.2.2 Mesures de la houle à la côte

Les mesures de la houle à la côte ont essentiellement reposé sur l'utilisation de capteurs de pression hydrostatique (matériel utilisé : Ocean Sensor System Inc.®, OSSI-010-003C). Ils ont été déployés dans la zone intertidale des trois sites bretons (Tableau 1-7 ; Figure 1-50). Les mesures ont été faites à une fréquence de 5 Hz.

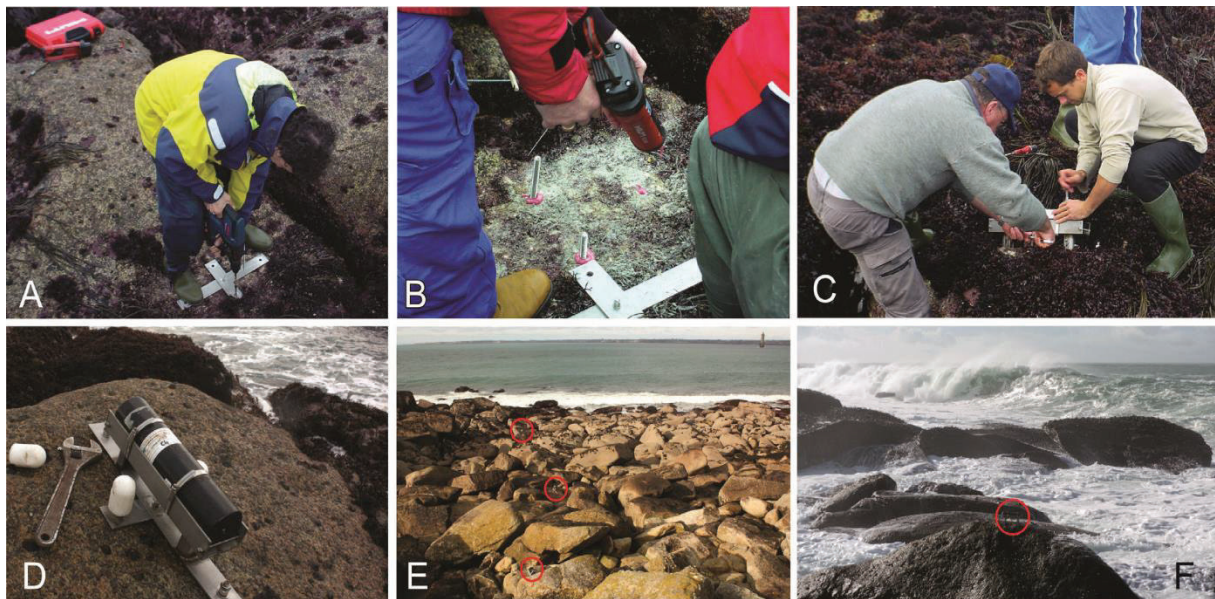


Figure 1-50. Installation des capteurs de pression sur l'île de Banneg. A-C : perçage du substrat, scellement des tiges filetées et fixation de l'instrument sur son socle. D-E : exemples de capteurs in-situ (source : Dodet et al., (2017))

Les données brutes ont dans un premier temps été corrigées en soustrayant la pression atmosphérique, mesurée par la station météorologique la plus proche des sites. Après avoir été transformées et filtrées, les données de pression ont été utilisées pour calculer les spectres de pression au fond ($E_p(f)$). Ces spectres de pression au fond ont été convertis en spectre d'élévation de la surface libre $E(f)$, d'après la théorie linéaire des vagues :

$$E(f) = E_p(f)[P_w g \cosh(kD)]^2 \quad \text{Eq. 6}$$

Où ρw est la densité de l'eau, g la constante d'accélération gravitationnelle, k le nombre d'ondes et D la profondeur du capteur. Les paramètres moyens de hauteurs significatives (H_{m0}) et de périodes ($T_{m0,p}$) de vagues sont ensuite calculés à partir des moments spectraux m_p :

$$m_p = \int_0^{f_{max}} f^p E(f) df \quad \text{Eq. 7}$$

Selon les relations :

$$H_{m0} = 4\sqrt{m_0} \quad \text{pour la hauteur des vagues, et}$$

$$T_{m0,p} = \left(\frac{m_p}{m_0}\right)^{-1/p} \quad \text{pour la période des vagues.}$$

En raison de son originalité, la mise en œuvre de ce protocole a fait l'objet d'une publication dédiée aux aspects méthodologiques de la mesure des vagues sur les côtes rocheuses escarpées en contexte de forte exposition aux houles océaniques. Pour en connaître les détails, nous renvoyons le lecteur au travail de [Dodet et al., \(2017\)](#).

Tableau 1-7. Récapitulatif des données de pression hydrostatique utilisées dans cette thèse

Site	Nombre de capteurs	Pas de temps	Déploiement
Île Vierge	2 (<i>in situ</i>)	5 Hz	Hivers 15-16 et 16-17
Banneg	8 (<i>in situ</i>)	5 Hz	Hiver 13-14
Pors Carn	1 (<i>in situ</i>)	5 Hz	Hivers 15-16 et 16-17

4.2.3 Données de marée

4.2.3.1 Marées prédites

Les données de marées que nous avons utilisées sont les prédictions de marée astronomique heure par heure sur la période 1948-2017. Ces données nous ont été fournies par les instituts océanographiques français et islandais. En France, nous avons utilisé les prédictions du SHOM aux ports de l'Aber Wrach (situé à 5 km de l'île Vierge), Le Conquet (situé à 19 km de Banneg) et Saint-Guérolé (situé à 1 km de la pointe de Pors Carn) ([Tableau 1-8](#)). En Islande, nous avons utilisé les prédictions du Vegagerðin au port de Grindavík, situé à une distance allant de 5 à 15 km des sites de la presqu'île de Reykjanes ([Tableau 1-8](#)).

Tableau 1-8. Récapitulatif des données de marée prédite utilisées dans cette thèse

Site	Port (distance au site)	Pas de temps	Période	Fournisseur
Île Vierge	Aber Wrach (5 km)	1h	1948-2017	SHOM
Banneg	Le conquet (19 km)	1h	1948-2017	SHOM
Pors Carn	Saint-Guérolé (1 km)	1h	1948-2017	SHOM
Reykjanes	Grindavík (5-15 km)	1h	1948-2017	Vegagerðin

4.2.3.2 Mesures in situ

La marée a également été calculée à partir des données de pression sur les sites instrumentés de capteurs de pression hydrostatique identiques à ceux utilisés pour calculer les paramètres des vagues à la côte (section 3.2.2, [tableau 1-7](#)). Une analyse de Fourier sur des fenêtres de 20 minutes a été réalisée pour isoler le signal de marée des composantes harmoniques liées à la houle. Ces données ont notamment été utilisées pour valider la composante « marée » dans les calculs des niveaux d'eau extrêmes (section 3.4.1)

4.3 Bilan sédimentaire et mouvement des blocs

L'analyse des changements morphologiques repose sur la quantification des blocs arrachés et/ou déplacés pendant les tempêtes. Cette quantification a été réalisée par le calcul des bilans sédimentaires au sein des cellules morphosédimentaires qui caractérisent les dépôts de blocs supratidaux étudiés. Dans un second temps, les positions avant/après tempêtes de certains blocs ont pu être identifiées. Ces trajectoires ont permis d'aborder les modalités de déplacement au cours des événements morphogènes et de mieux comprendre les processus hydro-morphosédimentaires à l'origine de la construction des cordons de blocs supratidaux.

4.3.1 Photogrammétrie SfM (*Structure from Motion*)

Les photographies aériennes de basse altitude acquises dans le cadre des suivis topomorphologiques « drone » ou « cerf-volant » ont été traitées par photogrammétrie SfM. Il s'agit d'une version simplifiée de la photogrammétrie dite « classique » qui propose une plus grande automatisation dans les phases de calcul des paramètres externes et de détection des points d'appariement sur chaque photographie (ou points homologues) pour l'appariement des photographies entre elles (algorithmes *SIFT* ([Lowe, 1999](#))). Elle permet de reconnaître des caractéristiques conjuguées dans une même image et/ou dans plusieurs images aux échelles et aux points de vue sensiblement différents. Cette propriété est utile lorsque les surfaces étudiées sont composées d'objets semblables (P. ex. des milliers de blocs de basalte déposés sur des plates-formes basaltiques chaotiques).

Les grands principes informatiques de cette méthode ont récemment fait l'objet de revues détaillées. Pour davantage de détails, nous renvoyons le lecteur vers les travaux très didactiques de [Snaveely et al. \(2006, 2008\)](#), ainsi que les travaux plus appliqués à la géographie physique de [Westoby et al. \(2012\)](#) et [Fonstad et al. \(2013\)](#).

Lors d'une première étape, un tri des photographies a été réalisé pour écarter les clichés de mauvaise qualité. Nous avons utilisé la méthode d'indexation par indice de flou ([Marziliano et al., 2004](#)), améliorée par [Castillo et al. \(2015\)](#) ([Figure 1-51](#)).

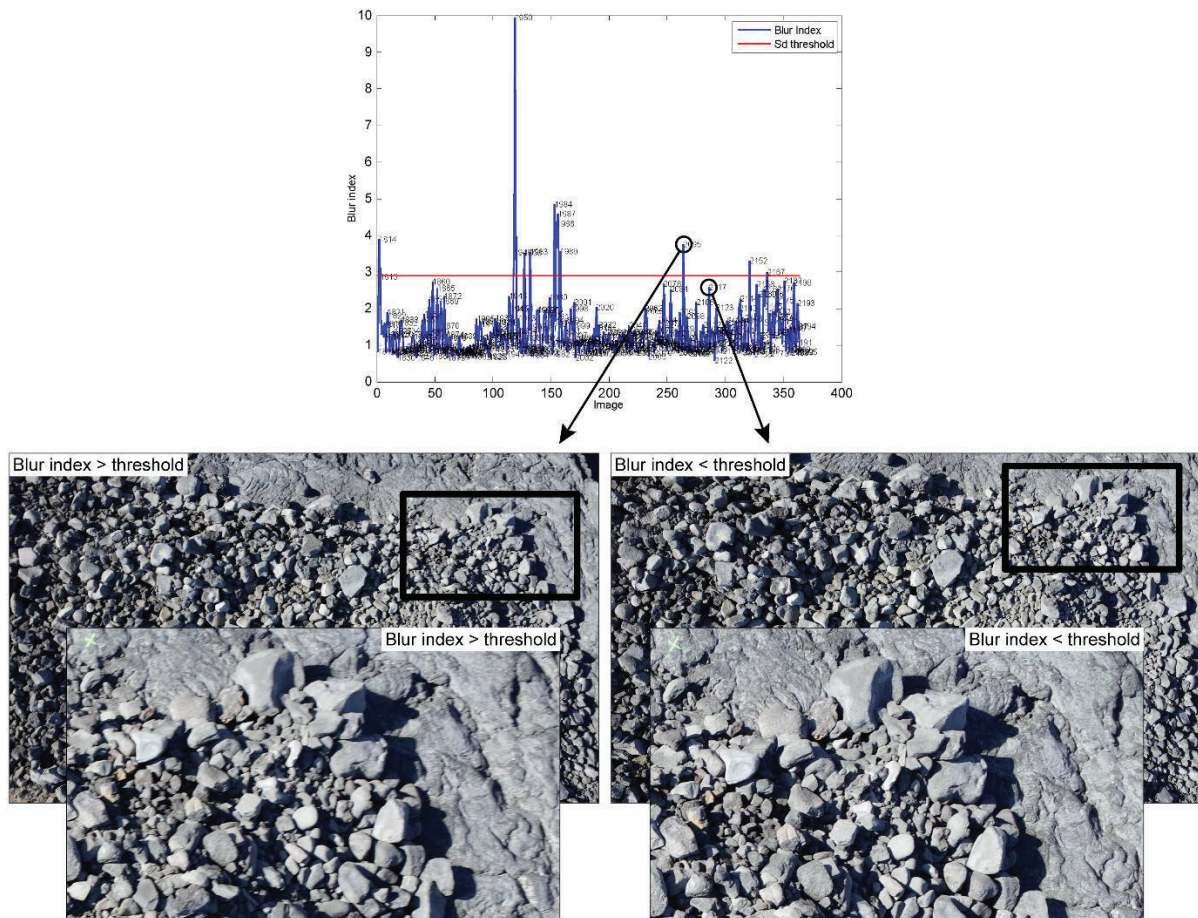


Figure 1-51. Indexation des images par indice de flou. Les photographies dont l'indice de flou est anormalement élevé (indice de flou $> \sigma$, cf. graphique) sont automatiquement retranchées pour chaque jeu de données.

Après le tri des photos, la phase de photogrammétrie SfM à proprement parler a été réalisée avec le logiciel PhotoScan d'Agisoft® ([Figure 1-52](#)). Ces traitements, gourmands en puissance de calcul, ont été déportés sur les serveurs de la très grande infrastructure de recherche (TGIR) du CNRS « Huma-num ».

Une première étape de calcul des paramètres externes de l'appareil photo a été réalisée pour chaque cliché (les coordonnées X_0 , Y_0 , Z_0 de l'appareil et les orientations φ , θ , ψ de l'axe optique) ainsi que la détection des points homologues nécessaires à l'alignement des photos. Une fois les photos alignées et un premier nuage clairsemé

généralisé, les points de contrôle ont été manuellement saisis. Cette opération permet de réajuster l'alignement des photos le cas échéant, et de géoréférencer le projet dans les trois dimensions du référentiel choisi (EPSG2154-RGF93 en France, EPSG3057-IGN93 en Islande).

Un nuage de points dense a ensuite été généré et exporté au format *Log ASCII Standard* (.las) pour une étape de post-traitement. Pour ce faire, sous le logiciel Cloud Compare (Girardeau-Montaut, 2011), un filtre colorimétrique a été appliqué uniquement dans la zone de blocs pour supprimer les points correspondant à des formations végétales (*Green index filter*) (Meyer et Neto, 2008). Ce traitement évite par exemple les erreurs dans les calculs des MNS différentiels induites par la présence ou l'absence de formations végétales d'un levé à un autre. Au cours de ces traitements, moins de 1% des points des nuages sous-échantillonnés ont été supprimés. Les trous observés après traitement ont été comblés par une interpolation multivariée (dans notre cas krigeage). Une analyse de densité a également été réalisée pour supprimer les points aberrants non détectés en premier passage sous PhotoScan.

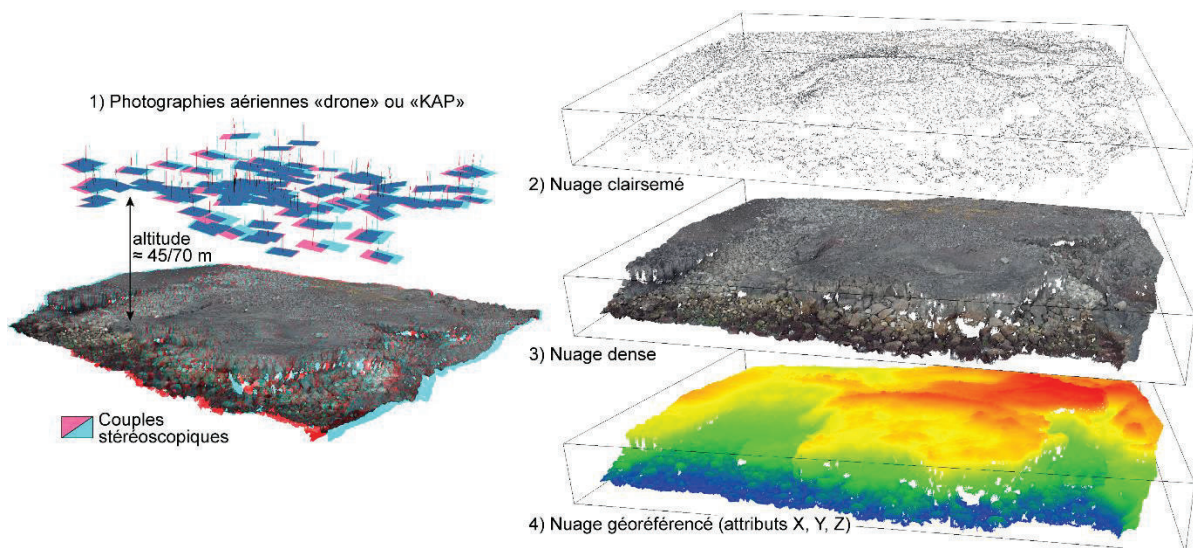


Figure 1-52. Résumé graphique des étapes de la photogrammétrie SfM. Etape 1 : calcul des paramètres externes de l'appareil photo et alignement des photos à partir de points homologues. Etape 2 : génération d'un nuage de points clairsemé, puis dense (étape 3), Etape 4 : nuage dense géoréférencé, prêt à être post-traité (nettoyage, maillage) (ici sur la presqu'île de Reykjanes).

Le matériel utilisé pour réaliser les photographies aériennes et la hauteur à laquelle les photographies ont été prises (entre 45 et 80 mètres) nous ont permis d'exporter des orthophotographies à une résolution de 1 cm. Pour les MNS, nous avons choisi de dégrader cette résolution à 3 cm. Ce choix a été fait pour le gain significatif en temps et en confort de manipulation des données qu'il représente par rapport à une résolution plus grande, sans que cela n'entraîne une perte d'information lors du calcul des MNS différentiels. Toutes les informations relatives aux données spatialisées générées à partir

des photographies aériennes de basse altitude des 37 levés topomorphologiques réalisés dans le cadre de cette thèse sont résumées dans le [tableau 1-9](#).

La précision de la mesure a été évaluée en tenant compte de la qualité de la reconstruction numérique et de la précision de son géoréférencement fait à partir des points de contrôles (mesures DGPS). La qualité de la reconstruction numérique d'une surface à partir de la photogrammétrie SfM dépend tout d'abord de la focale de l'appareil photo utilisé. Une bonne reconstruction requiert une optique de qualité, avec un point de symétrie le plus centré possible sur les images (distorsions radiales et tangentielles nulles en ce point). La qualité de la reconstruction dépend également de la résolution et de la qualité des photographies d'origine ([Fonstad et al., 2013](#)). La mesure de la précision du rendu SfM est basée sur la rétroprojection de points d'appairages dans chacune des images où ils sont physiquement présents, à partir des coordonnées relatives calculées par leurs mesures d'images originales. Cette estimation tient compte de l'imprécision locale de l'ajustement du faisceau concernant chaque point spécifique. Toutefois, si cette erreur constitue une première approximation de la qualité de la reconstruction, elle demande à être validée à partir de la mesure de points invariables fixes indépendants du réseau de points de contrôle. En effet, les incohérences du réglage du faisceau pour un jeu de photographies complet ont tendance à sous-estimer l'erreur absolue (effet dôme) ([Castillo et al., 2015](#)).

A cet effet, un réseau de points de validation a été levé lors des survols (section 3.1.1.1). La précision des mesures effectuées par DGPS a été préalablement calculée pour les trois dimensions (X, Y, Z) à partir des points de calage pour tous les levés, à l'exception de ceux effectués par drone lors de la mission d'août 2017 sur la presqu'île de Reykjanes. Aucun saut n'a été observé dans la mesure de ces points, dont la précision a été conforme aux spécifications des DGPS (inférieure à 5 cm pour X, Y et Z). Pour les levés effectués par drone lors de la mission d'août 2017 sur la presqu'île de Reykjanes, des points de contrôle virtuels ont été créés à partir des MNS de 2016. La précision des reconstructions numériques a été estimée à partir de l'estimateur de l'erreur quadratique (racine carrée de la moyenne des erreurs au carré, *RMSE*). La *RMSE* a montré une précision millimétrique à centimétrique pour tous les levés effectués ($\Delta_{\max} < 0,05$) ([tableau 1-9](#)).

4.3.2 MNS différentiels

La réalisation des MNS différentiels a reposé sur la mise en œuvre de la méthode implémentée par [Wheaton et al. \(2009\)](#), basée sur la soustraction de la topographie ancienne à la topographie récente, tel que $MNS_t - MNS_{t+1}$ ([Figure 1-53](#)). Elle a été à l'origine développée pour standardiser le calcul des MNS différentiels à partir de longues séries de données topomorphologiques. Les algorithmes utilisés par cette méthode attribuent un niveau de significativité aux changements morphologiques détectés en tenant compte du cumul des erreurs propres à l'incertitude de la mesure (dans notre cas, la

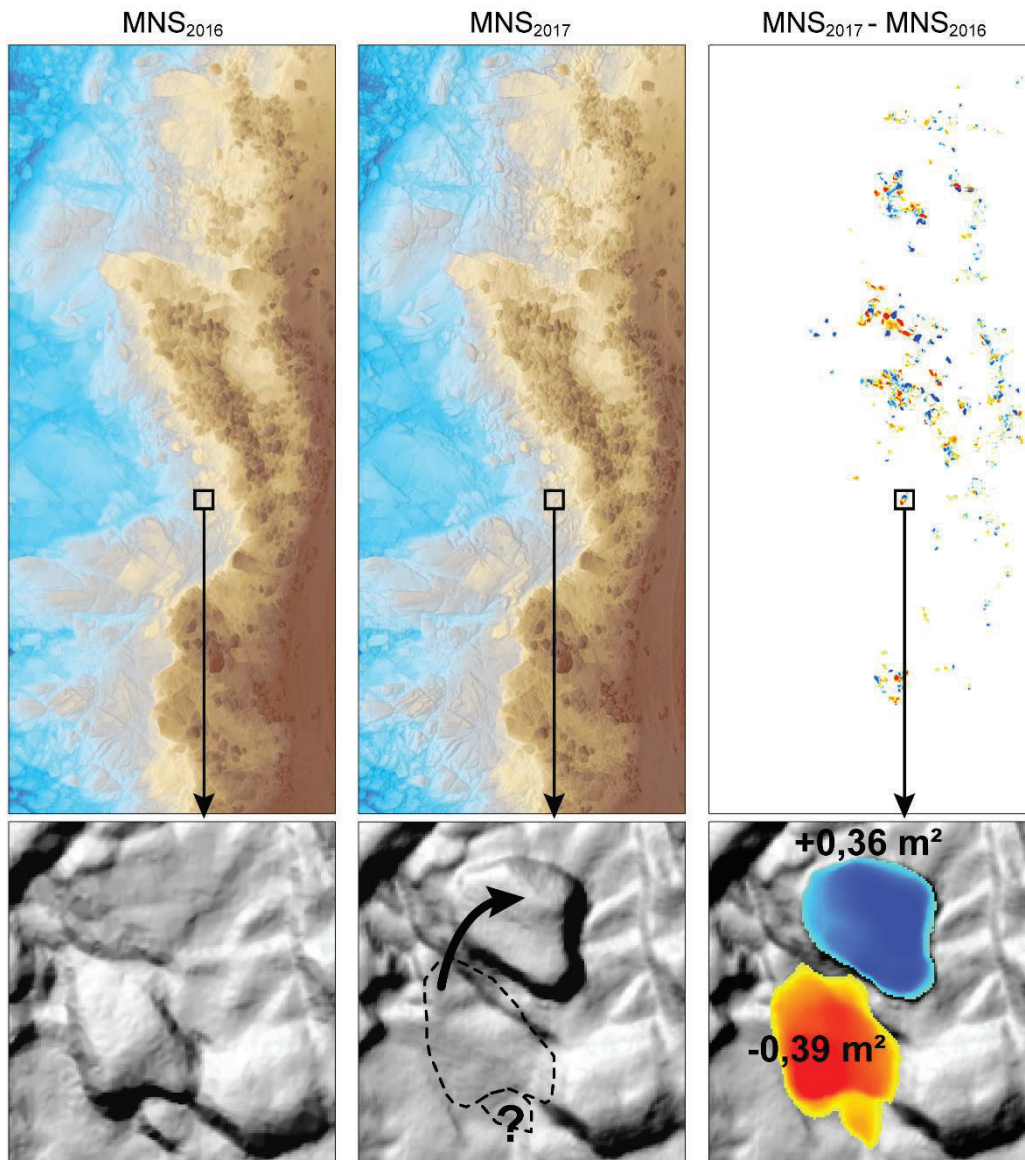
photogrammétrie), et à leur propagation au sein des MNS différentiels (Wheaton et al., 2009).

Tableau 1-9. Récapitulatif des données générées par photogrammétrie SfM (résolution : Res.)

Site	Date	Res. Ortho. (m)	Res. DSM (m)	RMSE DSM (m)
(FR)				
Banneg	01/13	0.01	0.03	<0.04
Banneg	04/14	0.01	0.03	<0.05
Banneg	05/15	0.01	0.02	<0.03
Banneg	04/16	0.01	0.02	<0.03
Ile Vierge	12/14	0.01	0.02 (+0.25)	<0.04
Ile Vierge	03/16	0.01	0.02	<0.03
Ile Vierge	04/17	0.01	0.02	<0.03
Pors Carn	12/14	0.01	0.02 (+0.25)	<0.04
Pors Carn	03/16	0.01	0.02	<0.03
Pors Carn	04/17	0.01	0.02	<0.03
(ISN)				
Kerling	04/15	0.01	0.02	<0.04
Kerling	05/16	0.01	0.02	<0.05
Kerling	09/17	0.01	0.03	<0.03
Valbjargagjá	04/15	0.01	0.02	<0.03
Valbjargagjá	05/16	0.01	0.03	<0.04
Valbjargagjá	05/17	0.01	0.03	<0.03
Reykjanestá	04/15	0.01	0.02	<0.03
Reykjanestá	05/16	0.01	0.02	<0.04
Reykjanestá	09/17	0.01	0.02	<0.03
Skarfasetur	04/15	0.01	0.03	<0.04
Skarfasetur	05/16	0.01	0.02	<0.05
Skarfasetur	05/17	0.01	0.03	<0.04
Berghraun	04/15	0.01	0.02	<0.03
Berghraun	05/16	0.01	0.03	<0.03
Berghraun	09/17	0.01	0.02	<0.04
Hraunsnes O	04/15	0.01	0.03	<0.04
Hraunsnes O	05/16	0.01	0.03	<0.03
Hraunsnes O	09/17	0.01	0.03	<0.05
Hraunsnes E	04/15	0.01	0.02	<0.03
Hraunsnes E	05/16	0.01	0.02	<0.04
Hraunsnes E	09/17	0.01	0.02	<0.03
Katlahraun	04/15	0.01	0.02	<0.05
Katlahraun	05/16	0.01	0.03	<0.04
Katlahraun	09/17	0.01	0.03	<0.03
Selatangar	04/15	0.01	0.03	<0.03
Selatangar	05/16	0.01	0.02	<0.03
Selatangar	05/17	0.01	0.02	<0.04

Les seuils de détection des changements morphologiques ont été fixés pour ne retenir que les changements significatifs. Ils ont été ajustés manuellement pour chaque projet.

Pour ce faire, nous avons utilisé les orthophotographies générées en même temps que les MNS pour chaque levé. Les seuils ont successivement été rehaussés ou abaissés pour ne garder in fine que les changements morphologiques visuellement approuvés à partir des orthophotographies correspondantes. Avec cette méthode « manuelle », les intervalles de confiance des bilans sédimentaires calculés à partir de nos MNS différentiels ont été compris entre 70% et 90%.



4.3.3 Transport de blocs

En plus du calcul des bilans sédimentaires, les MNS différentiels ont été utilisés pour détecter les endroits où les blocs avaient bougé. Pour chaque bloc, nous avons essayé d'identifier les positions de départ (transport) et d'arrivée (dépôt), respectivement avant

et après les épisodes morphogènes (Figure 1-53). La procédure est entièrement manuelle, et consiste à projeter la couche du MNS différentiel sur les orthophotographies correspondantes avant/après épisode morphogène. S'ensuit une phase de contourage, au cours de laquelle seuls les blocs dont les positions de départ et d'arrivée ont pu être validées ont été contourés. La validation a été réalisée à l'œil nu à partir des orthophotographies et de vérifications de terrain lorsque cela a été possible. La très grande majorité des positions avant/après transport n'ont toutefois pas pu être identifiées de manière certaine. Ces blocs n'ont donc pas été comptabilisés.

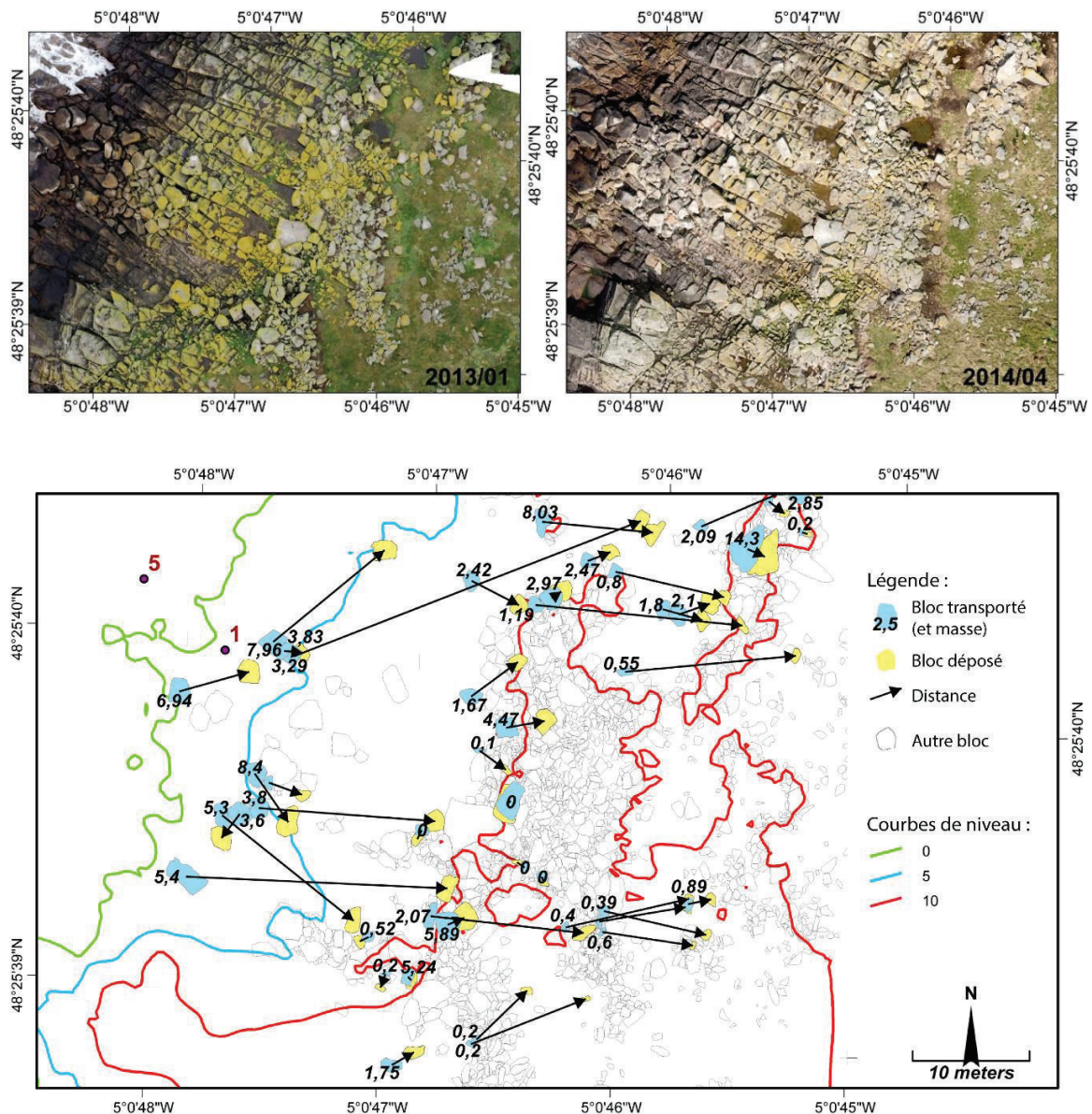


Figure 1-54. Exemple de reconstitution des vecteurs de transport des blocs. Les images du haut correspondent aux orthophotographies avant (gauche) et après (droite) l'hiver 2013-2014 sur le secteur central de l'île de Banneg. L'image du bas montre les positions avant/après transport et les vecteurs correspondant à leur déplacement. Ces vecteurs n'ont pas vocation à reproduire les trajectoires exactement empruntées par les blocs, mais à extraire ou calculer des informations permettant d'analyser les modalités de transport.

Pour les blocs dont les positions d'arrivée et de départ ont été validées, un vecteur a été généré entre les centroïdes des polygones correspondant à ces positions respectives (Figure 1-54). Ces vecteurs ont ensuite servi à calculer des paramètres géographiques (distance de transport, orientation de transport), auxquelles ont été adjointes les données granulométriques (les trois axes et la masse) et morphométriques précédemment collectées. D'autres paramètres des blocs ont été extraits ou calculés, tels que l'altitude (avant et après transport), l'éloignement de la falaise (avant et après transport), la pente de la plate-forme de dépôt (avant et après transport), la rugosité de la plateforme de dépôts (avant et après transport), et les vitesses de flux nécessaires à l'initiation des critères de déplacement (Nandasena et al., 2011 ; équations théoriques de transport de blocs présentées dans la section 1.2.2 (Eq. 1-4)).

4.4 Identification des événements morphogènes

4.4.1 Calcul des niveaux d'eau extrêmes

Les niveaux d'eau extrêmes (Δ_{NMextr}) sont des phénomènes résultant de la combinaison d'une forte marée de vive-eau (Δ_{Mpred}), d'une surcote barométrique (Δ_{hp}), et d'un afflux anormalement élevé d'eau à la côte engendré par les vagues (R_T), qui peuvent être formalisés comme suit :

$$\Delta_{NMextr} = \Delta_{Mpred} + \Delta_{hp} + R_T$$

La surcote barométrique a été calculée à partir des données de pressions mesurées (« baromètre inversé ») pour les séries à court terme, et les rejeux issus de la base de données « *Global Reanalysis Project* » (NCEP/NCAR ; Kalnay et al., 1996) pour les séries à long terme. Les valeurs du runup (R_T), en tant que résultante du setup et du jet de rive, ont été calculées à partir des données de vagues au large (issues d'une bouée ou d'un modèle) et de la pente de l'estran mesurée pour chacun des sites bretons. Nous avons utilisé la formule empirique de Stockdon et al. (2006), du fait de sa validité dans de nombreux contextes hydrodynamiques (réfléchissant à dissipant) quel que soit le type de marnage (microtidal à macrotidal) (Stockdon et al., 2006, 2014 ; Ardhuin et al., 2011 ; Dodet et al., 2015 ; Plant et Stockdon, 2015).

La formulation originale a été utilisée pour le calcul du runup sur les sites de l'île Vierge et de Pors Carn :

$$R_{T2\%} = 1.1 \left(0.35\beta(H_0L_0)^{1/2} + \frac{[H_0L_0(0.563\beta^2+0.004)]^{1/2}}{2} \right) \quad \text{Eq. 8}$$

Où $R_{T2\%}$ est la hauteur d'eau au-dessus du niveau d'eau calme atteinte ou dépassée par 2% des vagues, H_0 est la hauteur significative des vagues, et L_0 est la longueur d'onde (directement mesurée, ou calculée à partir du paramètre Tp , en tant que période représentative des vagues). La pente de l'estran β a dans notre cas été obtenue en moyennant 20 à 30 profils topographiques transversaux extraits des MNS « LITTO3D » au droit des sites.

A Banneg, l'utilisation de la formule empirique de [Stockdon et al. \(2006\)](#) a fait l'objet d'une calibration beaucoup plus poussée, dans le cadre d'une collaboration avec Guillaume Dodet. Les détails de cette calibration sont présentés dans la section 2.3.1.3 de la deuxième partie.

Cette méthode n'a pas été mise en œuvre pour les sites islandais. D'une part, nous ne les avons pas équipés de capteurs de pression. Or ces calculs demandent à être validés par des mesures de terrain à « haute » fréquence. Cela peut être des mesures instrumentalisées de type hydrodynamique (tel que nous l'avons réalisé dans ce travail sur les sites bretons), ou le relevé d'autres indicateurs tel que la laisse de mer par exemple ([Cariolet et Suanez, 2013](#) ; [Suanez et al., 2015, 2016](#)). D'autre part, le franchissement des falaises verticales, dont le commandement atteint 5 à 8 mètres sur les sites islandais, est un phénomène beaucoup plus complexe à appréhender par le calcul que le franchissement des plateformes faiblement pentues ou des falaises subverticales des sites bretons ([Carbone et al., 2013](#)). Ces processus hydrodynamiques sont pour le moment explorés en bassin et sous forme d'expérimentations numériques, mais leur modélisation en milieu naturel ouvert reste approximative ([Viotti et al., 2014](#) ; [Akrish et al., 2016a, 2016b](#) ; [Herterich et Dias, 2017](#)).

4.4.2 Discrimination des événements morphogènes

Les événements morphogènes ou potentiellement morphogènes ont été discriminés à partir des séries temporelles de niveaux d'eau extrêmes. Pour les sites bretons, un seuil empirique correspondant à la hauteur d'eau minimale à partir de laquelle des changements morphologiques ont été observés a été fixé pour chacun des sites. Pour les sites islandais, nous avons établi des seuils correspondants à des H_s extrêmes combinées à des hautes mers. L'analyse des extrêmes a été réalisée à partir d'une méthode à seuil (*Peak over threshold*) [Coles \(2001\)](#). Les ajustements statistiques ont été réalisés à partir d'une loi de Gumbel. Le dépassement de ces seuils a été comptabilisé par une technique de « zero-crossing », à une résolution temporelle de 6h correspondant à un demi-cycle de marée.

4.5 Conclusion de la présentation de la méthode

L'originalité de cette recherche d'un point de vue technique et méthodologique repose d'une part sur l'utilisation de moyens aéroportés télécommandés (drone) ou pas (cerf-volant) pour l'acquisition d'images stéréoscopiques. Ces techniques de mesure aujourd'hui très robustes permettent d'acquérir des données topomorphologiques très pertinentes, et ce, d'autant plus que les outils en matière de traitement (P. ex. Photoscan Agisoft® appliqué au traitement *Structure for Motion*) ont énormément évolué au cours de ces dernières années. Les progrès de l'informatique ont largement diminué les temps de calcul pour des volumes de données de plus en plus importants à traiter.

Le deuxième aspect concerne le déploiement d'une instrumentation complexe pour la mesure des conditions hydrodynamiques en milieu extrême. Là encore, la mise à disposition de nouveaux instruments extrêmement compacts, robustes, et précis, permet aujourd'hui d'acquérir de longues séries de données de houle, de marée, et de niveau d'eau.

5 Conclusion

Les avancées récentes en matière de recherche et de connaissance des dynamiques des blocs supratidaux de sommet de falaise laissent encore de nombreuses questions en suspens qui restent sources d'interrogation pour la communauté des chercheurs. Si le lien entre les forçages météo-océaniques de tempête et l'activation des blocs est définitivement admis, les processus hydro-morphosédimentaires à l'origine de l'arrachage, du transport et du dépôt, restent encore à comprendre. En effet, la mobilisation de blocs atteignant des dizaines de tonnes, situés à plusieurs mètres au-dessus des plus hautes mers astronomiques, pose la question du fonctionnement hydrologique dans ces milieux extrêmes. Les travaux d'hydrodynamiciens qui sont actuellement menés, à partir de mesures *in situ* de la houle et des niveaux d'eau, participent de cette réflexion. C'est d'ailleurs une des pistes de recherche qui a été fouillée dans le cadre de cette thèse, notamment sur le site de l'île de Banneg. L'objectif affiché de ces travaux est de reformuler les approches théoriques permettant de caractériser l'origine des blocs supratidaux, notamment dans des dépôts anciens, entre les dynamiques de tempête et de tsunami. Sur un pas de temps plus long, il apparaît que ces dépôts peuvent servir d'indicateurs morphosédimentaires montrant la variation des conditions météo-océaniques. Replacé dans le contexte du changement climatique global, ce proxy peut donc s'avérer utile pour mesurer les évolutions à venir en matière d'augmentation de la fréquence et/ou de la virulence des tempêtes.

La cyclogenèse à l'échelle du bassin nord-atlantique s'exprime au travers d'un gradient nord-sud ; les plus hautes latitudes (55°N-65°N) étant soumises à une fréquence

et une intensité plus fortes des tempêtes qu'aux latitudes plus basses (50°N-40°N). D'un point de vue géographique, l'étude zonale de la dynamique hydro-morphosédimentaire des blocs présente donc un intérêt majeur. Cet élément a conditionné le choix qui a été fait dans le cadre de cette recherche doctorale d'étudier deux aires géographiques situées aux latitudes subpolaires « l'Islande », et tempérées « la Bretagne ». Pour autant, ces considérations hydrodynamiques ne doivent pas minimiser le rôle déterminant joué par le contexte lithostructural. Du type de roche, mais surtout de sa fracturation dépendent également l'importance et l'efficacité des processus d'activation.

Si l'étude des processus dynamiques et de leurs impacts morphosédimentaires apparaît aujourd'hui complexe, elle est cependant facilitée (i) grâce à la mise à disposition d'outils et de méthodes de traitement robustes et puissants, ainsi qu'en (ii) adoptant une approche pluridisciplinaire construite autour de projets fédérateurs. A ce titre, ce travail de thèse qui vous est présenté ici a pu bénéficier de techniques innovantes et d'une dynamique intellectuelle foisonnante notamment dans le cadre du LabexMER.

2ème partie

Dynamique des blocs supratidaux de tempête aux latitudes tempérées : l'exemple de la Bretagne



Vue sur l'île de Banneg et les courants du Fromveur (cliché : L. Brigand, 2009)



1 Introduction

L'intégralité de la façade européenne du bassin Atlantique nord est soumise à l'influence des tempêtes hivernales. Leur fréquence traduit cependant un gradient latitudinal qui permet de distinguer différentes régions météo-océaniques (Castelle et al., 2017).

La pointe bretonne (48°N) se situe au cœur de la région « ouest-européenne », qui s'étend du sud de l'Irlande (53°N) à la pointe de l'Algarve au Portugal (37°N). Les blocs supratidaux que l'on y trouve ont été signalés pour la première fois par André Guilcher en 1959 dans une étude géomorphologique de l'archipel de Molène. Il indiquait très succinctement que « la granulite de l'île de Banneg se casse en grandes dalles », sans pour autant établir une relation avec les processus dynamiques à l'origine de cette érosion. C'est en reprenant ce travail d'analyse morphologique de l'archipel de Molène au début des années 1980, que Bernard Hallégouët a avancé l'idée de l'action des vagues de tempêtes dans la mise en place de ces dépôts (Hallégouët, 1982, 1984). Comme indiqué dans la première partie de ce travail, c'est à cette occasion qu'il introduit le terme de « blocs cyclopéens ». Ainsi, l'île de Banneg va devenir un véritable laboratoire pour l'étude des dépôts supratidaux de tempête en Bretagne. Le premier travail de recherche confirmant le rôle majeur des tempêtes dans la mise en place et l'évolution morphologique de ces dépôts fait suite à la série de tempêtes de l'hiver 1989-90 (Fichaut et Hallégouët, 1989). Environ 20 ans plus tard, ces recherches ont été reprises par Bernard Fichaut et Serge Suanez dans le cadre des suivis morphologiques réalisés sur les îlots de la réserve naturelle de la mer d'Iroise à la demande du gestionnaire, la SEPNB (société d'étude et de la protection de la nature en Bretagne). Ces travaux, et notamment ceux qui ont porté sur les impacts morphosédimentaires et dynamiques de la tempête Johanna du 10 mars 2008 (Fichaut et Suanez, 2010, 2011), ont particulièrement bien décrit les mécanismes d'érosion graduelle de la plateforme et/ou du sommet des falaises par l'attaque des vagues. Ils ont aussi permis de quantifier les volumes de blocs arrachés, déplacés et déposés en tenant compte des caractéristiques morpho-litho-structurales locales. Ces nouvelles données en matière de morphodynamique ont également permis de mieux appréhender les processus intervenant dans la construction des amas et/ou des remparts de blocs, incluant les systèmes doubles et triples présents au centre de l'île de Banneg. Ces auteurs ont enfin tenté une analyse des processus morpho-hydrodynamiques en croisant l'étude des niveaux d'eau extrêmes à la côte, et l'analyse des changements morphosédimentaires observés (Suanez et al., 2009). Ces résultats sont très discutables car ils reposent avant tout sur l'utilisation d'équations théoriques non validées par des mesures de terrain ; toutefois, ils ont permis de discriminer les événements morphogènes potentiellement responsables de la dynamique des blocs de tempêtes sur la période 1979-2007.

Les recherches réalisées sur la Bretagne dans le cadre de cette thèse se situent donc dans la continuité de ces travaux. Deux objectifs ont été principalement visés. Il s'agissait dans un premier temps de combler les lacunes en matière de connaissance des processus hydrodynamiques à l'origine de l'attaque des falaises par les vagues, et/ou de la submersion de ces dernières par les niveaux d'eau extrêmes lors des événements morphogènes de forte intensité (tempête combinée à une marée de vive-eau). Ce travail a été réalisé à partir de mesures hydrodynamiques effectuées sur l'île de Banneg, notamment durant l'hiver 2013-2014 qui a été marqué par une série de tempêtes. Il a bénéficié d'une collaboration importante du SHOM en matière d'équipements (capteurs de pression, houlographe, marégraphe, etc.) et de logistique de terrain. Il a également bénéficié d'une importante aide technique et théorique en la personne de Guillaume Dodet, post-doctorant au laboratoire LETG-Brest depuis 2014, pour le traitement et l'interprétation des données hydrodynamiques. Dans le même temps, l'étude morphosédimentaire qui a été conduite à partir de nouveaux outils (images stéréoscopiques acquises par drone) a permis de renouveler les connaissances du fonctionnement hydro-morphodynamique des blocs supratidaux de tempête de l'île de Banneg. Ces travaux ont fait l'objet d'une publication dans la revue *Marine Geology* dont les résultats sont présentés dans le chapitre qui suit. Le second objectif visait à investiguer d'autres sites d'étude en couvrant notamment le nord et le sud Finistère, de manière à apporter des données supplémentaires à l'échelle de la pointe bretonne. Il s'agissait également de dresser une chronologie à long terme (échelle pluridécennale) des événements morphogènes les plus significatifs en matière de dynamique des blocs, comme cela a été réalisé sur Banneg par Bernard Fichaut et Serge Suanez (Suanez et al., 2009). Ces travaux ont fait l'objet d'une publication dans la revue *Geomorphology* dont les résultats sont présentés dans le second chapitre de cette partie.

2 A comprehensive hydro-geomorphic study of cliff-top storm deposits on Banneg Island during winter 2013–2014

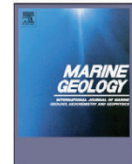
Marine Geology 382 (2016) 37–55



Contents lists available at ScienceDirect

Marine Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/margo



A comprehensive hydro-geomorphic study of cliff-top storm deposits on Banneg Island during winter 2013–2014



Ronan Autret ^{a,*}, Guillaume Dodet ^a, Bernard Fichaut ^a, Serge Suanez ^a, Laurence David ^a, Fabien Leckler ^b, Fabrice Ardhuin ^c, Jérôme Ammann ^d, Philippe Grandjean ^e, Pascal Allemand ^e, Jean-François Filipot ^f

^a IUEM, Université de Bretagne Occidentale, LETG Brest Géomer, UMR 6554 CNRS, 29280 Plouzané, France

^b Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, 29200 Brest, France

^c Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale, UMR 6523 CNRS-Ifrémer-UBO-IRD, 29200 Brest, France

^d IUEM, Université de Bretagne Occidentale, Laboratoire Domaines Océaniques, UMR 6538 CNRS, 29280 Plouzané, France

^e Université de Lyon 1 et ENS-Lyon, UMR5570 CNRS, 69662 Villeurbanne, France

^f France Energies Marines, 15 rue Johannes Kepler, Site du Vernis, Technopôle Brest-Iroise, 29200 Brest, France

Received 31 May 2016

Received in revised form 20 September 2016 (moderate corrections)

Accepted 24 September 2016

Published 05 October 2016

Abstract

Two drone-based surveys were carried out in January 2013 (pre-storms) and in April 2014 (post-storms). In addition, complementary field observations were carried out during the winter, providing a comprehensive and detailed dataset. Concerning the hydrodynamic measurements, nine pressure sensors deployed along four cross-shore profiles on the western coast of the island, recorded wave and water level conditions between December 2013 and April 2014. Aerial orthorectified photographs and digital elevation model of differences provide a detailed spatial description of cliff erosion and the reworking of cliff-top storm deposits. After the storms, 172 fresh scars corresponding to quarrying in the bed rock were localized above high spring tide water level, 507 blocks were transported up to 40 m inland, at altitudes of 8 to 14 m above mean sea level, and the tracks of 170 of them were identified. The water levels and wave parameters estimated from the pressure sensor measurements provided accurate information on the maximum water elevation reached during the largest storms at the sensor locations and

were extrapolated to provide run-up elevation along the four survey profiles for the whole winter 2013–2014. The results demonstrate that a large number of overwash episodes occurred, at times of high tides and energetic waves. These episodes generally correspond to morphological changes. This study confirms the major role played by extreme storm wave events on CTSDs quarrying, transport, and deposition on Banneg Island, and clearly identify the events of major evolutions.

Résumé

Deux levés drone ont été réalisés en janvier 2013 et en avril 2014, avant et après les tempêtes de l'hiver 2013–2014. A ces levés s'ajoutent des observations complémentaires de terrain effectuées pendant l'hiver qui ont fourni un ensemble de données complet et détaillé. Dans le même temps, des mesures hydrodynamiques ont été faites à partir de neuf capteurs de pression déployés sur quatre secteurs de la côte ouest de l'île afin de mesurer les conditions de vague et des niveaux d'eau entre décembre 2013 et avril 2014. Les photographies aériennes orthorectifiées et le modèle d'élévation numérique fournissent une description spatiale détaillée de l'érosion des falaises et du remaniement des blocs de tempête de sommet de falaises. Après les tempêtes, 172 cicatrices fraîches correspondant à l'arrachage de blocs dans la roche ont été localisées au-dessus du niveau moyen de marée haute de vive-eau ; 507 blocs ont été transportés jusqu'à 40 m à l'intérieur des terres, entre 8 et 14 m d'altitude NGF ; la trajectoire de 170 blocs déplacés a été identifiée. Les niveaux d'eau et les paramètres des vagues estimés à partir des mesures du capteur de pression ont fourni des informations précises sur l'élévation maximale de la mer atteinte aux emplacements des capteurs durant les plus grandes tempêtes de l'hiver. L'extrapolation de ces données a permis d'estimer la hauteur du runup pour l'ensemble de l'hiver 2013–2014, le long de quatre profils d'observation. Les résultats indiquent qu'un grand nombre d'épisodes de submersion se sont produits lors de marées hautes de vives-eaux combinées à des fortes houles. Ces épisodes ont généralement induit des changements morphologiques significatifs. Cette étude confirme le rôle majeur des événements tempétueux extrêmes sur l'arrachage, le transport, et les dépôts des blocs de tempête de sommet de falaise sur l'île Banneg en identifiant clairement le rôle des événements les plus significatifs.

2.1 Introduction

On rocky cliffed coasts facing deep water and exposed to storm waves, large blocks may accumulate on top of the cliffs. On the European North Atlantic coasts such accumulations are known as cliff-top storm deposits (CTSDs) due to their mobility during storm wave activity (Hall et al., 2006; Fichaut and Suanez, 2011). The formation of these deposits is both controlled by the lithostructural characteristics of the cliff allowing the quarrying of blocks, and by the hydrodynamic conditions that induce the uplift, transport

and deposition of these blocks on the cliff-top (Hall et al., 2006; Fichaut and Suanez, 2011; Paris et al., 2011). Hence, the nearshore bathymetry also plays an important role in CTSDs formation as it affects the propagation and dissipation of the incident wave energy (Hansom et al., 2008). Within the North Atlantic basin, storm-induced CTSDs were described in Brittany (Fichaut and Suanez, 2008; Suanez et al., 2009), British Isles, Republic of Ireland (Williams and Hall, 2004; Cox et al., 2012) and Iceland (Etienne and Paris, 2010; Autret et al., 2016). These authors provided evidences that tsunami were not responsible for the formation of these deposits during the last centuries. Although previous studies present a number of quantitative measurements of morphologic characteristics (e.g. historic maps, aerial photographs, topographic and sedimentological measurements, geomorphological indicators), they did not include hydrodynamic measurements (Paris et al., 2011; Richmond et al., 2011; Cox et al., 2012). Some authors derived the hydrodynamic conditions inducing these processes from mathematical models based on lithostructural and morphometric characteristics (Nott, 2003; Hansom et al., 2008; Nandasena et al., 2011; Lau et al., 2015). Although these models can be used to estimate the magnitudes of the water level and velocity necessary for the quarrying, transport and deposition of blocks, they can hardly characterize the realistic hydrodynamic conditions occurring during storm events (Naylor et al., 2016). Therefore, a better understanding of the link between the action of these hydrodynamic processes and their implications in terms of morphosedimentary response appears as a key issue (Goto et al., 2011; Scheffers et al., 2012; Naylor et al., 2014). Similarly, in several studies focusing on the quantification of extreme water levels causing cliff-top submersion and/or transport of blocks, the methodological approach is based only on the use of theoretical equations including run-up, without validation based on field measurements (Suanez et al., 2009; Fichaut and Suanez, 2011; Carbone et al., 2013). As reported by Ardhuin et al. (2011) and Sheremet et al. (2014), the characteristics of hydrodynamic processes acting on the elevation of water level (setup and run-up) along very steep cliffs make extremely difficult the use of equations established on the sandy beaches. It is therefore necessary to perform high frequency field measurements in order to calibrate these theoretical formulas for each specific coastal environments. The ongoing work on extreme water levels and their geomorphological impacts on rocky coasts in a context of climate change is of strong interest for coastal managers (Naylor et al., 2014). Moreover, hydro-geomorphic studies combining morphodynamic and hydrodynamic data are needed to improve mathematical and numerical modelling of coastal boulder transport (Nandasena et al., 2011; Lau et al., 2015; Kennedy et al., 2016).

For the European North Atlantic coastal zone, the winter 2013–2014 was particularly morphogenetic. This winter was characterized by a cluster of storms that hit the coasts of Western Europe (Matthews et al., 2014; Wadey et al., 2014; Dissanayake et al., 2015; Masselink et al., 2015). Based on a 67-year (1948–2015) wave model hindcast, Masselink et al. (2016) showed that winter 2013–2014 was the most energetic winter along the European Atlantic coast since at least 1948, inducing extensive coastal impacts along the

coastline. The 110-km long Gironde coast (SW France), suffered unprecedented beach and dune erosion (Castelle et al., 2015). On Brittany coasts, shoreline have also been severely impacted by at least twelve major storms, inducing an average shoreline retreat of sandy/shingle beaches reaching -6.3 m, with a minimum of about -0.2 m and a maximum of -30.1 m (Blaise et al., 2015).

Although recorded on the Aran Islands (Erdmann et al., 2015), the effects of the winter 2013–2014 on CTSDs of the Western European coast have not been studied yet. Our paper provides a comprehensive assessment of the impacts of the 2013–2014 winter storms on CTSDs on Banneg Island, based on hydrodynamic measurements and morphological surveys. The highest water levels that occurred during winter 2013–2014 are first identified from the wave and water level measurements. Secondly, field measurement are used to calibrate the run-up formula of Stockdon et al. (2006) in order estimate the flooding events that may have caused CTSDs quarrying and/or transport. Thirdly, a diachronic analysis of CTSDs morphosedimentary changes allows the quantification of quarrying, displacement and deposition of megablocks over three periods during the winter. Finally, a description of the processes related to the impact of waves and flooding on the dynamics of CTSDs is provided, as well as a quantification of erosion processes during the whole winter period.

2.2 Study area

2.2.1 Geological and geomorphological setting of Banneg Island

The archipelago of Molène is located in the Iroise Sea, off the western tip of Brittany peninsula (Figure 2-1). It consists of 18 main vegetated islands and 111 small islets and reefs amount to a surface of land of 229 ha lying above highest astronomical tide (AHAT) and corresponding to the emerged part of a shallow submerged plateau covering 15.286 ha between 0 and 25 m above mean sea level (AMSL) (Figure 2-1).

Banneg Island lies in the north-western edge of this archipelago and is separated from Ouessant Island by the deep Fromveur Channel (Figure 2-1). This island is the largest of a group of four islands that are Banneg itself, and southward Enez Kreiz, Roc'h Hir and Staon Vraz (Figure 2-1). The four islands are separated by saddles (due to erosion) oriented from WSW to ENE corresponding to one of the main fault axis in the archipelago of Molène (Le Gall et al., 2014). Between Banneg, Enez Kreiz and Roc'h Hir, low-lying areas emerge at low tide, while the island of Staon Vraz is always isolated from the others whatever the tidal level.

Banneg Island constitutes a granite batholith, oriented north-south, 0.8 km long and 0.15 to 0.35 km wide (Figure 2-1). The western coast is cut into sub-vertical cliffs made up of a series of high headlands (16 m to 20 m AMSL) with steep slopes (N50%), and lower (12 m to 13 m AMSL), less steep cliffs in embayments (15 to 35%). As indicated

by Suanez et al. (2009) and Fichaut and Suanez (2008, 2011), these morphological characteristics and evolution of the cliffed west coast are related to the structure and joint system of the bedrock. At the headlands, which constitute the summits of the island, massive jointing organized in a loose orthogonal pattern make the rock body more resistant to marine erosion. They generally exhibit high towering rocky outcrops, except for Lachat Amaric Ler headland between the south and centre–south areas (Figure 2-2). In this area, the upper part of the cliff shows a higher density of fine sheet horizontal joints that cut the rock face into large horizontal slabs and shape the headland in rounded domes. In contrast, at the embayments the granite has very dense sheet jointing from the middle to the upper cliff face, promoting large horizontal or box-shaped clasts of smaller size. Therefore, these lithostructural characteristics make the embayments much more sensitive to marine erosion. However, at the base of cliffs along the embayments, massive, orthogonal jointing may engender enormous quadrangular clasts accumulated on the tidal zone as an armor layer of rounded blocks or quadrilateral shaped blocks with smoothed edges, weighing from one to several dozens of tons.

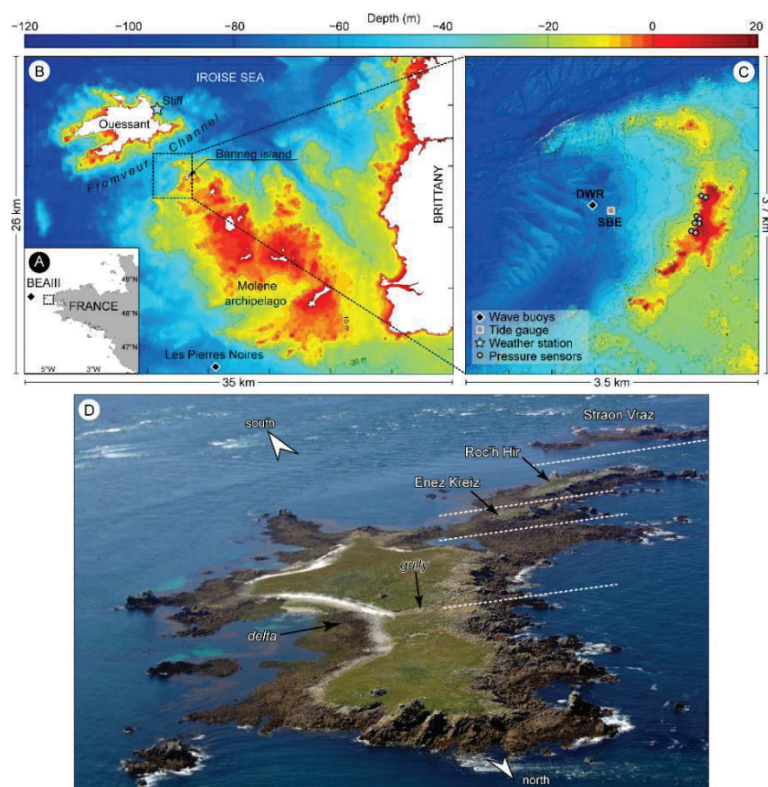


Figure 2-1. Study site and location of deep water and nearshore instruments. (A) Location of the Molène archipelago. (B) Location of Banneg Island and bathymetry of the Molène archipelago's shelf. (C) Bathymetry of Banneg Island's nearshore waters (isolines are given every 5m). (D) Oblique aerial image of Banneg Island taken at mid-tide. This photograph shows the cluster of islands connected to Banneg Island, and the existing or ongoing dishing saddles between them.

More than 1000 m³ of CTSDs, whose individual weights vary from several kilograms to several tons (up to 42 tons), have been quarried and transported from the cliff-top (Fichaut and Suanez, 2008; Suanez et al., 2009). They are accumulated mainly at the rear

of the cliff top edge backing embayments. The furthest inland accumulation lies 100 m from the western cliff edge on a slope that gently dips toward the eastern coast of the island. CTSDs have different forms and organization depending on the sector. They may locally correspond to a spread of isolated blocks. However, more often they form clusters or rectilinear ridges parallel to the cliff edge (like in the centre and north areas), or arcuate trains at the rear of embayments, mirroring the area's coastline (like in the centre-south and south areas). More than 60 accumulations lying at altitudes between 7 m and 14 m AMSL and up to 75 m from the edge of the cliff (like in the centre-north area) were inventoried for the entire island (Figure 2-2). The largest ridge is located in the centre sector; it is 2.5 m high, stretches over a 60 m × 20 m surface area, and it has a volume of around 350 m³. In this sector, a 1 m deep gully has been dug over time by erosion of the bedrock (Figure 2-1). This erosion form corresponds to a topographic saddle that crosses the island from west to east. The low altitude of the gully and the eastward slope facilitated the passage of particularly high velocity flows during submersion of the island (Fichaut and Suanez, 2011). These flows are expected to be the transporting agent leading to the construction of a delta of blocks located directly at the mouth of the gully on the eastern coast (Figure 2-1).

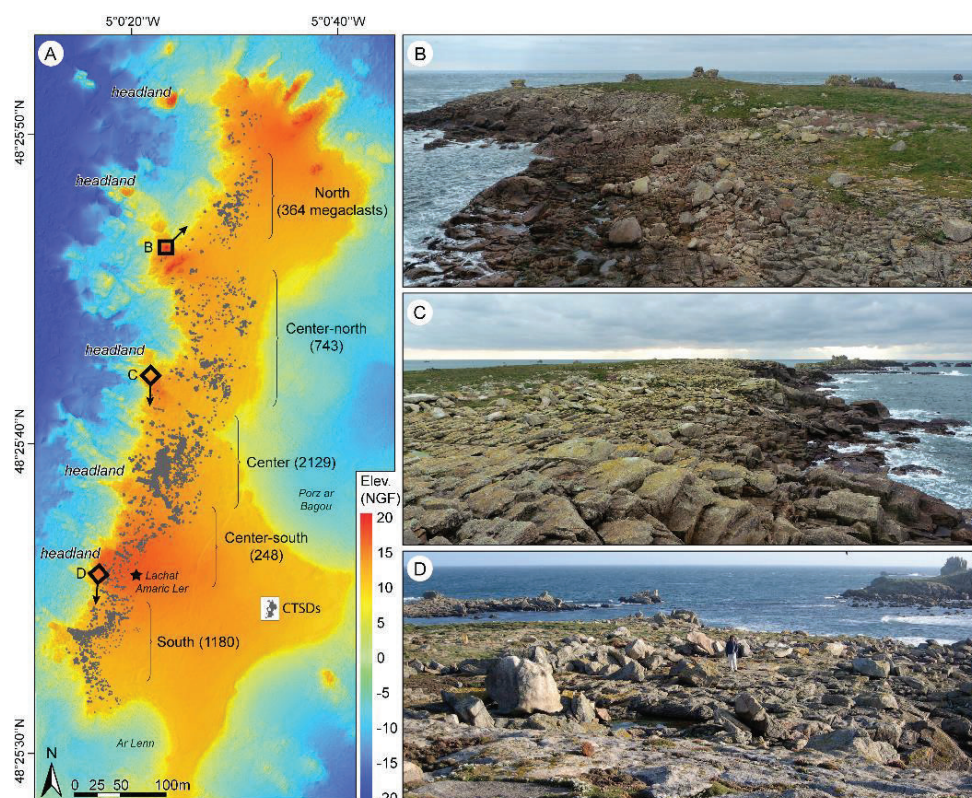


Figure 2-2. CTSDs at Banneg Island. (A) is the distribution map of CTSDs. Photographs (B), (C) and (D) show the ridges of sector north, centre and south, respectively. The positions of the photograph are indicated on the map (A) by black squares.

Locally these CTSDs accumulations are deposited in double or triple parallel ridges, separated by areas of turf or rock surfaces, like in the south and the centre – centre–south part of the island (Figure 2-2). In triple ridges, the accumulations closest to the cliff edge are the largest ones.

2.2.2 Hydrodynamic conditions

The Iroise Sea is characterized by a semidiurnal macro-tidal regime with tides ranging from 2.5 m in neap tide conditions to 8.2 m in spring tide conditions (SHOM, 2014). Moreover, the irregular coastline and the presence of numerous islands induce very strong tidal currents in this area. Given its exposed location and its proximity to the mid-latitudes storm pathway, the Iroise Sea experiences the most energetic sea states found on the French coasts of Europe (Boudière et al., 2013). Wave measurements recorded off Ouessant Island by BEA III wave buoy (Figure 2-1) between 1995 and 2011 show that the mean and maximum significant wave heights (H_s) reached 2.0 m and 12.1 m respectively, and the mean and highest maximum wave heights (H_{max}) reached 3.2 m and 18.4 m, respectively. However, these values were measured by an 80-tons navigational buoy that is not designed to follow the wave movements and thus underestimates extreme wave heights (Benoit et al., 2008). As indicated by Blaise et al. (2015), the highest H_{max} (23.5 m) was recorded on February 5, 2014 by Les Pierres Noires wave buoy situated south of Molène archipelago (Figure 2-1).

Around Banneg Island, the maximum tidal range is 8 m and tidal currents in the Fromveur Channel can reach $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ during spring tide conditions. With an average shoreface slope of 4%, the western coast of Banneg Island is flanked by 50 m-deep waters at only 1.2 km from the coastline and incident waves are slowly attenuated when they reach the island. However, due to the sheltering effect of Ouessant Island, most waves reach the island with an H_s approximately 40% lower than west of Ouessant (Ardhuin et al., 2011) and with a WSW direction. Ardhuin et al. (2012) showed that the strong tidal currents occurring in the Fromveur Channel have a strong influence on the propagation of incident waves due to current-induced refraction, Doppler shifting of frequencies and current-gradient enhanced dissipation. In addition, energetic waves observed along the west cliff of the island were shown to be responsible for the excitation of very large sea level oscillations with typical periods of 2 to 4 min and significant wave height exceeding 2 m (Sheremet et al., 2014).

2.3 Materials and methods

2.3.1 Hydrodynamic measurements

2.3.1.1 *Field work and data processing*

From December 2013 to April 2014, a field campaign was carried out at Banneg Island in order to characterize the winter hydrodynamic conditions. Offshore directional wave spectra were provided every 30 min by a directional waverider (Datawell DWR-MkIII, hereafter referred to as DWR) moored 1.5 km off the island. Nearby, in approximately 50 m water depth, a bottom-mounted pressure sensor (Seabird Electronics SBE26+, hereafter referred to as SBE) provided 20-min averaged water levels every two hours. In addition, height pressure transducers (Ocean Sensor System, OSSI-010-003C, hereafter referred to as OSSI) were installed on the western cliffs of the island, along four crossshore profiles located in embayments fronting the four main block deposits (north, centre, centre-south and south sectors, referred to as N, C, CS and S, respectively) (Figure 2-1). Each profile is composed of one “bottom” sensor located under the mean sea level (labeled with a “b” subscript) and one “top sensor” located above the highest astronomical tide (labeled with a “t” superscript). 30-min averaged pressure data was converted into mean water elevation assuming hydrostaticity after subtracting the atmospheric pressure measured at the Stiff weather station on Ouessant Island (Figure 2-1). Bulk wave parameters were derived from 30-min-long pressure time-series acquired at 5 Hz, decomposed into 50% overlapped, detrended and tapered (Hanning window) segments of 1024 samples used to compute pressure spectra. The pressure spectra were then converted into elevation spectra through linear wave theory. The DWR, SBE and OSSI instruments hence provided mean wave parameters, mean water levels and instantaneous water levels continuously every 30 min, 30 min and 0.2 s, respectively.

In order to complete this dataset, a harmonic analysis was performed on a 1-year (09/2013–09/2014) time-series of water elevation recorded at Le Conquet tide gauge. The astronomical tide synthesized from the resulting amplitude and phases was then subtracted to the measured tide in order to obtain the atmospheric surge during winter 2013–2014.

2.3.1.2 *Identification of extreme water level events*

Past observations of CTSDs quarrying and displacement at Banneg Island (Fichaut and Hallégouët, 1989; Fichaut and Suanez, 2011) showed that morphogenic events were systematically associated with very energetic waves combined with high water levels. In order to identify, within the almost uninterrupted sequence of storms of winter 2013–2014, the events that impacted Banneg Island morphology, we define an extreme water level (EWL) event as a 36-h period limited by two low tides, during which H_s at DWR and the water level at SBE exceeded, simultaneously and at least once, the H_s 10% exceedance

level (4 m) and the mean high water spring level (3 m AMSL), respectively. The 36 h duration was chosen to cover the synoptic scale of each storms and thus the different combinations of water levels and significant wave height, which did not necessarily reach their maximum simultaneously.

2.3.1.3 Extrapolation of water levels to obtain run-up time-series

Pressure sensors deployed in the upper swash zone provide information on the local water levels every time they are submerged by a swash bore. On steep slope environments, this data corresponds to a lower bound of the actual run-up, defined as the water level at the wet-dry boundary, and can be used to fit an empirical predictor of the elevation systematically exceeded by the run-up, as in [Ardhuin et al. \(2011\)](#). In the present study, we want to predict the actual run-up in order to accurately determine flooding events on Banneg Island. We thus developed a method to adjust an empirical run-up formula against local measurements, based on the following idea: when the run-up height exceeds the instrument's position, the latter is necessarily wet (and measure high variance swash bores), whereas it is necessarily dry (and measure low variance noise) when the run-up height does not reach it.

A usual measure of the run-up is the water level at the wet-dry boundary that is exceeded only 2% of the time, R_2 . Based on observations collected on sandy along-shore uniform beaches with foreshore slopes β_f between 2 and 10%, [Stockdon et al. \(2006\)](#) decomposed R_2 into a set-up (mean sea level) and a swash excursion that is partly due to infragravity waves. They arrived at the empirical relation:

$$R_2 = \alpha \left(0.35\beta(H_0L_0)^{1/2} + \frac{[H_0L_0(0.563\beta^2+0.004)]^{1/2}}{2} \right) \quad \text{Eq. 9}$$

where H_0 and L_0 are the offshore significant wave height and wave length respectively, and α is a constant obtained by regression analysis between predictions and observations for their large data set ($\alpha = 1.1$ in [Stockdon et al., 2006](#)). In the present study, we will assume that the empirical runup formula derived by [Stockdon et al. \(2006\)](#) for sandy beaches also applies to rocky shores and we will use α as a calibration factor specific to each sector. Since this formula has not been proven yet to apply to steep rocky environment, the runup results will only be discussed qualitatively. The foreshore slope β_f is known to vary significantly over a tidal cycle in macrotidal environments ([Ruessink et al., 1998](#); [Suanez et al., 2015](#)) such as Banneg Island. Consequently, a time-dependent slope was computed along each profile over a shifting 20-m wide segment centered at the intersection between the offshore water level and the topography.

In order to calibrate Eq. (9) against observations, we computed for each profile 17 R_2 time-series with α ranging from 0.4 to 2 (with a 0.1 increment). A binary parameter B_{pred} , associated to these time-series, was given the value 1 or 0 whether the predicted runup exceeded or not the elevation of the corresponding top sensor. Then we computed time-

series of 2% exceedance level (EL_2) from the top sensors measurements along 10-min sliding windows and flagged a binary parameter B_{obs} as 1 or 0 whether EL_2 was positive or null. For each R_2 time-series, we determined an agreement score $S(\alpha)$ as:

$$S(\alpha) = \frac{1}{N} \sum_1^N B_{obs} \times B_{pred}(\alpha) \quad \text{Eq. 10}$$

Where N is the number of times when either B_{obs} or B_{pred} were equal to 1. For each sector, the optimal factor α corresponded to the best agreement score between run-up predictions and local measurements (Figure 2-3). Finally, the offshore water level was added to each calibrated runup time-series to provide run-up predictions relative to the still water level.

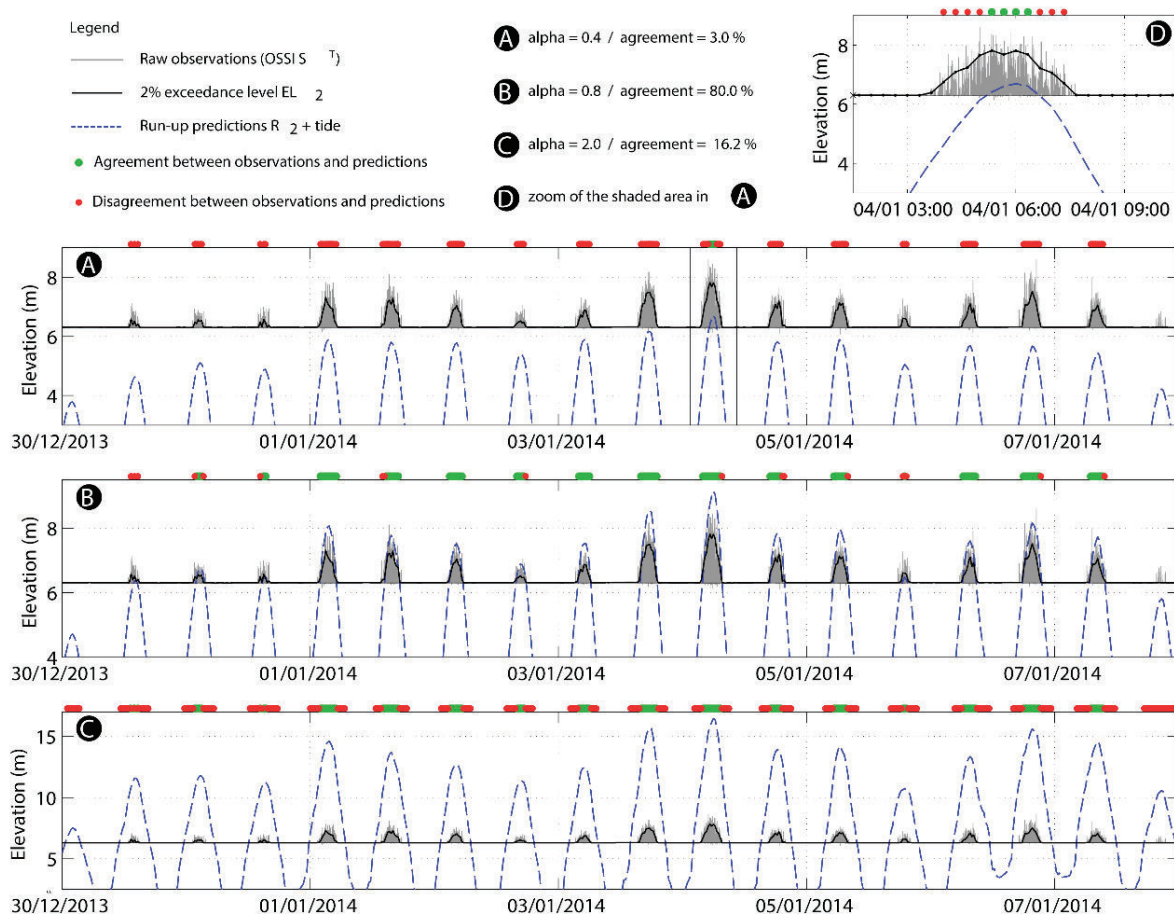


Figure 2-3. Time-series of the raw elevation measurements at ST, the associated 2% exceedance level and the run-up predictions for three calibration factor: 0.4 (A), 0.8 (B) and 2.0 (C). The small green dots (resp. large red dots) indicate the agreement (resp. disagreement) between observations and predictions, used to define the optimal calibration factor (0.8 in this case, B). (D) is a zoom of the first panel during January 4, 2014.

2.3.2 Geomorphological survey

The geomorphological survey focused primarily on supratidal areas of the western part of the island, including cliffs, wave-scoured platforms and ridges or clusters of CTSDs. As indicated by [Blaise et al. \(2015\)](#), rough sea conditions between December 2013 and March 2014 did not permit to carry out a high frequency survey of CTSDs morphological changes during the stormy periods. Two Unmanned Aerial System (UAS) based surveys were carried out over the island on January 1, 2013 (survey 1) and April 8, 2014 (survey 4) respectively. In addition, ground oblique photographs and kite aerial oblique photographs were collected during two intermediate field missions on January 14, 2014 (survey 2) and February 18, 2014 (survey 3). Note that all the altitudes and elevations given in the text without any precision (e.g. AMSL) are provided in the RGF93 reference system, with the "0" value corresponding to the topographic datum of the French Geographic Information Institute (IGN), located approximately 50 cm under the actual mean sea level near Banneg Island.

2.3.2.1 Field measurements

The two UAS-based surveys (survey 1 and 4) were carried out along the western cliffed coast of Banneg Island in January 2013 and in April 2014. They provided high-resolution orthorectified aerial imagery and digital elevation models. Aerial imagery was acquired by means of a Nikon D700 camera suspended from a DS6-1200 Hexacopter ([Figure 2-19B](#)). Three flights at elevations ranging from 80 to 85 m pre-programmed via the Mikrokopter software package were necessary to cover the area of interest ensuring optimal images overlap ([Figure 2-4](#)). The intervalometer function was set to acquire footages every 5 s at $1.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ horizontal speed along two parallel flight lines to have an image side lap higher than 60%. At the same time, 50 ground control points (GCPs) were surveyed by a Topcon Hyper V Differential GPS in Real Time Kinematics (RTK) mode. X, Y and Z coordinates were referenced to EPSG 2154. These GCPs were white laminated paper plates fixed on the floor by tent pegs to ensure that their positions were the same during the RTK measurements and the flight time ([Figure 2-4](#)).

Two additional surveys (survey 2 and 3) based on ground photographs and kite aerial oblique photographs were carried out on January 14, 2014 and February 15, 2014 to collect data at intermediate dates within the winter. These additional photographs were compared with pre-existing ground photographs and provided qualitative information about geomorphological changes occurring within the winter period.

2.3.2.2 Structure from Motion (SfM) photogrammetric process

To perform the SfM photogrammetric process, we used Agisoft Photoscan Professional software following the recommended procedure supplied by the company ([Agisoft, 2013](#)). For each UAS-based surveys, three chunks (corresponding to the three

flights) of about 80 images were processed separately prior to be merged. Finally, an orthorectified aerial image, a Digital Elevation Model (DEM) and a dense point cloud were produced for both missions (Table 2-1).

Tableau 2-1. Characteristics of the UAS-based surveys

UAS Survey	Flight altitude	Area (ha)	Nbr. images	Ground resolution	Nbr. GCP	DEM resolution	RMSE
01/09/2013	84 m	7.5	250	0.018 m/pix	50	0.03 m/pix	0.041 m
04/08/2014	81 m	10	220	0.018 m/pix	50	0.03 m/pix	0.046 m



Figure 2-4. Instrumental deployment on Banneg Island. Map (A) shows the drone flight tracks and the location of the ground control points and pressure sensors. Photographs (B–C–D) show the unnamed aerial system, the stainless steel holder for the pressure sensors and the positioning of the sensors along profile C.

2.3.2.3 Orthorectified aerial imagery and DEM processing

Geomorphological changes were analyzed from orthorectified aerial images collected before and after winter 2013–2014, allowing the characterization of block movements.

Prior to the winter, 4741 blocks were identified and hand-contoured from the pre-winter orthorectified aerial images with ESRI ArcGIS software. In addition, 677 significant indicators of geomorphological changes, such as removed blocks ($n = 499$) and quarrying sockets ($n = 178$), were inventoried. At the same time, block trajectories and directions were digitized ($n = 175$) by linking the polygons centroid of the pre- and post-winter surveys. The dimensions (a, b, c axis), the shape and the weight of these 175 blocks were measured on the field to obtain their granulometric characteristics. These geographical and granulometric attributes resulted in a relevant and useful geostatistical dataset.

The volumetric approach was performed by computing the differences in surface elevation from pre- and post-winter DEM with the Geomorphic Change Detection software (Wheaton et al., 2009). Computation of volumetric changes were achieved on four areas of interest located at the N, C, CS and S sectors of the island. The selection of these areas was based on the location of the main clusters and ridges, with the constraint to be aligned with the OSSI cross-shore profiles. The differences calculation of pre- and post-winter DEM gridded at 3 cm was executed at a 90% confidence interval. The choice of the threshold used to calculate the DEM of difference (DoD) was based on the need to highlight the most significant changes, while attenuating the contribution of topsoil erosion and phenologic stages of the vegetation. While the procedure performed well for the C, CS and S sectors, it failed in the N sector because of the poor quality of the pre-winter DEM in this area, due to insufficient density and overlap of photographs.

2.4 Results

2.4.1 Waves and water levels

2.4.1.1 Extreme water level events

Winter 2013–2014 was characterized by an unusual succession of storms, which induced very large waves and atmospheric surges in the vicinity of Banneg Island, clearly visible in the hydrodynamic measurements (Figure 2-5). The H_s time-series recorded by the DWR from mid-December 2013 to mid-March 2014, displays more than a dozen peaks exceeding 4 m, one of them reaching 9 m on February 15. In terms of water level, the SBE measurements show several spring high tides levels close to the highest astronomical tide (4 m AMSL). These high water levels are likely caused by the recurrent storm surges associated with the exceptional cyclonic activity of winter 2013–2014. Indeed, the harmonic analysis performed at Le Conquet tide gauge revealed several surges reaching up to 0.5 m, primarily caused by the inverse barometric effect, as shown by the negative correlation between the storm surge and the atmospheric pressure time-series. As a consequence, several storm events occurred during periods of high water levels, associated with spring tides, atmospheric surges or a combination of both. It was, for instance, the case of the storms Anne from January 2 to January 4, Nadja from January 31

to February 2 and Christine from March 2 to March 4. Among the 13 events with H_s higher than 4 m, seven occurred when the high tide level was comprised between 3 and 4 m AMSL. These seven EWL events, highlighted with colored stripes on Figure 2-20 and summarized in Table 2-2, are likely to have generated the largest waves and the highest water levels on Banneg Island.

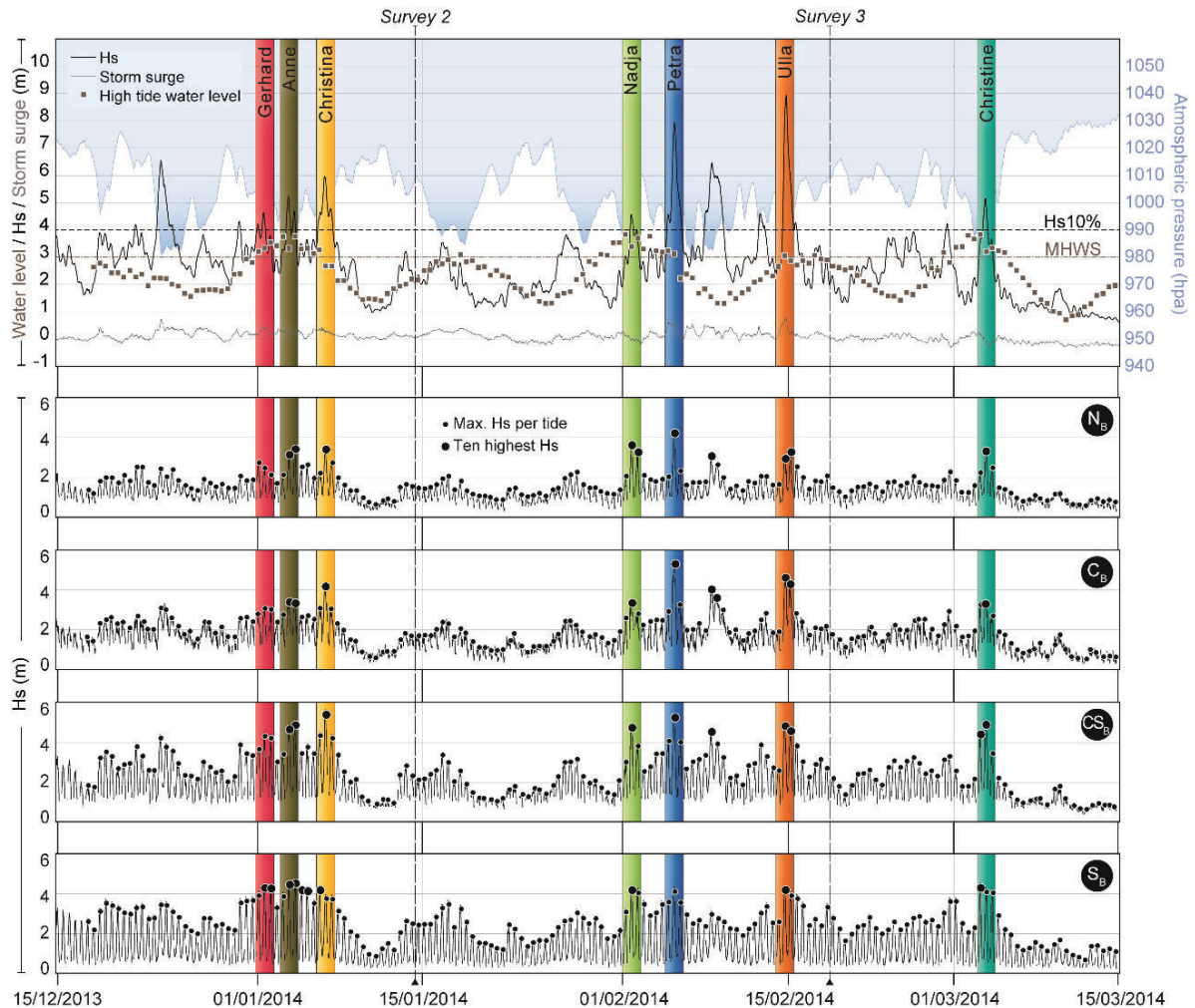


Figure 2-5. First panel: time-series of H_s (DWR), high tide water levels (SBE), atmospheric pressure (Stiff weather station) and storm surges (Le Conquet). The horizontal dashed lines indicate the threshold levels used for the identification of the extreme water level events (colored stripes). Second to fifth panels: time-series of H_s at N_B , C_B , CS_B and S_B . The small and large black dots indicate the maximum H_s per tide and the ten highest H_s of the time-series, respectively. The seven EWL events are indicated with colored stripes.

This assumption was confirmed by the analysis of the data recorded by the OSSI deployed on the island (Figure 2-5 and 2-6). The H_s time-series computed from the bottom sensors N_B , C_B , CS_B , and S_B get their 10 highest values within six of the seven previously defined EWL events, which do not necessarily correspond to the largest offshore H_s events (compare, for instance, H_s at DWR and at OSSI during Dirk storm on December 22–23, on Figure 2-5). This owe to the weak bottom friction impact on the wave energy traveling in deeper water. Also, during large wave events and low tidal range, the

OSSI remained in the saturated the surf zone, even at high tide. From north to south, the maximum Hs reached 4.4 m during Ulla storm, 5.6 m during Ulla storm, 5.7 m during Christina storm and 4.8 m during Anne storm, respectively. It is worth noting that the EWL event Gerhard did not generate one of the 10 largest Hs on the coast (except for the south profile), while Ruth storm (February 8–9) did, although it occurred during neap tide.

Tableau 2-2. Characteristics of the seven largest EWL events recorded during winter 2013–2014

Storm name ^a	Period of activity near Banneg Island	Max. Hs (m)	Peak Period (s)	Mean dir. (°)	High tide Water level (m AMSL)	Lag between max. Hs and high tide (min)
Gerhard	31/12/2013–02/01/2014	4.8	12.2	255	3.3	20
Anne	02/01/2014–04/01/2014	5.4	14.5	261	3.3	20
Christina	06/01/2014–07/01/2014	6.3	17.2	257	2.7	60
Nadja	31/01/2014–02/02/2014	5.0	18.9	258	3.4	40
Petra	04/02/2014–06/02/2014	8.8	17.3	254	3.1	40
Ulla	13/02/2014–15/02/2014	9.7	16.9	230	3.1	100
Christine	02/03/2014–04/03/2014	5.4	19	257	2.2	220

^a The storm names correspond to the associated low–pressure system which are named at the Institute of Meteorology of Berlin.

In terms of water levels, similar results were revealed by the analysis of the maximum elevations measured by the top and bottom sensors (Figure 2-6). Due to their elevated locations, the top sensors measured only swash bores, and mostly during spring tides and storm periods. The highest water level was recorded by CS^T on February, 5 at 8.15 am (Petra storm) and reached 12 m, corresponding to a wave crest 4 m above the sensor. Such water levels, measured a few meters only from the cliff top and exceeding its height by more than a meter likely resulted in the partial flooding of the island. As for Hs, the 10 highest values occurred almost all within the EWL events. Interestingly, C^T and CS^T measured some of their highest elevations during Ruth storm (February 8–9), despite the neap tide conditions. The ranking of the 10 highest water levels measured by the top and bottom sensors revealed that Petra storm ranked first at five of the height sensors and probably was the most morphogenetic event of the whole winter. It is also worth noting that some of the sensors of sectors CS and S measured lower water levels during Petra storm than during Anne's storm, this latter ranking first at CS_B and S_B (S^T stopped recording at the beginning of January and thus could not be included in the ranking analysis). Such differences between the sensor's records likely results from the contrasting bathymetry and shape of the coast at each profile, which control the wave propagation and breaking processes. Although this observation–based analysis provided high–time–resolution information on the extreme water levels that occurred on Banneg Island during winter 2013–2014, the highly nonlinear wave dynamics in the swash zone is still too poorly understood to extrapolate these local measurements into run–up elevation. As a consequence, the calibration and use of an empirical formula for run–up

was necessary to obtain a clearer description of the flooding episodes that have provoked CTSDs displacement during winter 2013–2014.

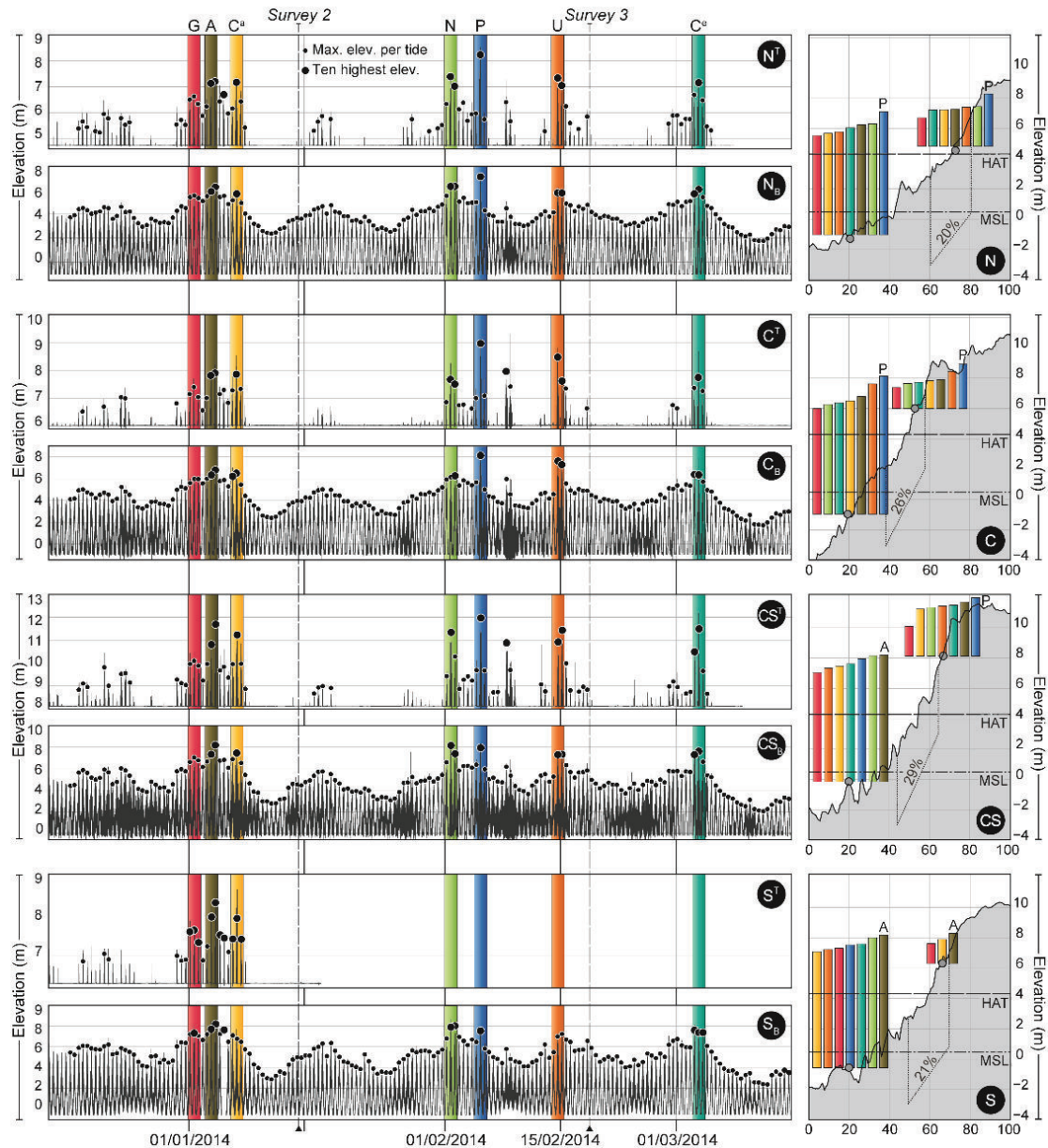


Figure 2-6. Left panels, from top to bottom: time-series of water elevation at NT, NB, CT, CB, CST, CSB, ST and SB. The small and large black dots indicate the maximum elevation per tide and the ten highest elevation of the time-series, respectively. Right panels, from top to bottom: bottom elevation of the cross-shore profiles N, C, CS and S. The colored histograms are the projections along the profile of the (ranked) 10 highest values measured by the corresponding OSSI. The seven EWL events are indicated with colored stripes.

2.4.1.2 Run-up estimation during winter 2013–2014

The top sensors, located in the upper swash zone were used to calibrate the run-up formula of Stockdon et al. (2006) for each cross-shore profile, N, C, CS and S. The calibration factor of the run-up formula (α in Eq. (9)) was determined by assessing the agreement between the swash events measured by the OSSI and the prediction given by

the run-up formula for α values ranging between 0.4 and 2. [Table 2-3](#) summarizes the scores obtained at each sensor for the 17 tested α values. The optimal factors for N, C, CS and S were 0.5, 0.8, 1.4, and 0.9, respectively. These values differ significantly from the original value of 1.1 used by [Stockdon et al. \(2006\)](#). This difference might be attributed to the very chaotic nearshore bathymetry and the irregular coastline of the western shores of the island. Visual observations confirmed that the wave propagation and breaking processes were very different from one sector to another. For instance, the low value obtained for the N profile can be explained by the sheltering effect induced by the rocky outcrops that stands at the base of the profile and strongly attenuates the incident wave energy. On the contrary, the large value obtained for the CS profile may result from the funnel shape of the coast in this sector ([Figure 3-2](#)) that focuses the wave energy.

Tableau 2-3. Percentage of agreement between measurements and predictions for calibration coefficient α ranging from 0.4 to 2.0

α	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2.0
N	47.2	69.2	74.5	66.3	54.4	44.9	37.8	33.2	29.8	27.0	24.9	23.0	21.6	20.4	19.4	18.5	17.8
C	7.6	20.2	37.8	58.2	68.6	65.3	56.2	46.0	38.3	32.3	27.8	24.1	21.7	19.7	18.2	16.7	15.6
CS	0.0	0.0	0.0	3.6	8.4	15.6	25.5	34.7	49.4	59.8	69.2	72.4	68.5	61.4	53.4	46.6	41.5
S	3.0	10.5	42.9	60.4	80.0	71.7	58.6	48.9	39.5	33.6	28.2	25.1	22.4	20.2	18.7	17.5	16.2

After calibrating the run-up formula against the top sensor's measurements, run-up time series were computed for each profile over the winter 2013–14 and added to the offshore tidal elevation. [Figure 2-7](#) shows the resulting total water elevations, including the tidal elevations and the run-up for each profile.

For each sector, the highest runup were found either on February 5 (Petra) or February 14 (Ulla) 2014, and exceeded 6 m (05/02), 10 m (14/02), 16 m (05/02) and 11 m (05/02), at profiles N, C, CS and S, respectively. This result partly corroborates the observations of maximum water elevations. Indeed, Petra storm induced the highest water levels at five of the seven sensors operating over the whole period ([Figure 2-6](#)). However, the very high runups predicted for Ulla storm seem to be overestimated at profiles N, CS and S ([Figure 2-9](#)), since this storm generated lower maximum water levels than other storms, according to the observations ([Figure 2-8](#)). This difference likely reflects the limitation of empirical run-up formula based on offshore parameters, when applied to irregular coastlines and complex bathymetry.

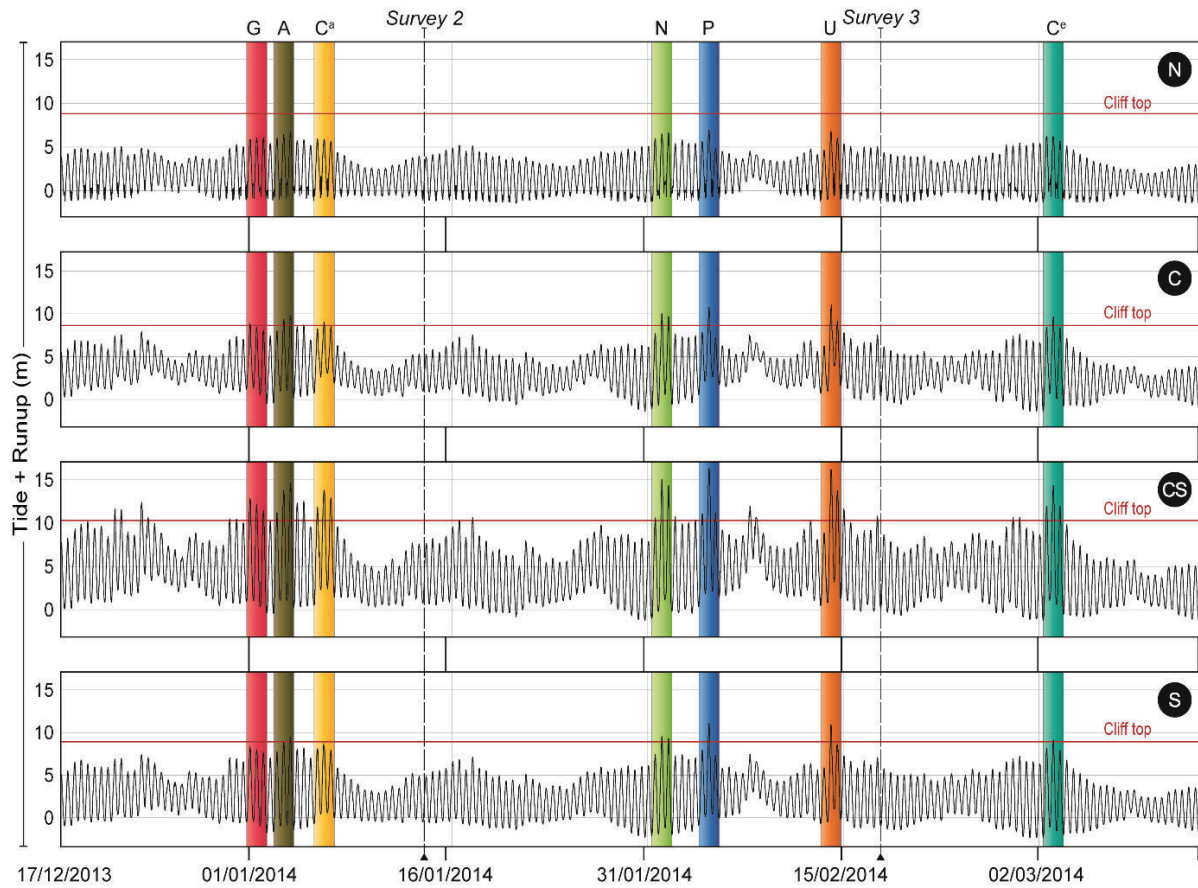


Figure 2-7. Time-series of the estimated runup added to the observed tide at profile north (first panel), centre (second panel), centre-south (third panel) and south (fourth panel). The elevation of the cliff top for each profile is indicated with a horizontal red line. The intermediate surveys are indicated with vertical black dashed lines. The seven EWL events are indicated with colored stripes.

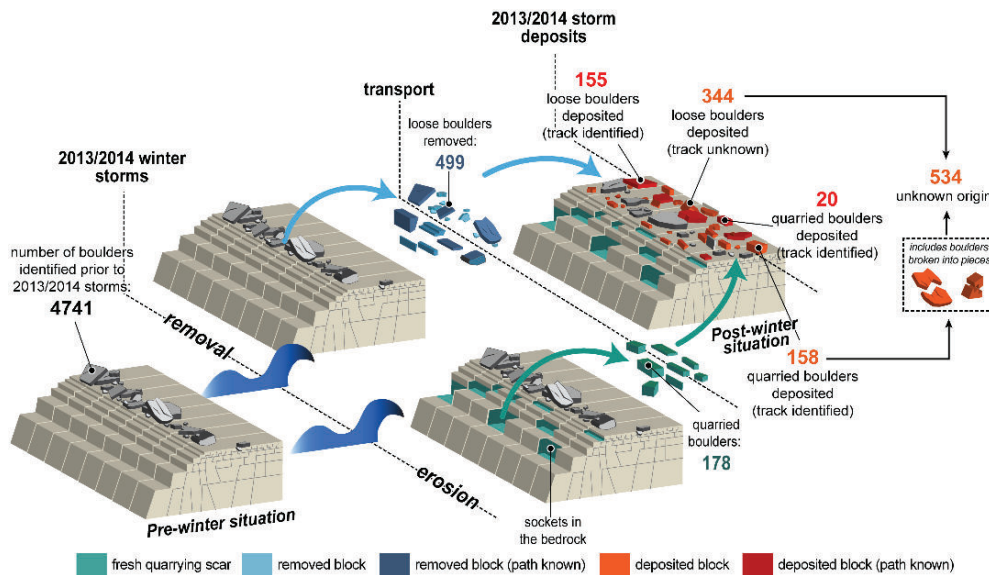


Figure 2-8. Assessment of block erosion, transportation and deposition during the 2013–2014 winter storms on Banneg Island.

In terms of island's submersion, the predicted run-up time-series indicate that the water level overtopped the cliff around 10 times in the C sector, more than 30 times in the CS sector, more than 5 times in the S sector, but none in the N sector. All the overtopping events occurred during EWL events, except in the CS sector where the predicted runup exceeded the cliff top also during neap tide conditions. It is also in the CS sector that the highest water levels occurred, exceeding sometimes the cliff top by more than 5 m, which may have induced the torrential flooding of the inner part of the island, evidenced by the field observations (pre- and post-storm boulder position, patch of torn grass, large area of dried and bent grass delineated on [Figure 2-11](#)).

2.4.2 Morphological changes

2.4.2.1 *The winter 2013–2014 morphogenetic impacts on CTSDs*

The superposition and comparison of the pre- and post-winter orthorectified aerial images and DEM provided a very detailed analysis of the overall CTSDs morphological changes, in terms of processes ([Figure 2-8](#)), kinematics ([Figure 2-9](#)) and volumetric changes ([Figure 2-10](#)).

Quarrying scars and sockets in the bed rock ($n = 178$) spread out from the base of the cliffs to the wave-scoured platform back of the cliff-top, where 40% ($n = 63$) of the sockets are located. Quarried volume represents about $80 \pm 40 \text{ m}^3$. The largest sockets are located on the cliff slope. As mentioned earlier, the tracks of 20 of the 178 quarried clasts were identified ([Figure 2-8](#)). 18 of them moved up. Some were deposited a few meters inland from the quarrying location. However, most of these 20 blocks were transported to the base of the clusters or ridges standing inland from the cliff top. The remaining two fell down to the cliff base. It is the case of an 86 tons block, bounded on three faces, quarried at 9 m on the upper part of a 45° slope cliff ([Figure 2-11](#)). The tracks of the 158 other quarried blocks are unknown, but the difference between the number of deposited blocks of unknown origin ($n = 534$) and the number of loose blocks removed ($n = 343$) shows that almost all of them moved up to the top of the cliffs or further inland. The difference ($n = 191$) probably comes from the quarried blocks, which may have been broken into pieces during transport ([Figure 2-8](#)).

Regarding the loose blocks, apart from one rounded block (1 ton) initially located below high tide level that was transported up to the cliff, all the loose block removal occurred above the high spring tide level. 75% of the transported loose blocks were removed at altitudes higher than 8 m corresponding to the minimal height of the cliff-tops ([Figure 2-12](#)). 10 blocks weighing from 2 to 14 tons were removed at elevations exceeding 10 m. For the 175 blocks whose track were identified there is no correlation between their mass and the altitude of removal neither the distance of transport ([Figure 2-12](#)).

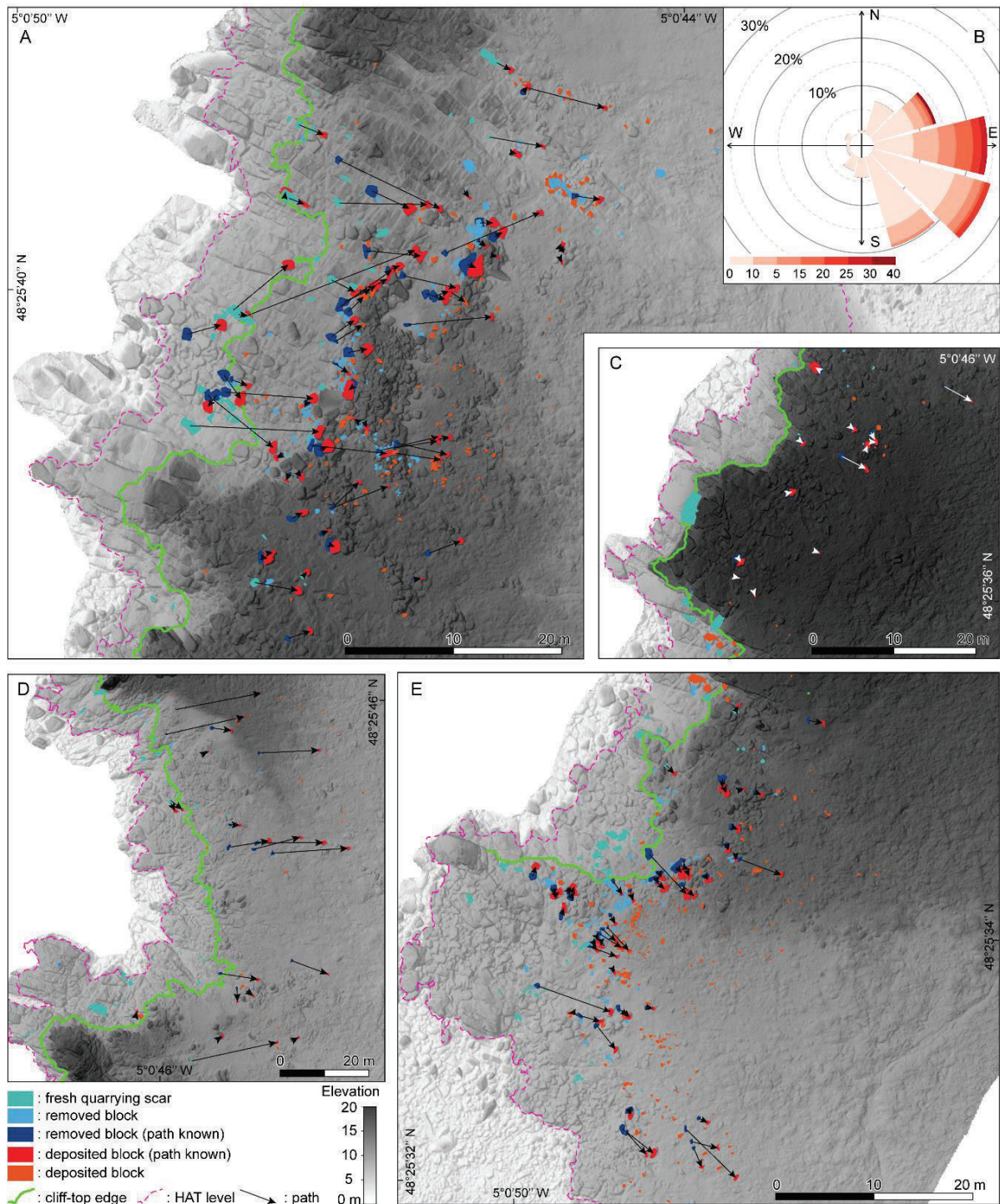


Figure 2-9. Kinematics of CTSDs for sector centre (A), centre-south (C), centre-north (D) and south (E). Plot (B) shows the direction of the block's paths, where the red color ramp indicates the distance traveled by the blocks from 0.1 to 40 meters. This plot is based on the 178 inventoried trajectories, shown by black or white arrows on panels (A), (C), (D) and (E).

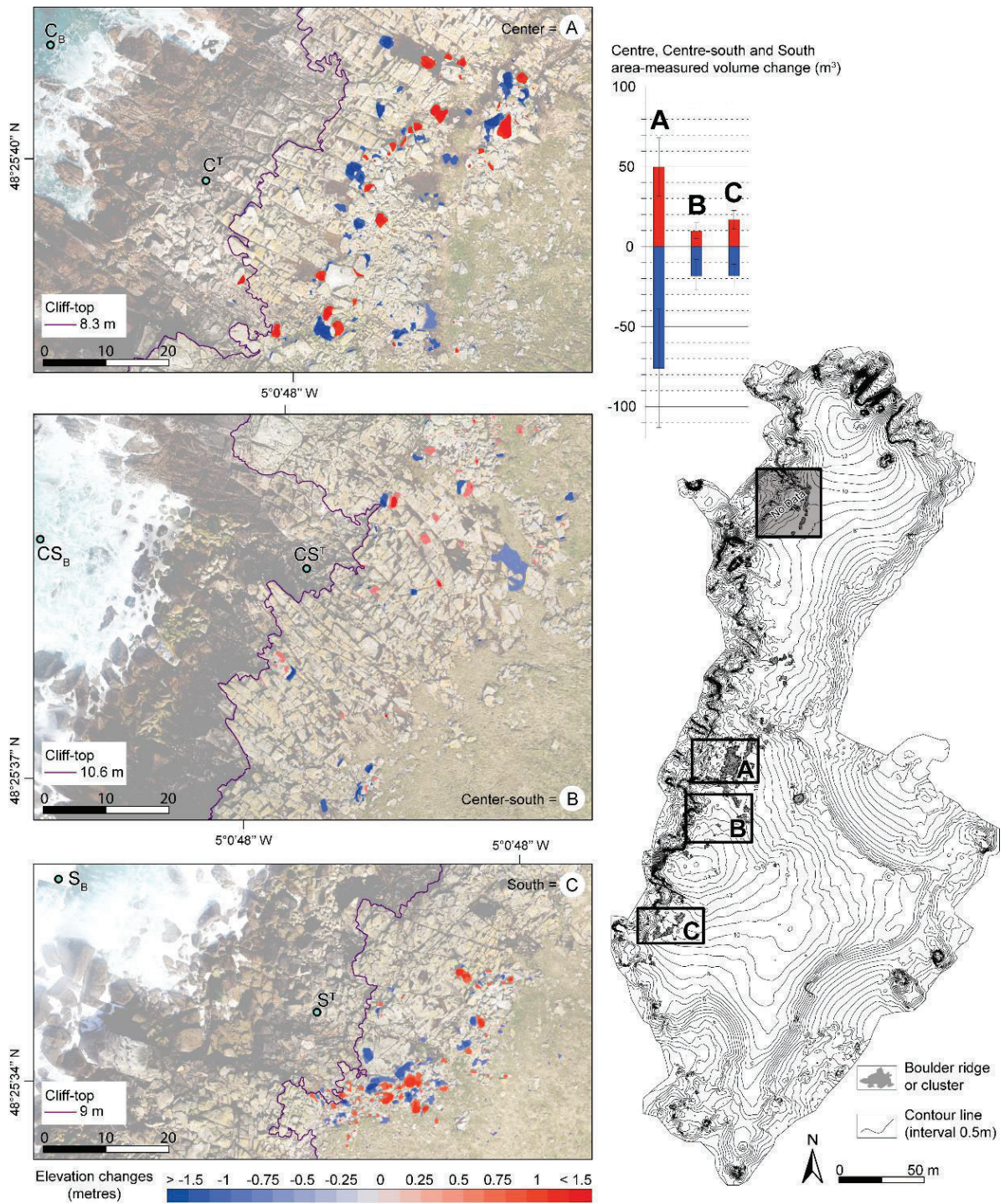


Figure 2-10. Volumetric changes computed for sectors centre (A), centre-south (B) and south (C) based on pre- and post-winter DEM.



Figure 2-11. Field evidences of large submersion and block quarrying on Banneg Island during winter 2013–2014. (A) is a kite oblique aerial photograph taken on February 18, 2014, during survey 3 (credits: J-P. Boivin) where 1 is the flooded area, 2 is the limit of the flooded area (discontinuous debris line and limit between bended / stood grass) and 3 illustrates the flow direction. Photograph (B) illustrates the largest quarrying socket inventoried after the winter 2013–2014. Photograph (C) is a ground oblique view of the block field mixed with large pieces of turf.

In the north sector, which is an embayment sheltered by a promontory and skerries, all quarrying sockets are located at the base or on the lower part of the cliffs. The clusters sitting on the turf inland from the cliff edge were left undisturbed except at the head of a gully that enhanced wave action, where a dozen of blocks located at altitude of 9 m were pushed 1 to 3 m inland. In the centre–north sector some quarrying occurred on the cliffs under 8 m. The clusters remained inactive but the entire area was submerged. 40 loose blocks were transported on the turf on the top and the eastern slope of the island by the exiting water flow as indicated by identified tracks all oriented eastward. 3 blocks exceeding 1.5 t moved 15 m or more inland.

In the centre sector the stepped cliff culminates at 8.3 m, and is backed by a 15 m flat wide wave-scoured platform (Figure 2-2). Inland, 2 to 3 parallel ridges up to 2 m high, lay at elevations of 9 to 10 m, 15 m to 40 m from the cliff edge. Erosion occurred in three different locations: (i) on the cliff where quarrying was important, (ii) on the seaward face of the front ridge (iii) in the gully incised north of the ridge by exiting water (Figure 2-11).

The identified tracks show that most of the blocks quarried from the cliff or removed on the exposed side of the front ridge moved toward the gully, which represents the main path of block displacements to the east of the island. As shown on Figure 2-10, this area corresponds to the main spillway during flooding processes of the island. The DoD of the centre (Figure 2-9) illustrates this morphodynamic processes with a net loss of 25 m³ corresponding to the largest block displacements in the whole island (accretion ≈ 50 m³, erosion ≈ 75 m³). Morphological changes occurred also on or between the three ridges. Two large blocks exceeding 3 tons were uplifted on the top of the front ridge. Another one weighing 3.1 tons moved from the base of the front ridge to the top of the second one 13 m inland. Several large blocks resting on the leeward side of the front ridge were pushed toward the second one or transported over and deposited on the third one (Figure 2-9).

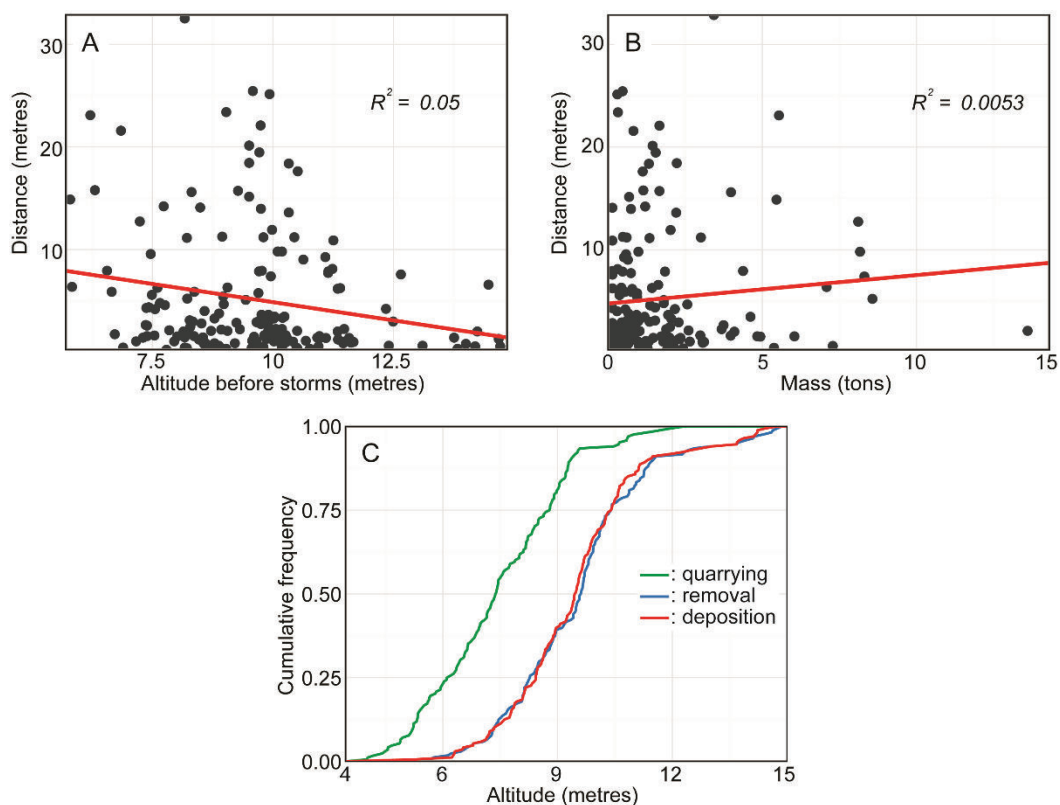


Figure 2-12. (A) Correlation between the transport distance and the altitude before transport. (B) Correlation between the transport distance and the weight of the blocks. (C) is a plot showing the cumulative frequency curves of quarried, removed and deposited blocks according to their altitudes.



Figure 2-13. Paired photographs showing pre-storms context (A1), (B1), (C1): 23/04/2008) and post-storms ((A2), (B2), (C2): 24/04/2014) morphological changes in the CTSDs ridges of centre sector where red arrows serve as reference points between two paired photographs, white circle serve as removed block markers and white square serve as deposited block markers.

The CS sector is the highest part of the island where striking changes occurred. The cliff-top of the subvertical cliffs reaches 10 to 13 m and is separated from the clusters by a 15 to 30 m wide wave-scoured platform where scattered blocks rest. No changes were observed on this platform during the winter storms. It is mainly beyond the seaward face of the clusters that erosion occurred. A 0.6 tons block buried in the turf on their leeside, 37 m inland from the cliff edge, was extracted and transported 6 m inland. The DoD of centre-south indicates a negative sediment budget (accretion about 10 m³, erosion about 18 m³) due to the important soil erosion on the back of the wave-scoured platform (Figure 2-10).

The S sector can be divided into two sections. South of the promontory where the coast faces SW there are no cliffs. Dozens of blocks were transported parallel to the coast

and deposited at 7 to 8 m. North of the promontory, the coast faces west and is cut into cliffs. Back of the clifftop, lying at 9 m, a single arcuate ridge is separated from the cliff edge by a wave-scoured platform widening northward. The erosion occurred mainly: (i) on the cliff where quarrying is important around 7–8 m and (ii) on the exposed face of the ridge, the southern end of it was completely spread inland. Erosion was limited above 10 m. Deposition occurred mainly on the ridge or immediately behind, however many blocks were transported dozens of meters inland up to 10.5 m high. In this area the DoD shows balanced results between erosion and accretion (Figure 2-10).

Concerning the resulting path of the transported blocks (Figure 2-9), 50% of the displaced blocks followed two main directions: ESE and E, corresponding to the average direction of the incident waves after refraction over the nearshore bathymetry. Two secondary directions, ESE and ENE (20 and 14% resp.) also occurred, mainly on the southern tip of the island, and might be the result of local effects of the bathymetry on the wave propagation. The longest paths headed E (15%) and ENE (5%), the shortest ones headed ESE and SSE. However, it is difficult to assess whether these CTSDs trajectories were caused by one or several morphogenetic events. In this latter case, which is the most likely one given the recurrent EWL events during winter 2013–2014, the total path of the block resulted from several shorter intermediate paths with different directions, biasing the overall analysis.

2.4.2.2 Intermediate changes observed in January and February 2014

Observations obtained from ground photographs taken on January 14 and February 18, 2014, and from aerial photographs taken by kite on February 18, 2014 show that intermediate morphological and sedimentological changes occurred between December 2013 and January 2014, and others between January and February 2014. These observations confirmed that the series of storms during winter 2013–2014 caused morphosedimentary changes on several occasions.

For instance, as shown in Figure 2-14, block #6092 located in the C sector of the island moved a few meters inland between December 2013 and January 2014. This change can be attributed to the impact of the EWL events inventoried in January (Figure 2-5 and 2-7) and most probably to storm Anne, during which the highest water levels were observed for this period. Similarly, during the period from January to February 2014, the blocks #2650, #6004, #6005, #6058 and #6092, situated between the first and the second ridges in the C sector, moved for the first time in the winter (Figure 2-14). These changes can be attributed to the EWL events of February (Figure 2-5 and 7) and most probably to storm Petra, during which the highest water levels were observed for this period. Finally, between February and April 2014, other changes were observed, such as the removal of blocks #6004 and #6005, located in the C sector of the island (Figure 2-15). They can be attributed to the most significant EWL event occurring during this period, namely Christine storm, on March 3–4. Note that some blocks (e.g. blocks #6004, #6005 and #6092) moved several times during the winter. This implies that the trajectories of

several blocks previously analyzed (Figure 2-9) correspond in fact to the resultant of these successive displacements.

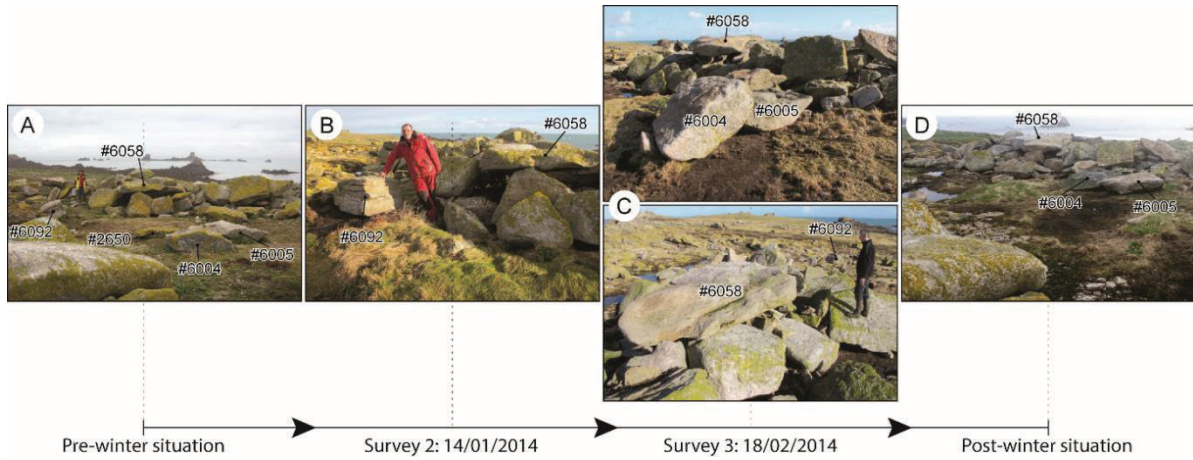


Figure 2-14. Successive displacements of blocks #2650, #6004, #6005, #6058 and #6092 at the center of the island. (A) shows the pre-winter situation. Photo (B) was taken during the 2nd survey on January 14, 2014. Photos (C) were taken during the 3rd survey on February 18, 2014. (D) shows the post-winter situation.

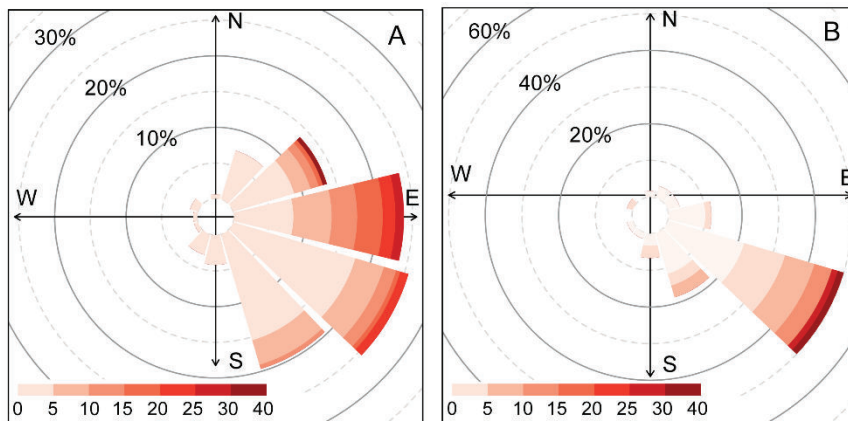


Figure 2-15. Polar plot (A) and (B) shows the direction of the block's paths during the winter 2013–2014 and during the storm of March 10, 2008, respectively. The red color ramp indicates the distance traveled by the blocks from 0.1 to 40 m.

2.5 Discussion

As evidenced in many studies undertaken on sandy beaches and gravel barrier along the Western European coast (Matthews et al., 2014; Dissanayake et al., 2015; Blaise et al., 2015; Castelle et al., 2015; Masselink et al., 2016), the winter 2013–2014 was particularly morphogenetic. Large morphological changes also occurred on rocky coasts, in south England (Earlie et al., 2015), on the Aran Island (Erdmann et al., 2015) and on Banneg Island as shown in this paper. Before winter 2013–2014, the last significant CTSDs

morphological changes observed on Banneg Island occurred on March 10, 2008, during Johanna storm (Fichaut and Suanez, 2011). The repeated monitoring conducted since this stormy event showed no significant morphosedimentary changes on the island, owing to the absence of morphogenetic conditions during this period. The specificity of winter 2013–2014 results from a succession of storms with repeated intensities unequalled since the winter 1989–1990. Indeed, between mid–December 1989 and mid–February 1990 fifteen storms had affected the western coast of Europe, from Brittany to the British Islands (McCallum and Norris, 1990; Betts et al., 2004). Banneg Island was also severely affected during this winter (Fichaut and Hallégouët, 1989). In a context of potential increase of storminess in northern Europe (Zappa et al., 2013; Feser et al., 2015), it is likely that storm wave–induced quarrying and transport of clifftop deposits will occur more frequently in Europe. Regarding the changes of Banneg's morphology, we may expect a significant increase of the erosion processes presently observed, with accelerated cliff recession, accentuated downwearing of the wave–scoured platforms, and a larger occurrence of boulder transport.

Our results clearly confirm the importance of mid–latitudes storm events for the investigation of CTSDs dynamics on exposed cliffs. Therefore, these results contradict the findings proposed by Regnauld et al. (2010), suggesting that only tsunami waves (more specifically the Lisbon tsunami in 1755) could have generated the quarrying and/or transportation of large blocks of dozens of tons on the coasts of Molène archipelago and Ouessant Island. As shown in the present study, the quarrying of an 86 tons block shows that storm waves are powerful enough to generate such processes (during Johanna storm, a clast weighing 42 tons was quarried from cliff–top and deposited upside down 7 m inland, see Fichaut and Suanez, 2011). Moreover, no argument proves the occurrence of tsunami waves in the Iroise Sea for the last centuries, including the Lisbon tsunami that was not recorded along the Brittany coasts (Lageat, 2014).

From a spatial perspective, the north sector of the island was less impacted by the storms of winter 2013–2014 than the other sectors, as it was already the case during the Johanna storm (Fichaut and Suanez, 2011) and during the stormy winter 1989–1990 (Fichaut and Hallégouët, 1989). For example, only 13 blocks moved on the northern sector, while 250 and 299 block displacements were inventoried at the centre and south sectors of the island, respectively. This is mainly due to the presence of a rocky promontory that shelters this sector from the WSW incident waves, as evidenced by the lower H_s and water levels measured in this sector. The most important CTSDs morphological changes occurred mainly in the C and S sectors of the island, as shown by the number (250 and 299 respectively) and volumes of quarried and displaced blocks (Figure 2-10). These morphological changes can be associated with a potentially high number of flooding events in these sectors estimated from the run–up analysis (Figure 2-7). In the CS sector, morphological changes were far less important compared to the C and S sectors, despite the 86 tons block that was quarried from the cliff face and fell down (Figure 2-11). Nonetheless, the observed water levels and the number of estimated

flooding occurrence (Figure 2-10) were the highest in this sector. Comparing the morphological changes (Figure 2-7) and flooding occurrences in the C, CS and S sectors, it thus appears that morphological changes are not systematically related to the number of estimated cliff-top submersions. We can therefore assume that the amount of removed and/or quarried blocks not only depend on the hydrodynamic conditions, but also on the lithostructural framework of the cliff. As reported by Suanez et al. (2009), the cliffs in the embayments (C and S sectors) are characterized by a very dense joint and fracture pattern providing a predisposition to produce a significant amount of relatively small clasts during extreme events. Conversely, on headlands (CS sector), where joint pattern is looser, the clasts size is larger and makes both quarrying and block transportation more difficult.

From a temporal perspective, seven storm events associated with high water levels were identified as responsible for the observed morphosedimentary dynamics. These EWL events occurred during the first week of January, the first two weeks of February and on March 3–4 2014. The intermediate field surveys of January 14 and February 18, 2014 confirmed that CTSDs reworking occurred several times during the winter, and certainly in different directions. This multiphase dynamics was also evidenced by the two main directions (ESE and ENE) of the blocks displacements observed during winter 2013–2014 (Figure 2-14), and contrasts with the single ESE direction observed after Johanna storm on March 10, 2008 (Figure 2-14) (Fichaut and Suanez, 2011). These authors attributed this ESE direction to the NW orientation of the waves measured at Les Pierres Noires buoy (Cariolet et al., 2010), as no wave measurements were available in front of Banneg Island in 2008. The DWR measurements carried out during winter 2013–2014 revealed that the mean wave direction 1.5 km off Banneg Island is generally comprised between 240 and 260° and never exceeds 270°, even during NW storm episodes, which is due to the sheltering effect of Ouessant Island. Hence, the dominant ESE direction of blocks displacements observed during both Johanna storm and winter 2013–2014 is likely the result of the wave crest alignment along the SW–NE island axis, while the ENE block trajectories specific to winter 2013–2014 may be attributed to Ulla storms that generated unusual SW waves on February 14–15, 2014.

The study conducted by Fichaut and Suanez (2011) after Johanna storm on 10 March 2008 allowed to characterize more precisely the dynamics of CTSDs. However, the methods implemented for this study were not sufficiently complete to get a comprehensive picture of all displacements of the blocks. Only 180 sockets in the bedrock and/or scars indicating movement of blocks were inventoried and no in-situ measurements were available to characterize hydrodynamic conditions responsible for these morphosedimentary processes. In the present study, the data provided by UAV deployment coupled to SfM photogrammetry improved the understanding of CTSDs morphodynamics by quantifying more accurately the kinematics and volumetric changes of CTSDs induced by storm waves during winter 2013–2014. As already demonstrated on boulder beaches (Pérez-Alberti and Trenhaile, 2015), the contribution of UAV survey data

open the way for the quantification of rocky coasts sedimentary budget. Moreover, cross-comparison of high resolution orthophotographs appears particularly relevant for the accurate mapping of boulders kinematics, before and after storm events. Compared to terrestrial scanning, which is limited by the shadowing effect caused by rocky promontory and large boulders, UAV methods also appear more appropriate to generate accurate DEMs on large and rugged fields (Jaud et al., 2016). Finally, hydro-geomorphic studies coupling accurate boulder transport observations and high-frequency hydrodynamic measurements represent challenging applications for the numerical models of boulder transports (e. g. Kennedy et al., 2016).

2.6 Conclusion

This study provides new insights on the extreme wave conditions of the winter 2013–2014 and their strong impact on CTSDs dynamics on Banneg Island. The use of a combined hydro-geomorphologic data set revealed the link between the observation of recurrent morphological changes and the hydrodynamic conditions that caused them. The methodology based on UAS observations led to an analysis of CTSDs kinematics and volumetric changes over large spatial scales, which could not have been carried out only with DGPS field measurements and oblique ground photographs. However, as shown in this study, the coupling of the two approaches overcame the lack of information when weather conditions did not allow the deployment of airborne techniques. High frequency measurements of offshore and in-situ hydrodynamic conditions (waves and water levels) revealed a succession of energetic wave conditions, sometimes combined with high water levels. This data also enabled the calibration of an empirical run-up formula (Stockdon et al., 2006) to extrapolate maximum water levels from the local measurements in the upper swash zone. The combined analysis of observed wave and water levels, predicted maximum water levels, and morphosedimentary observations were used to clearly identify the storm events that caused CTSDs reworking during winter 2013–2014. Our study shows that morphogenetic events occurred at several occasion, namely during the first week of January, the two first weeks of February and on March 3–4, 2014. The centre sector of the island was the most impacted, and some blocks were shown to move several times, during these periods. This multiphase CTSDs dynamics was highlighted by the broad directional range of block trajectories. The two main directions, ESE and ENE, were explained by the incident wave propagation that reach the coast with a WNW direction (normal to the coast) or WSW directions in the case of unusually southerly storms such as Ulla storm, on February 14, 2014. Finally, we conclude that the lithostructural context plays a crucial role in terms of cliff erosion and CTSDs production. Indeed, the centre-south sector of the island, characterized by loose joint pattern and large clasts, which suffered the highest waves and maximum water levels, did not display major morphosedimentary changes. On the other hand, the centre sector of Banneg Island that

is characterized by lithostructural fragility, was the most impacted during winter 2013–2014, illustrating a slow process of fragmentation of the island into two parts. Future studies on similar environments would highly benefit from video monitoring (Holman and Guza, 1984; Holman et al., 1993; Raubenheimer et al., 1995) in order to overcome the lack of run-up measurements and the difficult deployment of airborne acquisition system during stormy conditions.

Acknowledgments

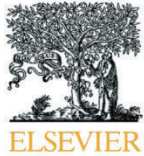
We warmly thank the Réserve naturelle de la mer d'Iroise and its rangers H. Maheo and D. Boulès for allowing us to perform the measurements and helping in many ways our access to the site. Many thanks also go to the technical group at the French Navy Hydrographic and Oceanographic Institute (SHOM) who deployed and recovered the instruments. The Litto3D coastal digital elevation model co-produced by IGN and SHOM from numerous Lidar and MBES surveys was of great help in this project. This work is part of the research program PROTEVS (research contract 12CR6) funded by DGA and conducted by SHOM. This research was also supported by the “Laboratoire d'Excellence” LabexMER (ANR-10-LABX-19) and co-founded by the French government under the program “Investissements d'Avenir”, and the region of Brittany. We finally thank Jean-Pierre Boivin from the SHOM for providing kite aerial photographs taken on February 18, 2014.

Author contributions

R.A., G.D., S.S., B.F., F.L., F.A. and J-F.F. designed the study and the methodology. J.A., P.G., S.S. and B.F. performed the drone-based surveys. R.A. and B.F. processed the aerial imagery. G.D. processed the hydrodynamic data. R.A. and G.D. drafted the manuscript with input from S.S., B.F., F.L., F.A. and J-F.F. All authors commented on and approved the final manuscript.

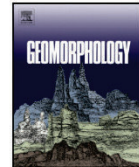
3 Long-term variability of supratidal coastal boulder activation in Brittany (France)

Geomorphology 304 (2018) 184–200



Contents lists available at ScienceDirect

Geomorphology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/geomorph

Long-term variability of supratidal coastal boulder activation in Brittany (France)

Ronan Autret ^{a,*}, Guillaume Dodet ^a, Serge Suanez ^a, Gildas Roudaut ^b, Bernard Fichaut ^a^a Université de Bretagne Occidentale (UBO), CNRS, UMR LETG 6554, Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), Rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané, France^b Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UMR LEMAR 195 (CNRS/IRD/IFREMER/UBO), Campus Ifremer, BP 70, 29280 Plouzané, France

Received 10 October 2017

Received in revised form 14 December 2017 (minor corrections)

Accepted 22 December 2017

Published 29 December 2017

Abstract

High-energy supratidal coastal boulder deposit (SCBD) dynamics were investigated on Vierge Island and Pors Carn Point, north and south of western Brittany, France, respectively. Morphological changes induced by boulder transport and quarrying were quantified using high-resolution topographic survey data taken between 2012 and 2017. Additional in-situ wave parameters and water levels were also recorded over this period (2014–2017) in order to compute the maximum water levels and assess the relationship between SCBD morphological changes and specific hydrodynamic conditions. During extreme water levels (for maximum water levels exceeding a one in ten year event), SCBDs were broadly reworked (up to 40% of the total volume). During lower intensity events, for which maximum water levels were still very high, morphological changes represented 1% to 5% of the total volume. These morphological and hydrodynamic observations were then used to calibrate a chronology of SCBD activation events based on 70 years of hindcast winter maximum water levels. These long-term time-series showed great interannual variability in SCBD activation but no significant long-term trend. Winter-frequency SCBD activation was better correlated to the WEPA (West Europe Pressure Anomaly) index ($r = 0.46$) than the NAO index ($r = 0.1$). Therefore, the WEPA index can be considered to be a more significant climate proxy for assessing storm-

related geomorphic changes in the temperate latitudes of the N–E Atlantic basin (36°–52° N), including the Brittany coast. The potential of SCBDs as a morphological storm proxy for macrotidal high-energy rocky coasts is addressed.

Résumé

La dynamique des blocs supralittoraux de haute énergie (SCBD – supratidal coastal boulder deposit) a été étudiée sur l'île Vierge et la pointe Pors Carn, respectivement au nord et au sud de l'ouest de la Bretagne. Les changements morphologiques liés à l'arrachage et au transport de blocs ont été quantifiés à l'aide de données topographiques à haute résolution levées entre 2012 et 2017. Des paramètres additionnels de vagues in situ et des niveaux d'eau ont été enregistrés sur cette période (2014–2017) afin d'estimer les niveaux d'eau extrêmes à la côte et d'évaluer la relation entre les changements morphologiques des SCBD et les conditions hydrodynamiques spécifiques. Durant les phases de niveaux d'eau extrêmes (correspondant à des niveaux maximums d'une période de retour supérieur à 10 ans), les blocs supratidaux ont été largement remobilisés (jusqu'à 40% du volume total). Lors d'événements de faible intensité, pour lesquels les niveaux d'eau maximum étaient encore anormalement élevés, les changements morphologiques représentaient 1% à 5% du volume total. Ces observations morphologiques et hydrodynamiques ont ensuite été utilisées pour calibrer une chronologie des événements d'activation des blocs supratidaux sur les 70 dernières années (1948–2017). Ces séries chronologiques à long terme ont montré une grande variabilité interannuelle d'activation des blocs supratidaux sans qu'une véritable tendance significative ne se dessine. La dynamique des blocs supratidaux à long terme est mieux corrélée à l'indice WEPA ($r = 0,46$) qu'à l'indice NAO ($r = 0,1$). Par conséquent, l'indice WEPA peut être considéré comme un indicateur climatique plus significatif pour évaluer les changements géomorphologiques liés aux tempêtes aux latitudes tempérées du bassin atlantique N–E (36°–52°N), y compris la côte bretonne. Le potentiel des blocs supratidaux en tant qu'indicateur morphogénique des tempêtes pour les côtes rocheuses macrotidales est discuté.

3.1 Introduction

In the last decade, several coastal supratidal accumulations of boulders related to extratropical storm wave activity have been identified along the north–east Atlantic coasts (from 42°N to 64°N) (e.g., Williams and Hall, 2004; Hall et al., 2006; Suanez et al., 2009; Etienne and Paris, 2010; Pérez-Alberti et al., 2012). Cliff Top Boulder Deposits (CTSDs) were identified by Hall et al. (2006) and Hansom et al. (2008), with Cox et al. (2017) expanding the term to include all supratidal coastal boulder deposits (SCBDs). SCBDs are marine sediments that range in size from 0.256 m to 4.096 m intermediate axis and weigh anywhere from dozens of kilograms to several tons. Though at times isolated,

they are mainly arranged in clusters or ridges accumulated above the highest astronomical tide level (HAT). They have been inventoried and studied on a broad range of coasts, from steep supratidal platforms to the top of vertical cliffs (e.g., Williams and Hall, 2004; Suanez et al., 2009; Etienne and Paris, 2010; Knight and Burningham, 2011; Pérez-Alberti et al., 2012).

The morphosedimentary changes of European SCBDs have been investigated at different spatial and temporal scales in order to characterize the extreme wave events responsible for their quarrying, transport, and reworking processes (Hansom et al., 2008; 2009; Fichaut and Suanez, 2011; Cox et al., 2012). Although the extreme waves responsible for their emplacement (either by storm or tsunami) have been debated (e.g., Scheffers et al., 2009, 2010; Hall et al., 2010), most studies have reported that SCBD movements are initiated by storm wave activity (e.g., Hansom and Hall, 2009; Suanez et al., 2009; Etienne and Paris, 2010; Cox et al., 2012). Such SCBD activation events have been documented at middle latitudes (48°N to 53°N) during the winters of 1989–1990, 1990–1991, 2007–2008, and 2013–2014 (Fichaut et al., 1989; Fichaut and Suanez, 2011, Erdmann et al., 2015; Autret et al., 2016b; Cox et al., 2012, 2016) and at high latitudes (60°N to 64°N) during the winters of 1992–1993, 2007–2008, and 2014–2015 (Hansom and Hall, 2009; Etienne and Paris, 2010; Autret et al., 2016a). Observations made in the Aran Islands (Ireland) and Banneg Island (France) after a cluster of severe storms during the winter of 2013–2014 along the Atlantic coasts of western Europe (Blaise et al., 2015; Castelle et al., 2015; Matthews et al., 2014; Masselink et al., 2016) clearly demonstrated that the supratidal hydrodynamics of extreme storm waves can quarry, transport, and rework very coarse boulders and blocks (with intermediate axis ≥ 4.096 m) at elevations of 10 to 25 m above HAT (Erdmann et al., 2015; Autret et al., 2016a; Cox et al., 2016). Most SCBD movements have been related to severe storms, but the systematic study of their morphodynamics, including during periods of low intensity storms, is still limited. Such information is needed to be considered in longer-term studies of SCBD activation.

Addressing the recurrence of events responsible for SCBD activation in the last decades is challenged by the insufficient spatio-temporal resolution and the poor quality of available historical data (e.g. old aerial and satellite images, maps, etc.). However, the use of SCBD activation events as an indicator reflecting the effects of storms on rock coasts appears significant thanks to their morphological and sedimentary characteristics (Paris et al., 2011; Naylor et al., 2014). Where barren rock coasts occur, no sedimentary records are available to show recent coastal morphodynamics.

In the North Atlantic basin, studies based on measured (e.g., Young et al., 2011) or modeled data (e.g., Dodet et al., 2010; Wang et al., 2012; Bertin et al., 2013) evidenced a trend of increasing significant wave height (H_s) over periods spanning from recent decades back to the last century. Given the strong multiannual variability of H_s related to the North Atlantic Oscillation (NAO) highlighted in these studies (Bromirski and Cayan, 2015), this trend must be interpreted with caution with respect to climate change. Furthermore, waves are expected to increase in coming decades as storminess intensifies

as predicted (Mizuta et al., 2011; Zappa et al., 2013; Feser et al., 2015). In this context the long-term analysis of SCBD activation under both high and low intensity storms may prove to be useful in terms of assessing responses to predicted increases in both sea level and storminess (Vousdoukas et al., 2016).

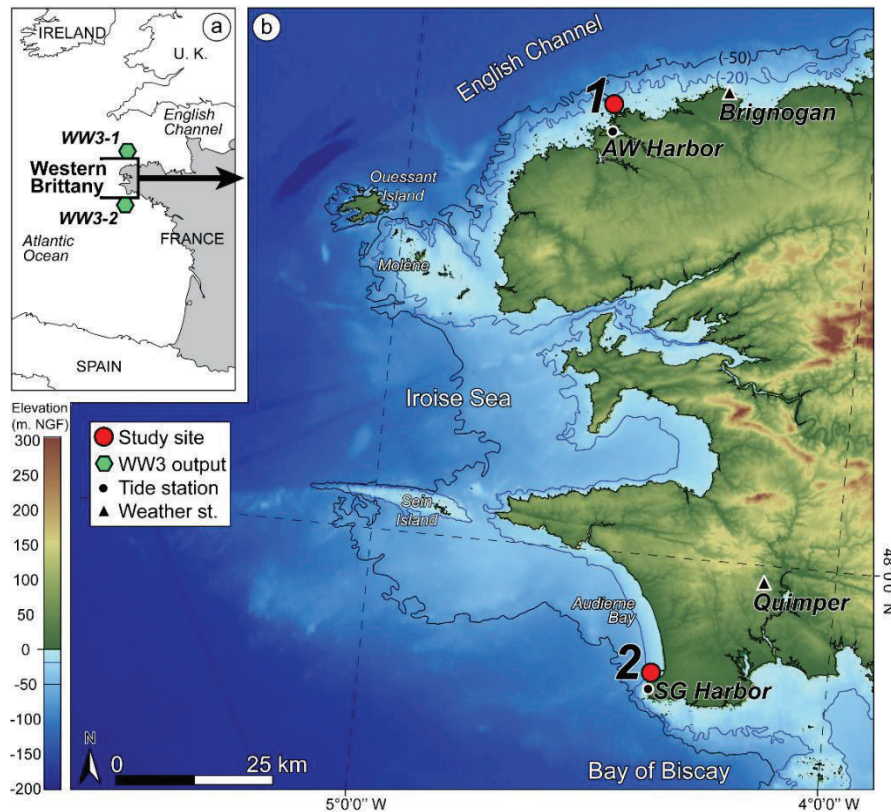


Figure 2-16. Location map. (a) Overview map showing the Wave Watch III model outputs (WW3-1:W4.5°, N49°; and WW3-2:W4.5°, N47.5°) and boxed inset location of map (b). (b) Location map zoomed on the study area. The circles show the location of the study sites (1: Vierge Island; and 2: Pors Carn Point). AW Harbour (AW for Aber Wrac'h) and SG Harbour (SG for Saint-Guérolé) correspond to the closest predicted tide data to the study sites. The weather stations are marked by a triangle. Background elevation data from IGN (BDTOPO®) and EMODnet (bathymetry).

In this paper, we investigate two new sites in Brittany where SCBDs are activated by storm waves: (1) Vierge Island, located north of Finistère, off Plouguerneau, and (2) Pors Carn Point, located south of Finistère, close to the Penmarc'h Cap (Figure 2-16). This paper aims to assess the long-term variability of SCBD activation on the Brittany coast. First, the in-situ morphodynamics are described and quantified using high resolution topographic measurements carried out between 2012 and 2017. Second, the hydrodynamic conditions responsible for these morphological changes are characterized using in-situ hydrodynamic measurements and modeled wave data. Finally, the long-term chronology of SCBD activation over the last 70 years is computed using hindcasted winter maximum water level time-series.

3.2 Study area

3.2.1 Geological and geomorphological settings

3.2.1.1 Vierge Island

Vierge Island is located on the north shore of Finistère (Figure 2-16), in the northernmost part of a small coastal archipelago. One of the characteristics of this archipelago is the large foreshore area reaching 685 ha, as compared to the terrestrial zone of 55 ha. The archipelago includes 11 main vegetated islands, a multitude of reefs, and is part of a 10.3 km² shallow plateau (Guilcher and Adrian, 1959). Vierge Island constitutes a granite batholith with a surface area of 9 ha, oriented SW-NE, 0.35 km long and 0.30 km wide (Figure 2-17). The bedrock of the island is made of migmatitic granite of carboniferous age (Perpillou, 1954; Battistini and Martin, 1956). It exhibits a vertical tabular structure due to the horizontal joints and sub-vertical cracks affecting the granite bedrock.

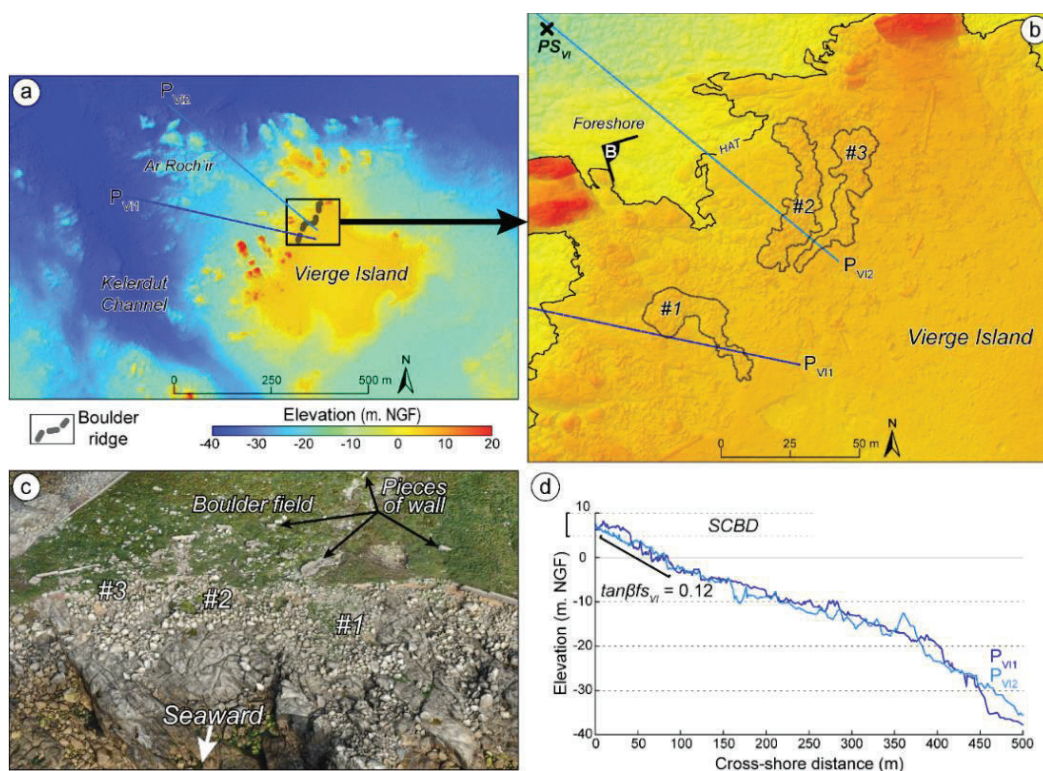


Figure 2-17. Topography and morphological settings of Vierge Island. (a) Topography of Vierge Island and bathymetry of nearshore waters, location of the cross-shore elevation profiles PVI1 and PVI2 and boxed inset location of the right panel. (b) The right panel shows the layout of the three boulder ridges of Vierge Island (#1, #2, and #3), location of pressure sensor PSVI, and location of the cross-shore elevation profiles PVI1 and PVI2. (c) Aerial oblique view of the studied supratidal boulders on Vierge Island. (d) Cross-shore elevation profiles. Background elevation data of (a) from IGN/SHOM (LITTO3D®).

The nearshore bathymetry reaches a depth of 50 m < 1 km from the shoreline and the slope of the shoreface is 0.12 on average (Figure 2-17). Because of this setting, incident waves are slightly attenuated when they reach the island. However, the Ar Roch'ir reef emerging at low tide during spring tides induces incident wave dissipation (Figure 2-17). The exposed coast facing W–NW is cut into small sub-vertical cliffs 2 m in height (Figure 2-17). The south-eastern half of the island consists of a brackish water pond isolated from the sea by a pebble–cobble beach. In order to protect the island (which houses a lighthouse that was once vital for maritime traffic), a wall was constructed in the beginning of the last century. Storm Johanna, on 10th March 2008 broke the wall in the NW and S sectors of the island, and significantly weakened the remaining protections (Figure 2-17).



Figure 2-18. Ground-oblique views of the studied SCBDs at Vierge Island. From north to south (a) and south to north (b).

The boulder ridges of Vierge Island are located on the NW coast (Figure 2-17). They stand on a supratidal platform, whose highest elevations range between 7.5 and 8.5 m above mean sea level (asl) (Figure 2-17). The main ridges, #2 and #3, face W–NW and are extended inland by a boulder field that occupies the northern part of the island. A smaller boulder ridge (#1) disconnected from ridges #2 and #3 faces W–SW (Figure 2-17).

3.2.1.2 Pors Carn Point

Pors Carn Point is located on the south of Finistère, on the Penmarc'h Cap (Figure 2-16). This scalloped granitic coast of low elevations closes the sandy coast of Audierne Bay

in its southern part and marks the beginning of the rock coast of the south of Finistère (Duperret et al., 2016). Pors Carn Point constitutes a rocky point of 10 ha, oriented N-S, 0.35 km long and 0.35 km wide (Figure 2-19). Its substratum is made of Pont l'Abbé granite of Late Carboniferous age (Duperret et al., 2016). It also displays a vertical tabular structure due to the horizontal joints and subvertical cracks affecting the granite bedrock.

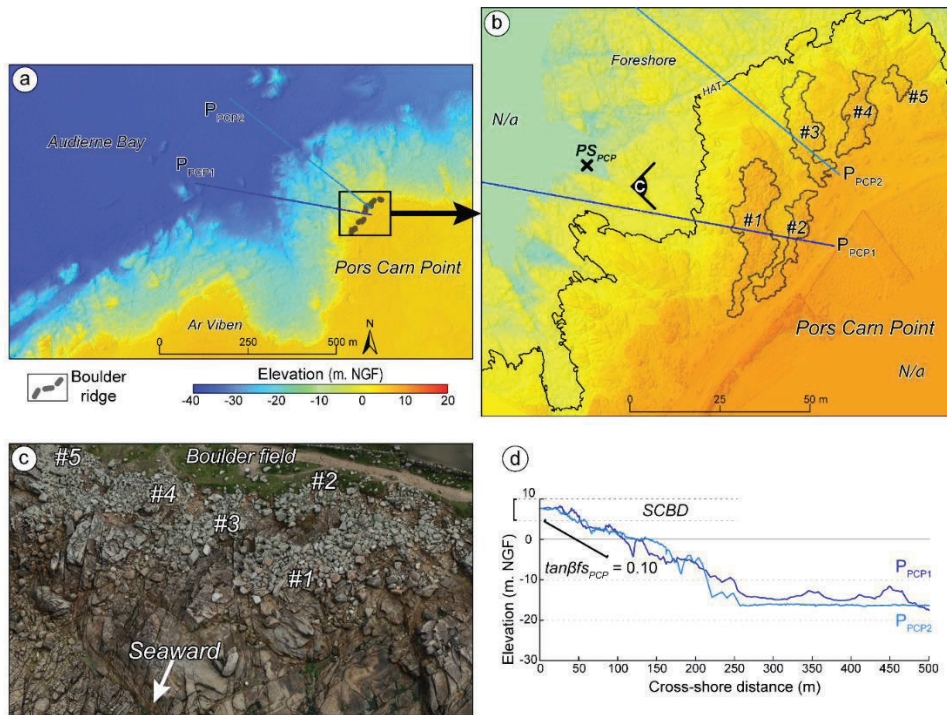


Figure 2-19. Topography and morphological settings of Pors Carn Point. (a) Topography of Pors Carn Point and bathymetry of nearshore waters, location of the cross-shore elevation profiles PPCP1 and PPCP2 and boxed inset location of the right panel. (b) The right panel show the layout of the five boulder ridges of Pors Carn Point (#1, #2, #3, #4, and #5), location of pressure sensor PSPCP, and location of the cross-shore elevation profiles PPCP1 and PPCP2. (c) Aerial oblique view of the studied supratidal boulders on Pors Carn Point. (d) Cross-shore elevation profiles. Background elevation data of (a) from IGN/SHOM (LITTO3D®).

The boulder ridges are located on the northwest part of the point. This area is characterized by a narrow foreshore ending with a sharp break that joins the sandy bottom of the Audierne Bay. In the supratidal area, many boulders are deposited in front of a 2 to 3 m-high cliff, on the top of which five boulder ridges and/or clusters are emplaced at altitudes of 6.2 to 9.2 m asl (Figure 2-19).

3.2.1.3 Hydrodynamic settings

The study sites border the Iroise Sea (Figure 2-16). This coastal area is characterized by a semi-diurnal macro-tidal regime, with tidal ranges reaching up to 8.40 m at Vierge Island and 5.61 m at Pors Carn Point. The HAT and the mean high water spring tide levels reach 4.45 m asl and 3.68 m asl, respectively, at Vierge Island, and 3.19 m asl and 2.64 m

asl, respectively, at Pors Carn Point (SHOM, 2014). Mean sea level was used as the reference level in the present work.

Given its exposed location and its proximity to the mid-latitudes storm tracks (Rogers, 1997), the Iroise Sea experiences a high energy wave climate (Charles et al., 2012; Boudière et al., 2013). It is characterized by a strong seasonal modulation of the monthly-averaged significant wave height (\bar{H}_s), ranging from 1.4 m (standard deviation (σ) = 0.7 m) in July to 3.1 m (σ = 1.5 m) in January. Wave measurements recorded off the tip of Finistère by BEA III wave buoy between 1985 and 2011 showed maximum significant wave heights (H_s) of 12.1 m. The highest maximum wave height observed in this area (23.5 m) was recorded on February 5th 2014 by the Les Pierres Noires wave buoy situated in the south of the archipelago of Molène (Figure 2-16).

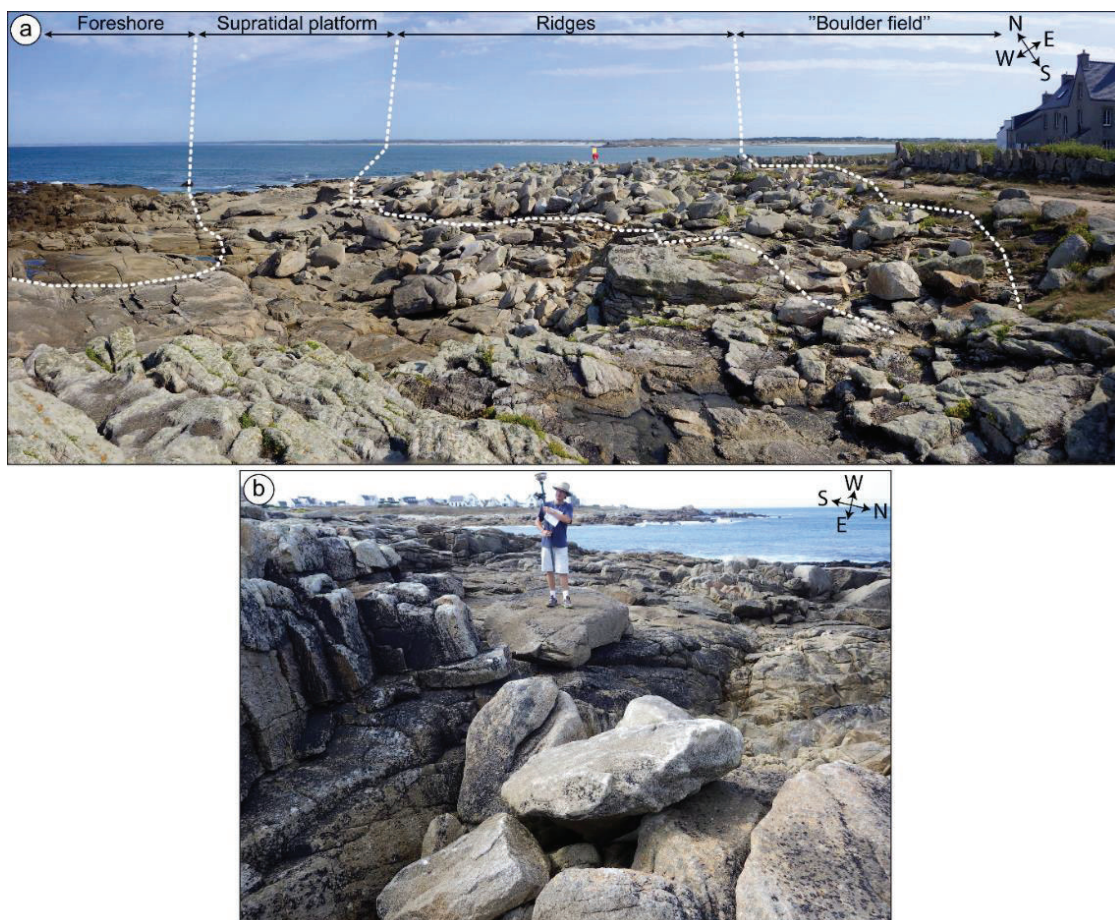


Figure 2-20. Ground-oblique views of the studied SCBDs at Pors Carn Point. From SW to NE (a), and example of standard boulders studied in the present study, the person shows the scale (1.75 m) (b).

3.3 Materials and methods

In order to quantify the morphosedimentary dynamics of the studied supratidal boulder ridges, a hydro-geomorphologic survey was carried out between 2012 and 2017.

Airborne LiDAR altimetry constituted the initial topographic survey (2012) of the study sites. Kite aerial photography (KAP) surveys focused on high resolution mapping of geomorphological changes between 2014 and 2017. Field investigations were carried out to validate boulder motions and perform granulometric and morphometric ground measurements. In addition, wave gauges were installed in order to record wave heights and water levels responsible for supratidal boulder activation. Meanwhile, we computed a maximum water level (MWL) time-series using modeled wave and atmospheric pressure data and predicted tide data. The activation frequency of the studied supratidal boulder ridges was next assessed using a MWL morphogenetic threshold calibrated against the results of the geomorphic changes analysis between 2012 and 2017. Additional data used in this paper includes orthorectified vertical aerial photographs from *Institut Géographique National* (IGN) and personal oblique aerial photographs.

3.3.1 Airborne LiDAR altimetry

Vierge Island and Pors Carn Point were surveyed using airborne topographic LiDAR during the spring of 2012 in the framework of the LITTO3D[®] measurement campaign (Louvart and Grateau, 2005). Two point clouds of consistent areas were retrieved from the database (5 ha for Vierge Island, 2 ha for Pors Carn Point) (Table 2-4). The LITTO3D[®] point cloud constitutes the post-processed data of this product. On Vierge Island and Pors Carn Point, the areas of interest, including the boulder ridges, the boulder fields, the wave-scoured platforms, and the cliffs have a variable point density of 4 pt/m² to 15 pt/m². These point clouds were interpolated and gridded using a Kriging method in order to provide a digital elevation model (DEM) for both sites with a resolution of 25 cm. The LiDAR vertical accuracy was 20 cm and the horizontal accuracy was 50 cm. A DEM of Differences (DoD) was produced between 2012 and 2014 following the method of Wheaton et al. (2009).

Tableau 2-4. Surveys used in this study (DSM: digital surface model; GCP: ground control points; rmse: root-mean-squared error)

Survey (type - site - month/year)	Nb. images	Average camera altitude (m)	Area (ha)	Orthophoto resolution (m)	Nb. GCP	DSM resolution (m)	DSM rmse (m)
LiDAR Vierge Island 05/12	-	-	-	-	-	0.25	0.17
KAP Vierge Island 12/14	290	43	4	0.01	54	0.02 & 0.25	0.04
KAP Vierge Island 03/16	315	62	5	0.01	14	0.02	0.03
KAP Vierge Island 04/17	321	56	5	0.01	15	0.02	0.03
LiDAR Pors Carn Point 05/12	-	-	-	-	-	0.25	0.19
KAP Pors Carn Point 12/14	272	57	2	0.01	37	0.02 & 0.25	0.04
KAP Pors Carn Point 03/16	281	45	2	0.01	15	0.02	0.03
KAP Pors Carn Point 04/17	277	51	2	0.01	15	0.02	0.03

3.3.2 Kite aerial photography altimetry (KAP)

KAP was used to carry out a morphosedimentary survey of both sites from 2014 to 2017. KAP coupled with Structure from Motion (SfM) photogrammetry is an alternative to Unmanned Aerial Vehicles for the aerial survey (Westoby et al., 2012; Fonstad et al., 2013; Bryson et al., 2013, 2016). The KAP surveys were carried out at Vierge Island and Pors Carn Point in 2014, 2016, and 2017. No geomorphic changes were observed during field missions over the winter of 2014 to 2015 (Table 2-4).

For the KAP surveys, aerial images were acquired using a Ricoh® GR camera (16.2 MPix resolution, fixed focal length equivalent to 28 mm) connected to the kite line by a BROOXES® Gent-X picavet set (Figure 2-21). The use of a picavet greatly improved the quality of the kite-aerial photographs. The kite used to carry out the survey differed according to wind conditions. We used a Delta Trooper by Dan Leigh® in strong wind (from 7 to 14 m s⁻¹) and a HQ Kites® Flowform 4.0 in light wind (from 4 to 7 m s⁻¹). The camera was set to acquire RAW images every 10 s allowing a quasi-systematic image side lap higher than 60% for an optimized SfM photogrammetric process (Figure 2-21). During each aerial survey ground control points (GCPs) were surveyed by a Topcon Hyper V Differential GPS in Real Time Kinematics mode. X, Y and Z coordinates were referenced to EPSG 2154.

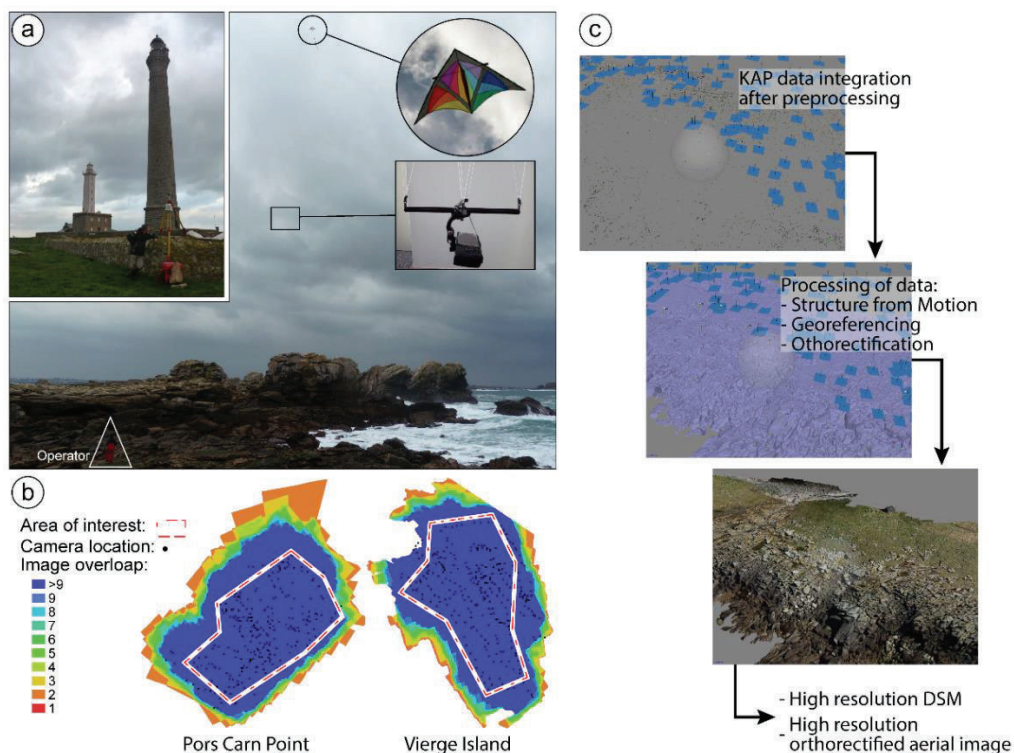


Figure 2-21. Overview of kite aerial photography methods. (a) Example of field deployment on Vierge Island. (b) Example of camera location and image overlap. (c) Laboratory aerial photographs processing steps.

To perform the SfM photogrammetric process we used Agisoft® Photoscan Professional software. For each aerial survey a set of about 250/300 images were processed separately (Figure 2-21). An orthorectified aerial image at a resolution of 1 cm and a DSM at a resolution of 2 cm were produced for each KAP survey (Table 2-4). An additional DSM at a resolution of 25 cm was produced for the 2014 KAP surveys for comparison to the Litto3D® DSM.

3.3.3 Ground observations and measurements

Boulder size measurements were carried out on both sites. A quadrat of 1×1 m was used to sample the boulders as representatively as possible. The quadrat was randomly placed in front of the boulder ridges, in the boulder ridges, in the spaces between the boulder ridges, and in the boulder fields at regular intervals. Every location of the quadrat is considered as a station. Longer axis (a-axis), intermediate axis (b-axis), and shorter axis (c-axis) were measured for each boulder in contact with the quadrat, whether they were inside or outside the quadrat. Rock fragments with an intermediate axis (b-axis) lower than 25 cm were not recorded since they are not considered to be boulders (Terry and Goff, 2014). Overall, 298 (37 stations) and 816 (78 stations) boulders were measured at Vierge Island and Pors Carn Point, respectively.

3.3.4 Hydrodynamic field survey

In order to characterize the hydrodynamic conditions during boulder activation events, two pressure sensors (Ocean Sensor System Inc.®, OSSI-010-003C) were deployed between October 2014 and April 2017 on the foreshore facing the boulder ridges: one at Vierge Island, installed at - 2.4 m asl (and labeled PSVI), and the other at Pors Carn Point, installed at 2.6 m asl (and labeled PSPCP) (Figure 17 and 19). We converted the 20-min averaged pressure data (acquired at 5 Hz) into mean water elevation, assuming hydrostaticity, after subtracting the atmospheric pressure measured at Brignogan (17 km from Vierge Island) and Quimper airport (21 km from Pors Carn Point), for Vierge Island and Pors Carn Point, respectively (Figure 2-16). In addition, pressure elevation spectra were computed and converted into sea surface elevation spectra, based on linear wave theory, in order to estimate H_s .

3.3.5 Hindcast of maximum water levels (1948–2017)

Pluri-decadal time-series (1948–2017) of hindcasted maximum water levels (MWL) (tide + atmospheric surge + wave set-up + run-up) were reconstructed from modeled wave data and tidal predictions, after calibration and validation against the in-situ observations described previously. Maximum water levels were assumed to occur

systematically at high-tide, hence only values of MWL at high-tide were stored, and the calibration and validation established for these values.

For the wave set-up and wave run-up, outputs from a Wavewatch III regional model hindcast, described and validated in [Masselink et al. \(2016\)](#), were retrieved at locations W4.5°-N49° (40 km north of Vierge Island) and W4.5°-N47.5° (35 km south of Pors Carn Point) ([Figure 2-16](#)). The simulated H_s were linearly regressed against the measured H_s at each corresponding site in order to compute a correction coefficient to be applied to the long-term time series of simulated wave heights. Comparisons with in situ data ([Table 2](#)) showed that applying the linear correction to the modeled time-series removed the strong bias between offshore and nearshore H_s and decreased the normalized root-mean squared error (NRMSE) by approximately 50%. The resulting squared correlation coefficients (ρ^2) are 0.69 and 0.52 for Vierge Island and Pors Carn Point, respectively, and the resulting NRMSE are 25.9% and 24.7%. The time series of corrected H_s and peak period (T_p) were then used to compute the extreme wave run-up R_2 with the empirical formula of [Stockdon et al. \(2006\)](#):

$$R_2 = 1.1 \left(0.35\beta(H_0L_0)^{1/2} + \frac{[H_0L_0(0.563\beta^2+0.004)]^{1/2}}{2} \right) \quad \text{Eq.8}$$

where R_2 is the 2% exceedance level of runup maxima (including the wave set-up), and L_0 is the offshore wavelength computed via the linear dispersion relation using T_p as representative period. The foreshore slope (β) was computed for several parallel cross-shore segments comprised between the lowest astronomical tide level and the first boulder ridge, and alongshore-averaged in order to smooth the small-scale features. The corresponding values were 0.12 (Vierge Island) and 0.10 (Pors Carn Point).

Tableau 2-5. Bias, root-mean-squared error (RMSE), normalized root-mean-squared error (NRMSE), and squared correlation coefficients (ρ^2) for uncorrected and corrected wave height and tide predictions against wave height and tide observations, respectively, at Vierge Island and Pors Carn Point

Parameters	Site	Bias (m)	RMSE (m)	NRMSE (%)	ρ^2
H_{smodel} vs. H_{sobs}	IV	-1.91	2.15	59.69	0.69
	PCP	-1.78	2.08	55.46	0.52
Corrected H_{smodel} vs. H_{sobs}	IV	0.03	0.43	25.91	0.69
	PCP	0.1	0.52	27.64	0.52
Predicted tide vs. observed tide	IV	0.15	0.22	7.49	0.94
	PCP	-0.19	0.26	15.74	0.86
Corrected predicted tide vs. observed tide	IV	0.15	0.19	6.4	0.98
	PCP	-0.17	0.22	13.36	0.92

For the tide, we used astronomical tide predictions at Aber Wrac'h (5 km from Vierge Island) and Saint-Guérolé (1 km from Pors Carn Point) provided by the French Hydrographic and Oceanic Institute ([Figure 2-16](#)). In order to take into account the contribution of the atmospheric surge within the total water level, the tidal predictions

were corrected for the inverse barometer effect using the atmospheric pressure data from the Global Reanalysis Project (NCEP/NCAR, Kalnay et al., 1996) at the same location as the WW3 outputs (Figure 2-16). The comparison between the reconstructed water level and the observations (Table 2-5) showed that taking the inverse barometer effect into account significantly improved the comparisons: the NRMSE decreased by 15% on average and ρ^2 increased by 5.5% on average. The resulting squared correlation coefficients (ρ^2) are 0.98 and 0.92 for Vierge Island and Pors Carn Point, respectively, and the resulting NRMSE are 6.4% and 13.36%.

The MWL time-series were computed as the sum of R^2 , the tide, and the atmospheric surge (inverse barometer effect). Finally, these MWL time series were used to estimate the number of boulder activation events per winter. This study focuses on supratidal boulder ridge systems, from the HAT mark to the boulder field inland extension. Since no boulders were displaced beyond the first line of ridges during the period from 2016 to 2017, the highest MWL of this period was used as a lower bound to supratidal boulder ridge systems activation. This choice is also based on the fact that no significant boulder motion was observed during winter of 2014–2015, when the MWL did not reach the threshold value (personal ground observations during field missions). On the contrary, when the threshold value of MWL was exceeded during the winter of 2015–2016, significant changes were recorded in the boulder ridges of the second and third lines, and in the boulder fields.

To characterize the hydrodynamic conditions occurring over the morphological survey period (70 winters of MWL) analyzed, return periods for extreme H_s and MWL were computed. To compute return periods for extreme H_s and MWL, the yearly maxima between 1948 and 2017 have been fitted to a Gumbel extreme value distribution. As the results were substantially the same for extreme H_s at both Pors Carn Point and Vierge Island WW3 outputs (σ return_period WW3A vs. WW3B = 0.01), only one plot will be presented to show the corresponding results.

3.4 Results

3.4.1 Morphosedimentary settings of Vierge Island and Pors Carn point boulder ridges

The morphosedimentary statistics of the supratidal boulders measured at Vierge Island and Pors Carn Point are summarized in Table 2-6. Overall, 75% of the boulders are fine to medium boulders of intermediate axis (b-axis) ranging from 0.25 to 1 m at Vierge Island, and 0.25 to 0.90 m at Pors Carn Point. These clast sizes refer respectively to boulders weighing 0.01 to 3.7 tons at Vierge Island and 0.01 to 2.1 tons at Pors Carn Point (Figure 2-22). Vierge Island boulders are emplaced on the top of a gently steeped supratidal platform ($\tan\beta = 0.12$) at elevations of 6 to 9 m asl., and arranged into three ridges: #1,40 m inland from HAT; #2,20 m inland from HAT; and #3,25 m inland from

HAT (Figure 17 and 18). The total volume of the boulder ridges of Vierge Island is approximately 710 m³, made up of 90 m³ for ridge #1, 410 m³ for ridge #2, and 210 m³ for ridge #3. However, there are a large number of isolated boulders and/or clusters for which the volume has not been estimated. Most of them are scattered on the supratidal platform in front of the ridges or in the boulder field (Figure 2-17).

Pors Carn Point boulders exhibit a similar organization to Vierge Island and are accumulated into five ridges and/or clusters which can be separated into two groups according to their different orientations (Figure 2-19). The first group consists of ridges #1 (D = 15 m) and #2 (D = 30 m), respectively oriented S–N and SW–NE. Ridge #1 is in a seaward position, while ridge #2 is in a sheltered position behind ridge #1. The second group is formed by a sequence of ridges #3 (D = 20 m), #4 (D = 25 m), and #5 (D = 30 m), respectively oriented S–N, SW–NE and SW–NE. Ridge #3 is in the front line of this group whereas ridges #4 and #5 constitute second-line and third-line boulder accumulations, respectively. The entirety of the boulder ridges of Pors Carn Point represents a volume of about 890 m³, distributed as follows: 370 m³ for ridge #1, 120 m³ for ridge #2, 270 m³ for ridge #3, 115 m³ for ridge #4, and 15 m³ for ridge #5. Unlike the site of Vierge Island, the boulders of Pors Carn Point are all accumulated in ridges; there are very few isolated boulders and/or clusters.

Tableau 2-6. Studied boulders at Vierge Island and Pors Carn Point (n: number of boulders; b: b-axis in centimeters; M: mass in metric tons; Z: elevation in m asl; D: distance in m from the HAT mark; O: fabric orientation in degrees).

	whole sample					10 biggest clasts					
	b (cm)	M (t)	Z (m)	D (m)	O (°)	b (cm)	M (t)	Z (m)	D (m)	O (°)	
Vierge Island (n=298)	Mean	70.31	1.29	7.24	28.47	278.91	120	19.49	7.49	40.74	260
	Mdn	60	0.46	7.22	25.32	273.88	164	18.51	7.33	27.35	288
	SD	37.46	2.4	4.90	12.6	27.24	127	14.93	7.41	40.26	293
	SK	1.36	4.39	4.88	0.63	0.98	132	11.81	7.57	45.61	311
	Max.	270	19.49	8.64	64.56	355	125	11.47	7.49	41.95	260
	Min.	25	0.01	6.19	7.24	241	190	9.78	6.56	14.31	293
							200	8.45	6.97	7.35	166
							96	7.99	7.41	47.69	283
							270	7.62	7.22	12.03	295
							90	6.53	6.74	57.08	297
						Mean	151.4	11.65	7.22	33.44	275
Pors Carn Point (n=816)	Mean	56.71	0.71	6.98	21.12	277.32	195	17.74	9.05	24.02	291
	Mdn	48	0.22	7.31	21.64	280	168	12.08	4.55	4.09	275
	SD	31.14	1.46	4.58	7.78	21.13	130	10.82	5.60	8.48	315
	SK	1.59	5.12	2.54	-0.32	0.08	140	9.17	5.77	15.69	338
	Max.	220	17.75	9.14	36.12	320	150	8.89	7.23	17.41	234
	Min.	25	0.01	3.38	3.77	240	220	8.78	7.31	17.44	264
							140	8.52	4.83	5.67	269
							150	8.15	6.29	10.39	258
							155	8.06	7.56	15.39	310
							115	8.05	6.40	13.75	282
						Mean	156.3	10.03	6.46	13.23	284

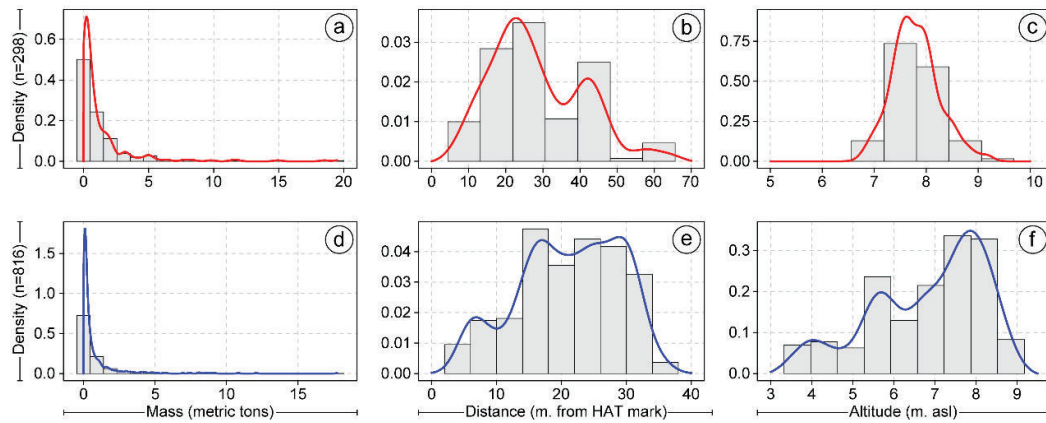


Figure 2-22. Mass (a, d), distance (b, e), and altitude (c, f) statistics of the studied boulder populations at Vierge Island (top) and Pors Carn Point (bottom). Thick lines represent the density curves.

3.4.2 Current morphosedimentary dynamics

Repeated LiDAR and KAP surveys between 2012 and 2017 were used to evaluate the annual SCBD activation on both study sites. DoDs were computed for the periods of 2012–2014, 2014–2016 and 2016–2017. [Figure 23 and 24](#) illustrate the morphosedimentary changes that occurred during this period.

Overall, the period from 2012 to 2014 showed the largest changes that occurred during the study period ([Figure 23 and 24](#)). At Pors Carn Point, between 2012 and 2014, the positive volume of boulders (giving the pre-transport or quarrying location of the boulders, and the corresponding volume) reached 373 m³ while the negative volume (giving the deposition location of the boulders, and the corresponding volume) was 370 m³ ([Figure 2-23](#)). This balanced sediment budget of about 370 m³ does not suggest a supply of new boulders due to quarrying or transport from the intertidal zone. Rather it suggests that the volume of loose boulders has been reworked from within the study site (39% of the total volume of the boulder ridges).

On Vierge Island, between 2012 and 2014, the positive volume of boulders reached 690 m³ while the negative volume was 600 m³, which represents a net positive balance of about 90 m³ ([Figure 2-24](#)). The negative volume of 600 m³ is attributed to boulder reworking within the study site, while the net positive balance of 90 m³ may be considered as new boulder deposits. Regarding this sediment budget, 35% of the global volume of the boulder ridges were reworked.

Morphological changes also occurred during the period from 2014 to 2016. At Pors Carn Point, the positive volume reached 104 m³ while the negative volume was 84 m³ ([Figure 2-23](#)). At Vierge Island, between 2014 and 2016, the positive volume of boulders reached 176 m³ while the negative volume was 145 m³, which represents a net positive balance of about 30 m³ ([Figure 2-24](#)). During this period, < 5% of the ridges' material was reworked on both sites. All told, 80% of this volume concerned boulders located in the supratidal zone between the HAT mark and the ridges ([Figure 23 and 24](#)).

Boulders were again activated during the last period of the morphological survey (2016–2017). At Pors Carn Point, the positive volume reached 38 m^3 while the negative volume was 32 m^3 (Figure 2-23). At Vierge Island, the positive volume of boulders reached 48 m^3 while the negative volume was 41 m^3 (Figure 2-24). This suggests that the proportion of the ridge material reworked during this period is negligible ($< 1\%$). In all, 99% of this volume concerned boulders located in the supratidal zone between the HAT mark and the ridges (Figure 23 and 24).

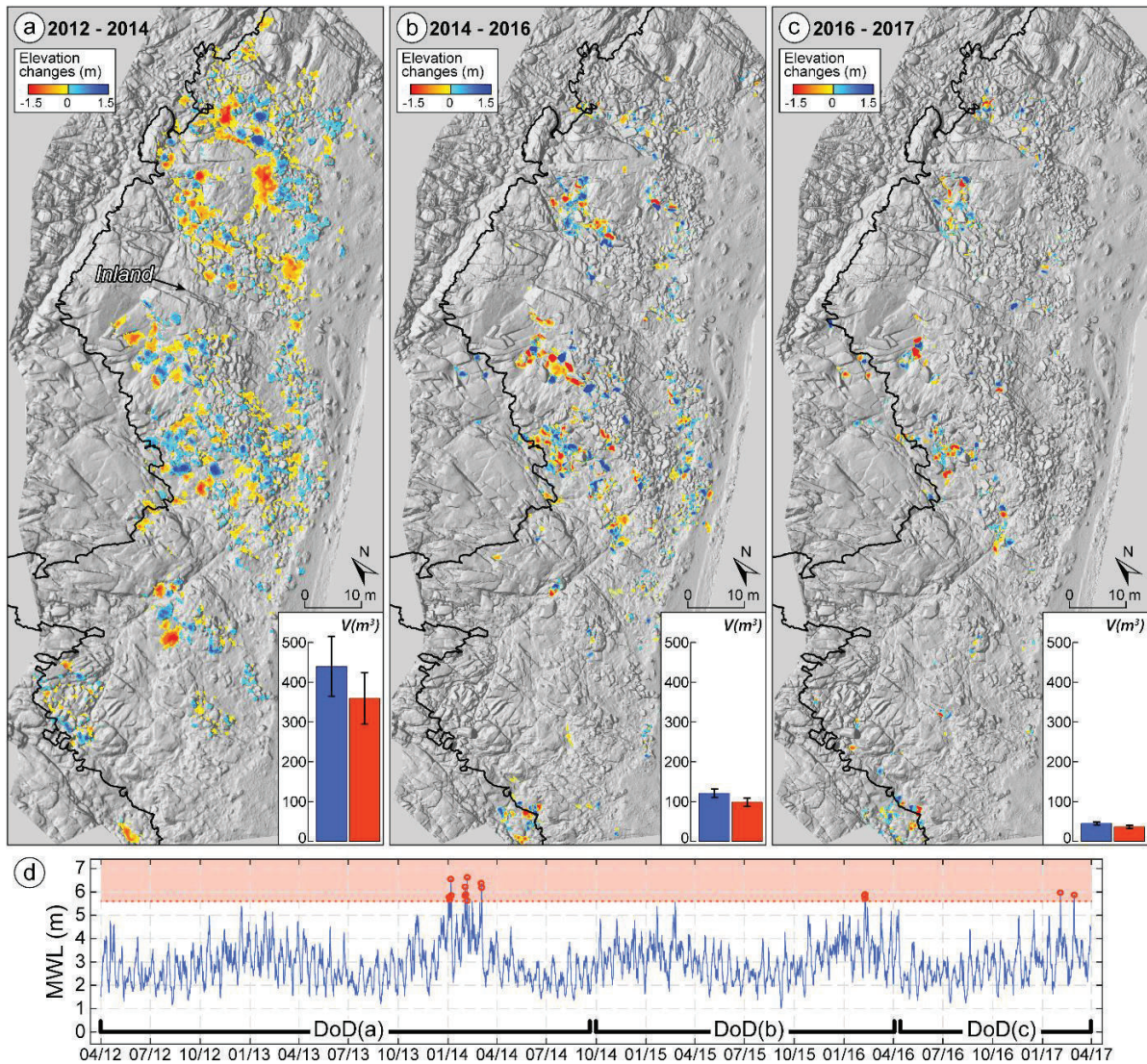


Figure 2-23. 95% confidence threshold elevation changes at Pors Carn Point computed from (a) the airborne LiDAR and KAP surveys of 2012 and 2014, respectively; (b) the KAP surveys of 2014 and 2016; (c) the KAP surveys of 2016 and 2017. HAT level corresponds to the solid line. Bar charts show the estimated volume of removed (right) and deposited (left) boulders for each 95% confidence threshold elevation change computed (with error bars); (d) maximum water level time series spanning from spring 2012 to spring 2017. Morphogenetic events are shown by circles. Dotted line corresponds to the most probable MWL morphogenetic threshold.

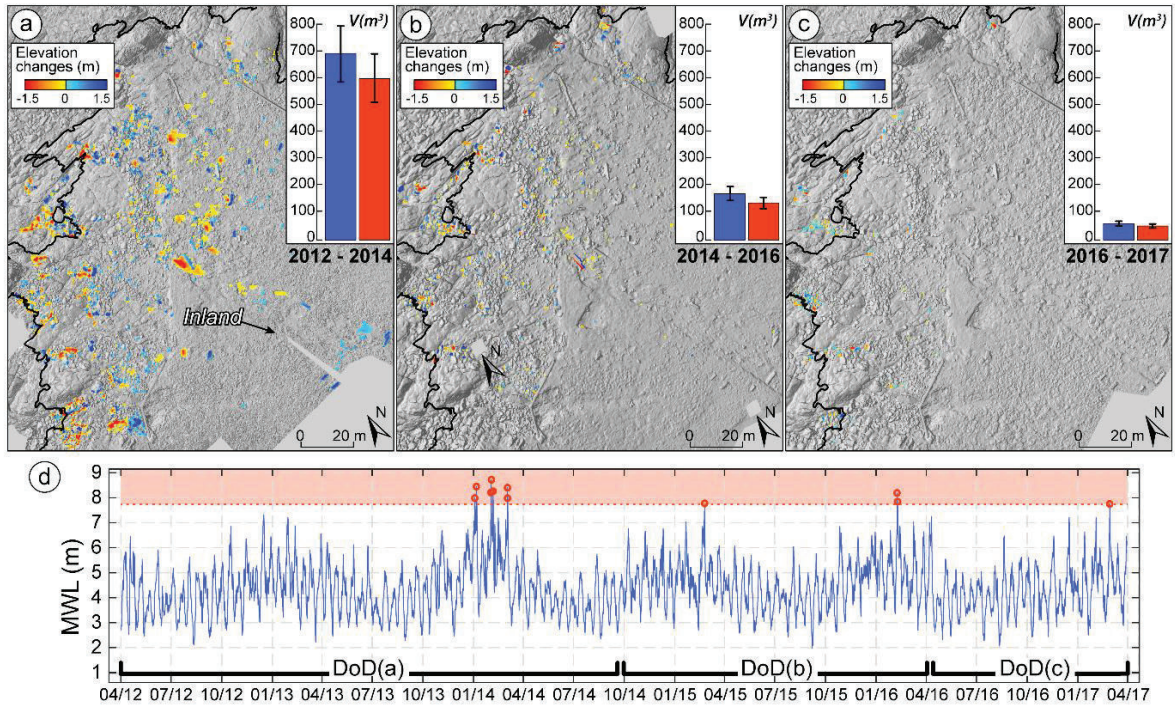


Figure 2-24. 95% confidence threshold elevation changes at Vierge Island computed from (a) the airborne LiDAR and KAP surveys of 2012 and 2014, respectively; (b) the KAP surveys of 2014 and 2016; (c) the KAP surveys of 2016 and 2017. HAT level corresponds to the solid line. Bar charts show the estimated volume of removed (right) and deposited (left) boulders for each 95% confidence threshold elevation change computed (with error bars); (d) maximum water level time series spanning from spring 2012 to spring 2017. Morphogenetic events are shown by circles. Dotted line corresponds to the most probable MWL morphogenetic threshold.

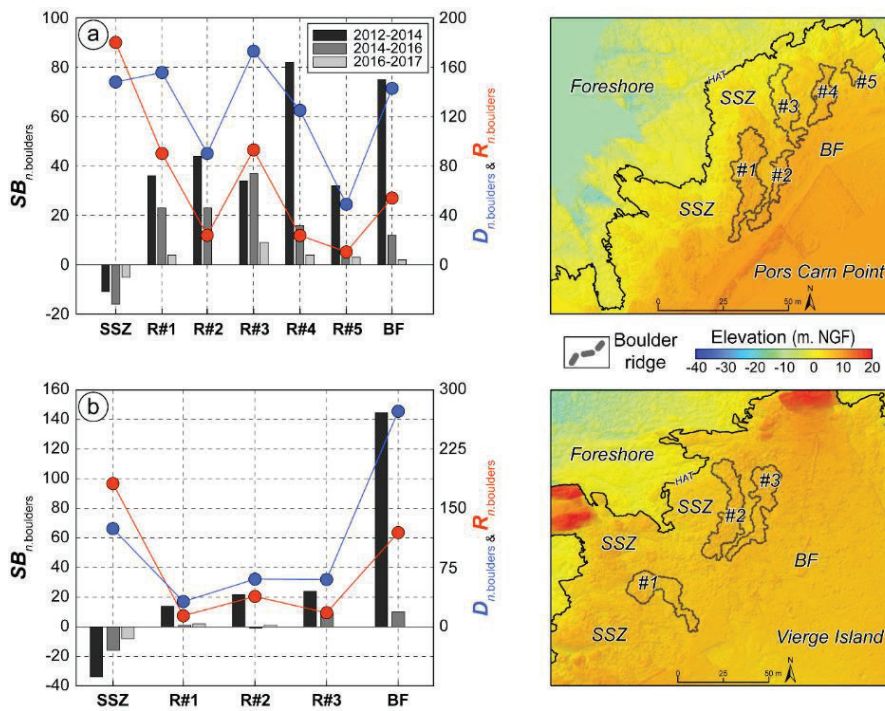


Figure 2-25. Sediment budget (SB) by morphological units/assemblages of SCBDs emplaced on Pors Carn Point (a) and Vierge Island (b). SSZ = Supratidal Seaward Zone; R = Ridge; BF= Boulder Field. Ridges' location for both sites are shown in the corresponding right panel (top: Pors Carn Point; bottom: Vierge Island).

The sediment budgets were computed in order to address sediment transfer for both sites. Between 2012 and 2017, 180 boulders were removed and 148 boulders were deposited in the supratidal zone between the HAT mark and the ridges of Pors Carn Point (Figure 2-25), while 183 boulders were removed and 125 boulders were deposited in the supratidal zone between the HAT mark and the ridges of Vierge Island (Figure 2-25). For both sites, the supratidal zone between the HAT mark and the ridges is the only zone concerned by a net loss of boulders (−32 boulders at Pors Carn Point and −58 boulders at Vierge Island). Conversely, the boulder ridges showed a positive sediment budget, with a net gain of +63 boulders in ridge #1, +67 boulders in ridge #2, +80 boulders in #3, +102 boulders in ridge #4, and +38 boulders in ridge #5 at Pors Carn Point (Figure 2-25); and +17 boulders in ridge #1, +22 boulders in ridge #2, and +33 boulders in ridge #3 at Vierge Island (Figure 2-25). The boulder fields also showed a positive sediment budget. This was a gain of +89 boulders at Pors Carn Point (n removed = 54, n deposited = 143) (Figure 2-25), and +155 boulders at Vierge Island (n removed = 119, n deposited = 274) (Figure 2-25).

Boulder transport, including transport of intertidal boulders toward the supratidal area (Figure 2-26), seems to be the main process responsible for these changes. Nevertheless, other processes were observed during field campaigns, such as breaking and quarrying processes (Figure 2-26). Similarly boulder exhumation was observed in the boulder field of Vierge Island (Figure 2-26).

3.4.3 Hydrodynamic conditions during boulder activation

This section focuses on the meteo–oceanic conditions during storms responsible for SCBD activation during the survey period. From October 2012 to April 2017, nine storms induced activation of SCBDs with various orders of magnitude at Pors Carn Point and Vierge Island (Figure 23 and 24). The MWL reached or exceeded 5.6 m at Pors Carn Point and 7.7 m at Vierge Island during these SCBD activation events (Figure 23 and 24), which corresponds to 3–yr. and 5–yr. MWL return periods, respectively (Figure 2-27). Hydrodynamic characteristics of these storms are shown in Figure 2-27.

Overall, seven storms were responsible for SCBD activation on both sites, while two storms were responsible for SCBD activation on one site (storm of 23/2/2015 at Vierge Island and storm of 27/2/2017 at Pors Carn Point) (Figure 2-27). Five SCBD activation events occurred during the winter of 2013–2014, corresponding to the cluster of about ten storms that hit the coast of Western Europe from December 2013 to March 2014 (Blaise et al., 2015; Masselink et al., 2016). Four of these SCBD activation events (3/1/2014, 6/1/2014, 1/2/2014, 3/3/2014) were induced by storms characterized by moderate wave energy ($H_s < 1$ year return period) coinciding with high spring tide levels (Figure 2-27c).

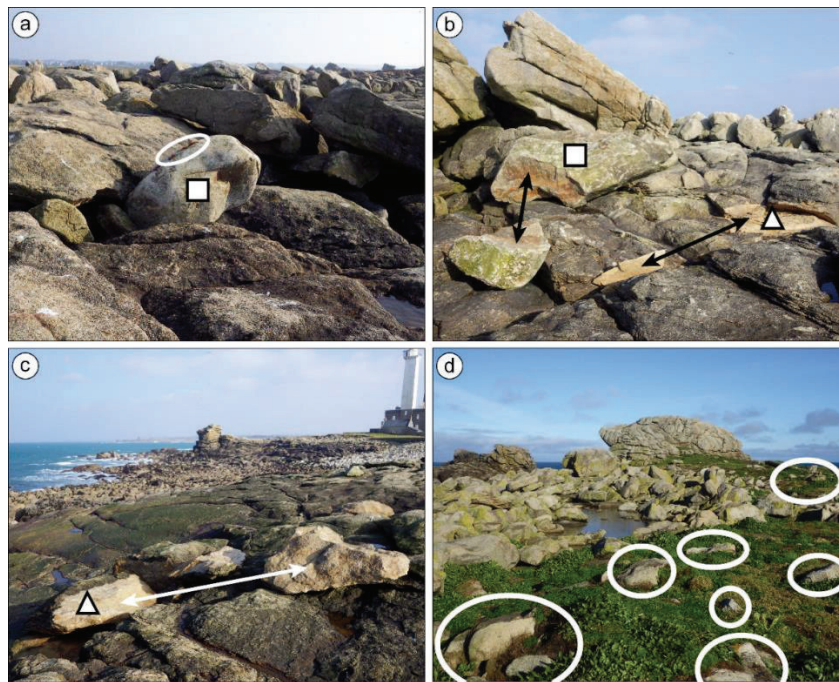


Figure 2-26. Ground pictures showing several processes observed during field surveys ((a), (b), and (d) were taken on Vierge Island on 16/03/2016; (c) was taken on Vierge Island on 14/03/2017). (a): the square shows a rounded boulder brought from the foreshore (circle=seaweed). (b): the square shows a boulder broken during or after transport in 2016 and resulting in a new boulder. (b) and (c): the triangles show recent scars on the bedrock and resulting quarried boulders. (d): examples of old boulders being exhumed.

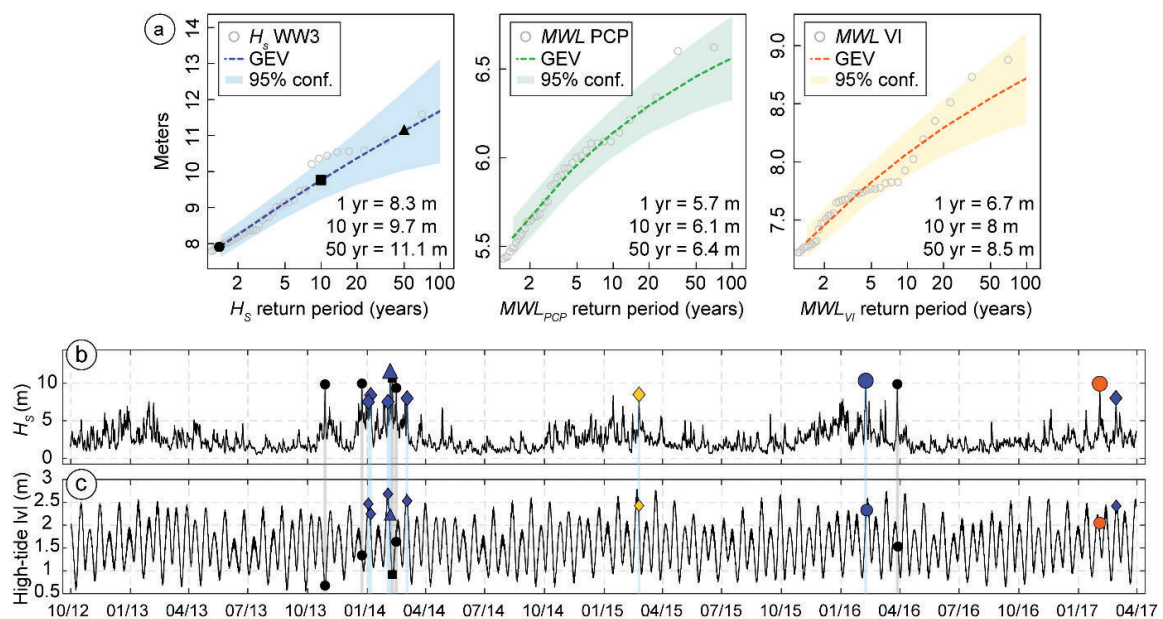


Figure 2-27. (a) Gumbel extreme value distribution fitted to yearly maxima of H_s (left), MWL at Pors Carn Point (center) and MWL at Vierge Island (right), from 1948 to 2017. On left panel: circle=1-yr. return period; square=10-yr. return period; triangle=50-yr. return period. (b) High-tide H_s time-series at WW3A output location. The morphogenetic events for SCBDs of Pors Carn Point (orange), Vierge Island (yellow) or both sites (dark blue) are represented using symbols corresponding to H_s return periods shown in (a), or a diamond if H_s b 1-yr. return period. Black square and circles correspond respectively to storms with H_s N 10-yr. return periods or H_s N 1-yr. return period, but not responsible for boulder activation. (c): high-tide level time series at Pors Carn Point. (Color figure online).

During the winter of 2014–2015, one storm (23/2/2015) was responsible for morphological changes at Vierge Island. It was characterized by a $H_s < 1$ year return period and occurred during spring tide (Figure 2-27). During the winter of 2015–2016, storm Imogen of 8th February 2016 induced morphological changes on both sites. It was characterized by a $H_s > 1$ year return period and occurred during spring tide conditions (Figure 2-27). During the winter of 2016–2017, one storm (28/2/2017) was responsible for morphological changes on both sites. It was characterized by a $H_s < 1$ year return period and occurred during spring tide conditions (Figure 2-27). Another storm (2/2/2017) was responsible for morphological changes only at Pors Carn Point during this winter period. It was characterized by a $H_s > 1$ year return period and a tide level between spring tide and neap tide conditions (Figure 2-27). Over the period spanning from late 2012 to spring 2017, six storms characterized by a $H_s < 1$ year return period were responsible for SCBD activation. These six storms were combined with high spring tide levels (Figure 2-27). Conversely, five storms characterized by a $H_s > 1$ year or 10 years return periods were likely not responsible for SCBD activation. These five storms occurred during neap tide conditions (Figure 2-27).

3.4.4 Long-term variability of boulder activation frequency

The computed MWL time-series from January 1948 to April 2017 were used to assess the number of SCBD activation events per winter at Vierge Island and Pors Carn Point, according to MWL morphogenetic thresholds calibrated against the results of the geomorphic changes analysis between 2012 and 2017. Note that there was no SCBD activation apart from the winter periods (from December to March). The results of this analysis are shown in Figure 28 and 29 for Pors Carn Point and Vierge Island, respectively.

The SCBDs of Pors Carn Point may have been activated 67 times over the 70 winters analyzed. These SCBD activation events concerned 30 winters, while there was no SCBD activation during the remaining 40 winters (Figure 2-28). Most of the activation events addressed a single tide cycle. However, some storms induced several activation events over two or three tide cycles (e.g. 12/12/1978, 16/12/1989, 10/3/2008). We noted 15 winters with a single activation event, while five winters recorded four or more activation events. These five winters were characterized by a cluster of storms occurring during spring tide conditions (e.g. winters 1965, 1990, 2014). The winter of 2013–2014 recorded the largest number of SCBD activation events ($n = 12$). Regarding the entire winter frequency of SCBD activation time series, it should be noted that there is no significant trend.

The SCBDs of Vierge Island may have been activated 24 times over the 70 winters analyzed (Figure 2-29). These activation events concerned 13 winters, while there was no SCBD activation during the remaining 57 winters. Winters with one or two activation events are the most frequent ($n = 12$). As was noted for Pors Carn Point, the winter of 2013–2014 recorded the largest number of SCBD activation events ($n = 7$). Also in this

case, the entire winter frequency of SCBD activation time series at Vierge Island did not showed significant trend. However, about 50% of the activation events occurred during the last four winters (from 2013–2014 to 2016–2017).

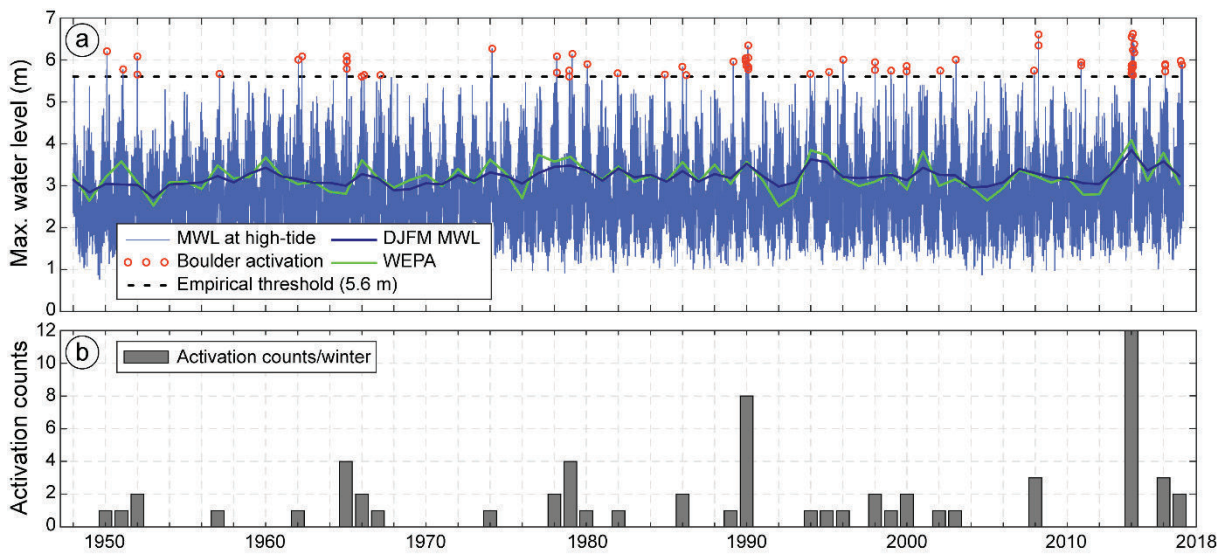


Figure 2-28. (a) Maximum water level (MWL) time series spanning from 1948 to 2017 at Pors Carn Point. Morphogenetic events are shown by circles. Dotted line corresponds to the morphological SCBD activation threshold. Winter-averaged MWL and annual WEPA index are plotted (note that WEPA index is scaled). (b) Winter frequency SCBD activation time series.

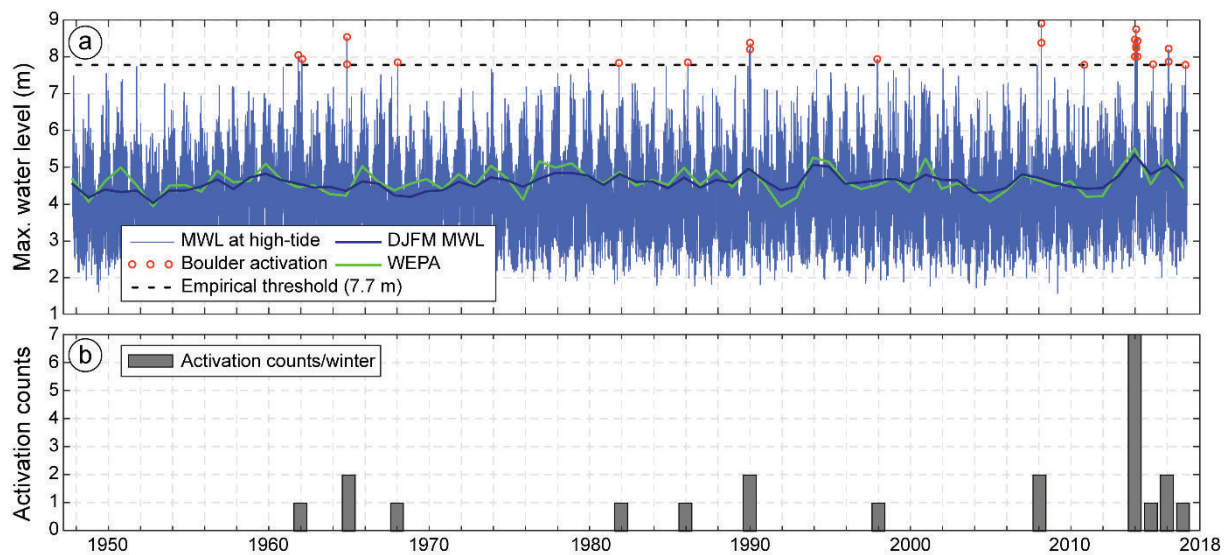


Figure 2-29. (a) Maximum water level (MWL) time-series spanning from 1948 to 2017 at Vierge Island. Morphogenetic events are shown by circles. Dotted line corresponds to the morphological SCBD activation threshold. Winter-averaged MWL and annual WEPA index are plotted (note that WEPA index is scaled). (b) Winter frequency SCBD activation time series.

3.5 Discussion

3.5.1.1 Morphogenetic impact of storms on boulder ridges

The morphosedimentary settings of the SCBDs of Vierge Island and Pors Carn Point present similar characteristics to the SCBDs described by Knight et al. (2009), Etienne and Paris (2010), Knight and Burningham (2011), Pérez-Alberti et al. (2012), and Cox et al. (2012). They are similarly located on low elevation and steep supratidal platforms ($5 < z < 15$ m asl), at several meters inland from the HAT mark ($10 < D < 100$ m). However, the SCBDs of Vierge Island and Pors Carn Point also exhibit organization of several successive boulder ridges, similar to deposits emplaced at higher elevations (such as the CTSDs described in Shetland, Scotland (Hall et al., 2008) and Banneg Island, France (Suanez et al., 2009). Until now, the understanding of their morphosedimentary functioning has been limited to the effects of extreme storm waves. At the storm event timescale, extreme storm waves are responsible for quarrying, transport, and deposition processes. Generally, boulder production due to quarrying processes is controlled by the geology (Suanez et al., 2009; Stephenson and Naylor, 2011; Knight and Burningham, 2011; Autret et al., 2016), whereas the boulder transport process may depend more on the coastal morphology and the boulder accumulation setting (Fichaut and Suanez, 2011; Naylor et al., 2016; Autret et al., 2016). Over the long-term, these short-term boulder transport processes may be controlled by wider scale morphosedimentary dynamics such as boulder ridge migration (Cox et al., 2012) or the construction and reorganization of the second and third line ridges (Hall et al., 2008; Fichaut and Suanez, 2011). The results of the survey carried out on the SCBDs of Vierge Island and Pors Can Point from 2012 to 2017 are consistent with this latter hypothesis. The sediment budgets show a boulder supply within the first, second, and third ridges. This suggests that the second and third ridges are not old or inherited ridges, but ridges still under construction, a process identified by Hansom et al. (2008) in Scotland. In Brittany, this process of ridge building has also been observed during low intensity storms, along with boulder transport, breaking, and quarrying (Figure 23 and 24), albeit at a magnitude lower than during severe storms. Unfortunately, the temporal resolution of the surveys carried out in the present study was not high enough to quantify and understand the role that low intensity storms played. Nonetheless, this study shows that the effects of low intensity storms on rock coasts need to be studied more closely.

The morphosedimentary dynamics of SCBDs under severe storms and low intensity storms in Brittany show that the specific geomorphic response of SCBDs to individual storms remains difficult to highlight. Transport and deposition processes, including boulders transported from the foreshore to the supratidal area, and quarrying processes were observed after both high and low intensity events (Figure 2-26). Boulder exhumation was the only process specifically associated to large ridge reworking (after winter 2013–2014). However, this signature of major boulder activation events is only significant when inherited boulders are buried under or backward the present ridges.

This process, studied in other circumstances (e.g. [Blanco Chao et al., 2003](#); [McKenna et al., 2011](#)), should be more deeply investigated in order to assess its contribution to the supply of new boulders.

3.5.2 SCBDs as a storm proxy

Because of a lack of observations, the frequency of activation of SCBDs by storm waves is still insufficiently discussed in the scientific literature. This applies for all SCBD contexts: platform boulders, cliff-top boulders (CTSDs), and boulder beaches ([Hansom et al., 2008](#); [Paris et al., 2011](#); [Naylor et al., 2014, 2016](#); [Cox et al., 2017](#)). Boulder transport episodes are mainly used to test and improve boulder motion equations to better interpret similar deposits in regions affected by both cyclonic (tropical and extra-tropical) and tsunami hazards (e.g. [Lorang, 2000, 2011](#); [Nott, 2003](#); [Goto et al., 2009](#); [Nandasena et al., 2011, 2013](#); [Lau et al., 2015](#); [May et al., 2015](#); [Kennedy et al., 2017](#)). In macrotidal environments, [Suanez et al. \(2009\)](#) and [Naylor et al. \(2016\)](#) pointed out the combination of tidal and wave conditions as the main factor driving boulder transport episodes. Our results support this, with low intensity storms contributing to SCBD activation if they occur during spring tide, especially when the strongest energetic waves are combined with high-tide level. To further develop this point, MWL time series were computed in order to estimate the number of activation events per winter over the past 70 winters, and the winter frequency of activation used to assess the ability of SCBD activation events as a storm proxy.

Until now, mid- to long-term shoreline dynamic of coastal barriers was the main morphological proxy used to assess storm activity from decadal to centennial scales on meso- to macrotidal mixed energy environments in western Europe (e.g. [Suanez and Stéphan, 2011](#); [Montreuil and Bullard, 2012](#); [Masselink et al., 2014](#); [Robinet et al., 2016](#)). However, using shoreline changes as a proxy is challenged by complex physical processes such as dune recovery and/or beach dune sediment supply acting on coastal barriers from small to large spatial and temporal scales ([Stive et al., 2002](#)). However, SCBDs on rocky coasts are not affected by these processes. Site-scale geological and geomorphological factors may introduce local differential geomorphic impacts, but these are restricted to specific locations and act on long-term timescale ([Blanco Chao et al., 2003](#); [Hall, 2011](#)). Although boulders are considered as the signature of major storms ([Paris et al., 2011](#)), the variability of their activation has been sparsely used to assess storm activity on NW European coasts. In Shetland (north of Scotland), CTSDs were successfully used “as a proxy” to identify phases of exceptional storm activity over the last 2000 years ([Hansom and Hall, 2009](#)), producing a good match between the CTSDs' record, the high resolution Na⁺ record of the GISP2 ice core, and the Icelandic low record (NAO+). That is explained by the major impact of the NAO on the winter-averaged wave heights in the northern sector of the North Atlantic basin (specifically from NW of the British Islands to Iceland) ([Woolf et al., 2002](#); [Dodet et al., 2010](#)). At lower latitudes of the North Atlantic basin (from

mid of the British Islands to Portugal), the relationship between the NAO index and coastal dynamics is less clear (e.g. Dupuis et al., 2006), although some authors found good matches (Thomas et al., 2010, 2011; Masselink et al., 2014; Suanez et al., 2015).

Tableau 2-7. Winter-frequency of SCBD activation at Pors Carn Point (PCP) and Vierge Island (VI) and corresponding values of WEPA index and NAO index (bold = index values ranked in the top 10 of the period 1948–2017).

Winter	Activation counts PCP	Activation counts VI	WEPA index	NAO index
2013–2014	12	7	2.67	0.84
1989–1990	8	2	1.11	0.69
1964–1965	4	2	-1.17	-0.83
2007–2008	3	2	0.1	0.51
2015–2016	3	2	1.75	1.17
1978–1979	4	0	1.47	-0.71
1985–1986	2	1	1.09	0.51
1997–1998	2	1	-0.31	0.05
2016–2017	2	1	-0.51	0.67
1961–1962	1	1	-0.48	-0.7
1981–1982	1	1	0.76	0.35
1951–1952	2	0	-0.34	-0.02
1965–1666	2	0	1.23	-0.3
1977–1978	2	0	1.12	-0.46
1999–2000	2	0	-0.85	1.17
1949–1950	1	0	-0.02	0.32
1950–1951	1	0	1.13	-0.32
1956–1957	1	0	0.85	0
1966–1967	1	0	-0.03	0.38
1973–1974	1	0	1.27	0.37
1979–1980	1	0	0.43	0
1988–1989	1	0	-0.47	1.41
1993–1994	1	0	1.94	1.08
1994–1995	1	0	1.58	1.33
1995–1996	1	0	-0.07	-0.53
1998–1999	1	0	0.25	0.54
2001–2002	1	0	-0.61	0.35
2002–2003	1	0	-0.15	0.04
1967–1968	0	1	-0.73	-0.3
2014–2015	0	1	-0.24	1.6

The present study spans a shorter period than Hansom and Hall (2009) and it appears that the SCBD activation in Brittany is not related to the NAO index ($R^2 = 0.01$). Recently, Castelle et al. (2017) proposed a sea level pressure-based climate index optimized to explain wave climate variability along Western Europe (36° – 52° N). The new index, the West Europe Pressure Anomaly (WEPA) index, is well correlated to winter-averaged Hs near Brittany ($R^2 \approx 0.7$), while the NAO index is weakly correlated at this latitude (Castelle et al., 2017). However, although SCBD activation events are not strongly related to the

WEPA index ($R^2 = 0.21$), the relationship is better than that with the NAO index ($R^2 = 0.01$) due to the good relationship between the highest index values and the number of SCBD activation events over the entire period of 70 years (Table 2-7).

The WEPA index appears to be a better (but not ideal) climate index to relate storm-induced morphological changes in SCBDs at temperate latitudes of Western Europe (near 48°N in the present study) (Figure 2-30). This also highlights the potential of boulders (in this case SCBD) to constitute a storm proxy on barren rock coasts where other morphological or sedimentary indicators (e.g. shoreline changes, sedimentary records) are not available. However, the statistical relationship between the number of SCBD activation events per winter and the WEPA index is not fully satisfying. As indicated by Betts et al. (2004), the lack of resolvability at individual storm levels arises because of the monthly detailing of climate indexes (such as the NAO index and the WEPA index) against a storm of a few hours to a few days duration. It is also known that SCBD activation events are controlled by the combination of spring tide and energetic storm waves. However, the concomitance of both remains unpredictable at long-term time scales (Pirazzoli, 2000; Pirazzoli et al., 2004).

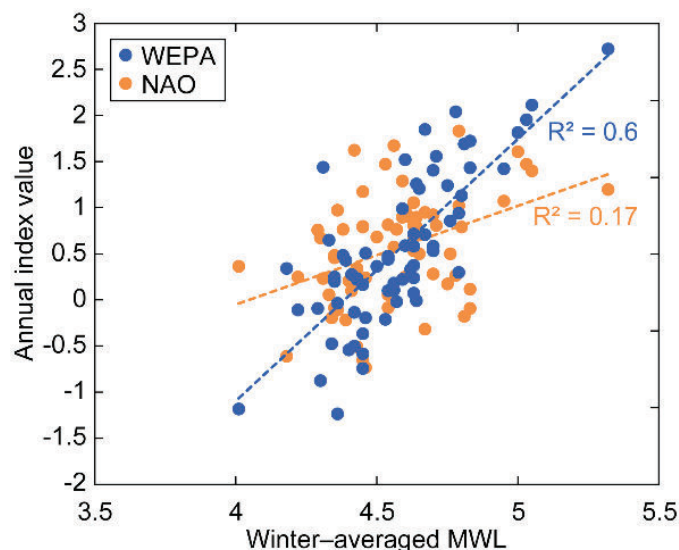


Figure 2-30. Annual winter-averaged maximum water level versus annual North Atlantic climate indexes values (NAO and WEPA). Linear regressions are shown by dashed lines and coefficients of determination are noted on plot.

3.6 Conclusion

The purpose of this paper was to examine the long-term variability of winter SCBD activation on a macrotidal high energy, low elevated rocky coast. A multiannual survey of morphosedimentary dynamics was carried out on the SCBDs of Pors Carn Point and Vierge Island. This morphological survey was used to establish a long-term

morphogenetic MWL time series and analyze the winter frequency of SCBD activation. The findings of the present study are:

- SCBDs dynamics were quantified using LiDAR and KAP surveys from 2012 to 2017. On both sites, SCBDs were activated during the winters of 2013–2014, 2015–2016 and 2016–2017.
- During maximum water levels with return period higher or equal to 50–yr., SCBDs were widely reworked. Morphological changes occur in 40% of the supratidal boulder ridges' volume. However, the sediment budget remained largely balanced, suggesting the changes are a function of boulder circulation within and between boulder ridge systems.
- During maximum water levels with return period between 3– to 10–yr., as for the winters of 2015–2016 and 2016–2017, morphological changes in the supratidal boulder ridges were restricted to boulder readjustments. Nevertheless, high-energy processes such as quarrying process were observed during these low-energy morphogenetic events. Hence, defining a proper “geomorphological signature” for events associated with low or high return periods require field campaigns of higher temporal resolution (e.g. before, during, or immediately after potentially morphogenetic events).
- A strong long-term inter-annual variability of SCBD activation was observed ($\sigma = 1.9$ at Pors Carn Point and $\sigma = 1$ at Vierge Island). During the last 70 years, non-activation winters were more frequent than winters with SCBD activation, yet SCBDs could be activated up to 12 times within a single winter. This inter-annual variability of supratidal boulder activation may be weakly related to the WEPA index.

Storm waves combined with high spring tide water levels appears as the main factor in the activation of SCBDs on macrotidal high energy, low-elevated rocky coast. The recurrent activation of SCBDs suggests further work on its mid- to long-term geomorphic effects. In a changing climate, anticipating a possible increase in coastal boulder deposits activation would allow us to better respond to their effects. It would be also interesting to compare the results of this study with similar studies in northern areas such as Ireland, Scotland or Iceland where there is evidence of a growing significant wave height since the mid-20th century, and a likely higher frequency of extreme storm wave events is predicted.

Acknowledgments

This research was supported by the “Laboratoire d'Excellence” LabexMER (ANR-10-LABX-19) and co-founded by the French government under the program “Investissements d'Avenir”, the region of Brittany, and the LTSER-France Zones Ateliers “Brest-Iroise”. G.D. is funded by the French Directorate General of Armaments (DGA) within the research program PROTEVS (12CR6) conducted by the French Naval

Oceanographic and Hydrographic Department (SHOM). The Litto3D coastal digital elevation model co-produced by IGN and SHOM from numerous LiDAR and MBES surveys was of great help in this project. Predicted tide data were also supplied by SHOM. We also warmly thank Morag, Pauline, Elorne and Jean-Claude for their assistance on the field. Both anonymous reviewers are sincerely acknowledged for their comments and the detailed sets of suggestions on the original manuscript that greatly improved this paper.

Author contributions

R.A., G.D. and S.S. designed the study and the methodology. R.A., with help from S.S., B.F., G.R. and occasional field companions performed the KAP surveys. R.A. processed the aerial imagery. G.D. and R.A. processed the hydrodynamic data. R.A. drafted the manuscript with input from G.D. and S.S. All authors commented on and approved the final manuscript.

4 Conclusion

Ces deux études ont étoffé la connaissance de la dynamique des blocs supratidaux de tempête à l'échelle de la pointe bretonne. L'originalité de ce travail repose sur le couplage de mesures hydrodynamiques et morphosédimentaires, notamment sur l'île de Banneg durant l'hiver 2013-2014. A la différence des travaux de [Fichaut et Hallégouët \(1989\)](#), ou de [Fichaut et Suanez \(2010, 2011\)](#), le recours à la photogrammétrie stéréoscopique (drone et cerf-volant) pour l'analyse topo-morphologique des blocs a permis d'investiguer de manière exhaustive des changements volumétriques à grande échelle spatiale. La mesure des conditions hydrodynamiques au large et à la côte (vagues et niveaux d'eau) a montré que dans ces environnements extrêmes, marqués par des contextes morphodynamiques très réfléchissants, même les tempêtes ordinaires peuvent jouer un rôle important dans les processus hydro-morphodynamiques, surtout lorsqu'elles sont combinées à des fortes marées de vives-eaux. Ces premières observations ouvrent des perspectives de recherche dans des domaines encore mal connus comme les mécanismes de déformation et de déferlement des vagues le long des falaises rocheuses subverticales en milieu très ouvert ([Sheremet et al., 2014](#) ; [Dodet et al., 2015](#) ; [Dodet et al., 2017](#)).

Ces données ont permis de valider l'approche théorique utilisée (par la calibration de l'équation du run-up de [Stockdon et al., 2006](#)) pour estimer les niveaux d'eau maximum ayant généré la submersion des falaises et d'une partie de l'île de Banneg. Cette approche est de toute évidence bien plus robuste que celle précédemment mise en œuvre par [Suanez et al. \(2009\)](#) ou [Fichaut et Suanez \(2011\)](#). De même, le suivi à haute fréquence effectué durant l'hiver 2013-2014, notamment des conditions hydrodynamiques et dans une moindre mesure des changements morphosédimentaires des blocs, a permis d'identifier les tempêtes qui ont causé les remaniements des blocs les plus significatifs. Les modalités en matière d'arrachages, de déplacements et de dépôts ont également été clairement spécifiées ; elles ont montré un pluri-phasage complexe des dynamiques commandées par deux directions principales de houles provenant du WNW et du WSW. Au regard des précédentes études ([Fichaut et Hallégouët, 1989](#) ; [Suanez et al., 2009](#) ; [Fichaut et Suanez, 2011](#)), ces résultats ont là encore apporté de nouveaux éléments de compréhension du fonctionnement hydro-morphodynamique des blocs supratidaux de tempête de l'île de Banneg. Il apparaît que le contexte lithostructural (fracturation préalable de la roche) joue un rôle bien plus important que l'hydrodynamique dans les processus d'érosion et notamment de l'arrachage des blocs.

L'apport de nouveaux sites d'étude, comme ceux de l'Île Vierge et de Penmarc'h, a permis d'examiner la variabilité à long terme de l'activation des blocs supratidaux de tempête à l'échelle de la pointe bretonne. Le suivi morphosédimentaire et hydrodynamique réalisé entre 2012 et 2017 sur ces deux sites a montré une grande

similarité des processus avec ceux qui ont cours sur l'île de Banneg ; il a surtout confirmé que l'impact des évènements morphogènes était synchrone du nord au sud de la pointe bretonne. Ainsi, il a été possible de décrire le fonctionnement hydro-morphodynamique (processus d'activation des blocs par l'action des vagues de tempêtes combinée aux marées de vives-eaux) en fonction de l'intensité des épisodes morphogènes hiérarchisés à partir des périodes de retour des niveaux d'eau extrêmes. La chronologie de ces évènements extrêmes pour les 70 dernières années a montré une très forte variabilité interannuelle se traduisant par une absence totale d'activation de blocs pour certaines années, jusqu'à plus d'une dizaine en un seul hiver. Il apparaît que l'indice WEPA (*West Europe Pressure Anomaly*), calculé à partir de champs de pression différents de celui de l'ONA, est bien mieux corrélé à cette variabilité interannuelle. Comme l'ont montré de nombreuses études réalisées sur la dynamique du trait de côte en Bretagne (Suanez et Stéphan, 2011 ; Suanez et al., 2011 ; Suanez et al., 2015), l'indice ONA n'est finalement pas le meilleur indicateur des dynamiques météo-atmosphériques pour expliquer la variabilité des forçages océaniques en matière d'activité tempétueuse. Le nouvel indice WEPA semble beaucoup plus adapté aux latitudes tempérées de la Bretagne.

3^{ème} partie

Dynamique des blocs supratidaux de tempête aux latitudes subpolaires : l'exemple du sud- ouest de l'Islande



*Vue sur le front du delta de lave de Katlahraun, taillé en falaise, sur la côte méridionale de la presqu'île de Reykjanes
(cliché : B. Fichaut, 2016)*

1 Introduction

Depuis la thèse d'état de [Bodéré \(1985\)](#), portant sur l'étude géomorphologique de la région côtière Sud-Est de l'Islande, l'attrait de ce pays pour les géomorphologues français n'a fait que s'amplifier. A partir de la fin des années 1990, de nombreuses recherches doctorales en géomorphologie, sur des thématiques extrêmement diverses, ont ainsi été menées en Islande. On notera les thèses de Samuel Étienne et d'Armelle Decaulne, toutes deux soutenues en 2001, qui portent respectivement sur les processus de météorisation des surfaces volcaniques, et sur la dynamique des versants des fjords du nord-ouest ([Decaulne, 2001](#) ; [Etienne, 2001](#)). En 2008, Marie Chenet a présenté un travail de recherche sur la réponse des versants de la région de Skaftafell aux fluctuations glaciaires ([Chenet, 2008](#)). En 2011, une nouvelle thèse abordant des questions littorales a été soutenue par Erwan Roussel sur la thématique des glaciers et des sandar du Sud islandais face au réchauffement climatique post Petit Âge Glaciaire ([Roussel, 2011](#)). Enfin, très récemment [Julien Coquin \(2015\)](#) a présenté une recherche portant sur les impacts de la déglaciation dans la région du Skagafjörður.

En matière de géomorphologie littorale, les deux thèses de [Bodéré \(1985\)](#), et [Roussel \(2011\)](#) ont essentiellement traité de la dynamique des formes d'accumulation que constituent les grandes plaines littorales de sandar, et du lien qu'elles entretiennent avec la partie continentale au travers des débâcles fluvio-glaciaires d'origine volcanique (*jökulhlaup*), ou liées aux variations climatiques récentes. Les premières observations de blocs supratidaux interprétés comme des dépôts liés à l'érosion des vagues de tempête avaient été faites sur la presqu'île de Reykjanes (sud-ouest de l'Islande) par Samuel Étienne dans le cadre de sa thèse ([Etienne, 2001](#) ; [Etienne et André, 2003](#)). Ces aspects ont été repris en 2007, dans un ouvrage consacré aux littoraux volcaniques ([Etienne et Paris, 2007](#)), et surtout en 2010, dans un article publié dans la revue *Geomorphology* ([Etienne et Paris, 2010](#)). C'est véritablement le premier papier présentant spécifiquement la diversité des accumulations de blocs de tempête de la presqu'île de Reykjanes, et abordant les aspects hydrodynamiques relatifs à leur mise en place et à leur activation. La partie de ce travail de recherche réalisée en Islande, et notamment sur la dynamique des blocs de la presqu'île de Reykjanes, se situe donc dans la continuité de ces premiers travaux.

Une première étude très descriptive a été réalisée sur cette problématique en 2014 dans le cadre d'un mémoire de master 2 de recherche. Elle a débouché sur une typologie des différents types d'accumulations de blocs supratidaux que l'on trouve sur le sommet des falaises de la presqu'île de Reykjanes. Ainsi, sur 35 km de linéaire côtier, 35 accumulations de blocs ont été analysées et classifiées en fonction des caractéristiques morphologiques, lithostructurales et hydrodynamiques. Ces résultats ont été publiés en 2016 dans la revue *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement* ; ils constituent le premier chapitre de cette troisième partie. Entre 2015 et 2017, quatre nouvelles missions

de terrain ont été réalisées dans le but d'étudier et de quantifier les modalités d'arrachage, de déplacement, et de déposition de ces blocs. Ce travail de mesure et d'analyse morphosédimentaire a été mené sur 4 sites d'étude réputés pour être les plus représentatifs des dynamiques d'activation des blocs de la presqu'île de Reykjanes. Les résultats préliminaires de ce suivi constituent le second chapitre de cette partie.

2 Elaboration d'une typologie des dépôts de blocs supratidaux des sommets de falaise de la péninsule de Reykjanes (Islande)



Elaboration d'une typologie des dépôts de blocs supratidaux de sommets de falaise de la péninsule de Reykjanes (Islande)

Development of a typology of cliff-top storm deposits of the Rekjanes Peninsula (Iceland)

Ronan Autret^{*a}, Serge Suanez^a, Bernard Fichaut^a, Samuel Etienne^b

^aLETG Brest Géomer – UMR 6554 CNRS – Institut Universitaire Européen de la Mer – Plouzané – France.

^bLETG Dinard – UMR 6554 CNRS – Laboratoire de Géomorphologie et Environnement Littoral, École Pratique des Hautes Études, 15, boulevard de la mer – Dinard – France.

Received 25 June 2015

Received in revised form 22 September 2015 (minor corrections)

Accepted 14 December 2015

Published 15 April 2016

Résumé

Cette étude porte sur la répartition et la morphologie des dépôts grossiers de tempêtes ($25,6 \text{ cm} \leq l \leq 820 \text{ cm}$) qui se trouvent en retrait du sommet des falaises de la péninsule de Reykjanes, au sud-ouest de l'Islande. Les 35 km de linéaire côtier sur lesquels porte ce travail sont constitués de falaises, hautes au maximum de 15 mètres, taillées dans un substrat basaltique postglaciaire d'âge compris entre 14 500 et 800 ans BP. L'origine de ces dépôts est marine et est attribuée à l'action des vagues engendrées par les dépressions atlantiques, vagues dont les hauteurs significatives pour une période de retour de 100 ans atteignent 17,4 mètres dans ce secteur. Entre les mois d'avril et juin 2014, un travail de terrain a permis d'étudier 35 accumulations supratidales de blocs à partir d'observations qualitatives et de relevés topomorphologiques. L'analyse de ces données montre que l'altitude du sommet des falaises n'est pas un facteur limitant à la formation de ces dépôts sur la péninsule de Reykjanes. Au contraire, le contexte lithostructural des coulées de lave et les spécificités hydrodynamiques locales qui influent sur la morphologie des falaises sont prédominantes dans la formation et la disposition des différents types d'accumulations.

Abstract

The present study focuses on the distribution and morphology of cliff-top storm deposits (CTSD) in the Reykjanes Peninsula in southwest Iceland. The study area stretches over a 35 kilometre coastline and consists mainly of cliffs not exceeding 15 m, cut into post-glacial lava beds aged 14 500 to 800 yr BP. The origin of these deposits cannot be related to tsunamis since none has been recorded in this area within this period. It is due to the action of North Atlantic waves whose significant height, measured between 1994 and 2004, can reach 17.4 m in this area. During a field survey from April to June, 2014, 35 CTSD sites were studied mainly through qualitative observations and topomorphological measurements. The analysis of the data shows that the organisation and distribution of CTSD in the Reykjanes peninsula do not depend on the cliff height. In contrast, the lithostructural characteristics of the lava beds and local variations in hydrodynamism, both of which determine the morphology of cliffs, appear to be controlling factors in explaining these aspects of CTSD in this area.

2.1 Introduction

Les dépôts de blocs supratidaux, appelés le plus souvent boulders ou clasts dans la littérature anglophone (Hearty, 1997) ou blocs cyclopéens dans la littérature française (Fichaut et Suanez, 2008), se répartissent préférentiellement le long des côtes à falaises rocheuses faisant face à des eaux profondes et soumises à l'action de vagues géantes. Ils appartiennent à la famille des dépôts très grossiers (Terry et Goff, 2014) au même titre que les blocs erratiques ou les blocs glaciels. Si ces derniers relèvent respectivement de processus glaciaires en milieu continental (Charpentier, 1835) et glaciels en milieu marin (Dionne, 2001), les mégablocs supratidaux sont le résultat de dynamiques marines de très haute énergie (Noormets et al., 2004 ; Hansom et Hall, 2009). Leur mise en place est toujours sujette à un débat qui oppose une partie de la communauté scientifique privilégiant l'action des tsunamis, à celle qui rattache ces dynamiques aux événements météo-océaniques extrêmes comme les tempêtes ou les différents types de cyclones tropicaux (ouragans, typhons, etc. ; Dawson et Shi, 2000 ; Nott, 1997, 2003).

Dans un premier temps, l'étude des mégablocs a eu pour objectif de caractériser des niveaux grossiers dans des stratigraphies anciennes du Pléistocène (Moore et Moore, 1984 ; Paskoff, 1991 ; Young et Bryant, 1992 ; Hearty, 1997 ; Hartley et al., 2001) et de l'Holocène (Dawson, 1999 ; Dawson et Shi, 2000 ; Nakata et Kawana, 1995). À partir des années 2000 principalement, ces travaux ont bien plus porté sur leur caractérisation morphosédimentaire et les processus hydrodynamiques à l'origine de leur mise en place.

Sur tout le pourtour de la façade atlantique nord-européenne, la majorité des travaux portant sur l'étude des mégablocs les a classés dans la famille des cliff-top storm deposits (CTSD), terme qui pourrait se traduire par « dépôts de tempête de sommet de falaise ».

Ces CTSD ont été identifiés sur les îles Orcades et Shetland au nord de l'Écosse (Hall et al., 2006; Hansom et Hall, 2009, Scheffers et al., 2009), dans les îles d'Aran au large de la côte ouest de l'Irlande (Hall et al., 2006 ; Knight et al., 2009 ; Knight et Burningham, 2011 ; Scheffers et al., 2009 ; Williams et Hall, 2004 ; Cox et al., 2012), en mer d'Iroise, sur l'île de Banneg dans l'archipel de Molène (Suanez et al., 2009 ; Fichaut et Suanez, 2011), en Islande sur la péninsule de Reykjanes (Etienne, 2007 ; Etienne et Paris, 2010).

L'étude des mégablocs a fait l'objet d'analyses descriptives morphosédimentaires et dynamiques approfondies en fonction de la disposition, de la taille et de la morphométrie des blocs ainsi que du contexte morphologique et hydrodynamique général de leur environnement côtier. La disposition stratigraphique des mégablocs dépend de la morphologie des fonds marins et de la côte, mais aussi des conditions lithostructurales et hydrodynamiques (Nott, 1997). La disposition la plus simple se présente sous la forme de blocs isolés que les anglophones nomment « *single, isolated* ou *individual boulder* ou *clast* » (Jones et Hunter, 1992 ; Dawson et Shi, 2000 ; Whelan et Keating, 2004). Ils peuvent également se présenter sous la forme d'empilements ou d'amas anarchiques de blocs simplement imbriqués « *imbricated boulders* ou *clasts* ». La disposition la plus édifiante concerne les remparts ou barrages de blocs imbriqués que l'on trouve dans la littérature anglophone sous les termes de « *imbricated boulder trains, continuous boulder ridges* ou *detrital boulder ridges* » (Nott, 1997, 2003 ; Kelletat et Schellmann, 2002). Ces derniers s'organisent sous la forme d'alignements parallèles au trait de côte et sont généralement constitués de dalles (plutôt que de boules) adossées les unes aux autres en formant un tuilage. Dans certains cas, il existe des systèmes de barrages multiples ; ils prennent alors l'allure de rides successives, alignées parallèlement au trait de côte comme cela a été décrit dans l'archipel de Molène (Suanez et al., 2009). Les dispositions énumérées ci-dessus ont été décrites sur divers substrats, tels que des roches sédimentaires (par ex. calcaire carbonifère, grès, mudstone, marnes, etc. ; Williams et al., 2004 ; Hall et al., 2006 ; Scheffers et al., 2009 ; Kogure et Matsukura, 2010 ; Switzer et Burston, 2010 ; Shah-Hosseini et al., 2011, 2013 ; Cox et al., 2012 ; Salzmann et Green, 2012 ; Miller et al., 2013 ; Prizomwala et al., 2014) ou des roches magmatiques, volcaniques et plutoniques (par ex. basalte, ignimbrite, tuf, rhyolite, granite ; Hall et al., 2006 ; Hansom et al., 2008 ; Scheffers et al., 2009 ; Suanez et al., 2009 ; Knight et al., 2009 ; Etienne et Paris, 2010 ; Goto et al., 2011 ; Richmond et al., 2011).

Le travail présenté ici se situe dans la continuité de l'étude d'Etienne et Paris (2010) qui a porté sur la réalisation d'un inventaire descriptif des dépôts de tempêtes que l'on trouve sur la côte rocheuse volcanique de la péninsule de Reykjanes (fi g. 1). Notre recherche, quant à elle, a consisté à établir une typologie de ces mégablocs (que nous appellerons CTSD), reposant sur un ensemble de critères lithostructuraux, morphologiques et sédimentaires propres à cet environnement côtier. L'analyse descriptive et quantitative mise en œuvre repose sur des mesures topo-morphologiques et granulométriques réalisées sur plus d'une trentaine d'accumulations réparties sur 35 km de linéaire côtier. Elle nous a permis de distinguer et caractériser les différents

secteurs propices à la mise en place de CTSD. Cette typologie repose enfin sur des critères dynamiques en matière d'arrachement, de déplacement et de dépôt de blocs, identifiés à partir d'une étude diachronique de photographies obliques de terrain.

2.2 Aire étudiée

2.2.1 Contexte géomorphologique

La péninsule de Reykjanes se situe au sud-ouest de l'Islande. Elle correspond à une zone de rifting, l'un des deux secteurs de divergence active des plaques tectoniques en Islande matérialisant la partie émergée de la dorsale médio-atlantique (Figure 3-1). Le volcanisme est quasi-continu à cet endroit depuis le Pléistocène moyen ; douze événements éruptifs historiques (post-874) et au moins neuf éruptions préhistoriques ont été recensés depuis cette période (Thordarson et Larsen, 2007). La zone étudiée en détail se situe à l'extrémité sud-ouest de la péninsule de Reykjanes (Figure 3-1). Il s'agit d'un linéaire côtier de 35 km, essentiellement constitué de falaises dont l'altitude sommitale est comprise entre 4 et 18 mètres. Hormis le promontoire en hyaloclastite de Valahnukur et les falaises composites de Karl et de Festjarfall, les falaises de la péninsule de Reykjanes sont taillées dans un substrat basaltique issu d'un volcanisme subaérien (Figure 3-1). Les épisodes éruptifs qui intéressent les affleurements basaltiques de la zone d'étude sont datés entre 750 et 14500 ans BP (Figure 3-1 ; Sigurgeirson, 1995).

L'âge de ces coulées assure que les blocs rencontrés sur les plates-formes sommitales de ces falaises ne correspondent pas à des blocs erratiques puisque leur mise en place est postérieure à la dernière glaciation (MIS 2-4 et 5a-d). Il est également possible d'éliminer toute origine glacielle, car la côte sud-ouest de l'Islande a été épargnée de la formation d'une banquise, notamment du fait de l'advection d'eau atlantique chaude par le courant d'Irminger (Andrews, 2005). Les calottes glaciaires les plus proches étant situées 150 km plus à l'est, la région est hors de portée des puissantes débâcles fluvioglaciaires que sont les jökulhlaups (Russell et al., 2005). Enfin, ne disposant d'aucune information historique ou holocène attestant de l'existence de tsunamis à l'échelle du bassin nord-Atlantique, nous restons réservés sur cette possibilité en matière de processus de mise en place de ces dépôts. Les seuls travaux indiquant des dynamiques liées à l'action de tsunamis concernent l'effet des glissements sous-marins affectant les pentes occidentales de la plate-forme continentale norvégienne « Storegga Tsunami », notamment l'épisode daté aux environs de 8100 BP qui a affecté le nord-ouest de la Norvège (Bondevik et al., 1997) et les îles Shetland (Bondevik et al., 2005), et plus tardivement celui daté de 7100 BP qui a touché le littoral oriental écossais (Dawson et al., 1988 ; Long et al., 1989).

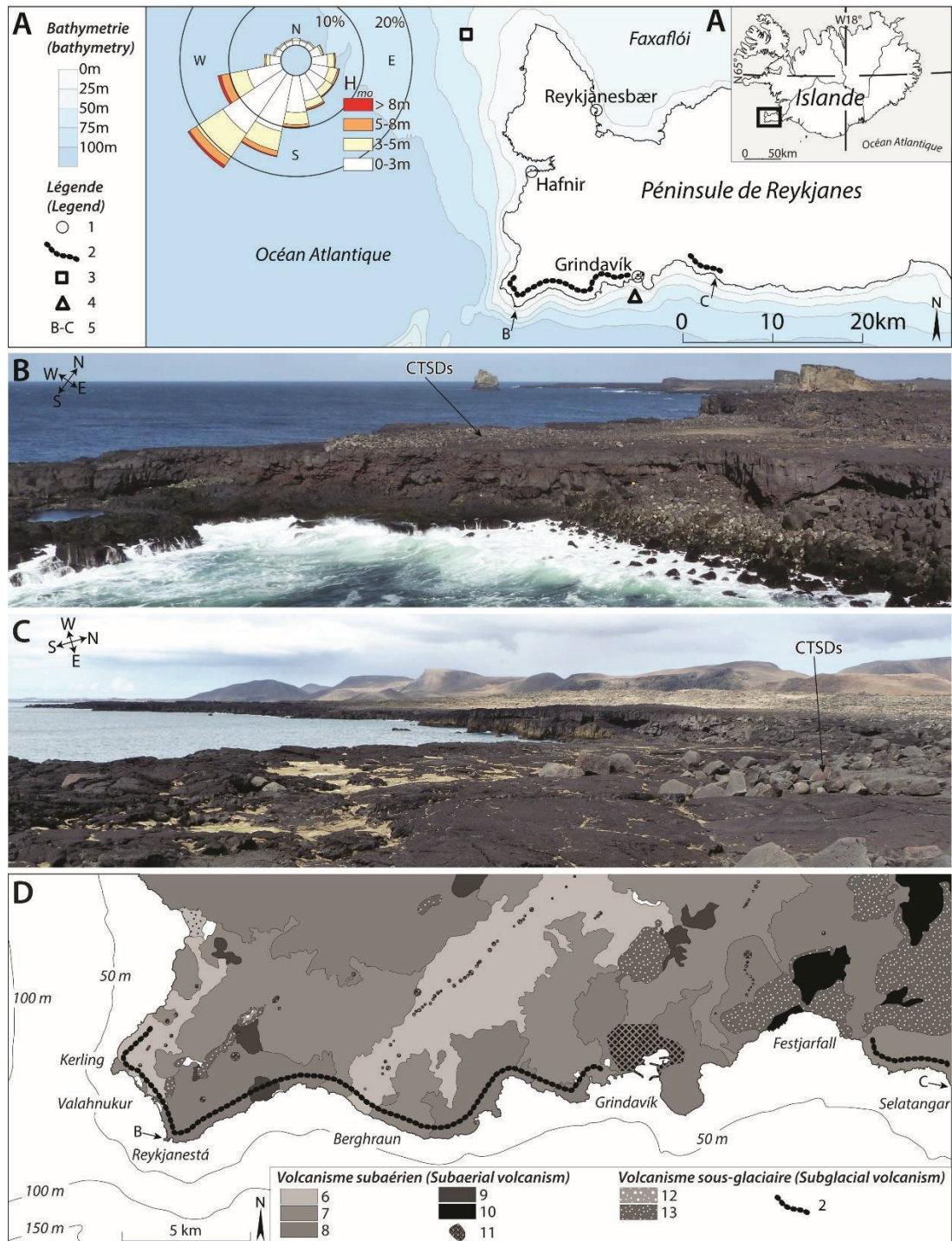


Figure 3-1. Localisation de la péninsule de Reykjanes et du site d'étude. Échelle régionale (A). 1 : ville ; 2 : site d'étude ; 3 : bouée Gardaskaga ; 4 : Bouée Grindavik ; 5 : localisation des photographies ci-dessous. Photographies des sites de Reykjanestá (B) et de Selatangar (C), et carte géologique du site d'étude (D). 6 : XIII^e siècle ; 7 : 2-3 milliers d'années (ka) ; 8 : 3-11,5 ka ; 9 : 12,5-14,5 ka ; 10 : coulées de laves interglaciaires antérieures ; 11 : cône ; 12 : 15-20 ka ; 13 : 20-45 ka.

Location of the Reykjanes Peninsula and the study area. Regional scale (A). 1: town; 2: study area; 3: gardaskaga buoy; 4: grindavik buoy; 5: photograph locations. Photographs of Reykjanestá Point (B) and Selatangar (C), and geological map of the southwest part of the Reykjanes Peninsula (D). 6: XIIIth century; 7: 2-3 ka; 8: 3-11.5 ka; 9: 12.5-14.5 ka; 10: oldest interglacial lavas; 11: cone; 12: 15-20 ka; 13: 20-45 ka.

Les différents secteurs où l'on trouve des accumulations de CTSD présentent des contextes lithostructuraux différents. En effet, certains sites se trouvent sur des coulées lisses de type pahoehoe et d'autres sur des coulées à la topographie chaotique de type 'a'a (Figure 3-2). Les coulées pahoehoe sont issues de l'écoulement d'une lave fluide sur un terrain peu accidenté (Peterson et Tilling, 1980). La couche de surface est harmonieuse et prend souvent l'aspect de cordes plissées. La perte de gaz volcaniques, la baisse de la température, les changements de topographie du terrain d'écoulement et l'augmentation de la viscosité des coulées pahoehoe au cours de leur écoulement sont des facteurs susceptibles de les transformer en coulées 'a'a. Ces dernières sont le produit de l'écoulement d'une lave plus visqueuse. La couche de surface, dont la solidification est plus rapide, est fragmentée par la remontée des gaz volcaniques en provenance du cœur et par l'effet de l'écoulement interne plus rapide. Ce phénomène confère aux surfaces des coulées 'a'a une forme chaotique, recouvertes de scories et de blocs rugueux. Pour ces deux types de coulées, le cœur est dense et massif, et repose sur un niveau scoriacé (semelle) qui est d'ordre décimétrique pour les coulées pahoehoe et métrique dans le cas des coulées 'a'a.

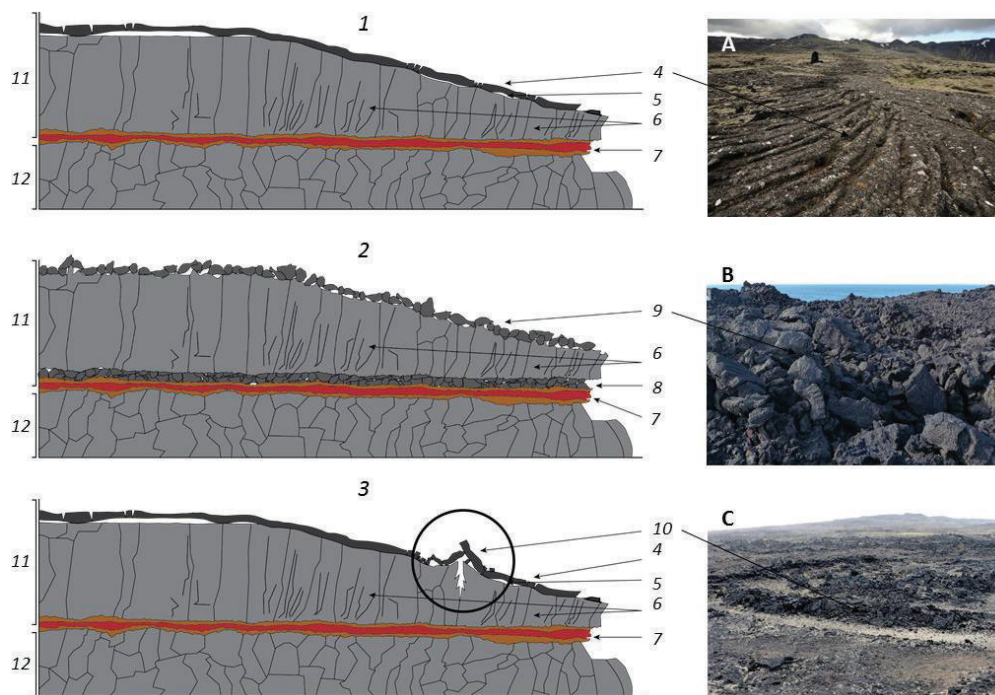


Figure 3-2. Schéma conceptuel des différents types de coulées de lave rencontrées sur la péninsule de Reykjanes. 1 : coulée pahoehoe ; 2 : coulée 'a'a ; 3 : tumulus, failles et rides de pression ; 4 : surface lisse, cordée ou plissée ; 5 : poche d'air ; 6 : cœur de coulée prismé ; 7 : horizon intercoulée ; 8 : couche de blocs scoriacés ; 9 : couche de lave « en blocs » de surface ; 10 : tumulus, faille ou ride de pression ; 11 : coulée affleurante ; 12 : coulée support.

*Conceptual diagram outlining the different types of lava flows along the Reykjanes peninsula.
1: pahoehoe flow; 2: 'a'a flow; 3: tumuli, cracks and pressure ridges; 4: smooth, hummocky or ropy surface;
5: air pocket; 6: prismatic flow interior; 7: inter flow horizon; 8: bottom (clinkery layer); 9: clinkery surface;
10: tumuli, crack or pressure ridge; 11: outcropping flow; 12: standing flow.*

La succession de couches de laves construit des empilements puissants marqués par un réseau de diaclases très denses et hétérogènes, dans lesquels sont taillées les falaises que nous avons étudiées. De manière générale, le cœur massif des coulées est découpé en forme de prismes verticaux réguliers. Cette fissuration d'origine structurale est liée aux conditions de refroidissement des coulées de lave. Localement, le volcanisme et la tectonique particulièrement actif de la région est responsable de la mise en place de réseaux de failles (Gudmundsson, 1987). Elles affectent le basalte plus en profondeur selon un axe sud-ouest/nord-est. La pression et la libération de gaz volcaniques au cours du refroidissement de la lave créent également des zones de fragilité abondantes à la surface des coulées de la péninsule de Reykjanes, telles que les rides de pression et les tumulus (Figure 3-2).

2.2.2 Conditions hydrodynamiques

L'analyse hydrodynamique repose sur des données de houle mesurées par la bouée Grindavík située à 1,6 mille nautique de la côte (63°48,80'N ; 22°27,63'E ; prof. 62 m), et Garðskagi située à 7 milles nautiques (64°3,150'N ; 22°52,62'E ; prof. 60 m ; Figure 3-1).

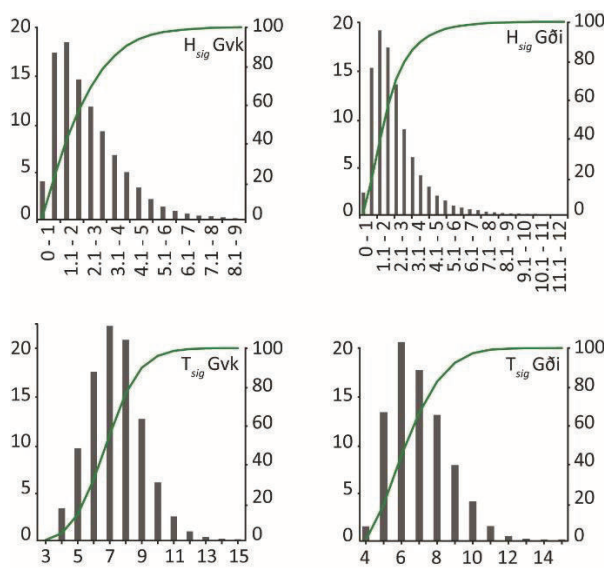


Figure 3-3. Histogrammes des hauteurs significatives de la houle (H_{sig}) et des périodes significatives de la houle (T_{sig}) mesurée par les bouées Grindavík (Gvk) et Garðskagi (Gði) (moyenne sur 10 ans, entre janvier 1994 et avril 2004).

Histograms of significant wave heights (H_{sig}) and significant wave periods (T_{sig}) based on data obtained by measurements (Grindavík buoy (Gvk) and Garðskagi buoy (Gði)) between 1994, January and 2004, April.

La zone d'étude est soumise à une hydrodynamique très énergétique en raison de son exposition aux houles de tempêtes générées par les dépressions nord-atlantiques non amorties par la bathymétrie plongeante de l'avant-côte (Figure 3-1). Les falaises basaltiques de la zone étudiée ont une exposition mixte aux houles formées en Atlantique Nord par les systèmes dépressionnaires. Sans tenir compte des effets de diffraction autour des pointes de Kerling et de Reykjaneðta (Figure 3-1), la moitié du linéaire côtier étudié est soumis à l'action des houles de secteur ouest / sud-ouest, l'autre moitié étant sous l'influence dominante des houles de sud à sud-est. Au cours d'évènements tempétueux, les hauteurs significatives des vagues (H_s) mesurées aux bouées Garðskagi et Grindavík

peuvent dépasser les 17 m. Cependant, la fréquence d'occurrence de ces H_s extrêmes est faible (H_s 98 % = 7,2 m ; H_s 1 an = 12,2 m ; H_s 100 ans = 17,4 m ; [Figure 3-3](#)). La bathymétrie, peu complexe, est caractérisée par une plongée rapide des isobathes le long d'un talus côtier, atteignant 50 m de fond à moins d'un kilomètre des côtes ([Figure 3-1](#)). Cette morphologie, dans un contexte où le marnage maximum atteint 4 m, évite tout phénomène de dissipation de l'énergie de la houle au large, rendant la côte particulièrement énergétique, depuis le proche infratidal jusqu'à la zone supratidale.

2.2.3 Matériel et méthodes

Les mesures réalisées sur le terrain d'avril à juin 2014 ont permis d'obtenir des paramètres quantitatifs dans le but d'élaborer la typologie des dépôts de blocs supratidaux de la péninsule de Reykjanes. Ils concernent essentiellement les caractéristiques morphologiques des sites et les dimensions des blocs constituant les amas. À cela s'ajoute l'analyse des modalités d'arrachement, de transport et dépôt des mégablocs. Ces dernières ont été caractérisées à partir de l'étude de photos diachroniques obliques obtenues lors de précédentes missions sur le terrain (2007, 2008, 2010 et 2014). Elles permettent de distinguer les secteurs où les changements morphosédimentaires affectant les amas de blocs ont été (et sont) les plus importants, et donnent par là même quelques éléments sur le caractère hydrodynamique de chacun des sites étudiés.

2.2.4 Mesures topomorphologiques

Dans le cadre de cette étude, 35 accumulations supratidales (barrages, amas ou blocs isolés) ont fait l'objet de mesures topo-morphosédimentaires ([Figure 3-4](#)). 89 profils transversaux ont été réalisés perpendiculairement ou au droit des accumulations de manière à reconstituer la morphologie de la falaise et des accumulations de blocs situées à son sommet ([Figure 3-4](#)). Les mesures topographiques ont été faites à l'aide d'un GPS Trimble Geo-Explorer XH 6000 dont la précision après post-traitement est de l'ordre de 5 à 10 cm. Les positions altitudinales du pied des escarpements les plus hauts ont été relevées quant à elles à l'aide d'un topomètre laser TruePulse 360B (précision $\pm 0,5$ m) du fait de conditions d'accessibilité difficiles ou dangereuses.

2.2.5 Taille et émoussé des blocs

Pour chaque accumulation, la taille des 5 plus gros blocs a été mesurée à partir des axes « a » (le plus long), « b » (intermédiaire) et « c » (le plus court ; [Figure 3-4](#)). Leur forme a été systématiquement décrite telle que quadrangulaire, ovoïde ou polymorphe. Dans le même temps, le degré d'émoussé a été mesuré pour 100 blocs répartis le long de chaque accumulation, afin d'analyser la distribution morphométrique au sein de ces dernières (arrondis, subarrondis, subanguleux, anguleux). Ces informations ont permis

d'établir une caractérisation morphosédimentaire de chaque accumulation et de son environnement de dépôt.

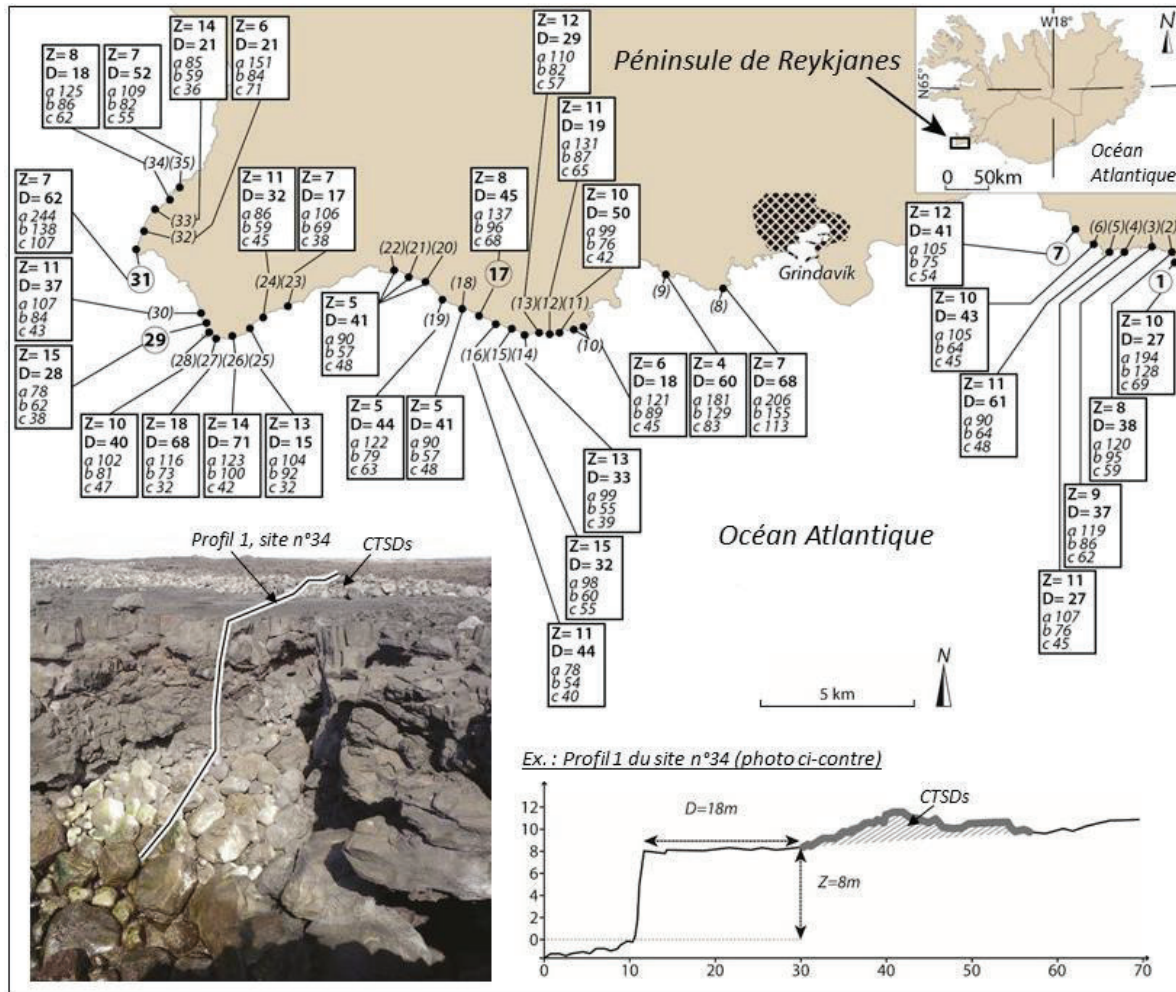


Figure 3-4. Altitude (Z), distance (D) et axes « a », « b » et « c » (5 plus gros blocs/profil) moyennés des 35 dépôts de blocs supratidaux de sommet ayant fait l'objet de mesures topomorphosédimentaires. Noms des sites : 1 : Selatangar ; 2 : Moshólar ; 3 : Katlahraun ; 4 : Hraunsnes est ; 5 : Hraunsnes ouest ; 6 : Skollahraun ; 7 : Rangargjögur ; 8 : Stekkjarhóll ; 9 : Markhóll ; 10 : Staðarmalir ; 11 : Berghraun ; 12 : Klaufir 1 ; 13 : Klaufir 2 ; 14 : Klaufir 3 ; 15 : Klaufir 4 ; 16 : Klaufir 5 ; 17 : Lynghólshraun ; 18 : Sölvabás ; 19 : Staðarberg ; 20 : Hróabás ; 21 : Brimketill ; 22 : Mölvík ; 23 : Kriki est ; 24 : Kriki ouest ; 25 : Skemmur ; 26 : Skarfasetur ; 27 : Reykjanestá lighthouse ; 28 : Reykjanestá ; 29 : Valbjargagjá sud ; 30 : Valbjargagjá nord ; 31 : Kerling ; 32 : Hak ; 33 : Kinnaberg ; 34 : Eldborg sud ; 35 : Eldborg nord.

Mean altitude (Z), distance (D) and « a », « b », « c » axis (5 largest boulders on each profile) of the 35 cliff-top storm deposits surveyed by GPS. Sites: 1: Selatangar; 2: Moshólar; 3: Katlahraun; 4: Hraunsnes est; 5: Hraunsnes ouest; 6: Skollahraun; 7: Rangargjögur; 8: Stekkjarhóll; 9: Markhóll; 10: Staðarmalir; 11: Berghraun; 12: Klaufir 1; 13: Klaufir 2; 14: Klaufir 3; 15: Klaufir 4; 16: Klaufir 5; 17: Lynghólshraun; 18: Sölvabás; 19: Staðarberg; 20: Hróabás; 21: Brimketill; 22: Mölvík; 23: Kriki, east; 24: Kriki, west; 25: Skemmur; 26: Skarfasetur; 27: Reykjanestá lighthouse; 28: Reykjanestá; 29: Valbjargagjá, south; 30: Valbjargagjá, north; 31: Kerling; 32: Hak; 33: Kinnaberg; 34: Eldborg, south; 35: Eldborg, north.

2.2.6 Analyse diachronique des modalités de transport et de dépôt

L'étude des dynamiques de transport et de dépôt des blocs a reposé quant à elle sur l'analyse diachronique de photographies obliques prises depuis le sol au cours des dix dernières années (Figure 3-5). Cette approche méthodologique mise en œuvre dans le cadre d'études similaires sur d'autres sites en Atlantique, notamment l'île de Banneg dans le Finistère (Fichaut et Suanez, 2008, 2011), vient pallier l'absence de relevés qui sont généralement effectués à partir de plates-formes aériennes. Elle a permis d'apprécier l'importance des changements morphosédimentaires survenus après les hivers les plus tempétueux, et d'identifier les secteurs les plus dynamiques.

2.3 Résultats

La typologie présentée ici (Figure 3-6) découle d'une analyse multicritères intégrant des paramètres qui sont (i) la structure du substrat rocheux, (ii) la morphologie des falaises, des estrans qu'elles dominent et de leurs plates-formes sommitales, (iii) l'hydrodynamisme. Le substrat rocheux est ici toujours basaltique et sous forme de coulées horizontales à subhorizontales, constituées d'une ou plusieurs unités laviques. Ces ensembles lithologiques sont en général entaillés en falaises verticales dont la hauteur varie de quelques mètres à plus de 15 mètres, en fonction de l'épaisseur de la coulée et du nombre de bancs (Figure 3-6). Ces falaises sont parfois entaillées dans une succession de coulées séparées par une semelle scoriacée qui constitue un niveau de faiblesse favorisant l'érosion différentielle (Etienne, 2007) et permettant le développement de plates-formes d'érosion marine ou de falaises à ressauts multiples (Figure 3-6). La structure de la partie superficielle des coulées varie selon qu'elles sont de type pahoehoe ou 'a'a. Toutes choses égales par ailleurs, les amas sont de taille relativement réduite et séparés du rebord de falaise par une plate-forme peu accidentée, voire lisse pour les premières (Figure 3-6). Dans le cas de coulées 'a'a, les amas sont plus volumineux et reposent en arrière d'une plate-forme à topographie extrêmement chaotique (Figure 3-6).

Si les houles enregistrées au large du secteur d'étude (Figure 3-1, 3-3) montrent un contexte hydrodynamique particulièrement énergétique, celui-ci présente toutefois des variations locales qui sont fonction de l'exposition entre saillants et rentrants, et de la topographie de l'estran et des falaises. Ce contexte permet, entre autres, d'expliquer l'existence de barrages comprenant des mégablocs parfois localisés très en arrière du bord des falaises (Figure 3-6).

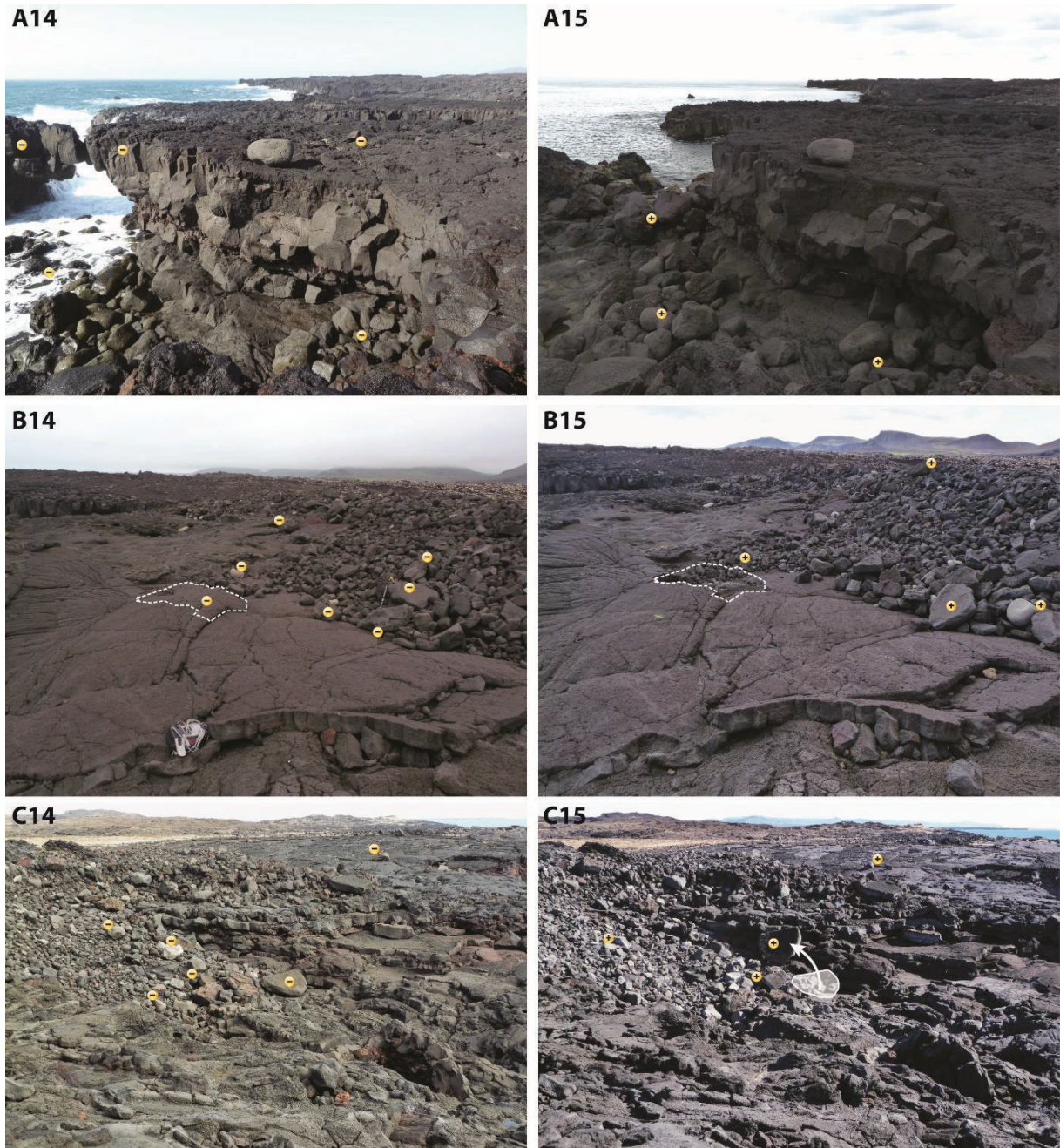


Figure 3-5. Extraits du jeu de données des photos diachroniques obliques (2014 et 2015) illustrant les modifications significatives de la morphologie du trait de côte et des plages de blocs (A), des plates-formes sommitales (B) et des amas de blocs de sommet de falaises (B, C).

Extracts from the oblique photograph dataset (2014 – 2015) showing the morphological changes of the rocky coast (A), boulder beaches (A), wave-scoured platforms (B) and cliff-top boulder ridges or clusters (B, C).

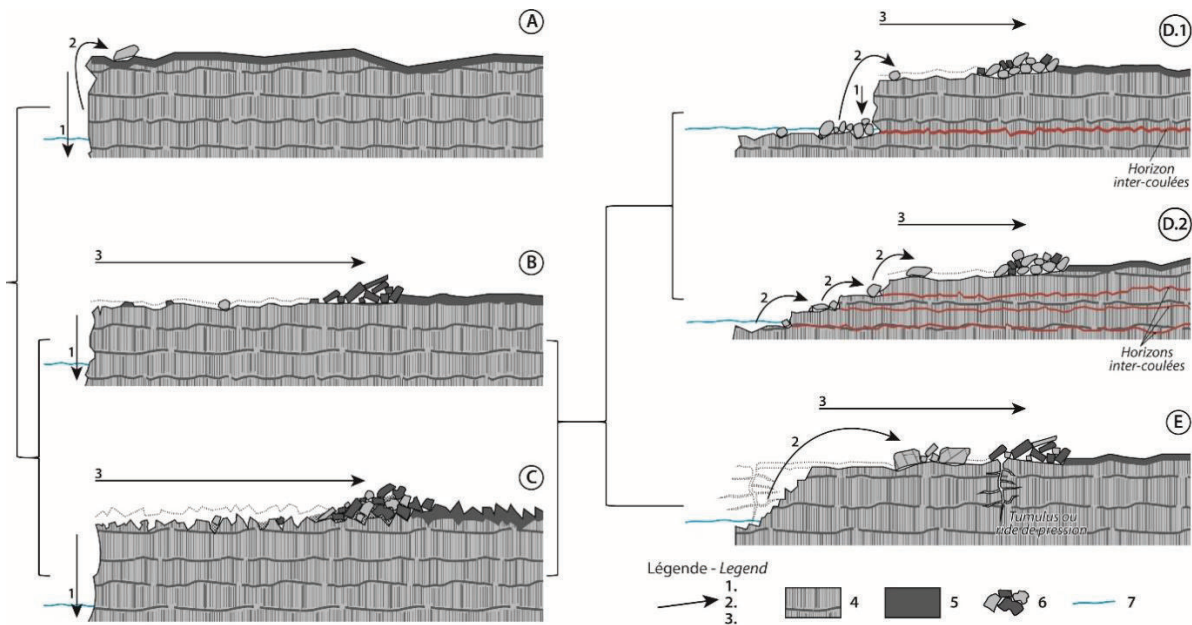


Figure 3-6. Typologie des dépôts de blocs de sommet de falaise de la péninsule de Reykjanes. A : bloc isolé sur le sommet de la falaise ; B : guirlande de dépavage des surfaces pahoehoe ; C : barrage issu du déblaiement des surfaces 'a'a ; D.1 : amas de boules en retrait de falaises dominant une plate-forme d'érosion marine ; D.2 : amas de boules en retrait des falaises à ressauts multiples ; E : barrage à mégablocs ; 1 : chute de pierres ; 2 : projection sur le sommet de la falaise ; 3 : transit transversal ; 4 : basalte ; 5 : horizon superficiel ; 6 : blocs ; 7 : niveau des hautes mers de vive-eau.

Conceptual diagram of the typology of the cliff-top storm deposits of the Reykjanes Peninsula. A: isolated cliff-top boulder; B: garland-shaped scour in pahoehoe flows; C: ridges of material derived from 'a'a surfaces; D.1: cluster of rounded boulders overhanging a wave-cut platform; D.2: cluster of rounded boulders behind a cliff cut in several intermediate platforms; E: megaclast ridges; 1: rock fall; 2: boulder projection; 3: cross-shore transit; 4: basalt; 5: superficial horizon; 6: boulders; 7: astronomical high tide level.

2.3.1 Les blocs isolés

Des blocs isolés sont localement positionnés sur le rebord des falaises les plus hautes (Figure 3-7). La mise en place de ces éléments est issue de processus synchrones lorsque la projection du bloc sur la plate-forme sommitale suit immédiatement son arrachage de la paroi de la falaise. Dans ce cas, les blocs sont anguleux à subanguleux selon la fréquence de leur remaniement à la suite de leur dépôt sur le sommet de la falaise (Figure 3-7). La présence de blocs émoussés, voire de boules, résulte de processus successifs lorsque les blocs ont été dans un premier temps détachés de l'abrupt de la falaise, sont tombés dans la zone intertidale sur la plate-forme d'érosion marine où ils ont acquis leur forme caractéristique avant d'être projetés sur la plate-forme sommitale (Figure 3-7). Au regard du volume que représentent les types de dépôts qui sont introduits ci-après, les blocs isolés ne concernent qu'une très faible proportion des dépôts observés.

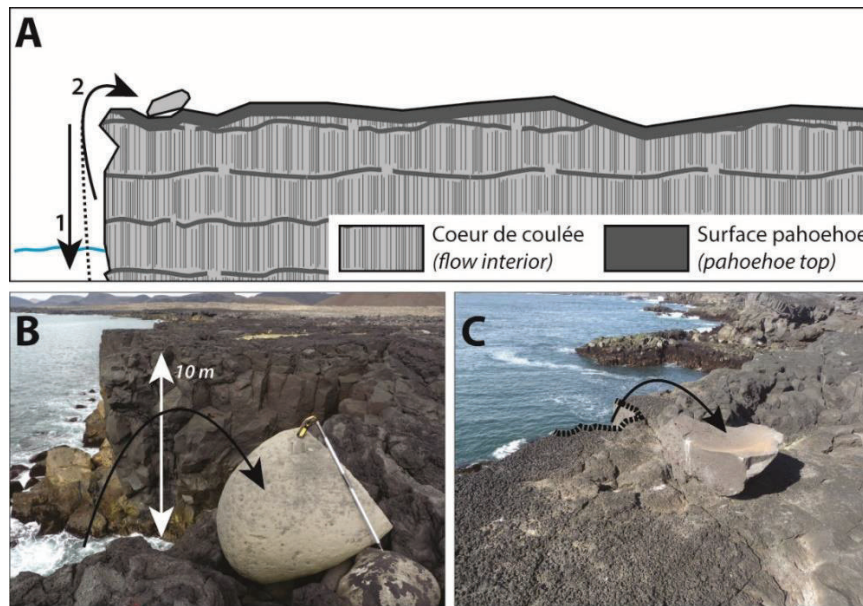


Figure 3-7. Blocs isolés sur le sommet de la falaise. A : schéma conceptuel basé sur de la mesure topomorphologique : 1 : chute de pierres ; 2 : projection sur le sommet de la falaise ; B : bloc arrondi en provenance de la plateforme d'érosion marine ; C : bloc anguleux arraché à la falaise (cicatrice en pointillé).

Isolated cliff-top boulders. A: Conceptual diagram based on measurements; 1: rock fall; 2: boulder projection; B: rounded boulder from the wave-cut platform; C: angular boulder from the cliff edge (scar in dotted line).

2.3.2 Les guirlandes de dépavage des coulées pahoehoe

Ce type de dépôt est appelé ainsi en raison de sa forme de cordon sinueux et discontinu à l'allure d'une guirlande dont la crête sommitale est grossièrement parallèle à la ligne du bord de la falaise et située à plusieurs dizaines de mètres en arrière (Figure 3-8). Ces accumulations de blocs sont issues du dépavage des coulées pahoehoe (Etienne, 1997) et sont imputables aux processus de météorisation mécanique qui affectent ces surfaces : écaillage en « croûte de pain » (Etienne et André, 2003) ou action mécanique des masses d'eau issues du déferlement retombant sur le sommet de falaise (Figure 3-9). Le débitage des petits blocs se fait le long de zones de faiblesses structurales apparues lors de la solidification puis exploitées par la météorisation ou par la force hydrodynamique des paquets de mer. Un détachement lié à l'action du gel par effet de coin affecte les surfaces vacuolaires et favorise la désolidarisation des pavés de la coulée support. La gélidivision des couches superficielles fournit alors un matériel sous forme d'une couverture de blocs décimétriques. Les paquets de mer qui retombent sur le sommet de falaise exercent, quant à eux, une action de disjonction due au coup de bélier provoqué par la masse d'eau (Sunamura, 1988).

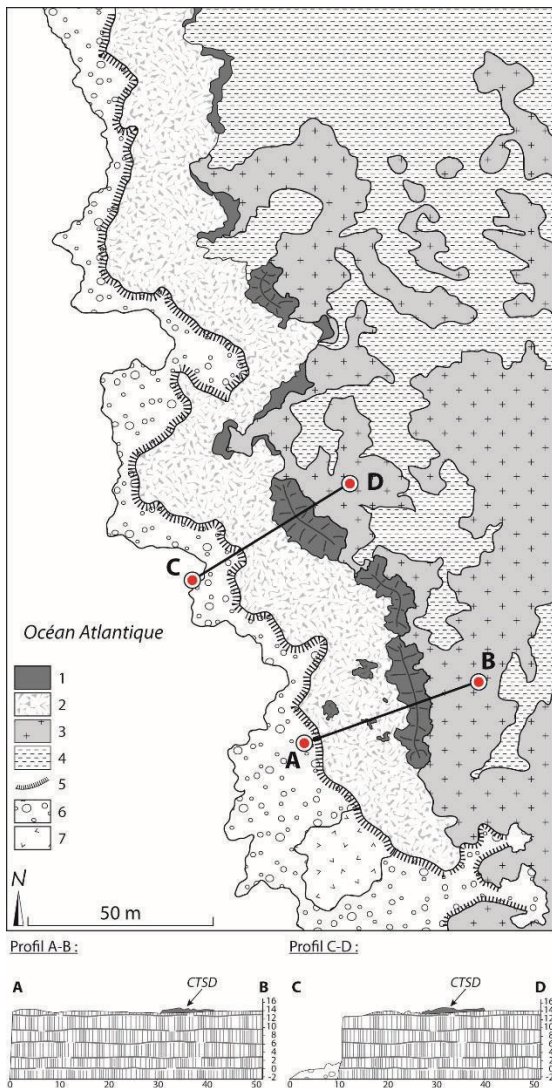


Figure 3-8. Carte géomorphologique simplifiée de la guirlande de dépavage de Valbargagja et profils associés. 1 : guirlande de blocs ; 2 : plate-forme sommitale ; 3 : roche en place ; 4 : tephras ; 5 : falaise ; 6 : plage de blocs ; 7 : plate-forme d'érosion marine.

Simplified geomorphological map of the cliff-top boulder garland of Valbargagja, and associated profiles. 1: cliff-top boulder garland; 2: wave-scoured platform; 3: bedrock; 4: tephra; 5: cliff; 6: boulder beach; 7: wave-cut platform.

Le dépavage de cette croûte s'effectue donc lors du passage d'une nappe d'eau turbulente ou lors du déferlement des vagues sur la surface météorisée. Cette interprétation suggère que le sommet des falaises puisse être submergé lors des épisodes morphogènes, comme cela a pu être observé sur l'île de Banneg en Bretagne (Sheremet et al., 2014). Il en résulte des accumulations de blocs à granulométrie bimodale. 60 % à 80 % du matériel sont constitués de petits blocs issus de la gélidivision ($0,25 < \text{axe } b < 0,5 \text{ m}$) tandis que 20 % à 40 % du matériel restant sont des blocs moyens et/ou des blocs grossiers ($0,5 < \text{axe } b < 2 \text{ m}$). Ces derniers, qui ont une forme de dalle, sont le résultat du décapage par les vagues de surfaces non gélidivisées. En général, le cœur de coulée en colonnades présente peu de faiblesses structurales en dehors des joints prismatiques ; il est alors épargné du débitage et constitue une plate-forme relativement peu accidentée entre le sommet de falaise et la guirlande située en arrière (Figure 3-9). Néanmoins, quelques blocs plus grossiers dont la forme prismatique témoigne de leur arrachage au cœur de la coulée ont également été inventoriés dans ce type d'accumulation.

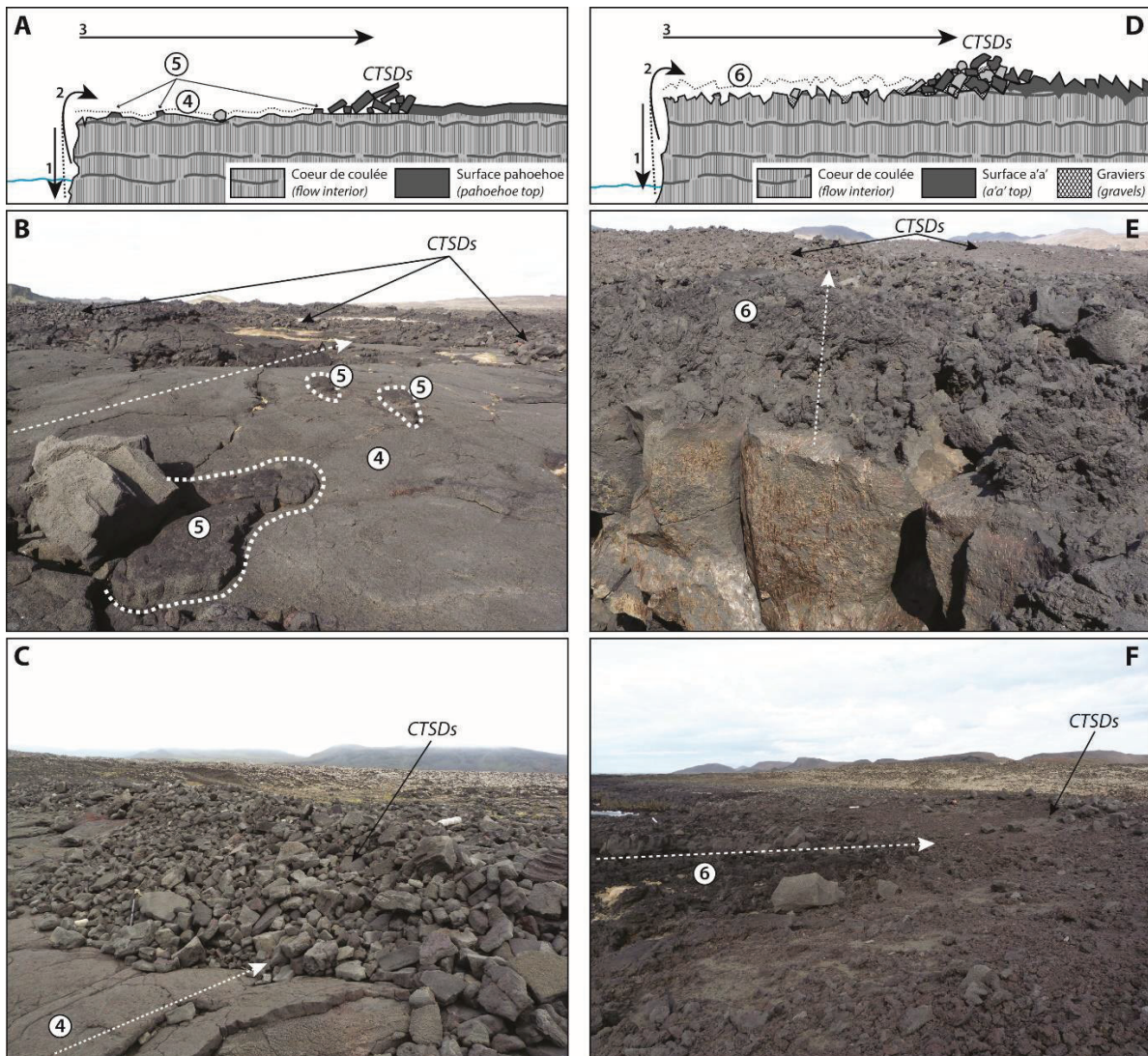


Figure 3-9. Guirlandes de dépavage des surfaces pahoehoe (A) ou barrages issus du déblaiement des surfaces 'a'a (B). A et B : schémas conceptuels basés sur de la mesure topomorphologique ; 1 : chute de pierres ; 2 : projection sur le sommet de la falaise ; 3 : transit transversal ; 4 : plate-forme sommitale de coulée pahoehoe ; 5 : résidus de la « croûte de pain » ; 6 : plate-forme sommitale de coulée 'a'a ; A1, A2, B1 et B2 : photographies illustratives.

Garland-shaped scour in pahoehoe flows (A) or ridges of materials derived from 'a'a flows (B). A and B: Conceptual diagrams based on measurements; 1: rock fall; 2: boulder projection; 3: cross-shore transit; 4: wave-scoured platform; 5: residual pahoehoe-top; 6: chaotic wave-scoured platform; A1, A2, B1 and B2: illustrative photographs.

La position de la zone d'accumulation des blocs est fonction de la topographie. Les barrages qui reproduisent grossièrement le tracé du front de falaise peuvent être proches de celui-ci si le matériel en transit est bloqué par un obstacle topographique. Ils peuvent aussi se situer en position plus ou moins éloignée si aucun saillant ne vient arrêter le déplacement des blocs vers l'intérieur. Dans ce cas, seules la pente et la compétence des vagues peuvent jouer comme facteurs limitant la progression des blocs vers l'intérieur des terres.

2.3.3 Les barrages de déblaiement superficiel des coulées 'a'a

Comme pour le dépavage des coulées pahoehoe, le déblaiement des coulées 'a'a est un processus qui agit à leur surface (Figure 3-9). Il est aussi la conséquence du passage d'une nappe d'eau vélocité ou du déferlement des vagues au-delà du sommet de la falaise. La couche de scories et de blocs qui se trouve en surface est alors entièrement remaniée et déblayée. Cette action met à nu une surface d'érosion très accidentée (Figure 3-9) et construit des accumulations plus volumineuses que celles observées sur les coulées pahoehoe. La distance entre les barrages de ce type et le bord de la falaise est très variable. Du fait de la rugosité importante de la plate-forme sommitale, de nombreux blocs de toutes tailles sont localisés en avant du barrage, piégés dans des anfractuosités. De ce fait, il n'existe pas de lien causal entre l'altitude, la distance et la taille des blocs accumulés.

Le matériel présente une granulométrie très hétérogène, allant des graviers aux blocs très volumineux avec une proportion de scories et de grattons importante. Ce dépôt constitue une matrice venant combler les vides interstitiels entre les blocs plus grossiers. Parmi ces derniers, une grande majorité est issue de la couche chaotique qu'ils formaient à la surface de la coulée 'a'a. Le cœur de ces coulées étant plus résistant que celui des coulées pahoehoe (Marie, 2004), peu de blocs y sont prélevés par les vagues.

2.3.4 Les amas de « boules » en retrait des falaises dominant une plate-forme d'érosion marine

La présence de blocs arrondis à hauteur de 40 % à 60 % dans certaines accumulations montre que d'autres processus interviennent dans la construction des barrages de CTSD (Figure 3-10). Très émoussé, ce matériel a nécessairement séjourné dans un premier temps dans la zone intertidale (Figure 3-10) avant d'être projeté en sommet de falaise et soustrait à l'abrasion marine (Figure 3-10). Le plus souvent, il provient de la plate-forme d'érosion marine formée par l'érosion différentielle de la falaise, le plan d'entaille étant guidé par les horizons inter-coulées soumis à l'action des vagues (Etienne, 2007). Les blocs de cœur de coulée sont alors mis en porte à faux et tombent sur la plate-forme d'érosion où ils sont remaniés lors des tempêtes. D'après les travaux de Moign et Moign (1970) portant sur l'île de Surtsey en Islande, et de Marie (2004) sur Hawaii, il faut entre une à deux années pour que des blocs basaltiques soient totalement émoussés et prennent l'allure de « boules ». À la faveur d'évènements de très forte énergie, certaines de ces boules sont projetées sur les plates-formes sommitales, et viennent alimenter les barrages de blocs situés plus en arrière.

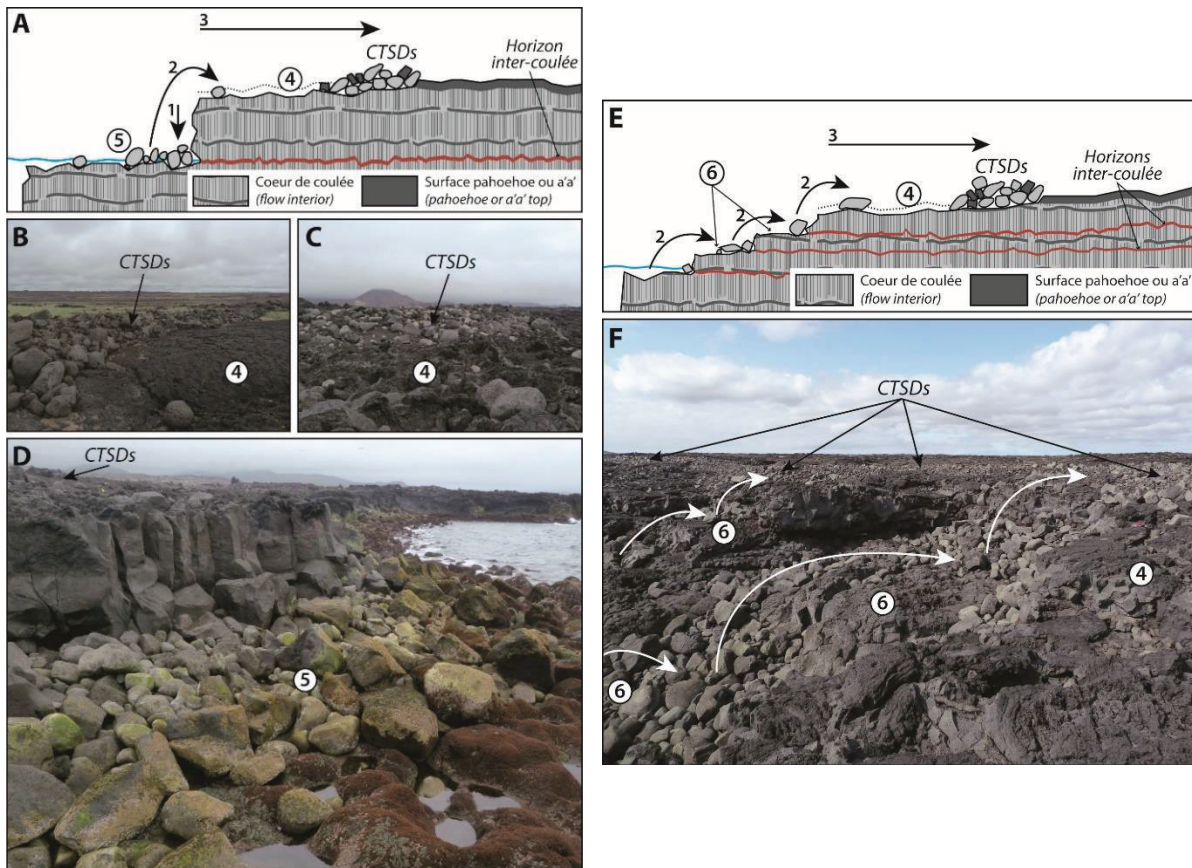


Figure 3-10. Les amas de « boules » en retrait de falaises dominant une plateforme d'érosion marine (A) ou en retrait de falaises à ressauts multiples (B). A et B : schémas conceptuels basés sur de la mesure topomorphologique ; 1 : chute de pierres ; 2 : projection sur le sommet de la falaise ; 3 : transit transversal ; 4 : surface pahoehoe décapée ; 5 : plage de blocs sur la plate-forme d'érosion marine ; 6 : plateformes intermédiaires ; A1, A2, A3 et B2 : photographies illustratives.

Clusters of rounded boulders overhanging a wave-cut platform (A) or facing cliff cut in several intermediate platforms (B). A and B: Conceptual diagrams based on measurements; 1: rock fall; 2: boulder projection; 3: cross-shore transit zone; 4: wave-scoured platform; 5: wave-cut platform; 6: intermediate platform; A1, A2, A3 and B2: illustrative photographs.

2.3.5 Les amas de « boules » en retrait des falaises à ressauts multiples

Ce type de dépôt se rencontre sur les sites correspondant aux coulées de lave de Berghraun et de Katlahraun (2-3 ka). Ces derniers présentent des falaises taillées en forme de marches d'escalier. Les sommets des plates-formes intermédiaires correspondent aux toits des bancs de laves qui se sont écoulées lors des éruptions précédentes. Ces sites comportent une fraction plus importante de blocs arrondis pouvant atteindre 70 % à Berghraun (Figure 3-1). Leur remontée sur la plate-forme sommitale est facilitée par les escarpements successifs moins hauts (Figure 3-10).

2.3.6 Les barrages à mégablocs

Ce type de barrage très volumineux et qui comprend des blocs de très grande taille (Figure 3-11) n'existe qu'en deux endroits de la côte étudiée. Les deux sites forment les pointes basses saillantes de Kerling et de Reykjanestá qui s'étendent vers le large à l'extrême sud-ouest de la péninsule de Reykjanes et sont en conséquence les plus exposés du littoral étudié (Figure 3-1).

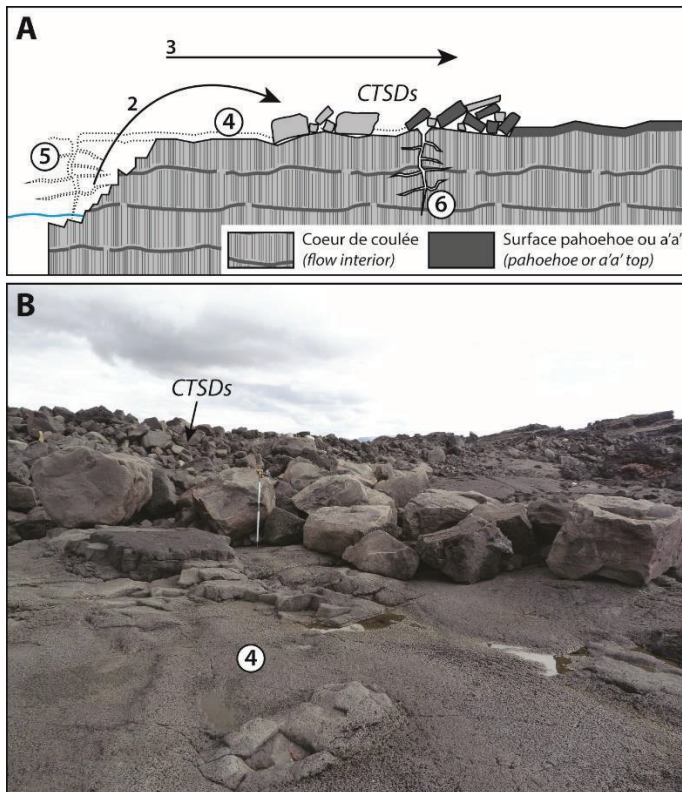


Figure 3-11. Barrages à mégablocs. A : schéma conceptuel basé sur des mesures topomorphologiques ; 1 : chute de pierres ; 2 : projection sur le sommet de la falaise ; 3 : transit transversal ; 4 : plate-forme sommitale de coulée pahoehoe ; 5 : tumulus démantelé ; 6 : tumulus ; A1 : photographie illustrative.

Megaclast ridges. A: Conceptual diagram based on measurements; 1: rock fall; 2: boulder projection; 3: cross-shore transit zone; 4: wave-scoured platform; 5: degraded tumulus; 6: tumulus; A1: illustrative photograph.

D'une part, dans les deux cas, l'isobathe 100 m est à seulement 2 km du trait de côte alors que partout ailleurs il est à 3 km ou plus ; d'autre part, leur position en promontoire avancé fait qu'ils sont exposés à un large spectre de houles, de nord à sud à Kerling, nord-ouest à est-sud-est à Reykjanestá, c'est à dire aux houles les plus fréquentes et les plus énergétiques (Figure 3-1). Dans le détail, la configuration des deux sites diffère.

Le barrage de Kerling (Figure 3-12), étiré sur 180 mètres selon un axe nord-sud, atteint 60 m de large et culmine à 10 m. La base de sa face externe est à 6 m d'altitude et jusqu'à 80 m en retrait des basses falaises auxquelles il est grossièrement parallèle. La base du revers du barrage est donc à 140 m du trait de côte, mais de nombreux blocs épars sont déposés jusqu'à 200 m à l'intérieur des terres. Les falaises subverticales ou à ressauts multiples, hautes de 4 à 6 m environ, sont entaillées dans une coulée à très grands prismes de même épaisseur. En arrière de la falaise et jusqu'à la base du barrage s'étend une plateforme extrêmement accidentée mais vierge de tout dépôt (Figure 3-12).

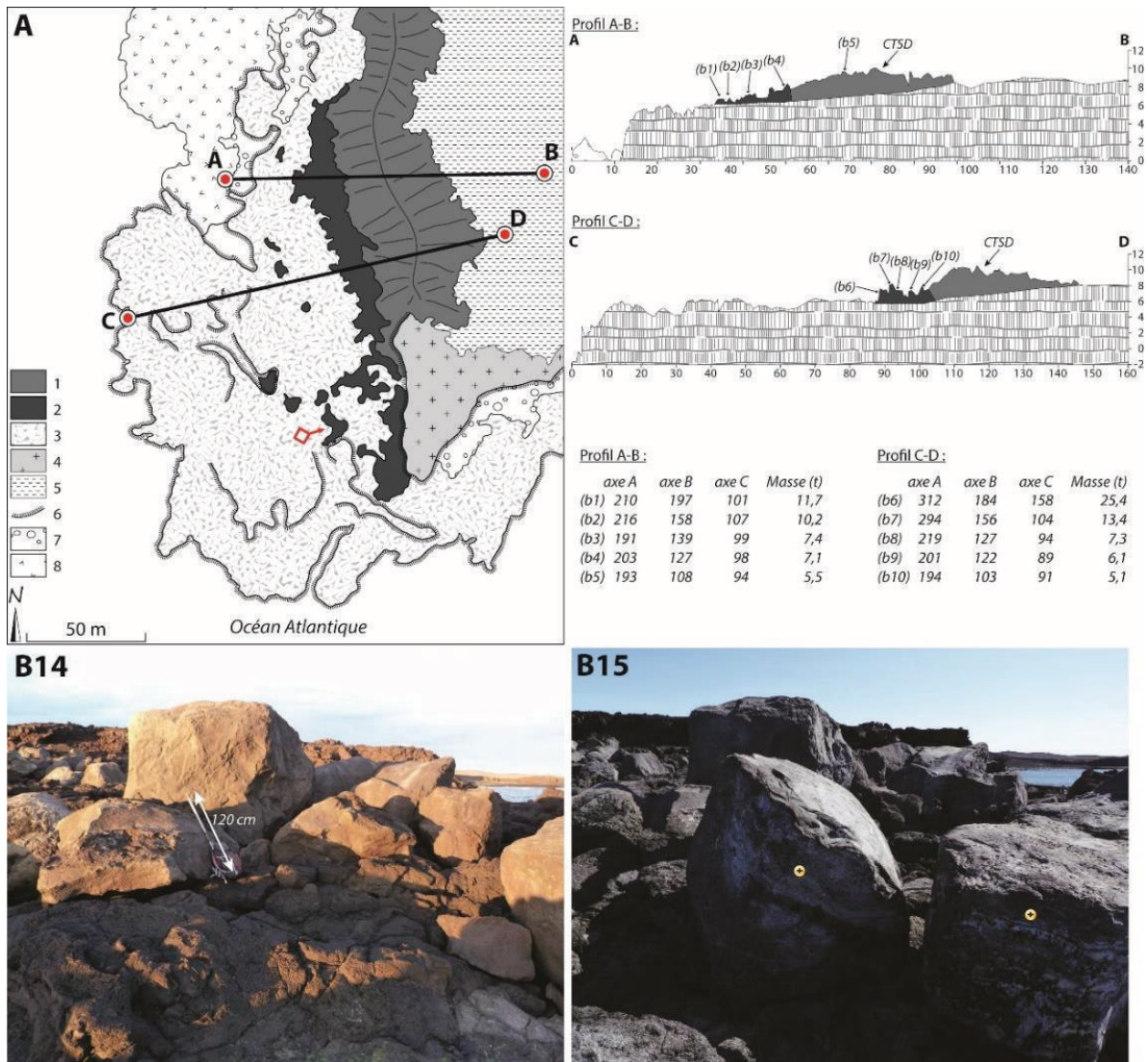


Figure 3-12. Carte géomorphologique simplifiée du barrage à mégablocs de Kerling avec les profils associés (A), les mensurations des cinq plus gros blocs et les photographies obliques comparatives entre 2014 (B14) et 2015 (B15). 1 : guirlande de blocs ; 2 : mégablocs ; 3 : plate-forme sommitale ; 4 : roche en place ; 5 : tephras ; 6 : falaise ; 7 : plage de blocs ; 8 : plate-forme d'érosion marine.

Simplified geomorphological map of the cliff-top megaclast ridge of Kerling with associated profiles (A), five biggest megaclasts a, b, c - axis and oblique photographs of 2014 (B14) and 2015 (B15). 1: cliff-top boulder garland; 2: megaclasts; 3: wave-scoured platform; 4: bedrock; 5: tephra; 6: cliff; 7: boulder beach; 8: wave-cut platform.

Dans sa partie médiane elle est en plus traversée par une longue dépression évidée dans une ride de pression d'orientation nord nord-ouest/sud sud-est, dont le fond est localement situé sous le niveau des hautes mers de vive-eau. Au sud, à 60 m en arrière du trait de côte, reposent d'énormes blocs. Certains ont été déposés au cours des tempêtes de l'hiver 2014-2015 (Figure 3-12), alors que d'autres en étaient extraits et transportés en direction du barrage où ils s'accumulent sur la face externe selon un gradient de taille décroissant vers le sommet (Figure 3-12). La localisation de cicatrices fraîches et le caractère anguleux des blocs montrent que ces derniers proviennent tous du rebord de la

falaise et non pas de la plate-forme sommitale elle-même qui n'est qu'une surface de transit.

Ici, de tous les paramètres pris en compte, c'est la vigueur de l'hydrodynamique qui explique le caractère exceptionnel de la forme et la présence de mégablocs déposés très en retrait. Étant donnée l'orientation du barrage, ils résultent de l'action prédominante de houles de secteur ouest peu freinées à l'approche du rivage. Leur déferlement se fait directement sur la falaise ou au-delà, et est prolongé par un jet de rive suffisamment puissant pour empêcher le dépôt de blocs sur une plateforme pourtant très accidentée.

Le barrage de Reykjanestá est un peu plus élevé, puisque sa base se situe à une altitude comprise entre 8 et 10 m. L'édifice long de 100 m et large de 30 m environ, est beaucoup plus proche du bord de la falaise dont il est séparé par une plate-forme sommitale horizontale de 15 à 20 mètres de largeur (Figure 3-13, profil A-B) hormis vers le sud-ouest où elle est plus étendue, en pente douce et dépourvue de blocs (Figure 3-13, profil C-D). D'abord tournée face à l'ouest dans sa partie nord, l'accumulation s'incurve ensuite brutalement pour s'orienter face au sud sud-ouest, ces deux directions étant celles des houles efficaces sur cette pointe extrêmement saillante. Cet ensemble est en fait constitué de deux barrages distincts se raccordant l'un à l'autre par une de leurs extrémités. La pointe est entaillée dans des coulées de lave stratifiées épaisses de plusieurs mètres, montrant un faible pendage vers la mer et séparées par une semelle de coulée. L'estran, jusqu'au niveau des hautes mers de vive-eau, est une plate-forme correspondant au toit de la coulée inférieure. Il se raccorde brutalement à une falaise verticale, haute de 6 à 8 mètres et entaillée dans la coulée supérieure, qui cerne toute la pointe. Dans les rentrants, au pied de l'abrupt, l'estran est recouvert d'une accumulation de très gros blocs, anguleux lorsqu'ils proviennent d'un effondrement récent de la falaise. Ils sont par contre émoussés, voire arrondis lorsqu'ils sont plus vieux. L'originalité du barrage de Reykjanestá réside dans la présence de mégablocs, d'une part, mais surtout dans le fait que bon nombre d'entre eux sont des blocs émoussés ou même des boules qui ne peuvent que provenir de l'estran (Figure 3-13). Dans un contexte où les falaises hautes de 6 mètres sont partout verticales et non pas taillées en marches d'escalier ou en rampe plus ou moins inclinées, il est évident que les blocs n'ont pas pu remonter l'abrupt par à-coups. Ils ont nécessairement été projetés en hauteur et de manière instantanée par des déferlements puissants intervenant directement en pied de falaise dans un contexte paroxysmique. Un autre argument plaide en faveur de cette explication. Il réside dans la très faible largeur (15 à 20 m) de la plate-forme sommitale dans un environnement pourtant extrêmement énergétique. Elle ne peut s'expliquer que par un déferlement intervenant directement contre la paroi de la falaise ou à son pied, déferlement suivi non pas d'un jet de rive dans le plan horizontal mais d'un jaillissement puis d'un effondrement subvertical de la masse d'eau directement en arrière de l'obstacle (effet splash).

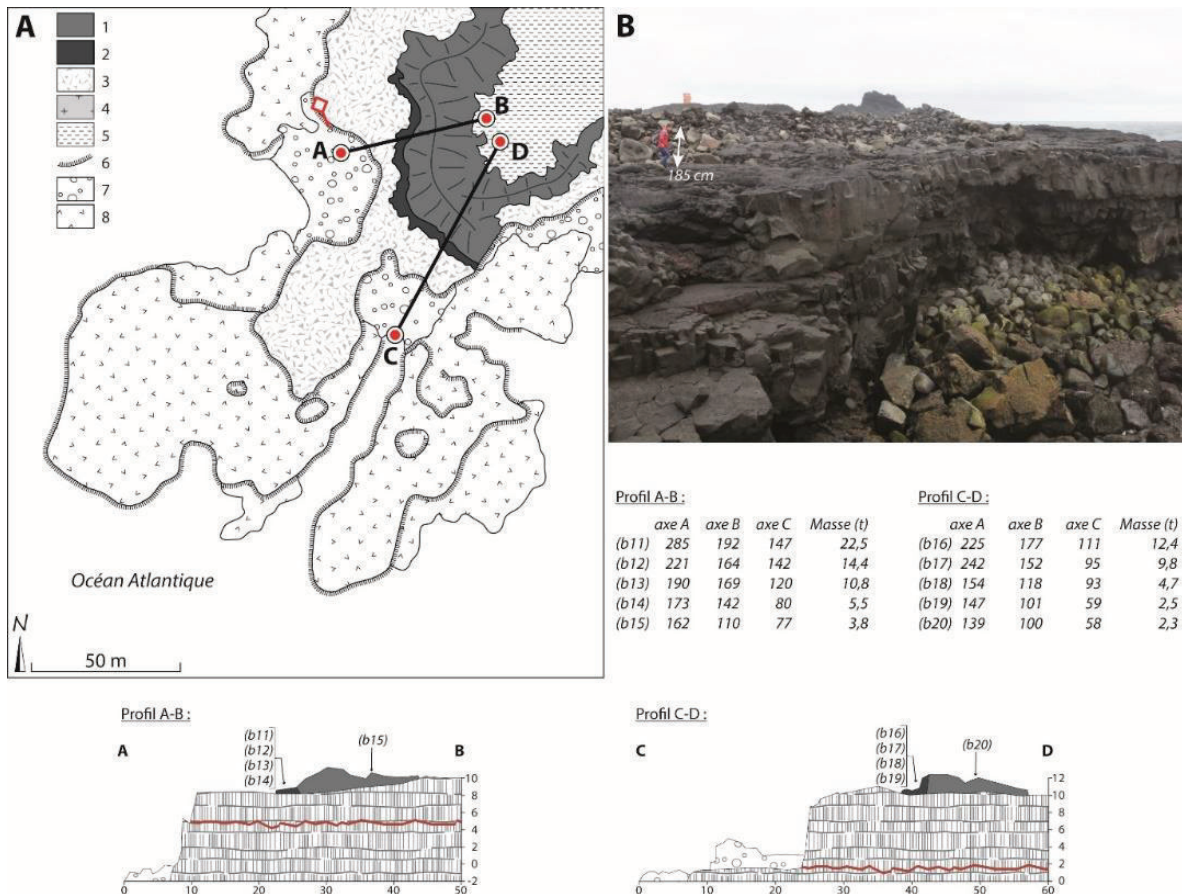


Figure 3-13. Carte géomorphologique simplifiée du barrage à mégablocs de Reykjanestá avec les profils associés (A), les mensurations des cinq plus gros blocs et la photographie oblique du site (B). 1 : guirlande de blocs ; 2 : mégablocs ; 3 : plate-forme sommitale ; 4 : roche en place ; 5 : tephras ; 6 : falaise ; 7 : plage de blocs ; 8 : plate-forme d'érosion marine.

Simplified geomorphological map of the cliff-top megaclast ridge of Reykjanestá with associated profiles (A), five biggest megaclasts a, b, c – axis and oblique photograph showing the site (B). 1: cliff-top boulder garland; 2: megaclasts; 3: wave-scoured platform; 4: bedrock; 5: tephra; 6: cliff; 7: boulder beach; 8: wave-cut platform

2.4 Discussion et conclusion

Comme nous l'avons montré dans la partie relative aux guirlandes de dépaillage des coulées pahoehoe, la fourniture de matériel remanié sous forme de pavés à la surface des coulées pahoehoe est liée aux conditions de refroidissement de la lave et leur remaniement est largement subordonné à l'action hydrodynamique des déferlements en sommet de falaise. Ces éléments tendent à minimiser l'action de la gélidivision qui a été pointé par [Etienne et André \(2003\)](#) comme étant le processus de météorisation responsable du dépaillage des surfaces pahoehoe. Nous estimons de notre côté qu'il joue un rôle secondaire, et finalement assez négligeable tant dans la fourniture de matériaux alimentant les guirlandes de pavés supratidales que dans l'abaissement des plates-formes sommitales de la frange méridionale de la péninsule de Reykjanes.

L'existence de 2 barrages incluant des mégablocs de masse comprise entre 5 et 25 tonnes pose des questions pour le moment non résolues sur les modalités de transport liées au déferlement de vagues géantes à la côte. Situé à 6 m d'altitude et à 80 m du rebord de la falaise, le barrage de Kerling est haut de 4 m et large de 60 m. En arrière, on trouve des blocs décimétriques déposés par les vagues jusqu'à 200 m à l'intérieur des terres. Une telle configuration est rare, même dans un environnement extrêmement énergétique comme celui du nord-est de l'Atlantique. Des dépôts de mégablocs liés à des vagues de tempêtes ont été identifiés à des distances équivalentes de la falaise mais à des altitudes supérieures à Villians of Hamnavoe aux îles Shetland (Hall et al., 2006). Toutefois, dans ce cas les dépôts les plus éloignés du trait de côte consistent en un épandage de graviers et cailloux. Sur les îles de la côte ouest de l'Irlande et de l'Écosse, les barrages de blocs sont en général plus proches du sommet des falaises, de quelques mètres à plus de 40 m, mais ces dernières culminent toujours à plus de 15 m d'altitude (Hall et al., 2006, 2008). De telles configurations peuvent s'expliquer dans les cas où les vagues sont plus hautes que les falaises : soit à l'occasion de très fortes tempêtes, soit lorsque les vagues incidentes sont amplifiées lors de leur rencontre avec une vague précédente réfléchiée par la falaise (vagues scélérates ; Kharif et al., 2009), ou encore lorsque les vagues se superposent à des ondes infragravitaires (Sheremet et al., 2014). Hall et al. (2008) émettent l'hypothèse que dans certains cas la partie supérieure de ces vagues peut décoller en sommet de falaise (*airborne waves*) et atterrir plusieurs mètres en arrière où des blocs peuvent être arrachés à la roche en place ou à leur support s'ils sont libres. Ces blocs sont ensuite projetés ou roulés vers l'arrière. Comme l'ont montré les travaux effectués sur l'île de Banneg (Finistère), ce processus permet d'expliquer le fait que lorsqu'il existe plusieurs barrages successifs en arrière du sommet de falaise, il arrive, lors de fortes tempêtes, que ceux qui en sont les plus proches ne soient pas impactés alors que ceux qui sont en arrière subissent des changements morphologiques notables (Fichaut et Suanez, 2011). Toutefois ce processus n'a qu'une importance mineure ou accessoire, se cantonnant à l'arrachage, lorsqu'il s'agit d'expliquer l'existence de barrages situés très en retrait vers l'intérieur des terres comme à Kerling. Le second processus intervient lorsque des vagues plus hautes que la falaise n'y déferlent pas mais la submergent et donnent naissance à une nappe d'eau à écoulement laminaire plus rapide que celui du runup. La portée et la vitesse de cette nappe d'eau sont fonction de son épaisseur ainsi que de la pente et de la rugosité de la plate-forme en arrière de l'abrupt sommital. Évoqué par Williams et Hall (2006), ce processus a fait ensuite l'objet de vérifications sur le terrain et de modélisation après expérimentation en laboratoire (Hansom et al., 2008). L'efficacité de ce processus pourrait aussi dépendre du régime infragravitaire de ces vagues hautes. Le transport des blocs se fait soit par glissement soit par roulement. Si ce processus explique l'existence des formations rencontrées aux Shetlands ou en Irlande, il peut aussi expliquer partiellement la position du grand barrage de blocs de Kerling. En effet, les contextes hydrodynamique et bathymétrique de ces sites sont comparables. La hauteur significative des vagues peut atteindre 18,5 m aux Shetlands et 17,4 m au large de la péninsule de

Reykjanes. L'isobathe 100 m se trouve dans les deux cas à environ deux kilomètres du trait de côte. Seule la configuration de la base des falaises diffère, falaises plongeantes dans le premier cas, précédées d'une plate-forme d'abrasion étroite dans le second. Toutefois, si des falaises hautes de 15 à 40 m peuvent être submergées par les vagues dans les îles britanniques, on imagine que le même phénomène peut aussi intervenir, et d'autant plus fréquemment, à Kerling où les falaises ne culminent qu'à 8 m. Cela expliquerait le dépôt de blocs beaucoup plus grossiers bien plus en arrière du bord de la falaise. Cependant, la submersion épisodique des falaises ne peut en aucun cas expliquer la présence de très gros blocs arrondis, voire de boules qui ont été façonnées sur les plates-formes d'abrasion avant de franchir l'abrupt des falaises. Notable à Kerling, ce type de dépôts est remarquable à Reykjanestá où la falaise verticale est haute de 8 à 10 m. Il est sans doute extrêmement rare mais existe pourtant dans un contexte comparable à Hawaii en sommet de falaises basaltiques hautes de 5 m où de nombreuses boules, certes de petite taille, sont présentes (voir [Figure 3-10](#) dans [Richmond et al., 2011](#)). L'abondante littérature sur les modes d'arrachage et de transport de blocs, enchâssés ou pas dans la roche en place, n'évoque jamais ce cas de figure ([Nott, 2003](#) ; [Noormets et al., 2004](#) ; [Nandasena et al., 2013](#) ; [Lau et al., 2015](#)).

Tous les modèles développés jusqu'à présent portent sur les forces requises pour essayer d'expliquer le transport par glissement, roulement ou saltation de masses rocheuses parfois considérables sur des surfaces plus ou moins inclinées, mais jamais verticales. Il est clair en tous cas que le déplacement vertical et de grande amplitude de blocs arrondis de plusieurs tonnes ne peut s'expliquer par la submersion du sommet de la falaise par des vagues géantes. En revanche, le déferlement de ces vagues en pied de falaise est une explication plus probable. Il reste alors à résoudre la question des conditions nécessaires à la remontée des boules. Bien que le saut des blocs à l'air libre sur de telles distances verticales ne soit pas à exclure, nous privilégions l'hypothèse d'une remontée « dans la masse » d'eau. Les lames d'eaux véloces et turbulentes venant s'écraser contre la falaise à marée basse ou lorsque l'estran découvre en partie entre deux vagues provoquent un jaillissement d'eau vertical, emportant ainsi les boules mises en suspension.

Remerciements

Ce travail a bénéficié d'une aide de l'Etat gérée par l'Agence Nationale de la Recherche dans le cadre du LabexMer au titre du programme « Investissements d'avenir » portant la référence ANR10-LABX-19-01, et de la région Bretagne. Nous remercions également Ingunn Erna Jónsdóttir, Jónas Hlíðar Vilhelmsson, et Sigurður Sigurðarson, du service « Icelandic Road and Coastal Administration (IRCA) » de Reykjavík, pour leur aide sur le terrain.

Author contributions

All authors designed the study and the methodology, and participated to the surveys. R.A. processed the data and drafted the manuscript with input from S.S., B.F. and S.E. All authors commented on and approved the final manuscript.

3 Monitoring of the morphosedimentary dynamics of cliff-top storm deposits on the Reykjanes Peninsula (SW Island): preliminary results

3.1 Introduction

This chapter presents the preliminary results of the monitoring conducted on the CTSDs located on the Reykjanes Peninsula. In continuation of the descriptive study presented in the previous chapter, a morphosedimentary monitoring was undertaken from 2015 and is still ongoing. This monitoring is carried out on 10 sites considered as representative of the cliff-top boulder ridges mentioned in the previous chapter. However, as part of this study outlining the preliminary results from this monitoring, we focused on four main sites, i.e. Selatangar, Katlahraun, Reykjanestá, and Kerling. This monitoring is based on annual field measurements, generally realized in May after the winter period.

In the same way as the surveys realized on the Brittany coast, we investigated new sites on North Atlantic where CTSDs are known to be activated by storm waves ([Etienne and Paris, 2010](#)). Here, the aim is to assess the long-term variability of CTSDs activation on the Reykjanes Peninsula. First, the morphosedimentary changes are described and quantified using high resolution topographic measurements carried out between 2015 and 2017. Second, the hydrodynamic conditions responsible for these morphological changes are characterized using wave and tide records, and modeled wave data. Finally, a conservative chronology of long-term CTSDs activation over the last 68 years is proposed, based on hindcasted potential morphogenetic conditions.

3.2 Study area

3.2.1 Geological and geomorphological settings

The study area ([Figure 3-14](#)) constitutes a low rocky cliffed coast (cliff-top elevations between 5 and 15 m asl) on the south-western shore of the Reykjanes Peninsula, south-west of Iceland. The Reykjanes Peninsula corresponds to the south part of the Icelandic Western Volcanic Zone (WVZ), a transition area between the Reykjanes Ridge to the west and the Western Rift zone to the east ([Einarsson, 1991](#)). Volcanism has been quasi-continuous in this area since the Mid Pleistocene, with twelve historic eruptions (post 1200 BP) and at least nine prehistoric eruptions ([Jónsson, 1983](#); [Jóhannesson and Einarsson, 1988 a, b](#); [Jóhannesson, 1989](#); [Einarsson and Jóhannesson, 1989](#); [Einarsson et al., 1991](#)).

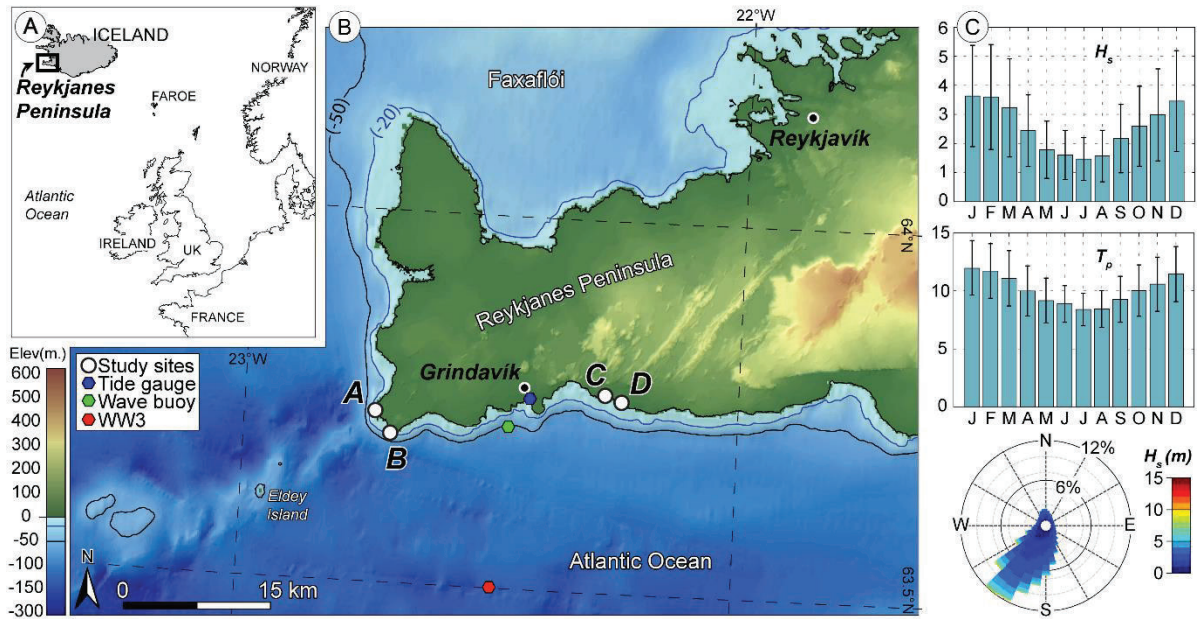


Figure 3-14. Location map. (A) Overview map showing the boxed inset location of map (B). (B) Location map of the study area. The white dots show the study sites (A: Kerling; B: Reykjanestá; C: Katlahraun; and D: Selatangar). The colored dots show the location of the Grindavík tide gauge (blue), Grindavíkurdúfl buoy (green) and WW3 output (red). Background elevation data from Landmælingar Íslands (ISV50) and EMODnet (bathymetry). (C) Bar plots show the monthly statistics of significant wave height (top) and peak wave period (center) at the WW3 grid output from January 1948 to April 2017. Bars indicate monthly averaged wave statistical parameters with standard deviation (vertical error bars). The polar plot (bottom right) show the wave directions at the same location, over the same periods.

Etienne and Paris (2010) identified a large panel of coastal boulder deposits on a 50 km section of this coast, including boulder beaches, platform ridges and CTSDs. They split these coastal boulder deposits of the Reykjanes peninsula into six categories according to their morphotypes. Then, Autret et al. (2016a) focused only on CTSDs. Their work consisted in the inventory and the description of 35 distinct CTSDs. In the present study, four of these 35 CTSDs were selected to investigate their interannual morphosedimentary dynamics. They correspond to the most representative accumulations in terms of morphology, exposure and sedimentology. They are located on basaltic outcrops resulting from subaerial volcanism of 1900 to 7000 years old. As a result of their age and location, the studied CTSDs have a modern origin related to high-energy wind waves (Etienne and Paris, 2010). These four sites are described below, from West to East:

- *Kerling* (Figures 3-15). This site consists in a rocky point facing W. It is part of the Kerling volcanic complex. The basaltic substratum is of 1900 to 2400 years old. The site is composed of three main geomorphological entities: (1) low cliffs topped between 4 and 6 m asl and oriented N-S; (2) a barren and rough supratidal platform of low elevations (4 to 6 m asl) where very coarse boulders are trapped; (3) a boulder ridge of 165 m long, 70 m wide and 6 m tall. It is oriented N-S and faces W at distances ranging from 20 m to 75 m from the cliff-edge.

– *Reykjanestá* (Figures 3-15). This site is on the south-western tip of the Reykjanes Peninsula, exposed SW. The basaltic substratum is older than 2400 BP and younger than 7000 BP. It also presents three main geomorphological entities: (1) vertical cliffs of 8 to 10 m high, oriented N-S in the west part and W-E in the south part; (2) a cliff-top platform at an average elevation of 9 m asl, barren and relatively smooth; (3) a boulder ridge located close to the cliff-edge ($D_{\min}= 1\text{m}$, $D_{\max}= 14\text{m}$), oriented N-S, 85m long, 25/30 m wide and 3 m tall.

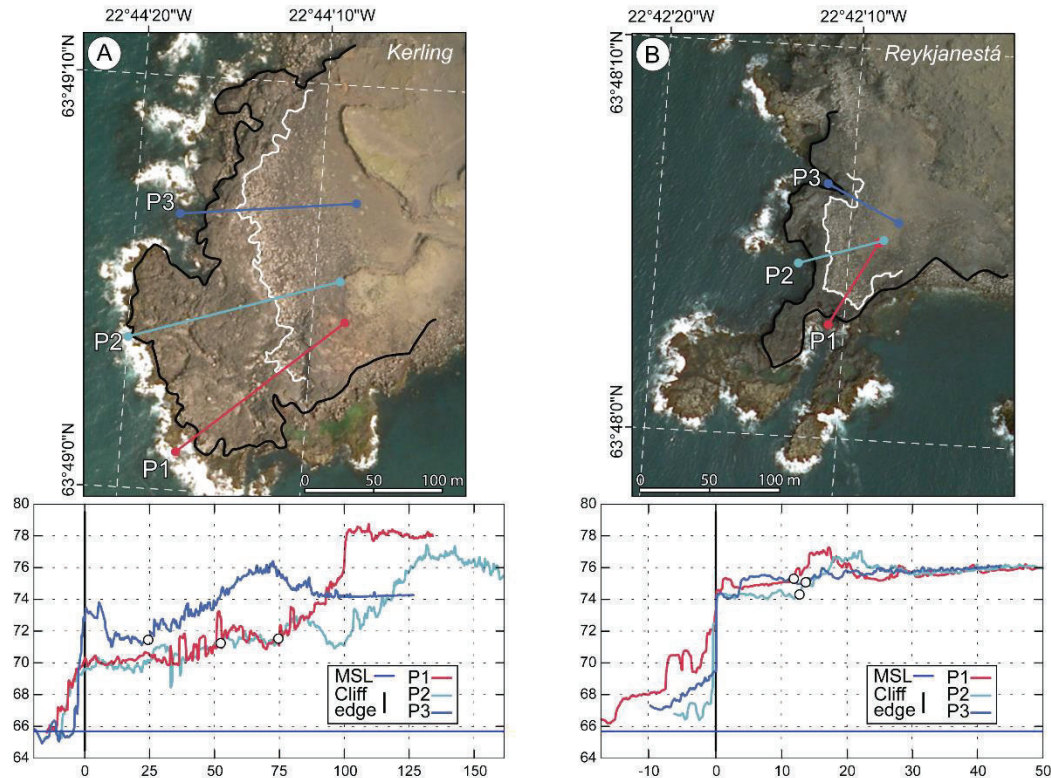


Figure 3-15. Geomorphological setting of the 4 study sites: (A) Kerling, (B) Reykjanestá, (C) Katlahraun and (D) Selatangar. Locations are shown in Figure 1. Each panel shows the seaward ridge limit (white line), the cliff-edge (black line) and the elevation profiles P1, P2 and P3 plotted below, respectively. MSL corresponds to mean sea level. Background image from Landsat (2009).

– *Katlahraun* (Figures 3-15). Katlahraun CTSDs stands on a basaltic substratum of 1900 to 2400 years old. The geomorphological setting of this site is more complex, since there are two additional geomorphological entities: (1) vertical cliffs topped between 3 and 5 m asl and oriented E-W; (2) an intermediate supratidal platform at an average elevation of 4 m asl, barren and moderately rough; (3) vertical cliffs separating the intermediate supratidal platform and the cliff-top platform (e.g. P2 and P3 on Figures 3-15C). This line is considered as the cliff-top edge for this site; (4) a cliff-top platform at an average elevation of 7 m asl, barren and relatively smooth; (5) a boulder ridge of 150 m long, 30 m width and 2 to 3 m tall. The boulder ridge is oriented E-W and faces S. It is located at distances ranging from 15 m to 30 m from the cliff-edge.

– *Selatangar* (Figures 3-15). Selatangar is the easternmost study site. The basaltic substratum is part of the same lava flow unit as Katlahraun (1900 to 2400 BP). It also presents three main geomorphological entities: (1) vertical cliffs 8 to 10 m high, oriented

NW–SE; (2) a cliff-top platform at an average elevation of 9 m asl, barren and relatively smooth; (3) a boulder ridge located at distances ranging from 8 m to 30 m from the cliff-edge, oriented NW–SE, 200 m long, 20/40 m wide and 2 to 3 m tall.

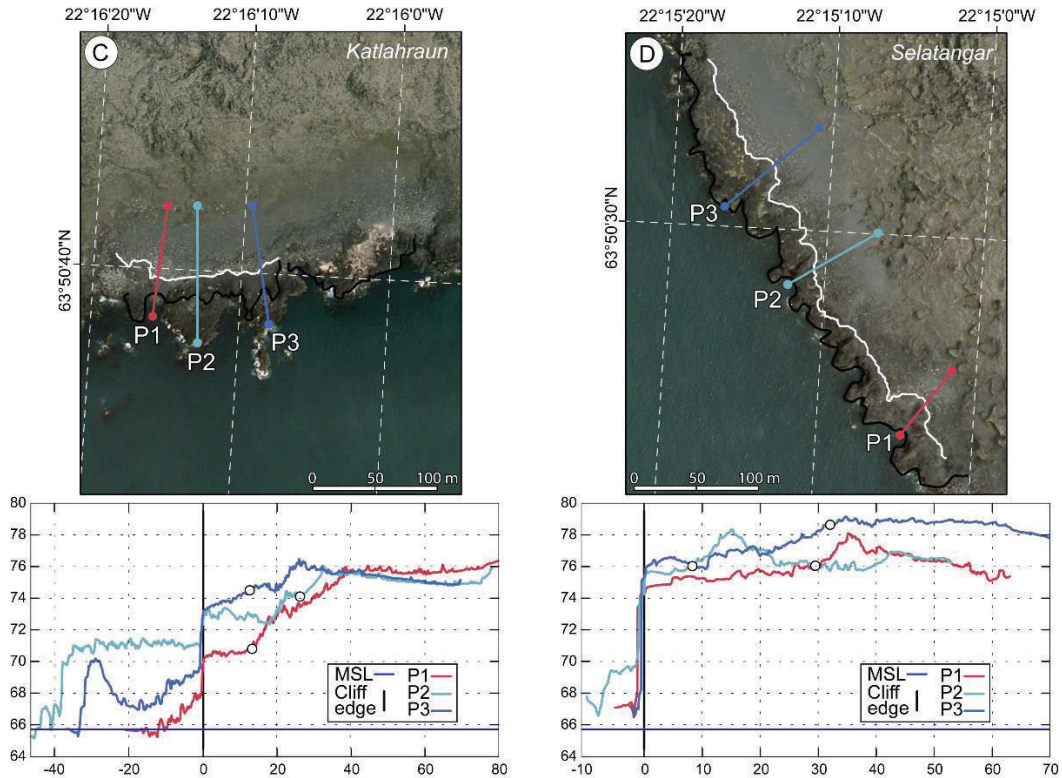


Figure 3-15. (continued)

3.2.2 Hydrodynamic settings

Due to its location on the northern north–Atlantic storm rail, the Reykjanes Peninsula experiences frequent storm waves (Davies, 1972; Einarsson, 1976). The wave climate is characterized by a strong seasonal modulation of the monthly-averaged significant wave height (\bar{H}_s), ranging from 1.5 m in July to 3.6 m in January. The four winter months (December to March) are particularly energetic with \bar{H}_s reaching 3.5 m in December ($\sigma = 1.7$ m), 3.6 m in January ($\sigma = 1.7$ m), 3.6 m in February ($\sigma = 1.8$ m) and 3.2 m in March ($\sigma = 1.7$ m) (Figures 3-14). The significant wave heights (H_s) frequently reach 8 m during the winter months (Sigbjarnarson, 1986), with a maximum H_s of 16.7 m recorded during January 1990 (Tomasson et al., 1997). In addition to this energetic wave climate, the plunging bathymetry in the nearshore waters doesn't induce wave energy dissipation, which makes the coast very exposed. Finally, as a result of the hot water discharge from the Irminger current, there is no sea ice formation in this area of Iceland to attenuate wave energy during the winter. Sea ice brought by the East Greenland Current from the polar basin are also too scarce to bring significant protection. That configuration has not always

been the case during history since sea ice could cover the entire Icelandic coastline during the Little Ice Age.

3.3 Methods

Cliff-top boulders and boulder ridges morphosedimentary dynamics were quantitatively investigated on four sites located on the Reykjanes Peninsula (Figures 3-14 and 3-15) in May 2015, 2016, 2017 and August 2017. Qualitative data were also collected during May 2014. Investigations consisted in yearly field reconnaissance, ground measurements, and low-altitude aerial surveys. Waves and water level measurements from the Icelandic Road and Coastal Administration were used to analyze metocean conditions during the same period (2014–2017). Additional modeled wave and tide data were used to assess the contribution of the observed geomorphic changes during winter 2015–2016 and winter 2016–2017 with respect to the winters of a longer period (1948–2017).

3.3.1 Low-altitude aerial imagery and topography

KAP an UAV surveys focused on low-altitude aerial photographs acquisition on each site. Aerial photographs were then processed by Structure from Motion (SfM) photogrammetry (Westoby et al., 2012; Fonstad et al., 2013). These methods generate high-resolution orthorectified aerial images and Digital Surface Models (DSM) at lower costs than terrestrial laser scanner or aerial LiDAR surveys, reducing the drudgery that represent their transport on vast and chaotic fields (e.g. lava fields) (Smith and Pain, 2009; Bryson et al., 2013; Pérez-Alberti and Trenhaile, 2015).

The KAP surveys were performed in May 2015 and 2016 with the following settings: (1) two kites were used to lift the camera, a Delta Trooper by Dan Leigh® for strong winds and a HQ Kites® Flowform 4.0 for light winds, (2) aerial photographs were acquired by means of a Ricoh® GR camera (16.2 MPix resolution, fixed focal length equivalent to 28 mm) connected to the kite line by a BROOXES® Gent-X picavet set, (3) ground control points (GCPs) were surveyed by a Topcon Hyper V Differential GPS in Real Time Kinematics mode (Figure 3-16). X, Y and Z coordinates were referenced to EPSG 3057. In 2017, the same KAP settings and a UAV (DJI, Phantom 3) were used to acquire aerial photographs. This small and low cost UAV is equipped by a 12 MPix HD camera stabilized on the 3-axis.

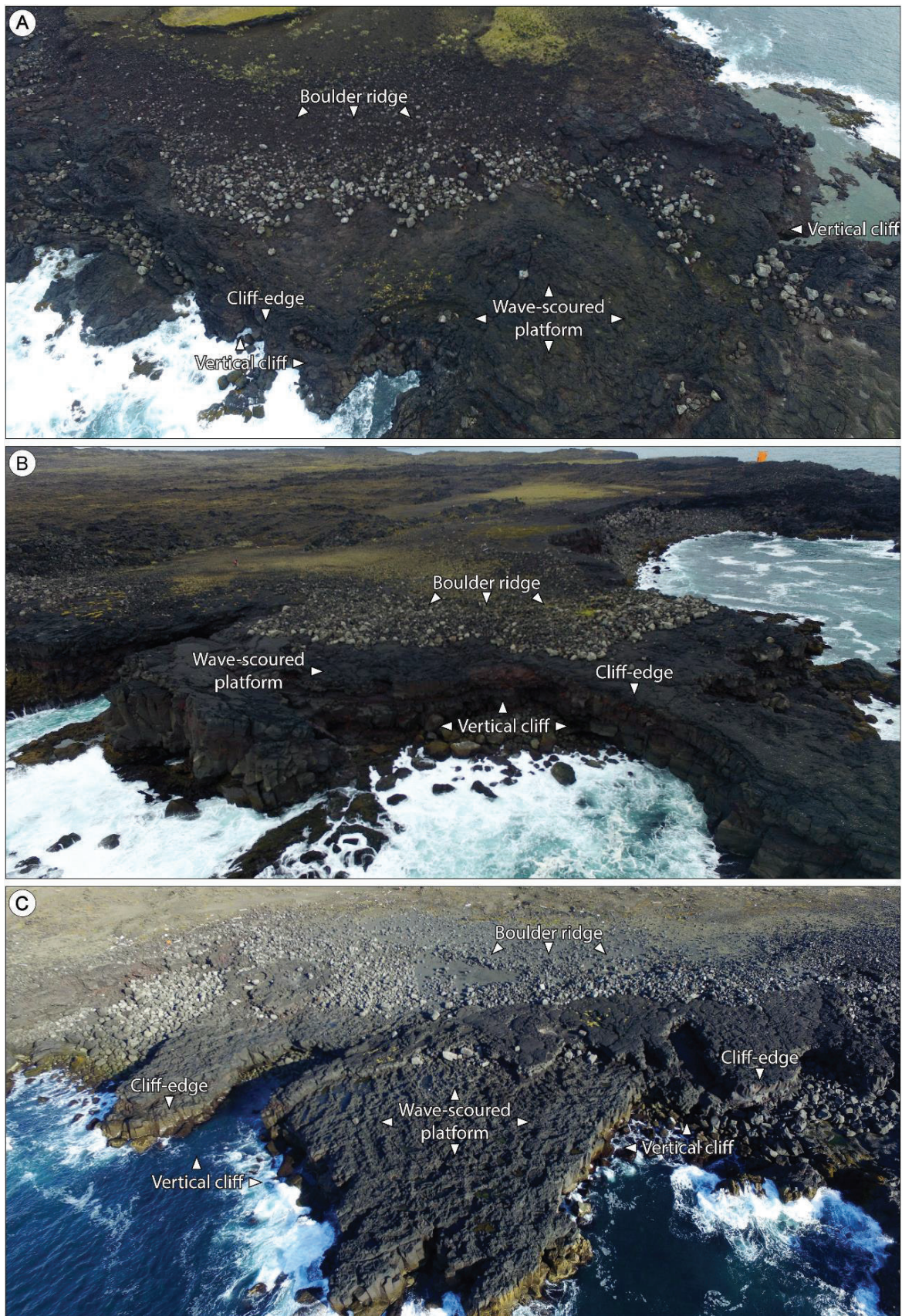


Figure 3-16. Oblique views showing the CTSDs studied on the Reykjanes Peninsula. (A): Kerling; (B): Reykjanestá; (C): Katlahraun.

SfM photogrammetry were used to reconstruct the georeferenced dense point clouds and the orthorectified aerial images from multiple aerial photographs. For each survey, a set of about 200/300 images were processed separately. The software CloudCompare was next used to clean and smooth the dense point clouds and generate the DSM. The DSM accuracies in X, Y and Z were estimated by calculating the RMSE from ground validation points (GVPs; the GVPs were independent of the GCPs). All low-altitude aerial surveys data characteristics are summarized in [Table 3-1](#).

Table 3-1. Summary of the low-altitude aerial surveys used within the framework of this study (DSM_{RES}: digital surface model resolution, in meter; DSM_{RMSE}: root-mean-squared error, in meter)

Survey	Date	Method	DSM _{RES}	DSM _{RMSE}
Kerling 2015	May, 08	KAP	0.03	0.03
Kerling 2016	May, 12	KAP	0.03	0.02
Kerling 2017	Aug., 28	UAV	0.03	0.04
Reykjanestá 2015	May, 06	KAP	0.03	0.03
Reykjanestá 2016	May, 07	KAP	0.03	0.03
Reykjanestá 2017	Aug., 28	UAV	0.03	0.04
Katlahraun 2015	May, 29	KAP	0.03	0.03
Katlahraun 2016	May, 11	KAP	0.03	0.03
Katlahraun 2017	Aug., 30	UAV	0.03	0.04
Selatangar 2015	May, 01	KAP	0.03	0.05
Selatangar 2016	May, 04	KAP	0.03	0.03
Selatangar 2017	May, 16	UAV	0.03	0.04

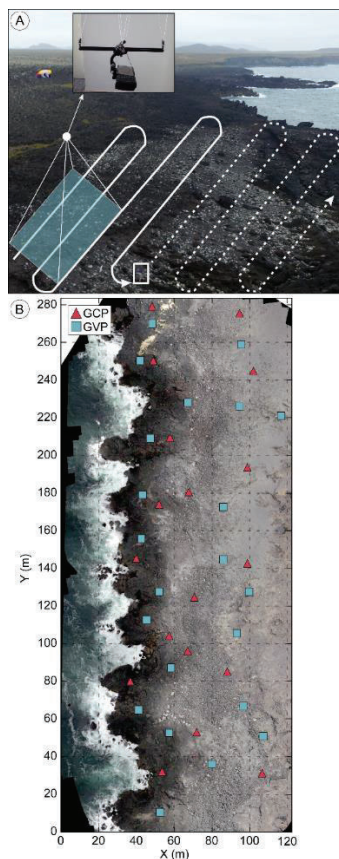


Figure 3-17. Kite aerial photography method. (A) Top panel shows the kite aerial photography deployment, the boxed inset shows the camera on its picavet. The operator is shown by the white square, and the solid and dashed white line schematizes the ground displacement. (B) Example of orthorectified aerial image obtained showing the location of the ground control points (GCPs) and ground validation points (GVPs) (here at site Selatangar).

3.3.2 Geomorphic changes detection and quantification

Two methods were used to identify boulder motions and related morphosedimentary dynamics: (1) the computation of digital elevation models of differences (DoDs) in order to quantify overall geomorphic changes, and (2) the individual tracking of transported boulders in order to locally investigate boulder transport and assess the processes responsible for their motions.

The DoDs were computed using the method implemented by [Wheaton et al. \(2009\)](#), which improved the way to take into account in the DoDs the total uncertainty of several topographic surveys, including: (i) uncertainties in the topographic survey data; (ii) the propagated error into the DoD; (iii) the significance of DoD uncertainty. Vertical differences were taken into account above a threshold value set to 10 centimeters. This setting avoids taking into account errors on flat surfaces in the volume differential, but underestimate the real differences. Hence, the values of volume given hereafter should be considered as order of magnitude rather than exact values.

Transported boulders were individually tracked using GIS software basic tools. According to transport occurrences highlighted by the DoDs, pre- and post-transport positions of “recognizable” boulders were manually digitalized from aerial orthorectified images. An identifier, the a-axis, b-axis and c-axis, and a mass were attributed to each digitalized boulder. In addition, pre- and post-transport coordinates (X, Y, Z), and pre- and post-transport distances from the cliff-edge were attributed to each digitalized boulder. Bearing and distance of transports were also recorded. Finally, pre- and post-transport slope values, and roughness surface index were computed and attributed to every digitalized boulder. The individual tracking of transported boulders concerned 85 boulders for winter 2015–2016 ($n=28$ at Kerling, $n=10$ at Reykjanestá, $n=33$ at Katlahraun, $n=14$ at Selatangar), and 286 boulders for winter 2016–2017 ($n=88$ at Kerling, $n=59$ at Reykjanestá, $n=62$ at Katlahraun, $n=77$ at Selatangar).

3.3.3 Minimum flow velocity estimation for the CTSDs transport

Coastal boulders may be moved by water flow when required hydrodynamic forces to initiate their motion are reached. These plausible flow velocities required to initiate boulder motion can be estimated by hydrodynamic flow transport equations, continually improved since the pioneering approach of [Nott \(2003\)](#). In this study, the plausible minimum flow velocities (MFVs) required to initiate transport of boulders were computed using the revised hydrodynamic equations proposed by [Nandasena et al. \(2011\)](#). MFVs were computed using equations for loose boulder transport according to sliding or rolling, reads:

$$u^2 \geq \frac{2(\rho_s/\rho_w - 1)gc(\mu_s \cos \theta + \sin \theta)}{C_d(c/b) + \mu_s C_l} \quad (\text{sliding}) \quad \text{Eq. 1}$$

$$u^2 \geq \frac{2(\rho_s/\rho_w - 1)gc(\cos \theta + (c/b) \sin \theta)}{C_d(c^2/b^2) + C_l} \quad (\text{rolling}) \quad \text{Eq. 2}$$

where, u is the flow velocity (m.s^{-1}); b and c are the b- and c-axes of a boulder (m); ρ_s is the density of the boulder (kg.m^{-3}); ρ_w is the water density ($1,025 \text{ kg.m}^{-3}$); C_d is the drag coefficient ($C_d = 1.95$ for submerged boulders); C_l is the lift coefficient ($C_l = 0.178$); θ is the angle of the bed slope at pre-transport location; μ_s is the coefficient of static friction ($\mu_s = 0.5$); and g is the acceleration gravity ($g = 9.81 \text{ m.s}^{-2}$).

3.3.4 Identification of potential morphogenetic events (2014–2017)

To identify the extreme water levels potentially leading to CTSD mobility, a continuous time series of offshore hourly wave characteristics (H_s , T_m , L_0 , θ) observed at the Grindavik buoy ($63^\circ 48,80'N$; $22^\circ 27,63'E$; 62 m deep) (Icelandic Road and Coastal Administration) was used (Figure 3-18). The dataset covered the period between 1.1.2014 and 1.4.2017. Observed water levels (astronomical tide and surge) were available from 1.6.2014 to 1.4.2017 at the Grindavik harbor (10 minutes sampling).

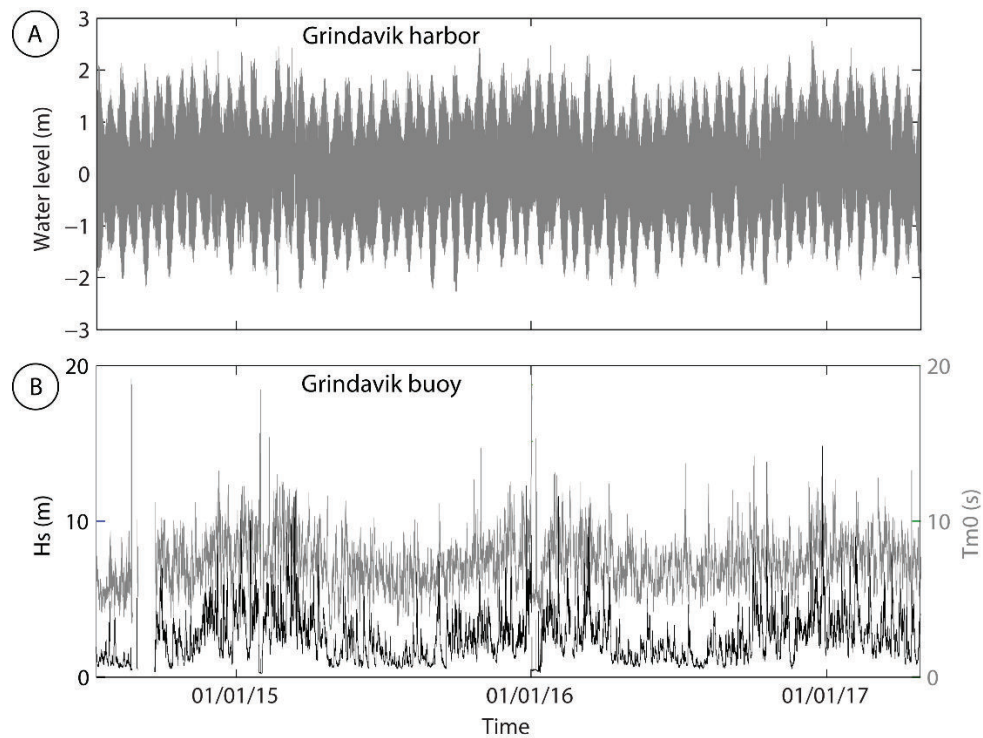


Figure 3-18. Time series of recorded water level at Grindavik harbor (A) and offshore wave characteristics (black line: H_s , grey line: $Tm0$) at the Grindavik buoy (B).

Storminess was first assessed using a typical *Peak Over Threshold* method (POT) with a two-steps threshold (Masselink et al. 2014). Considering the high energy wave climate

near the study area, the 99th percentile of the significant wave height time series was used as a primary threshold (7.05 m) for the strongest storms. The start and end time of the storm have been set according to a lower up- and down-crossing of the 75th percentile of the H_s time series (3.04 m). A minimum storm duration criterion of 6h was further applied to define each independent event.

3.3.5 Hindcasting of potential morphogenetic events (1948–2017)

Predicting the overtopping of vertical cliffs by wave runup calculation was investigated using numerical experimentations (e.g. Carbone et al., 2013; Viotti et al., 2014; Akrish et al., 2016a; Akrish et al., 2016b) and field-based experimentations (e.g. Ardhuin et al., 2011; Sheremet et al., 2014). The wave runup on a vertical cliff is strongly dependent on the incident wave frequency, and is amplified by nonlinear interactions between the waves and the cliff (Carbone et al., 2013). This issue is still unresolved in natural contexts of full open-ocean exposed cliffs (Akrish et al., 2016a; Akrish et al., 2016b; Herterich and Dias, 2017). Considering the framework of this study, combined to the poor spatio-temporal resolution of the wave and bathymetric data used here, we assessed the long-term potential activation frequency of the studied CTSDs using a conservative approach based on wave statistics.

To compute these wave statistics, an output from a Wavewatch III regional model hindcast covering the N Atlantic Ocean (0° – 80° W; 0° – 70° N) at a 0.5° resolution, described and validated in Masselink et al. (2016), was retrieved at location $W22.5^{\circ}$ – $N63.5^{\circ}$ from January 1950 to May 2017 (15 km south of Grindavík, ~ 250 m depth) (Figure 3-14). The simulated H_s and T_p were then compared to the measured H_s and T_p at buoy Grindavík (3 km south of Grindavík, 62 m depth) from May 2014 to May 2017. Comparisons with measured data showed an averaged bias of 0.32 m and 3 s for H_s and T_p , respectively, squared correlation coefficients of 0.89 and 0.7 for H_s and T_p , respectively, and normalized root-mean squared errors of 34% and 35% for H_s and T_p , respectively.

First, we analyzed the interannual variability in winter (in this paper, December, January, February and March are the winter months) wave forcing using two indicators, the wave energy flux (F) and the maximum significant wave height (H_{Smax}). The wave energy flux was calculated using:

$$F = \frac{\rho_w g^2 H_s^2 T}{64\pi} \quad \text{Eq. 11}$$

where ρ_w is the density of seawater ($\rho_w = 1,025 \text{ kg m}^{-3}$), g is the acceleration of gravity ($g = 9.81$), H_s is the significant wave height and T is the wave period.

The values of the second indicator, H_{Smax} , were basically retrieved from the data for each winter. For both indicators (F and H_{Smax}), winter anomalies were computed against the 1950–2017 winter averages.

Second, an extreme value analysis was undertaken to quantify the extreme values of H_s . The yearly maxima of H_s between 1950 and 2017 have been fitted to a Gumbel extreme value distribution (Coles, 2001). Then, the occurrences of a higher or equal H_s to a one in one year event combined to a high-tide water level were isolated as potentially morphogenetic events. Given the small amplitude of the tidal range on the study area, both HWST and HWNT were taken into account. These occurrences were winter-summed to show the long-term winter frequency of the storm events potentially responsible for CTSD activation.

3.4 Results

3.4.1 Overall morphological changes related to boulder transport

Overall morphological changes were quantified for both quantitatively studied winters by DoD calculation using low-aerial topographic data surveyed in 2015, 2016 and 2017 (see Table 3-1 and Figure 3-19). The results will be first expressed in cubic meters/winter, and next expressed as the relative volumes to the total volumes of each cliff-top boulder ridge (in percent/winter).

During winter 2015–2016, 170 m³ of boulders were transported at Kerling, 45 m³ at Reykjanestá, 110 m³ at Katlahraun and 50 m³ at Selatangar (Figure 3-20). The net volume of transported boulders significantly increased during winter 2016–2017 to reach 650 m³ at Kerling, 80 m³ at Reykjanestá, 250 m³ at Katlahraun and 100 m³ at Selatangar (Figure 3-20). Proportionally to the total volumes of each boulder ridges, these volumes of transported boulders corresponded to 0.7% at Kerling, 2.1% at Reykjanestá, 1.7% at Katlahraun and 0.6% at Selatangar during winter 2015–2016, and 2.9% at Kerling, 3.8% at Reykjanestá, 3.9% at Katlahraun and 1.2% at Selatangar during winter 2016–2017, respectively (Figure 3-20).

Cliff-top boulder transport was then analyzed using individual tracking of transported boulders which positions before and after winter 2015–2016 and/or winter 2016–2017 were known (Figure 3-21). The results presented hereafter concern $n=85$ boulders for winter 2015–2016 ($n=28$ at Kerling, $n=10$ at Reykjanestá, $n=33$ at Katlahraun, and $n=14$ at Selatangar), and $n=286$ boulders for winter 2016–2017 ($n=88$ at Kerling, $n=59$ at Reykjanestá, $n=62$ at Katlahraun, and $n=77$ at Selatangar).

At Kerling, the averaged mass of the boulders transported was of ≈ 3 t (Figure 3-20). These values were distinctly lower for the other sites, with ≈ 0.7 t at Reykjanestá, ≈ 1 t at Katlahraun and ≈ 0.4 t at Selatangar, respectively (Figure 3-20). The averaged mass of the boulders transported during both winters were of the same order of magnitudes. However, it is appropriate to qualify this statement as the result of the strong variability of the transported boulders masses characterizing the 4 sites, particularly during winter 2016–2017 (Figure 3-20).

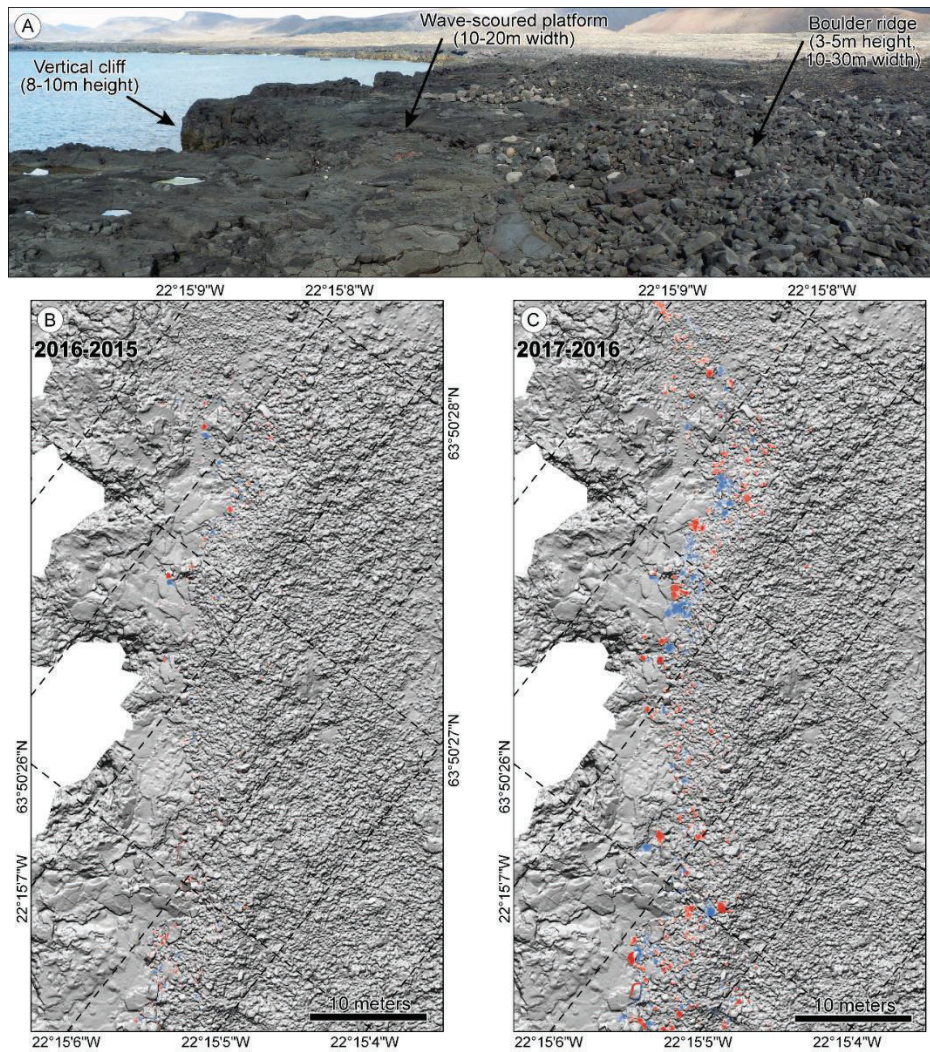


Figure 3-19. (A) Oblique view from South to North of the three geomorphological entities of Selatangar study site (2015). (B) DoD computed from the surveys of 2015 and 2016, (C) and 2016-2017 at Selatangar (Iceland).

The averaged distance of boulders from the cliff-edge before transport was of the same order of magnitudes for both winters, with ≈ 37 m at Kerling, ≈ 14 m at Reykjanestá, ≈ 18 m at Katlahraun and ≈ 19 m at Selatangar (Figure 3-20). The variability of the distance of transport was low, except at Kerling ($\sigma \approx 15$ m) (Figure 3-20). This is due to the morphological context of the cliff-top platform that widens southward at Kerling.

The averaged elevations of the boulders transported during winter 2016–2017 were 0.5 to 1.5 m higher than during winter 2015–2016 (Figure 3-20). At Kerling, Reykjanestá and Katlahraun, it led boulder motions on the top and the inland side of the ridges. It was not the case at Selatangar where boulder transport was limited to the cliff-top platforms and the base of the seaward side of the boulder ridges during winter 2015–2016.

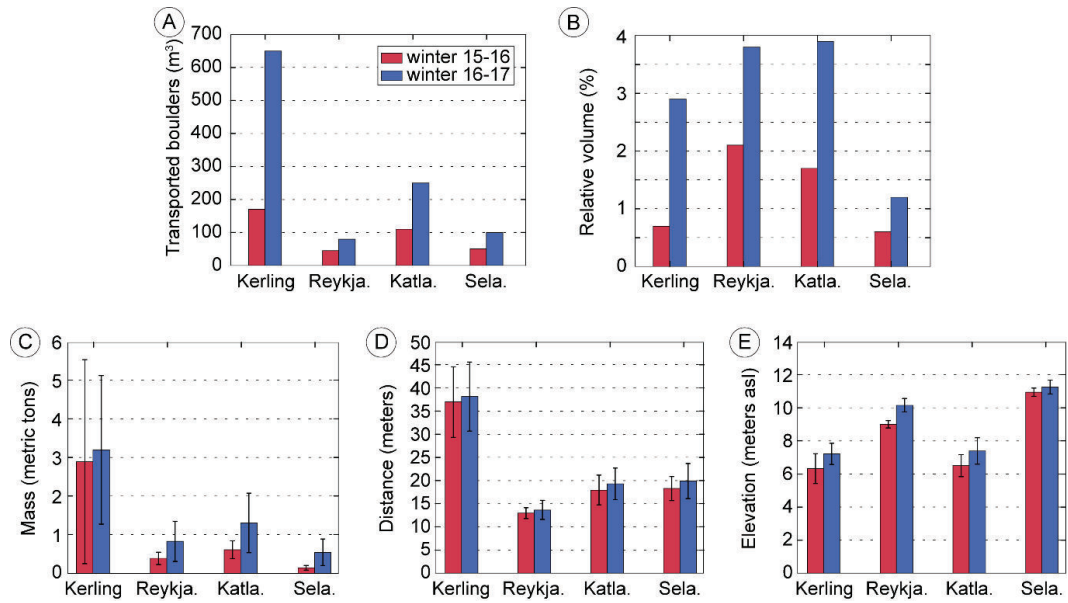


Figure 3-20. (A) Site-by-site volumetric changes for the both quantitatively studied winters, and (B) corresponding relative volume compared to the total volume of boulders for each site. (C) Averaged mass, (D) distance from the cliff-edge and (E) elevation of boulders transported during both quantitatively studied winters with standard deviation indicated by the vertical error bars.

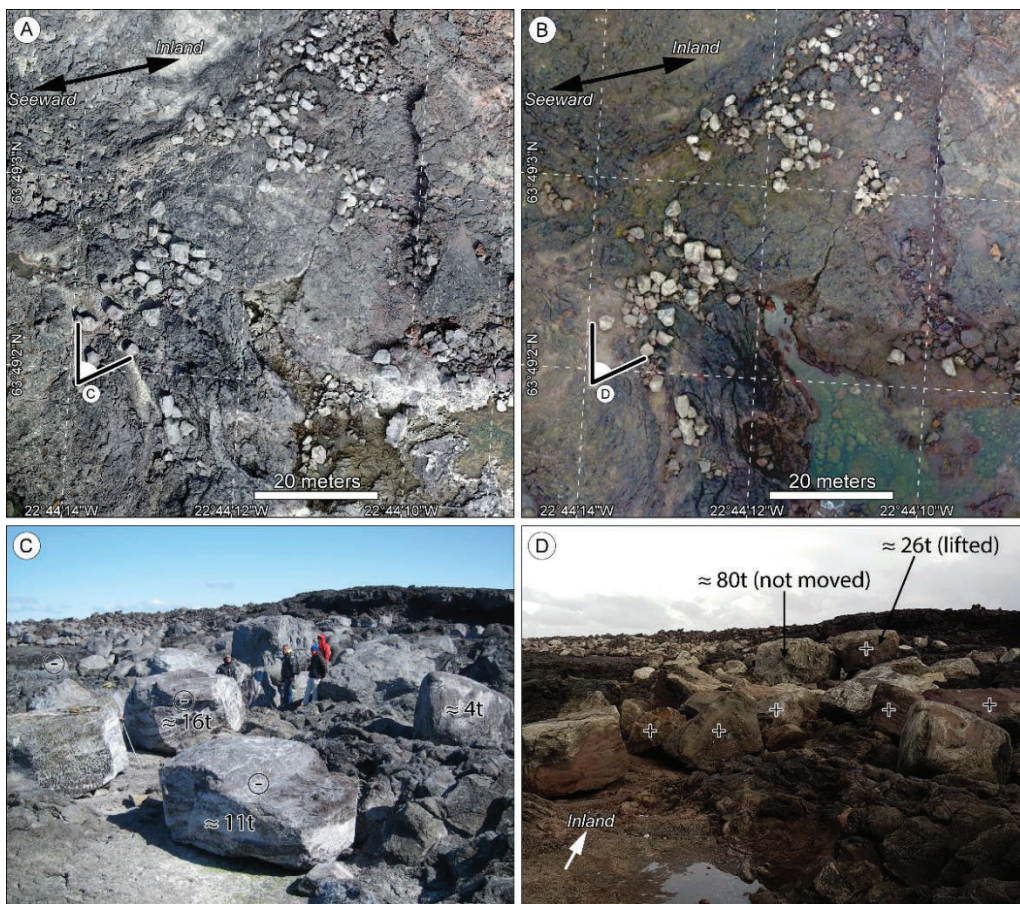


Figure 3-21. (A) Extract from the orthorectified aerial images of Kerling site took in 2015 and (B) 2016. (C) ground photograph took from the corresponding v-shape symbol on panel A. (D) ground photograph took from the corresponding v-shape symbol on panel B.

3.4.2 Boulder transport modalities

The mass of transported boulders was significantly higher during winter 2016–2017 than during winter 2015–2016. However, the averaged transport distances and directions were of the same order of magnitude during both winters, with a low variability within the sites. This statement allows to focus on boulder transport modalities (distances and direction) compiling data of both winters for each site.

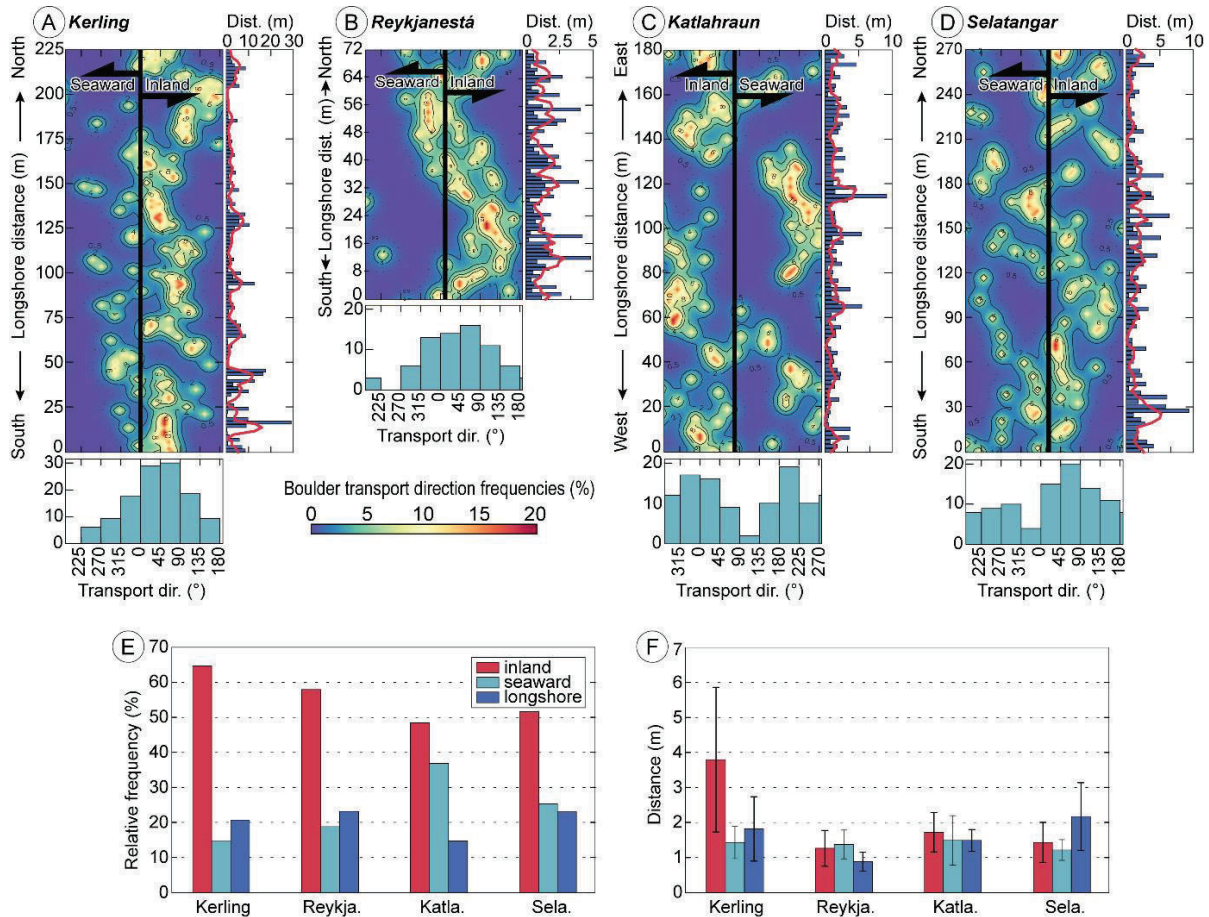


Figure 3-22. Panels (A–D) show the longshore variability of transport directions and distances at Kerling, Reykjanestá, Katlahraun and Selatangar, respectively. Each panel is composed of a color plot showing the relative longshore direction frequencies (left, and summarized by the histogram of directions (bottom)), and a bar plot showing the corresponding distances of transport (right, the bars show the raw distances, the red line is the moving average). (E) Relative frequency of boulder transport defined as inland, seaward or longshore transport, and (F) corresponding averaged distance of transport with standard deviation indicated by the vertical error bars.

As the raw transport directions are scattered in many directions (Figure 3-22) and for easier understanding, the transport directions were transformed as inland, seaward or longshore directions, according to their angles from the ridge crests. In this view, it appears that at all site 50 to 65 % of boulders were displaced inland (Figure 3-22). The secondary directions, longshore and seaward, appear balanced except at Katlahraun where the later dominated (Figure 3-22). At the 4 sites, whatever the direction, the

average distances of displacement are of the same order of magnitude (± 1.5 m), with minor differences; inland transport clearly prevails at Kerling, whereas longshore does at Selatangar (Figure 3-22).

3.4.3 Minimum flow velocities for boulder transport

Assuming that during both winters the boulders were most likely transported by sliding or rolling, MFVs required to initiate these transport have been computed using the equations from Nandasena et al. (2011).

During the winter 2015–2016, the MFVs to initiate sliding inferred from the tracked boulders were of 3.5 to 6.7 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. For the same boulders, the MFVs requirements for rolling were of 5.3 to 9.6 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Figure 3-23). During the next winter (2016–2017), the MFVs to initiate sliding inferred from the tracked boulders were of 2.9 to 6.6 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. For the same boulders, the MFVs requirements for rolling were of 5.4 to 9.7 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Figure 3-23).

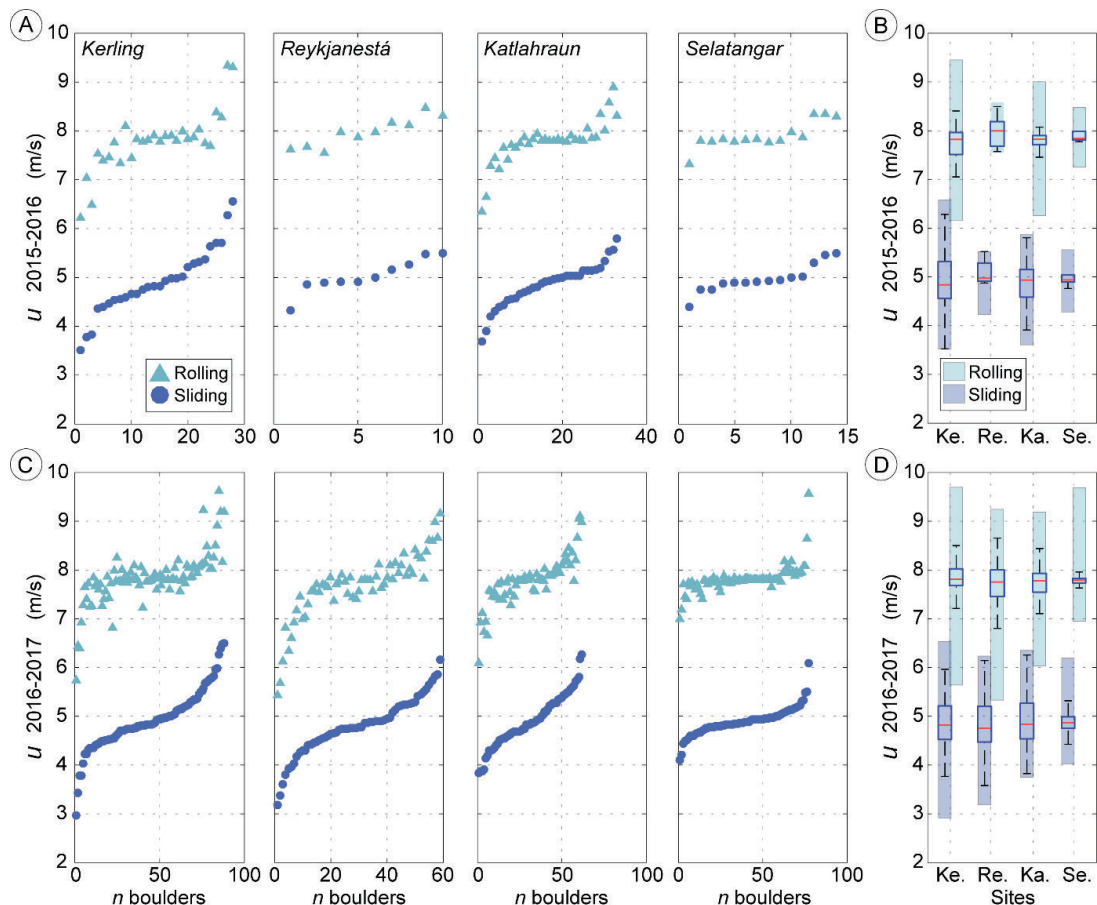


Figure 3-23. (A) Minimum flow velocities (u) required to initiate boulder motion of transported boulders according to sliding (dots) or rolling (triangles) transport mode, for both winters (2015–2016: top; 2016–2017: bottom). The boulders are ordered by increasing values of u required for sliding. (B) Boxplots of minimum flow velocity required to initiate boulder motion of transported boulders according to the chosen transport mode, for both winters (plotted in the envelopes of minimum flow velocity required to initiate boulder motion according to the chosen transport mode). The central marks indicate the median, the whiskers extend to the most extreme data points, and the bottom and top edges of the blue boxes indicate the 25th and 75th percentiles, respectively (2015–2016: top; 2016–2017: bottom).

3.4.4 Stormy conditions that induced CTSD activation

The wave climate was variable during the survey period (2014-2017), mainly resulting from strong seasonal influence. The offshore wave buoy of Grindavík recorded a monthly averaged H_s of 2.24 m (s.d. = 1.52 m) over the entire time series (June 2014 - May 2017) (H_{s99} = 6.22 m), with a mean period of 7.39 s (s.d. = 1.81 s). During winter only (Dec., Jan., Feb., March), the monthly-averaged values of H_s and T_m increased to 3.05 m (s.d.=1.52 m) and 8.21 s (s.d. = 2.13 s), respectively. The maximum H_s reached 14.54 m (T_m =12.5 s) on Dec. 27, 2016, while the most extreme wave of 2015 reached 11.98 m (T_m =12.5 s) on Dec. 26. The still water level oscillated between -2.4 and 2.51 m, with a positive storm surge peaking at 1.63 m on March 16, 2015 (surge 98% = 0.5 m). In regards of the strong effect of the wave climate compared to the relatively low importance of the storm surge, the storm definition is based only in terms of wave climate.

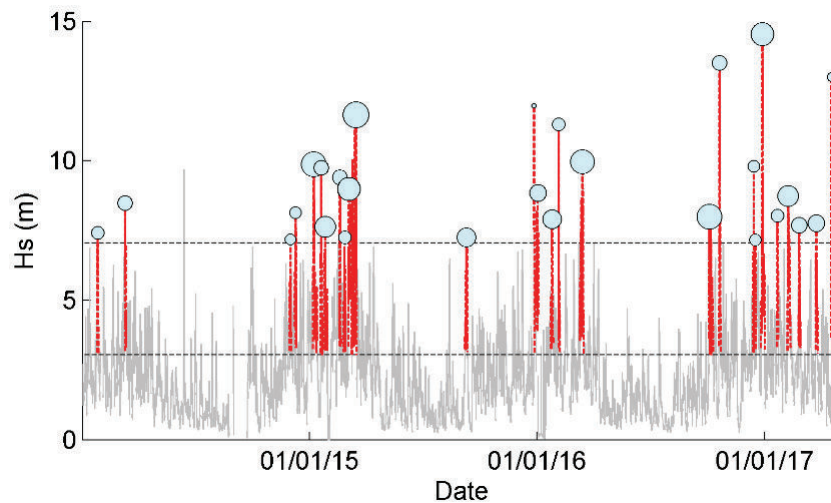


Figure 3-24. Time series of storms over the survey period.

Using the 1% exceedance H_s as a critical threshold for storm to occur (H_{s99} = 7.05 m) and the lower secondary threshold to define the start and end time of each event, 28 distinct storms have been detected during the survey period (Jan. 2014-May 2017) (see [Table 3-2](#) and [Figure 3-24](#)). A total of 9 storms occurred during the winter of 2014-2015 with a mean duration of 85 hours (mean H_s = 5.35 m, mean $H_{s_{max}}$ = 8.88). The deviation (duration s.d = 52 hours, mean H_s s.d. = 0.57 m) between events is mainly due to 2 major storms that happened on Jan. 5 2015 and March 10 2015 during at least 150 consecutive hours, with maximum waves reaching 9.87 m and 11.65 m, respectively. An early-autumn storm also occurred on Sept. 7 2015, during more than 3 consecutive days (91 hours) with relatively high waves just above the predefined threshold ($H_{s_{max}}$ = 7.25 m; mean H_s = 5.95 m). The winter of 2015-2016 was however less energetic than the previous ones, with only 5 observed storms, even if the mean storm duration (82.67 hours) remains similar. The wave climate was nevertheless more energetic, with a mean $H_{s_{max}}$ of 10.22 m. In terms

of extreme events, the highest wave was however not exceptionally higher than during 2014-2015 ($H_{Smax} = 11.98$).

The most extreme event happened during the harsh winter of 2016-2017 (11 storms, average of 66 hours/event). This winter was particularly intense in terms of short events, while a total of 8 storms lasted less than 3 days. On December 27, 2016, a maximum H_s of 14.54 m was recorded during a storm that lasted 127 hours with a mean H_s of 5.92 m. For all the storm events, mean wave directions were entirely between 104° - 159° , with a mean value of 127° . During the December 27th 2016, waves were coming from south-east, almost exactly from that averaged direction (134.5°).

Table 3-2. Storm characteristics in the Grindavik area from 1.1.2014 to 1.4.2017, including the maximum significant wave height at peak event, average H_s , directions and T_m during the event.

Storm event period	Storm occurrence	Average duration (hours)	Maximum H_s (m) [mean]	Average H_s (m) during event	Average Direction	Average T_m
Winter 2014 (Jan.-March)	2	48	8.48 [7.95]	5.13	158.31	9.98
Winter 2014-2015	9	85	11.65 [8.87]	5.35	142.20	9.44
Early Fall 2015 (Sept.)	1	91	7.25 [4.39]	4.39	104.65	8.13
Winter 2015-2016	5	83	11.98 [10.22]	5.24	112.09	8.36
Winter 2016-2017	11	66	14.54 [9.98]	5.13	117.30	8.60

3.4.5 Long-term frequency of potentially morphogenetic conditions

The extreme value analysis of modelled H_s shows a value of 8.8 m for a one in one year event. The combination of this value with a high-tide water level was used to estimate the recurrence of high-energy events, i.e. the more able to generate boulder transport (Figure 3-25). It shows 224 occurrences spread over 55 winters, with an average of 4 occurrences per winter. These conditions were not reached during 13 winters. However, this threshold appears too low with respect to the storm conditions observed during the geomorphological survey period. For example, the maximum H_s was of 11.65 m during winter 2015-2016. At this stage, our empirical approach does not allow to reliably estimate a long-term frequency of the studied CTSDs. This first "rough cut" study requires further investigations on cliff-top overtopping and more observations to be more consistent.

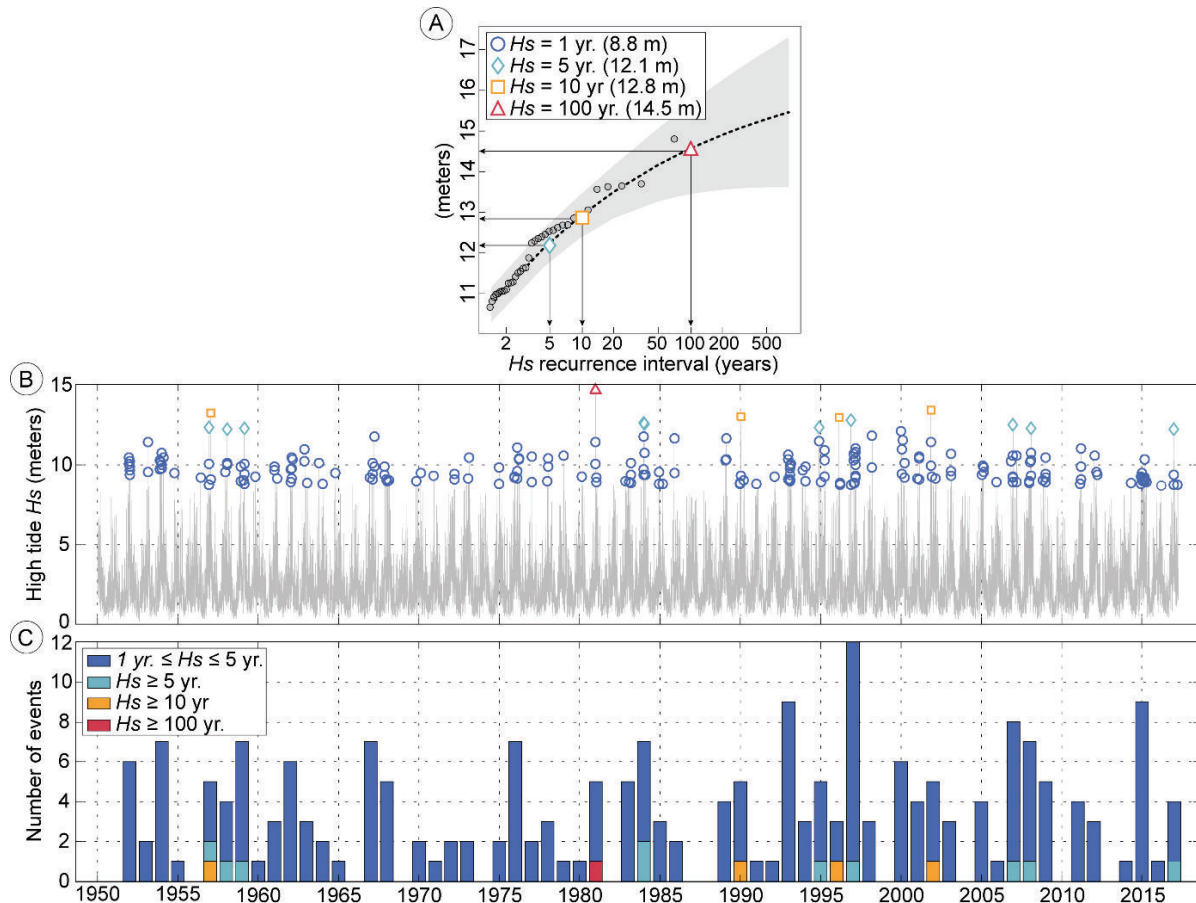


Figure 3-25. (A) Gumbel extreme value distribution fitted to yearly maxima of modelled Hs from 1950 to 2017. (B) High-tide Hs time series, with markers for extreme wave events corresponding to the return period plotted on panel A. (C) Long-term winter frequency of the storm events potentially responsible for CTSD activation on the SW of the Reykjanes Peninsula.

3.5 Discussion

The morphological setting and the morphosedimentary characteristics of the CTSDs in Reykjanes peninsula appear very similar to the ones studied in Hawaii by Marie (2007) and Richmond et al. (2011). They also have several common features with the ones studied in the Shetland, Orkney and Hebrides islands in Scotland, Aran islands in Ireland (Williams et Hall, 2004 ; Hall et al., 2006), or on Banneg island in France (Suanez et al., 2009). They lay several meters above high water level (between 5 m to 10 m), several meters or dozens of meters inland from the cliff edge (between a few meters to 90 m), and they form boulder ridges.

With the exception of Banneg Island (Autret et al., 2016b), there is no survey of morphosedimentary changes based on repeated measurements (at least annual frequency) of high resolution images (e.g. aerial photographs taken with drone or kite). The assessment of storm impact on CTSDs accumulations is generally based on the comparison of oblique photographs taken on the ground before and after a morphogenic event. Therefore, the high-resolution survey performed from 2015 to 2017 on Reykjanes

Peninsula offers unprecedented data, on a site that has never been studied before regarding the morphosedimentary changes of CTSDs during storms.

The results showed that significant changes occurred during both winter periods (2015-2016, 2016-2017) of monitoring. The volume of boulders activation, including quarrying, displacement and removing, varies from 0.5 to 1.5 % during the first winter, and from 2 to 4% during the second one, depending on sites (Figure 3-20). The size of the transported boulders was also slightly bigger during the winter 2016-2017. These data match with hydrodynamic conditions (i.e. wave and tide) recorded during both winter periods (Figure 3-24).

However, despite the fact that the winter of 2015-2016 was not as stormy as that of 2016-2017 (as shown by the values of $H_{s_{max}}$ and F that range below average calculated for the period 1950-2017 (see Figure 3-26), boulders were displaced over short distances indicating that waves overtop the cliffs of the study sites during this winter. Akrish et al. (2016) and Brennan et al. (2017) demonstrated that waves overtopping the cliffs may fragilize the bedrock. Therefore, lower intensity events, such as during the winter of 2015-2016, enhance quarrying processes of bouders for the next more energetic events.

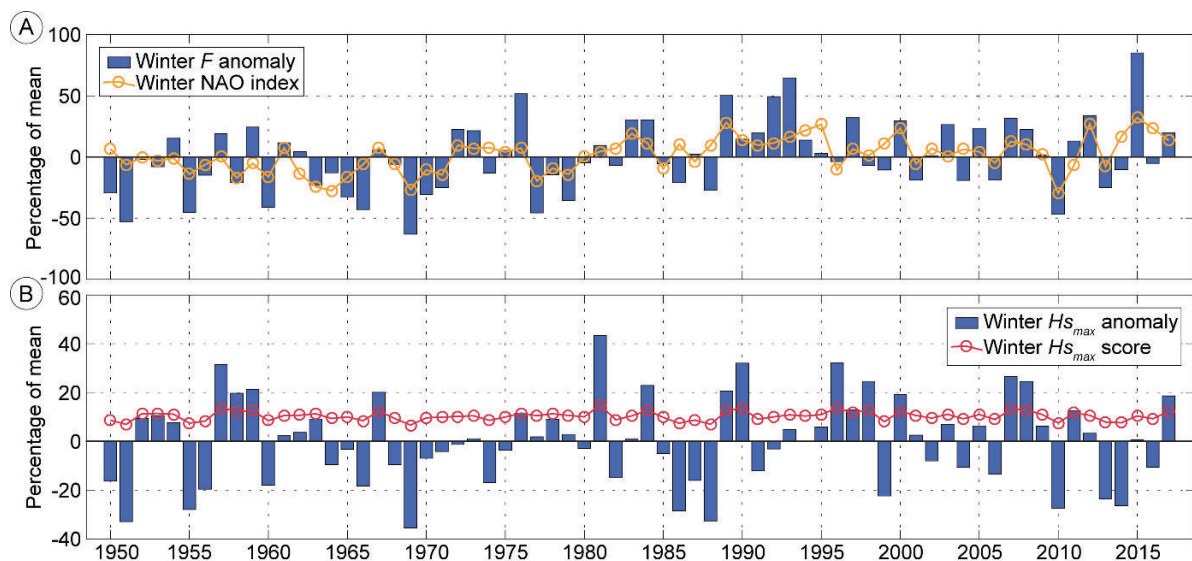


Figure 3-26. (A) Winter averaged wave energy flux relative to the 1950–2017 winter average, and winter NAO index (scaled). (B) Winter $H_{s_{max}}$ relative to the 1950–2017 winter average, and winter $H_{s_{max}}$.

Although morphological changes were less important during the winter 2015-2016 in comparison of the one of 2016-2017, it appears that the average mass of displaced boulders is of the same order in both periods. Even more, the heaviest boulder (≈ 26 t) was removed during the first less energetic winter 2015-2016 at Kerling (Figure 3-26). These results put into question the use of theoretical approaches (modelling) based on the largest boulders to characterize the wave energy inducing transportation processes. In the present study this method would have given a wrong interpretation of hydro-morphodynamic processes. However, when boulder transport equations are used by

considering larger samples of boulder (including the smallest clasts <0.1 t) –instead of the largest ones–, the MFVs obtained are consistent for all sites. These results are valid for both winters whatever the mode of transportation (sliding or rolling) (Figure 3-23). The boxplots and the envelopes of flow velocities show a larger dispersion and higher minimum flow velocities during winter 2016-2017. Therefore, the most relevant way to use these transport formulas is to consider a large spectrum of boulder sizes instead the few largest ones.

The analysis of the boulder transport for these two winters shows that most of the removed material was located on the wave-scoured platforms or on the seaside of the boulder ridges. Very few boulders located on the backside of the accumulations and/or in the boulder fields were removed. These results indicate that the two monitored winters were not very energetic with regard to hydrodynamic conditions. Different orientations of the boulder transport trajectories were observed on each site. The majority of the boulders was transported inland (from 50% to 60%) (Figure 3-22). However, some of the displacements are divided between longshore transit and cross-shore transport to the sea (between 15% and 20% both of them). These secondary modes of transport do not correspond to observations reported on the other study sites, i.e., on Shetland islands in Scotland (Hall et al., 2008), on Banneg island in Brittany (Fichaut and Suanez, 2011), or on west coast of Ireland (Cox et al., 2017). For instance, the study of the boulder displacement trajectories on Banneg Island during the storm of March 10, 2008 (Fichaut and Suanez, 2011), or during the winter of 2013-2014 (Autret et al. 2016b), indicated a main inland direction corresponding approximatively to the incident wave direction. Thus, boulder displacements monitored on the Reykjanes Peninsula indicate that the morphosedimentary dynamics of these accumulations refer more to those observed on the boulder beaches than those that typically characterize CTSDs.

The boulder displacements towards the sea are controlled by the efficiency of backwash processes. This phenomenon is globally related to the morphology of the cliff-top platforms that are gently inclined towards the sea. This morphology is consistent with the structure of lava flows that stretch from the continent to the ocean. In contrast, the Brittany islands where CTSDs are studied, most often correspond to structural forms of 1/2 granitic batholith, as the part exposed to the storm waves has been totally eroded. Therefore, boulder ridges are most often accumulated at the cliff-top sectors characterized by negative inland slope. This morphological context prevents the effectiveness of backwash processes towards the sea while the entire up-rush flows inland. Similarly, the longitudinal displacements observed principally on both sites of Reykanestá and Selatangar are also related to the morphology of the cliff-top platform, and to the orientation of the coast with respect to the wave direction. Generally, the cliff-top platforms are very wide, extended, and relatively smooth. Thus, when the waves break at a more acute (steep) *angle* on the coast, as is the case in Reykenestá, longshore boulder displacements are observed. Conversely, as is the case on the Banneg Island or the Vierge Island, the coastline is cut into small embayments where CTSDs are accumulated,

separated by headlands (Suanez et al., 2009; Autret et al., 2018). Therefore, these small hydrosedimentary cells prevent the longshore processes in terms of currents and boulder displacements. Only cross-shore dynamics are observed.

The frequency of the long-term activation of CTSDs is an issue that has been little studied. Even if the conditions of this activation are generally difficult to quantify, given the complexity of the hydrodynamic processes inducing the erosion and the overtopping of high vertical cliffs by waves (Carbone et al., 2013; Viotti et al., 2014), in the case of Reykjanes Peninsula, we tried to give preliminary results of the long-term activation of CTSDs. The method is based on a “conservative approach” that selects activation events from a wave height threshold. Only episodes characterized by $H_s \geq 1$ -yr return period, combined with high tide level, were selected. If we refer to the data obtained by this survey, these conditions were sufficient enough to activate the CTSDs during the winter of 2015-2016, during which it has been noticed that a boulder of ≈ 26 t was transported. The inventory of activation episodes retained over the period 1950-2017 shows that the cliff-top boulder accumulations of the Reykjanes Peninsula are very dynamic; only 13 years over the entire observation period show no activation. In addition, for the years concerned by boulder displacements, an average of about four activations per winter is generally observed. As a comparison, only the researches realized on the Brittany coasts attempted the same type of long-term analysis. For instance, on Banneg Island, the ridges and/or clusters located on the cliff-top at altitudes of 9 m to 14 m above mean sea level, showed a much lower activation frequency, with at most 10 events between 1979 and 2006 (Suanez et al., 2009). Similarly, on the Vierge Island or on Pors Carn Point, the ridges still located on the top of the supratidal zone, but on lower-altitude platforms (6 m to 11 m above mean sea level) also showed a lower activation frequency; less than one event per year over the period 1950-2017 was recorded (Autret et al., 2018).

3.6 Conclusion

Preliminary results of the monitoring carried out on the CTSDs of the Reykjanes Peninsula were briefly presented. Observations made as part of this study show that the SW Icelandic CTSDs were activated during a high-energy winter (2016-2017), but also during a lower energetic winter (2015-2016) characterized by negative wave-forcing anomalies.

Boulders were mostly transported inland ($\approx 60\%$) and deposited in the ridges. The two secondary modes of transport (along the coast or towards the sea) reflect the mobility of these CTSDs, as generally observed at lower tidal levels (e.g. wave-cut platform, boulder beach). In both cases, these secondary modes of transport lead to more interactions between boulders and cliff-top platform. Therefore, during boulder transport episodes,

the attrition caused by these processes is superimposed to the pressure and the scouring induced by waves. These mechanisms need now to be quantified.

Despite their elevated location well back from the edge of vertical cliffs, the CTSDs of the Reykjanes Peninsula appear to be often activated, likely more than observed in Brittany. This assumption also needs further investigations.

4 Conclusion

Le travail mené en Islande sur les dépôts de sommet de falaise a permis d'étoffer les premières observations rapportées par [Etienne et Paris \(2010\)](#) dans le cadre d'une étude portant sur les systèmes morphogéniques des blocs de la presqu'île de Reykjanes. A la différence de la Bretagne, où les champs de blocs supratidaux sont restreints à des secteurs très localisés présentant des conditions morphologiques et lithostratigraphiques favorables à leur mise en place, ces formes d'accumulation occupent de façon presque continue toute la côte rocheuse du sud-ouest de l'Islande. Sur 30 km de linéaire côtier que constitue notre zone d'étude, nous avons inventorié 35 dépôts distincts de blocs de sommet de falaise. Cela est d'autant plus remarquable que ces accumulations ne représentent qu'une partie des blocs supratidaux de cette région, dont la présence s'étend sur plus de 20 km de part et d'autre du secteur que nous avons étudié.

Plus que leur extension géographique, c'est peut-être le volume de ces accumulations qui interpelle le plus. A Kerling, le volume des blocs d'environ $\approx 22000 \text{ m}^3$ forme le cordon le plus important des sites étudiés. Les autres secteurs montrent des volumes plus modestes, de $\approx 2000 \text{ m}^3$ à $\approx 8000 \text{ m}^3$. A titre de comparaison, le volume de blocs le plus important rencontré sur les sites bretons que nous avons étudiés se trouve sur l'île de Banneg ; il est estimé à $\approx 1000 \text{ m}^3$, répartis en cinq secteurs sur l'île ([Suanez et al., 2009](#)). A l'échelle de la façade océanique Atlantique nord-est, seules les îles d'Aran présentent de telles quantités de blocs accumulés au sommet des falaises ([Williams et Hall, 2004](#)). Cette densité spatiale et les volumes importants de ces accumulations sont liés aux caractéristiques lithostratigraphiques et hydrodynamiques de la presqu'île de Reykjanes. La structure interne des roches basaltiques présente des discontinuités sensibles à l'érosion mécanique par les vagues. Elles sont matérialisées par des horizons inter-coulées friables d'une épaisseur pluricentimétrique. Cette structuration est également observable dans les calcaires des îles d'Aran où les joints de stratification jouent le même rôle dans les processus d'érosion mécanique ([Herterich et al., 2018](#)). De même, les couches superficielles en « croûte de pain » des surfaces pahoehoe de certains secteurs de la presqu'île de Reykjanes, i.e. Selatanga, ([Etienne et André, 2003](#) ; [Autret et al., 2016](#)) présentent les meilleures prédispositions à la production importante de blocs. A titre de comparaison, les surfaces de *lapiaz* façonnées par l'érosion karstique aux îles d'Aran présentent les mêmes caractéristiques morphodynamiques ([Cox et al., 2012](#)).

Le suivi topomorphologique réalisé sur deux hivers aux conditions météo-océaniques très contrastées a montré, dans les deux cas, une activation plus ou moins importante des blocs. Durant l'hiver 2015-2016, caractérisé par un nombre et une intensité plutôt faibles des tempêtes, les changements morphologiques ont été mineurs ; les volumes de blocs déplacés ont atteint entre 0,5 à 2% du volume total des accumulations étudiées. Au contraire, durant l'hiver 2016-2017 marqué par une fréquence et une intensité plus forte des tempêtes, le transport de blocs a atteint entre 1,2 et 4% du volume total des accumulations. Pour autant, si une bonne correspondance a été observée entre les conditions météo-océaniques et les changements morphosédimentaires, ces derniers n'ont concerné que la plateforme sommitale et la face exposée des accumulations. Aucun changement n'a été observé sur le revers et les champs de blocs situés en arrière des cordons, et ce malgré la présence d'anciennes laisses de mer témoignant de phénomènes de submersion plus intenses. Ces éléments indiquent que ces deux hivers n'ont pas été particulièrement morphogènes. Les directions de transport montrent majoritairement un transit transversal des blocs vers la terre ($\approx 60\%$) ; les autres directions de transport sont partagées entre un transit longitudinal et un transport vers la mer. Ces déplacements secondaires non négligeables ($\approx 40\%$) attestent de l'efficacité de la nappe de retrait dans les processus de transport vers la mer, et d'une « dérive littorale » à l'origine de transits longitudinaux.

Les formules théoriques de transport de blocs qui ont été appliquées dans le cadre de ces deux hivers montrent une bonne homogénéité des vitesses de flux modélisées d'un site à l'autre. Pour autant, la différence significative des conditions météo-océaniques entre les deux hivers n'est pas signée par cette approche théorique. Aussi, le faible écart entre les vitesses de flux obtenues pour les deux hivers pourrait signifier que sur la presqu'île de Reykjanes, la masse des blocs déplacés n'est pas liée aux conditions hydrodynamiques, mais au contexte lithostructural qui détermine la taille de ces derniers.

Discussion et conclusion générale

À l'issue de la rédaction de cette thèse, il convient de pointer et discuter les principaux résultats obtenus avant de conclure et dévoiler quelques pistes de recherche potentielles. L'étude zonale qui a été conduite facilite d'évidence l'exercice car elle permet d'établir des comparaisons entre la Bretagne et l'Islande. Au-delà de l'évidence, la complexité attenante aux processus observés et à leurs interactions ne rend pas la chose aisée. Ces processus répondent aux spécificités morpho-climatiques propres à chacune de ces régions. De plus, les caractéristiques morpho-structurales, sédimentologiques et hydrodynamiques de chaque secteur étudié introduisent des particularités difficiles à intégrer dans une synthèse. Par ailleurs, le travail de terrain réalisé d'une zone à l'autre n'a pas été d'une parfaite homogénéité. En effet, si l'étude des conditions hydrodynamiques sur les sites bretons –facilement accessibles– a pu être réalisée à partir de mesures *in situ*, il n'a pas été possible de réaliser ce travail sur les sites islandais. Le facteur d'éloignement induit une contrainte rédhibitoire quant à l'utilisation d'une instrumentation dont la mise en œuvre et la maintenance requièrent une présence permanente. Ce dernier aspect doit être pris en compte pour estimer l'intervalle d'incertitude à retenir pour afficher certains résultats.

Un contexte morpho-climatique propice à la production de blocs supratidaux de forte énergie

Variabilité de la cyclogenèse à l'échelle du bassin nord-atlantique

La cyclogenèse nord-atlantique présente toutes les caractéristiques dynamiques nécessaires à la production de blocs supratidaux si tant est que l'environnement morpho-structural le permette. L'analyse des trajectoires des perturbations océaniques qui affectent les côtes nord-ouest de l'Europe montre que la fréquence des tempêtes hivernales est particulièrement importante entre les mois de décembre et mars (Rogers, 1997 ; Betts et al., 2004). Pour autant, lorsque l'on observe ces dynamiques tempétueuses d'un point de vue zonal, il apparaît nettement que les latitudes subpolaires (60° à 66°N) sont soumises à une fréquence plus élevée d'épisodes tempétueux que les latitudes tempérées comme la Bretagne (48°N), i.e. 7 à 5 tempêtes en moyenne par an au sud de l'Islande contre 1 à 2 en Bretagne ; les îles britanniques sont exposées à une situation intermédiaire, i.e. 2 à 3 tempêtes par an (Betts et al. 2004).

Au-delà de ces moyennes établies sur de longues périodes de temps, l'observation fine de la cyclogenèse nord atlantique montre une grande variabilité interannuelle des phénomènes quelle que soit la zone. Si l'hiver 2013-2014 a été particulièrement exceptionnel à l'échelle de la Bretagne, il n'en fut pas de même pour l'Islande. En Bretagne, l'hiver 2013-2014 a été marqué par l'arrivée successive de 8 tempêtes majeures pour lesquelles la hauteur significative des vagues a été supérieure à la période de retour annuelle d'environ 8,45 m (Blaise et al. 2015). Cinq d'entre elles *a minima* ont occasionné l'arrachage et le transport de blocs sur le site de Banneg et quatre vagues ont agi de même sur les sites de l'île Vierge et de Pors Carn. Il faut remonter à l'hiver 1989-1990 pour connaître une telle fréquence d'évènements tempétueux ; entre la mi-décembre 1989 et la fin février 1990, pas moins de 15 tempêtes majeures avaient affecté la pointe bretonne (McCallum et Norris, 1990 ; Betts et al., 2004 ; Caspar et al., 2007 ; Roche et al., 2014).

Sur le plan hydrodynamique, l'hiver 2013-2014 a connu aussi des épisodes très énergétiques si on se réfère aux hauteurs de houles significatives enregistrées au large de la Bretagne qui ont pu atteindre 13,3 m à 13,4 m durant la tempête Petra du 5 février 2014, et Ulla du 14 février 2014. Néanmoins, comme nous l'avons souligné, ces hauteurs restent inférieures à celles observées plus au nord du bassin nord Atlantique, à savoir 14 m et 16 m respectivement aux îles Shetland (Hall et al., 2006), et au large de l'Écosse (Holliday et al., 2006). A l'inverse, si les hivers 2014-2015 et 2016-2017 ont été tempétueux sous les latitudes islandaises, ça ne fut pas le cas au niveau breton. Les hauteurs de houles significatives maximum enregistrées durant cette période au large de la presqu'île de Reykjanes (houlographe de Grindavík), ont atteint 14,54 m. Des hauteurs significatives maximum supérieures à 15 m ont aussi été signalées par Sigbjarnarson (1986), in Etienne et Paris (2010).

La dynamique atmosphérique dirige la variabilité de la cyclogenèse à l'échelle du bassin nord atlantique, notamment par l'influence des conditions barométriques et anémométriques qui gouvernent la genèse de houle. Ces travaux de recherche ont montré qu'aux latitudes tempérées de la Bretagne (48°N), l'indice WEPA (West Europe Pressure Anomaly), calculé à partir du gradient de pression entre Valentia en Irlande et Santa Cruz de Tenerife aux Îles Canarie, était un meilleur indicateur que l'indice ONA (Oscillation Nord Atlantique) pour expliquer la variabilité des forçages océaniques en matière d'activité tempétueuse. A l'inverse, les bonnes corrélations obtenues entre les conditions hydrodynamiques et l'ONA aux latitudes subpolaires indiquent que cet indice est efficient pour caractériser les dynamiques morpho-hydrologiques en Islande (64°N). Ces résultats confirment les conclusions de Castelle et al., 2017 indiquant qu'un indice WEPA positif illustre mieux le fort gradient de pressions décalé vers le sud qui est à l'origine des vagues de tempêtes très énergétiques au large de l'Europe occidentale entre 50°N et 44°N.

Le rôle des paramètres morpho-structuraux et lithologiques

L'examen des caractéristiques morpho-structurales et lithologiques demeure un élément déterminant pour comprendre les processus d'arrachement et la quantification de la production des blocs à l'échelle locale (au niveau des sites) ainsi que pour expliquer la différence observée au niveau des caractéristiques hydrologiques des deux zones géographiques. L'analyse des données de houles enregistrées au large des deux façades littorales de la pointe bretonne, et de la presqu'île de Reykjanes montre des disparités au niveau des hauteurs de vagues (respectivement, H_s moyen hivernal d'environ 3,5 m, et d'environ 2,7 m). Ces situations distinctes peuvent être liées aux forçages météo-atmosphériques plus virulents aux latitudes subpolaires ; elles sont également en prise avec le contexte morpho-bathymétrique qui intervient dans les phénomènes d'amortissement de la houle incidente. Ainsi, la large plateforme continentale « Celtique », qui s'étend de la marge littorale anglo-bretonne du sud de l'Irlande à la pointe du Finistère en passant par la Cornouaille anglaise, joue un rôle dans l'amortissement des houles. A l'inverse, l'absence de plateforme étendue dans le contexte volcanique islandais explique le caractère plus énergétique des houles incidentes au large de la presqu'île de Reykjanes. Notons toutefois qu'à l'échelle très localisée des sites d'étude bretons (île de Banneg, île Vierge, et pointe de Pors Carn), comme pour la presqu'île de Reykjanes, la morphologie des fonds marins favorise l'apparition de vagues « géantes » nécessaires pour attaquer des falaises rocheuses, et produire des blocs supratidaux. Dans l'ensemble des cas étudiés, les pentes sous-marines évoluent entre 2 % et 7 % suivant les secteurs pour la Bretagne tandis qu'elles s'établissent aux environs de 10 % pour l'Islande. Ces pentes sont à comparer avec celles d'autres sites : elles atteignent 13 % au nord de l'Irlande, et 16 % face aux îles d'Aran (Irlande).

Au niveau des sites, le contexte lithostructural joue de plus un rôle essentiel dans les dynamiques d'arrachage et de transport des blocs. Si cet aspect n'a pas été spécifiquement étudié dans le cadre de cette recherche doctorale, quelques éléments de discussion peuvent toutefois être proposés. Les observations réalisées sur l'ensemble des sites bretons indiquent que les granitoïdes qui constituent les falaises de l'île Vierge, de Banneg ou de Pors Carn, présentent de fortes similitudes. De façon générale, la structure lithologique est caractérisée par un système de diaclases assez larges dans la partie basale des batholites (épaisseur plurimétrique) ; ces dernières diminuent en épaisseur dans la partie sommitale (épaisseur métrique à décimétrique) où elles s'apparentent davantage à des diaclases de « détente ». De plus la surface des plateformes sommitales montre que la structuration planaire de ces discontinuités est organisée en réseaux orthogonaux très géométriques. Ces éléments expliquent le gradient granulométrique et morphométrique des blocs, notamment supratidaux, présents sur les sites bretons. Ainsi, en bas des falaises comme sur l'île Vierge ou à Banneg, on trouve généralement des énormes boules de taille plurimétrique dont la mobilité est extrêmement réduite. A l'inverse, au sommet des falaises les remparts et/ou amas de blocs se construisent par l'accumulation de dalles

orthogonales dont la taille dépend directement de la géométrie dictée par les discontinuités lithologiques. Dans le cas des falaises basaltiques de la presqu'île de Reykjanes, la structure des coulées de lave joue un rôle identique dans le sens où elles présentent des discontinuités sensibles à l'érosion mécanique par les vagues (Etienne, 2007). Ces dernières sont matérialisées par des horizons inter-coulées friables d'une épaisseur pluri-centimétrique. Là encore, les formations en « croute de pain » des surfaces pahoehoe de certains secteurs de la presqu'île de Reykjanes favorisent l'importante production de blocs (Etienne et André, 2003 ; Autret et al., 2016). La relation entre les conditions lithostratigraphiques et la fourniture/volume des accumulations de blocs a été largement attestée sur d'autres secteurs d'étude, *i.e.* le sud du Pays de Galles (Stephenson et Naylor, 2011a, 2011b), dans le Donegal à l'ouest de l'Irlande (Knight et al., 2009 ; Knight et Burningham, 2011).

Le dessin de la ligne de rivage, qui détermine également la morphologie des escarpements de falaise et des plateformes sommitales, est aussi conditionné par la structure tectonique que représentent les failles et les déformations (notons que ces morphologies peuvent aussi être le résultat d'un processus d'érosion différentielle lorsqu'un binôme lithologique s'exprime en termes de résistance). Ainsi, la structure tectonique extrêmement perturbée des « vieux » granites constituant les sites bretons explique le découpage en dentelle de la côte. Comme nous l'avons montré sur l'île de Banneg, les accumulations de blocs se trouvent généralement en arrière de rentrants formant des petites anses de taille décimétrique séparées par des promontoires rocheux constitutifs des parties les plus hautes et massives de la côte occidentale de l'île. Ce type de découpage concentre les dynamiques hydro-morphosédimentaires des blocs supratidaux dans des petites cellules où seuls les processus transversaux dominent. Ces dispositions morphologiques se retrouvent également au nord de la Galice où les falaises sont aussi inscrites dans de vieux granites (Peréz-Alberti, 2012). A l'inverse, les larges plateformes coiffant le sommet des falaises de la presqu'île de Reykjanes, dont le dessin apparaît beaucoup moins découpé qu'en Bretagne, offrent des espaces beaucoup plus ouverts. Ce contexte morphologique explique l'étendue des cordons de blocs qui s'étirent sur plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres. A l'instar de ce qu'à montré le suivi topo-morphologique des sites de Kerling et de Selatagar, des différences s'expriment aussi au niveau des dynamiques de transport de blocs influencées dans une proportion estimée à 20 % par du transit longitudinal. Au vu du contexte morphologique des larges plateformes sommitales des falaises des îles d'Aran ou dans les îles Shetland, on peut supposer que ces dynamiques longitudinales interviennent dans le transport des blocs même si celles-ci n'ont pas spécifiquement été rapportées par les auteurs concernés par ces sites (Williams et Hall, 2004 ; Hall et al., 2006, 2008 ; Cox et al., 2012, 2017, 2018).

Les dynamiques d'activation des blocs

L'activation des blocs repose sur trois processus pouvant fonctionner indépendamment ou en relais. Il s'agit de l'arrachage, du transport –incluant la remobilisation de blocs existants–, et les modalités de dépôt. Les travaux réalisés dans le cadre de cette recherche doctorale ont montré que la part de chacun d'entre eux pouvait être aisément quantifiée, notamment à l'aide de moyens techniques aéroportés très efficaces. Cela étant, la compréhension des mécanismes hydrodynamiques et physiques à l'origine de ces processus laisse encore la place à de nombreuses interrogations.

Arrachage, transport, dépôt de blocs

L'ensemble des résultats présentés dans ce travail montre que l'essentiel des processus d'arrachage se passe au niveau de la plateforme sommitale (*wave-scoured platform*), et, dans une moindre mesure, dans la partie haute de l'escarpement de falaise. A titre d'exemple, plus de 62 % des blocs arrachés lors de la tempête du 10 mars 2008 proviennent de la plateforme sommitale ; les 38 % restants concernaient quant à eux la partie sommitale de l'escarpement de falaise (Fichaut et Suanez, 2011). Durant l'hiver 2013-2014, la quasi-totalité des cicatrices d'arrachement inventoriées et pour lesquelles les blocs arrachés ont été retrouvés, se trouvaient sur ou en limite de la plateforme sommitale de falaise (Autret et al., 2016b). Même si la quantification de ces processus n'a pas été réalisée sur les sites islandais, les observations réalisées à partir de l'analyse des images aboutissent aux mêmes conclusions. Ces résultats démontrent que les mécanismes hydrodynamiques à l'origine des processus d'arrachage sont particulièrement efficaces au moment de la haute mer, lorsque la tranche d'eau est (i) tellement importante que l'amortissement de houle diminue, (ii) suffisamment haute pour que le déferlement des vagues affecte la partie haute de l'escarpement de falaise et/ou la plateforme sommitale. Si ces processus sont aujourd'hui connus et bien décrits dans la littérature (Marie, 2007 ; Hall et al., 2008 ; Cox et al., 2012), leur traduction « mathématique » sur le plan des mécanismes physiques demande encore à être améliorée (Noormets et al., 2004 ; Herterich et al., 2018)...

Les processus de transport dépendent pour leur part du contexte morphologique de la plateforme sommitale, elle-même en lien avec la morphologie de la ligne de rivage. Les travaux effectués sur les sites bretons ont montré que l'essentiel des déplacements de blocs (suite à un arrachage et/ou à la remobilisation de blocs en place) se faisait transversalement, et de façon générale vers la terre ; la direction de ces déplacements étant généralement conforme à l'orientation principale de la houle incidente (Fichaut et Suanez, 2011 ; Autret et al., 2016, 2018). Ces dynamiques ont été expliquées par le caractère très découpé du trait de côte qui individualise des cellules hydrosédimentaires

de petite taille où seuls les transits transversaux agissent. A l'inverse, les suivis morphosédimentaires effectués sur la presqu'île de Reykjanes ont mis en évidence l'existence de processus de transport distincts de ceux observés en Bretagne. D'une part, des déplacements transversaux orientés vers la mer existent ; ils ont été interprétés comme le résultat de l'efficacité de la nappe de retrait, notamment dans les secteurs où la plateforme sommitale est inclinée vers la mer. D'autre part, des transports longitudinaux interviennent dans la mobilisation des blocs. Ces derniers sont particulièrement efficaces lorsque la plateforme sommitale présente une très faible rugosité, qu'elle est très large et très étendue, et que l'obliquité de la houle à la côte intervient dans la genèse « d'une dérive littorale ». L'efficacité du transport dépend enfin de l'énergie cinétique transmise par l'agent dynamique, du mode de transport, et de la rugosité de surface sur laquelle le déplacement s'effectue. Les observations réalisées sur les sites bretons indiquent des transports atteignant plus de 90 m par rapport au rebord de falaise, notamment sur l'île de Banneg (Fichaut et al., 2011). En Islande, ces déplacements peuvent atteindre plus d'une centaine de mètres en arrière des cordons même si durant la période de suivi, ils n'ont jamais excédé une trentaine de mètres. L'importance de ces déplacements pose la question du mode de transport qui *semble* privilégier dans certains cas des dynamiques « torrentielles » associées à des flux de débordement et/ou de franchissement de sommet de falaise par les vagues (Fichaut et Hallégouët, 1989 ; Fichaut et Suanez, 2011 ; Hamson et al., 2008 ; Autret et al., 2018). Dans d'autres cas, il peut s'agir de transport « aérien » initié par l'impact des vagues qui déferlent sur le sommet des falaises, à l'image d'un « tir de pétanque » comme l'ont bien décrit Fichaut et Suanez (2011), sur l'île de Banneg, ou Hall et al. (2008), sur les îles Shetland en Ecosse.

Les processus de dépôt peuvent également paraître complexes à analyser selon la disposition morphologique des accumulations. Le cas le plus simple constitue le dépôt isolé, sans organisation, qui donne généralement lieu à une morphologie de blocs éparpillés. Pour autant, les suivis réalisés durant l'hiver 2013-2014 sur les sites bretons ont montré que, lorsqu'on a affaire à des barrages multiples, les processus de dépôt se mettent en œuvre en relais. Les blocs arrachés à la plateforme sommitale alimentent en majeure partie le premier barrage ; les blocs prélevés dans ou expulsés de ce dernier viennent étoffer les barrages situés en arrière, et ainsi de suite pour ceux de seconde et troisième lignes (Autret et al., 2016b, 2018). Les barrages des dernières lignes ne constituent pas pour autant des formes héritées car ils restent en cours de construction.

Approches théoriques

La nécessité de reprendre les approches théoriques en lice à ce jour, notamment celles de Nandasena et al. (2011) pour la détermination des processus dynamiques de tsunami ou de tempête à l'origine de l'activation des blocs supratidaux, a déjà été identifiée par plusieurs auteurs (Cox et al., 2018). La mise en application des équations qui gouvernent

ces approches à partir des suivis réalisés sur la presqu'île de Reykjanes nous a conduit aux mêmes conclusions. Cela tient au fait que de nombreuses études récentes ont repéré des « erreurs » d'interprétation liées au « chevauchement » des classes granulométriques de blocs arrachés et/ou déplacés durant les tempêtes et les tsunamis. Nous l'avons de plus observé dans le cas du suivi réalisé en Islande au cours de deux hivers 2015-2016, et 2016-2017 qui montre que les plus gros blocs ont été déplacés durant l'hiver le moins énergétique. Il convient toutefois de considérer à leur juste mesure les remarques de [Nandasena et al., \(2013\)](#) et celles de [Kennedy \(2017\)](#) sur l'importance de l'orientation du flux incident par rapport à la position du bloc dans les processus de transport, ces éléments n'étant pas pris en compte dans les équations généralement utilisées.

Les mesures hydrodynamiques *in situ*, à l'image du travail qui a été réalisé sur l'île de Banneg sur la période 2013-2014, permettraient de calibrer et/ou de reformuler ces équations en tenant compte des caractéristiques hydrologiques, notamment celles de la houle, et non plus de la seule masse des blocs. Dans le domaine de la compréhension des processus hydro-morphosédimentaires, ces mesures paraissent indispensables même si cette première expérience a montré la difficulté à enregistrer l'ensemble des paramètres hydrologiques à prendre en compte ([Autret et al., 2016b](#)). Les problèmes que nous avons rencontrés concernent essentiellement la mesure des dynamiques hydrologiques dans la partie sommitale des falaises où la submersion et/ou le déferlement des vagues restent très aléatoires. Une façon pratique de résoudre cette inconnue serait de recourir à une observation de ces déferlements par caméra vidéo comme cela se fait déjà sur les plages sableuses.

Activation des blocs à long-terme

L'objectif de ce travail de thèse était aussi d'évaluer l'activation des blocs supratidaux sur le long terme en prenant en compte la variation des conditions météo-océaniques. La démarche mise en œuvre a donc tenté de caractériser des événements morphogènes à partir des observations obtenues sur les changements morpho-sédimentaires des blocs. Ensuite, des seuils de niveaux d'eau extrêmes ou de hauteurs de vagues ont été établis à partir de ces événements de manière à reconstituer par rétrocalcul, la chronologie des épisodes morphogènes à l'échelle des dernières décennies.

Ces approches sont aujourd'hui rendues possible grâce à la production de longues séries de houles modélisées à partir du jeu de données météorologiques, i.e. *Global Reanalysis Project* (NCEP/NCAR) (voir [Kalnay et al., 1996](#)) ; c'est la méthode qui a été suivie dans le cadre des études réalisées sur les sites bretons ([Autret et al., 2016b, 2018](#)). De même, l'amélioration de la résolution spatiale des grilles de calcul, et des modèles numériques tel que WW3, permet une analyse très pertinente des conditions hydrodynamiques à long terme. A l'heure actuelle, il est possible de remonter jusqu'aux

années 1900 (Bertin et al., 2013), soit plus d'un siècle de rejeux des états de mer. Pour autant, il convient de souligner que ces modèles océaniques sont incapables de reproduire les conditions hydrodynamiques à la côte. Il est donc essentiel de coupler ces approches théoriques avec des mesures *in situ* afin d'établir des fonctions de transfert entre le large et le proche côtier. C'est la démarche qui a été suivie dans le cadre du travail réalisé sur l'île de Banneg (Autret et al., 2016b) et sur les sites de l'île Vierge et Pors Carn (Autret et al., 2018). L'absence de mesure des conditions hydrodynamiques côtières sur les sites islandais n'a pas permis de suivre cette approche sur ce second secteur d'étude.

Sur les sites de Pors Carn et de l'île Vierge, la chronologie des événements morphogènes construite sur les 70 dernières années a montré une très forte variabilité interannuelle allant d'une absence totale d'activation de blocs pour certaines années à plus d'une dizaine en un seul hiver (Autret et al., 2018). Il apparaît que l'indice WEPA (*West Europe Pressure Anomaly*) est plus en phase avec cette variabilité interannuelle que l'indice ONA, i.e. $R^2=0,21$ vs $R^2=0,01$. Sur les îles Shetland (Ecosse) à 61°N de latitude, les CTSD ont été utilisés avec succès « comme un proxy » pour identifier les phases d'activité exceptionnelle des tempêtes au cours des 2000 dernières années (Hansom et Hall, 2009). Cette variabilité a par contre montré une bonne correspondance avec l'ONA indiquant que cet indice est bien adapté aux hautes latitudes (Woolf et al., 2002 ; Dodet et al. 2010).

Perspectives

Au terme de cette discussion quelques perspectives de recherche peuvent être avancées. Il s'agirait d'améliorer la compréhension des processus hydrodynamiques à la côte, comme le déferlement des vagues et la déformation du plan d'eau (*wave setup et runup*) dans ces environnements extrêmes caractérisés par de fortes pentes. Si la poursuite des mesures *in situ* à partir de capteurs de pression ou de houlographes apparaît indispensable, le recours à de l'observation continue par caméra vidéo permettrait d'appréhender les dynamiques agissant entre le domaine médio et supralittoral. C'est en effet à ce niveau que le déferlement et les phénomènes de débordement/franchissement interviennent dans l'arrachage et le transport des blocs. Une expérience en la matière a été menée sur l'île de Banneg durant l'hiver 2016 ; elle s'est malheureusement soldée par un échec.

L'observation par caméra vidéo permettrait également d'identifier les modalités de transport des blocs entre le « glissement », le « roulement », et la « saltation », et le déclenchement de ces déplacements en fonction des conditions hydrodynamiques réelles (vitesse et orientation du flux). De même, le débat au sujet des vagues rebondissantes « *airborn waves* » introduit par Hall et al. (2008), et Fichaut et Suanez (2011), pourrait avancer.

La datation des blocs reste un élément déterminant pour bien comprendre les rythmes de construction et d'évolution des accumulations. Elle permettrait également de caler certaines phases d'activation de blocs sur de longues périodes d'analyse. A ce titre, les sites islandais présentent de plus grandes dispositions de par l'existence de marqueurs chronologiques que représentent les coulées de laves, et/ou les dépôts de tempêtes coquillers interstratifiés avec des tephras (i.e. *storm swash terraces*, voir [McKenna et al., 2012](#) ; [Cooper et al., 2013](#)).

Il conviendrait enfin d'approfondir l'étude des conditions lithostructurales intervenant dans les processus de météorisation mécanique. L'analyse fine des discontinuités (microfracturations, diaclases, joints de stratification, etc.), et de leurs déformations sous l'action du déferlement des vagues (micro-séisme) et des variations de température, permettrait de mieux comprendre les mécanismes associés à l'arrachage des blocs.

Références bibliographiques

A

Agisoft, 2013. Agisoft photoscan user manual: professional edition.

Airy G. B., 1841. Tides and waves. In: Hugh James Rose, et al.. Encyclopaedia Metropolitana. Mixed Sciences. 3.

Akrish, G., Rabinovitch, O., Agnon, Y., 2016a. Extreme run-up events on a vertical wall due to nonlinear evolution of incident wave groups. *Journal of Fluid Mechanics* 797, 644–664. <https://doi.org/10.1017/jfm.2016.283>

Akrish, G., Schwartz, R., Rabinovitch, O., Agnon, Y., 2016b. Impact of extreme waves on a vertical wall. *Nat Hazards* 84, 637–653. <https://doi.org/10.1007/s11069-016-2367-0>

Allgeyer, S., Daubord, C., Hébert, H., Loevenbruck, A., Schindelé, F., Madariaga, R., 2013. Could a 1755-Like Tsunami Reach the French Atlantic Coastline? Constraints from Twentieth Century Observations and Numerical Modeling. *Pure Appl. Geophys.* 170, 1415–1431. <https://doi.org/10.1007/s00024-012-0513-5>

Andrews, J.T., 2005. 2. Late Quaternary marine sediment studies of the iceland shelf—palaeocenography, land/ice sheet/ocean interactions, and deglaciation: a review, in: C. Caseldine, A.R., J. Harðardóttir and Ó. Knudsen (Ed.), *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, pp. 5–24.

Ardhuin, F., Gualtieri, L., Stutzmann, E., 2015. How ocean waves rock the Earth: Two mechanisms explain microseisms with periods 3 to 300 s. *Geophys. Res. Lett.* 42, 765–772. <https://doi.org/10.1002/2014GL062782>

Ardhuin, F., Pineau-Guillou, L., Fichaut, B., Suanez, S., Corman, D., Filipot, J.-F., 2011. Extreme set-up and run-up on steep cliffs (Banneg Island, France), in: *12th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting and 3rd Coastal Hazard Symposium*, October 30–November 4, Kohala Coast, Hawaii. p. 9.

Ardhuin, F., Roland, A., Dumas, F., Bennis, A.-C., Sentchev, A., Forget, P., Wolf, J., Girard, F., Osuna, P., Benoit, M., 2012. Numerical Wave Modeling in Conditions with Strong Currents: Dissipation, Refraction, and Relative Wind. *J. Phys. Oceanogr.* 42, 2101–2120. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-0220.1>

Atwater, B.F., Brink, U.S. ten, Buckley, M., Halley, R.S., Jaffe, B.E., López-Venegas, A.M., Reinhardt, E.G., Tuttle, M.P., Watt, S., Wei, Y., 2012. Geomorphic and stratigraphic evidence for an unusual tsunami or storm a few centuries ago at Anegada, British Virgin Islands. *Nat Hazards* 63, 51–84. <https://doi.org/10.1007/s11069-010-9622-6>

Atwater, B.F., Fuentes, Z., Halley, R.B., Ten Brink, U., Tuttle, M.P., 2014. Effects of 2010 Hurricane Earl amidst geologic evidence for greater overwash at Anegada, British Virgin Islands. *Advances in Geosciences* 38, 21–30.

Autret, R., Dodet, G., Fichaut, B., Suanez, S., David, L., Leckler, F., Ardhuin, F., Ammann, J., Grandjean, P., Allemand, P., Filipot, J.-F., 2016a. A comprehensive hydro-geomorphic study of cliff-top storm deposits on Banneg Island during winter 2013–2014. *Marine Geology* 382, 37–55. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.09.014>

Autret, R., Dodet, G., Suanez, S., Roudaut, G., Fichaut, B., 2018. Long-term variability of supratidal coastal boulder activation in Brittany (France). *Geomorphology* 304, 184–200. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.12.028>

Autret, R., Suanez, S., Fichaut, B., Etienne, S., 2016b. Elaboration d'une typologie des dépôts de blocs supratidaux de sommets de falaise de la péninsule de Reykjanes (Islande). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 22, 61–76. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.11272>

B

Bacon, S., Carter, D.J.T., 1993. A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic. *Int. J. Climatol.* 13, 423–436. <https://doi.org/10.1002/joc.3370130406>

Bacon, S., Carter, D.J.T., 1991. Wave climate changes in the North Atlantic and North Sea. *Int. J. Climatol.* 11, 545–558. <https://doi.org/10.1002/joc.3370110507>

Bahlburg, H., Weiss, R., 2007. Sedimentology of the December 26, 2004, Sumatra tsunami deposits in eastern India (Tamil Nadu) and Kenya. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 96, 1195–1209. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0148-9>

Ballevre, M., Bosse, V., Dabard, M.-P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., Pitra, P., 2013. Histoire géologique du massif Armoricaïn : Actualité de la recherche. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne (D)*, 10-11, 5–96.

Banerjee, D., Murray, A.S., Foster, I.D.L., 2001. Scilly Isles, UK: optical dating of a possible tsunami deposit from the 1755 Lisbon earthquake. *Quaternary Science Reviews, TL/ESR Special* 20, 715–718. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00042-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00042-1)

Baptista, M.A., Miranda, J.M., 2009. Revision of the Portuguese catalog of tsunamis. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 9, 25–42. <https://doi.org/10.5194/nhess-9-25-2009>

Baptista, M.A., Miranda, J.M., Chierici, F., Zitellini, N., 2003. New study of the 1755 earthquake source based on multi-channel seismic survey data and tsunami modeling. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 3, 333–340. <https://doi.org/10.5194/nhess-3-333-2003>

Baptista, M.A., Miranda, P.M.A., Miranda, J.M., Victor, L.M., 1998. Constrains on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon tsunami. *Journal of Geodynamics* 25, 159–174. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(97\)00020-3](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(97)00020-3)

Barbano, M.S., Pirrotta, C., Gerardi, F., 2010. Large boulders along the south-eastern Ionian coast of Sicily: storm or tsunami deposits? *Marine Geology* 275, 140–154.

Barnett, T.P., 1968. On the generation, dissipation, and prediction of ocean wind waves. *J. Geophys. Res.* 73, 513–529. <https://doi.org/10.1029/JB073i002p00513>

Battistini, R., 1954a. Observation relatives au recul de la falaise marine à Plouguernau, Guisseny et Kerlouan (Finistère), Bulletin d'Information du Comité Central d'Océanographie et d'Etude des Côtes. Comité Central d'Océanographie et d'Etude des Côtes.

Battistini, R., 1954b. Description du relief et des formations quaternaires du littoral breton entre l'Aber Benoit et la Baie de Goulven (Finistère). Paris, France.

Battistini, R., 1953. Le littoral septentrional du Léon : principaux problèmes morphologiques. Bulletin de l'Association de géographes français 30, 58–71. <https://doi.org/10.3406/bagf.1953.7410>

Battistini, R., Martin, S., 1956. La « Plate-forme à écueils » du Nord-Ouest de la Bretagne. *Norois* 10, 147–161. <https://doi.org/10.3406/noroi.1956.1121>

Bauer, E., 2001. Interannual changes of the ocean wave variability in the North Atlantic and in the North Sea. *Climate Research* 18, 63–69.

Bengtsson, L., Hodges, K.I., Keenlyside, N., 2009. Will Extratropical Storms Intensify in a Warmer Climate? *J. Climate* 22, 2276–2301. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2678.1>

Bengtsson, L., Hodges, K.I., Roeckner, E., 2006. Storm Tracks and Climate Change. *J. Climate* 19, 3518–3543. <https://doi.org/10.1175/JCLI3815.1>

Benner, R., Browne, T., Brückner, H., Kelletat, D., Scheffers, A., 2010. Boulder transport by waves: progress in physical modelling. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues* 54, 127–146.

Benoit, M., Lafon, F., 2004. A nearshore wave atlas along the coasts of France based on the numerical modeling of wave climate over 25 years, in: *Coastal Engineering 2004*. World Scientific Publishing Company, pp. 714–726. https://doi.org/10.1142/9789812701916_0057

Benoit, M., Lafon, F., Goasguen, G., 2008. Constitution et exploitation d'une base de données d'états de mer le long des côtes françaises par simulation numérique sur 23 ans. *European Journal of Environmental and Civil Engineering* 12, 35–50. <https://doi.org/10.1080/19648189.2008.9692994>

Benoit, M., Marcos, F., Teisson, C., 1996. Modéliser les houles de tempête. *La Recherche* 47–51.

Bertin, X., de Bakker, A., van Dongeren, A., Coco, G., André, G., Ardhuin, F., Bonneton, P., Bouchette, F., Castelle, B., Crawford, W.C., Davidson, M., Deen, M., Dodet, G., Guérin, T., Inch, K., Leckler, F., McCall, R., Muller, H., Olabarrieta, M., Roelvink, D., Ruessink, G., Sous, D., Stutzmann, É., Tissier, M., 2018. Infragravity waves: From driving mechanisms to impacts. *Earth-Science Reviews* 177, 774–799. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.002>

Bertin, X., Prouteau, E., Letetrel, C., 2013. A significant increase in wave height in the North Atlantic Ocean over the 20th century. *Global and Planetary Change* 106, 77–83. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.03.009>

Betts, N.L., Orford, J.D., White, D., Graham, C.J., 2004. Storminess and surges in the South-Western Approaches of the eastern North Atlantic: the synoptic climatology of recent extreme coastal storms. *Marine Geology, Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics* 210, 227–246. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.010>

- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1999. Grain-Size and Textural Classification of Coarse Sedimentary Particles. *Journal of Sedimentary Research* 69, 6-19.
- Blaise, E., Suanez, S., Stéphan, P., Fichaut, B., David, L., Cuq, V., Autret, R., Houron, J., Rouan, M., Floc'h, F., Ardhuin, F., Cancouët, R., Davidson, R., Costa, S., Delacourt, C., 2015. Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 21, 267–292. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.11104>
- Blanco Chao, R., Costa Casais, M., Martínez Cortizas, A., Pérez Alberti, A., Trenhaile, A.S., 2003. Evolution and inheritance of a rock coast: western Galicia, northwestern Spain. *Earth Surf. Process. Landforms* 28, 757–775. <https://doi.org/10.1002/esp.496>
- Bodéré, J.-C., 1985. La région côtière Sud-Est de l'Islande : recherches géomorphologiques, thèse d'Etat de l'Université de Bretagne Occidentale, 3 volumes, 1869 p.
- Bondevik, S., Løvholt, F., Harbitz, C., Mangerud, J., Dawson, A., Inge Svendsen, J., 2005. The Storegga Slide tsunami—comparing field observations with numerical simulations. *Marine and Petroleum Geology, Ormen Lange - an integrated study for the safe development of a deep-water gas field within the Storegga Slide Complex, NE Atlantic continental margin* 22, 195–208. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.10.003>
- Bondevik, S., Svendsen, J.I., Mangerud, J., 1997. Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology* 44, 1115–1131.
- Boudière, E., Maisondieu, C., Ardhuin, F., Accensi, M., Pineau-Guillou, L., Lepesqueur, J., 2013. A suitable metocean hindcast database for the design of Marine energy converters. *International Journal of Marine Energy, Special Issue 3-4*, 40-51. <https://doi.org/10.1016/j.ijome.2013.11.010>
- Bourgeois, J., MacInnes, B., 2010. Tsunami boulder transport and other dramatic effects of the 15 November 2006 central Kuril Islands tsunami on the island of Matua. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues* 54, 175–195. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2010/0054S3-0024>
- Brennan, J., Clancy, C., Harrington, J., Cox, R., Dias, F., 2017. Analysis of the pressure at a vertical barrier due to extreme wave run-up over variable bathymetry. *Theoretical and Applied Mechanics Letters* 7, 269–275. <https://doi.org/10.1016/j.taml.2017.11.001>
- Bromirski, P.D., Cayan, D.R., 2015. Wave power variability and trends across the North Atlantic influenced by decadal climate patterns. *J. Geophys. Res. Oceans* 120, 3419–3443. <https://doi.org/10.1002/2014JC010440>
- Bryant, E., 2014. *Tsunami: The Underrated Hazard*. Springer. pp. 222.
- Bryant, E.A., Nott, J., 2001. Geological Indicators of Large Tsunami in Australia. *Natural Hazards* 24, 231–249. <https://doi.org/10.1023/A:1012034021063>
- Bryant, E.A., Young, R., Price, D.M., 1992. Evidence of tsunami sedimentation on the southeastern coast of Australia. *The Journal of Geology* 100, 753–765.
- Bryson, M., Duce, S., Harris, D., Webster, J.M., Thompson, A., Vila-Concejo, A., Williams, S.B., 2016. Geomorphic changes of a coral shingle cay measured using Kite Aerial Photography. *Geomorphology* 270, 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.06.018>

Bryson, M., Johnson-Roberson, M., Murphy, R.J., Bongiorno, D., 2013. Kite Aerial Photography for Low-Cost, Ultra-high Spatial Resolution Multi-Spectral Mapping of Intertidal Landscapes. *PLOS ONE* 8, e73550. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0073550>

Buckley, M.L., Wei, Y., Jaffe, B.E., Watt, S.G., 2012. Inverse modeling of velocities and inferred cause of overwash that emplaced inland fields of boulders at Anegada, British Virgin Islands. *Natural Hazards* 63, 133–149.

C

Cagnard, F., 2008. Carte géologique harmonisée du département du Finistère. BRGM/RP- 5 6 273-FR, 435 p., 12 fig., 2 tab. 3 pl. hors-texte.

Carbone, F., Dutykh, D., Dudley, J.M., Dias, F., 2013. Extreme wave runup on a vertical cliff. *Geophys. Res. Lett.* 40, 3138–3143. <https://doi.org/10.1002/grl.50637>

Cariolet, J.-M., Costa, S., Caspar, R., Ardhuin, F., Magne, R., Goasguen, G., 2010. Aspects météorologiques de la tempête du 10 mars 2008 en Atlantique et en Manche. *Norois. Environnement, aménagement, société* 215, 11–31. <https://doi.org/10.4000/norois.3242>

Cariolet, J.-M., Suanez, S., 2013. Runup estimations on a macrotidal sandy beach. *Coastal Engineering* 74, 11–18. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.11.008>

Castelle, B., Dodet, G., Masselink, G., Scott, T., 2017. A new climate index controlling winter wave activity along the Atlantic coast of Europe: The West Europe Pressure Anomaly. *Geophys. Res. Lett.* 44, 1384–1392. <https://doi.org/10.1002/2016GL072379>

Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Splinter, K.D., Robinet, A., Sénéchal, N., Ferreira, S., 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. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.006>

Castillo, C., James, M.R., Redel-Macías, M.D., Pérez, R., Gómez, J.A., 2015. The SF3M approach to 3-D photo-reconstruction for non-expert users: application to a gully network. *SOIL Discussions* 2, 371–399. <https://doi.org/10.5194/soild-2-371-2015>

Cerema Eau, mer et fleuves, 2014. Fiches synthétiques de mesure des états de mer [WWW Document]. URL <http://www.eau-mer-fleuves.cerema.fr/fiches-synthetiques-de-mesure-des-etats-de-mer-a980.html> (accessed 9.11.17).

Chagué-Goff, C., Schneider, J.-L., Goff, J.R., Dominey-Howes, D., Strotz, L., 2011. Expanding the proxy toolkit to help identify past events — Lessons from the 2004 Indian Ocean Tsunami and the 2009 South Pacific Tsunami. *Earth-Science Reviews*, The 2009 South Pacific tsunami 107, 107–122. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.03.007>

Challenor, P., Woolf, D., Gommenginger, C., Srokosz, M., Cotton, D., Carter, D., Sykes, N., 2006. Satellite altimetry: A revolution in understanding the wave climate, in: *Proceedings of the Symposium on 15 Years of Progress in Radar Altimetry*. pp. 13–18.

Charles, E., Idier, D., Thiébot, J., Le Cozannet, G., Pedreros, R., Ardhuin, F., Planton, S., 2012. Present Wave Climate in the Bay of Biscay: Spatiotemporal Variability and Trends from 1958 to 2001. *J. Climate* 25, 2020–2039. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00086.1>

Charpentier, J., 1835. Notice sur la cause probable du transport des blocs erratiques de la Suisse, in: *Annales Des Mines*. pp. 219–236.

Chen, B., Chen, Z., Stephenson, W., Finlayson, B., 2011. Morphodynamics of a boulder beach, Putuo Island, SE China coast: The role of storms and typhoon. *Marine Geology, Special Issue on Boulders as a signature of storms on rock coasts* 283, 106–115. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.10.004>

Chenet, M., 2008. La réponse des versants islandais aux fluctuations glaciaires : étude multiscalaire dans la région de Skaftafell (sud-est de l'Islande), thèse de Doctorat, Université Panthéon-Sorbonne Paris 1, 291 p.

Coles, S., 2001. *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer. p. 209.

Coquin, J., 2015. Les impacts géomorphologiques de la déglaciation dans la région du Skagafjörður (Islande septentrionale) Thèse de doctorat. Université de Nantes. p. 163.

Costa, J.E., 1983. Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. *GSA Bulletin* 94, 986–1004. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<986:PROFPF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<986:PROFPF>2.0.CO;2)

Cox, R., Jahn, K.L., Watkins, O.G., 2016. Movement of boulders and megagravel by storm waves. Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 10535.

Cox, R., Jahn, K.L., Watkins, O.G., Cox, P., 2018. Extraordinary boulder transport by storm waves (west of Ireland, winter 2013–2014), and criteria for analysing coastal boulder deposits. *Earth-Science Reviews* 177, 623–636. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.12.014>

Cox, R., Lopes, W.A., Jahn, K.L., 2017. Quantitative roundness analysis of coastal boulder deposits. *Marine Geology*, in press. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.03.003>

Cox, R., Zentner, D.B., Kirchner, B.J., Cook, M.S., 2012. Boulder Ridges on the Aran Islands (Ireland): Recent Movements Caused by Storm Waves, Not Tsunamis. *The Journal of Geology* 120, 249–272. <https://doi.org/10.1086/664787>

D

Dawson, A.G., Lockett, P., Shi, S., 2004. Tsunami hazards in Europe. *Environment International* 30, 577–585. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2003.10.005>

Dawson, A.G., 1999. Linking tsunami deposits, submarine slides and offshore earthquakes. *Quaternary International* 60, 119–126. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00011-7](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00011-7)

Dawson, A.G., Long, D., Smith, D.E., 1988. The Storegga Slides: Evidence from eastern Scotland for a possible tsunami. *Marine Geology* 82, 271–276. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(88\)90146-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(88)90146-6)

Dawson, A.G., Shi, S., 2000. Tsunami Deposits. *Pure and Applied Geophysics* 157, 875–897. <https://doi.org/10.1007/s000240050010>

Dawson, S., Smith, D.E., 2000. The sedimentology of Middle Holocene tsunami facies in northern Sutherland, Scotland, UK. *Marine Geology* 170, 69–79. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00066-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00066-9)

Decaulne, A., 2001. Dynamique des versants et risques naturels dans les fjords d'Islande du Nord-Ouest. Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 391 p.

Dionne, J.-C., 2001. Observations géomorphologiques sur les méga-blocs d'un schorre à *Spartina alterniflora*, estuaire maritime du Saint-Laurent, Québec. *morfo* 7, 243–255. <https://doi.org/10.3406/morfo.2001.1109>

Dissanayake, P., Brown, J., Karunaratna, H., 2015. Impacts of storm chronology on the morphological changes of the Formby beach and dune system, UK. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 15, 1533–1543. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-1533-2015>

Dodet, G., 2013. Morphodynamic modelling of a wave-dominated tidal inlet : the Albufeira lagoon Thèse de doctorat. Université de La Rochelle. p. 181.

Dodet, G., Bertin, X., Taborda, R., 2010. Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modelling* 31, 120–131. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.10.010>

Dodet, G., Leckler, F., Outré, M., Autret, R., Floc'h, F., Le Dantec, N., Suanez, S.S., 2017. Mesures de vagues extrêmes le long de falaises rocheuses escarpées. Île de Banneg, archipel de Molène, Bretagne. Collection EDYTEM. Cahiers de géographie, Monitoring en milieux naturels - Retours d'expériences en terrains difficiles 12, 257–262.

Dodet, G., Leckler, F., Suanez, S.S., Arduin, F., 2016. Extreme wave runup over the steep rocky cliffs of Banneg Island, France, in: AGU Fall Meeting. San Francisco, United States.

Dodet, G., Suanez, S., Leckler, F., Arduin, F., Fichaut, B., Autret, R., 2015. Non-hydrostatic modelling of extreme water levels on Banneg Island, France, in: 14th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting and 5th Coastal Hazard Symposium.

Dodet, G., Leckler, F., Arduin, F., Suanez, S., Filipot, J.-F., 2017. Wave runup over the steep rocky cliffs of Banneg Island, France. In Aagaard T., Deigaard R., Fuhrman D. (Eds). *Proceedings of Coastal Dynamics 2017*, 180–191.

Duperret, A., Raimbault, C., Le Gall, B., Authemayou, C., van Vliet-Lanoë, B., Regard, V., Dromelet, E., Vandycke, S., 2016. High-resolution onshore–offshore morpho-bathymetric records of modern chalk and granitic shore platforms in NW France. *Comptes Rendus Geoscience, Coastal sediment dynamics* 348, 422–431. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.06.005>

Dupuis, H., Michel, D., Sottolichio, A., 2006. Wave climate evolution in the Bay of Biscay over two decades. *Journal of Marine Systems* 63, 105–114. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.05.009>

E

Earlie, C.S., Young, A.P., Masselink, G., Russell, P.E., 2015. Coastal cliff ground motions and response to extreme storm waves: Coastal cliff response to extreme storms. *Geophysical Research Letters* 42, 847–854. <https://doi.org/10.1002/2014GL062534>

Ehrhold, A., Le Gall, B., Stéphan, P., Suanez, S., 2017. Présentation générale, in: Axel Ehrhold, Bernard Le Gall (Ed.), Atlas de l'archipel de Molène. Géologie, Géomorphologie et Sédimentologie. Quae, pp. 17–32.

Einarsson, P., 1991. Earthquakes and present-day tectonism in Iceland. *Tectonophysics, Imaging and understanding the lithosphere of Scandinavia and Iceland* 189, 261–279. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90501-I](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90501-I)

Einstein, H.A., El-Samni, E.-S.A., 1949. Hydrodynamic Forces on a Rough Wall. *Rev. Mod. Phys.* 21, 520–524. <https://doi.org/10.1103/RevModPhys.21.520>

Engel, M., May, S.M., 2012. Bonaire's boulder fields revisited: evidence for Holocene tsunami impact on the Leeward Antilles. *Quaternary Science Reviews, Coastal Change during the Late Quaternary* 54, 126–141. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.12.011>

Erdmann, W., Kelletat, D., Scheffers, A., Haslett, S.K., 2015. Introduction, in: Origin and Formation of Coastal Boulder Deposits at Galway Bay and the Aran Islands, Western Ireland, *SpringerBriefs in Geography*. Springer, Cham, pp. 1–12. https://doi.org/10.1007/978-3-319-16333-8_1

Étienne S., 2001. Les processus de météorisation des surfaces volcaniques en Islande : approche épistémologique de la géomorphologie des milieux froids, thèse de Doctorat, Université Panthéon-Sorbonne Paris 1, p. 477.

Etienne, S., 2007. Les plates-formes d'érosion marine des littoraux volcaniques, in: *Les Littoraux Volcaniques: Une Approche Environnementale*. pp. 37–55.

Etienne, S., André, M.-F., 2003. La variabilité de la hiérarchie des processus de météorisation à travers les bilans météoriques de divers milieux périglaciaires nord-atlantiques (Islande, Labrador, Laponie, Spitsberg). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 9, 177–189. <https://doi.org/10.3406/morfo.2003.1178>

Etienne, S., Buckley, M., Paris, R., Nandasena, A.K., Clark, K., Strotz, L., Chagué-Goff, C., Goff, J., Richmond, B., 2011. The use of boulders for characterising past tsunamis: Lessons from the 2004 Indian Ocean and 2009 South Pacific tsunamis. *Earth-Science Reviews, The 2009 South Pacific tsunami* 107, 76–90. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.12.006>

Etienne, S., Paris, R., 2010. Boulder accumulations related to storms on the south coast of the Reykjanes Peninsula (Iceland). *Geomorphology, Rock Coast Geomorphology* 114, 55–70. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.02.008>

Etienne, S., Paris, R., 2007. *Les littoraux volcaniques: une approche environnementale*. Presses Univ Blaise Pascal. p. 224.

Etienne, S., Terry, J.P., 2012. Coral boulders, gravel tongues and sand sheets: Features of coastal accretion and sediment nourishment by Cyclone Tomas (March 2010) on Taveuni Island, Fiji. *Geomorphology* 175–176, 54–65. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.06.018>

F

Feser, F., Barcikowska, M., Krueger, O., Schenk, F., Weisse, R., Xia, L., 2015. Storminess over the North Atlantic and northwestern Europe—A review. *Q.J.R. Meteorol. Soc* 141, 350–382. <https://doi.org/10.1002/qj.2364>

Fichaut, B., Hallégouët, B., 1989. Banneg : une île dans la tempête. *Penn ar bed* 36–43.

Fichaut, B., Suanez, S., 2011. Quarrying, transport and deposition of cliff-top storm deposits during extreme events: Banneg Island, Brittany. *Marine Geology, Special Issue on Boulders as a signature of storms on rock coasts* 283, 36–55. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.11.003>

Fichaut, B., Suanez, S., 2010. Dynamiques d'arrachement, de transport et de dépôt de blocs cyclopéens par les tempêtes : le cas de la tempête du 10 mars 2008 sur l'île de Banneg (archipel de Molène, Finistère). *Norois. Environnement, aménagement, société* 33–58. <https://doi.org/10.4000/norois.3224>

Fichaut, B., Suanez, S., 2008. Les blocs cyclopéens de l'île de Banneg (archipel de Molène, Finistère) : accumulations supratidales de forte énergie. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 14, 15–31. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.5793>

Fonstad, M.A., Dietrich, J.T., Courville, B.C., Jensen, J.L., Carbonneau, P.E., 2013. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth Surf. Process. Landforms* 38, 421–430. <https://doi.org/10.1002/esp.3366>

Foster, I.D.L., Albon, A.J., Bardell, K.M., Fletcher, J.L., Jardine, T.C., Mothers, R.J., Pritchard, M.A., Turner, S.E., 1991. High energy coastal sedimentary deposits; an evaluation of depositional processes in Southwest England. *Earth Surf. Process. Landforms* 16, 341–356. <https://doi.org/10.1002/esp.3290160407>

Fritz, H.M., Blount, C., Sokoloski, R., Singleton, J., Fuggle, McAdoo, B.G., Moore, A., Grass, C., Tate, B., 2008. Hurricane Katrina Storm Surge Reconnaissance. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 134, 644–656. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1090-0241\(2008\)134:5\(644\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1090-0241(2008)134:5(644))

Frohlich, C., Hornbach, M.J., Taylor, F.W., Shen, C.-C., Moala, 'Apai, Morton, A.E., Kruger, J., 2009. Huge erratic boulders in Tonga deposited by a prehistoric tsunami. *Geology* 37, 131–134. <https://doi.org/10.1130/G25277A.1>

G

Geikie, A., 1887. *The Scenery of Scotland*, 2nd edition. ed. Macmillan, London.

Girardeau-Montaut, D., 2011. Cloudcompare-open source project. OpenSource Project.

Goff, J., Chagué-Goff, C., Nichol, S., 2001. Palaeotsunami deposits: a New Zealand perspective. *Sedimentary Geology* 143, 1–6. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00121-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00121-X)

Goff, J., Chagué-Goff, C., Nichol, S., Jaffe, B., Dominey-Howes, D., 2012. Progress in palaeotsunami research. *Sedimentary Geology* 243–244, 70–88. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.11.002>

Goff, J., Dudley, W.C., deMaintenon, M.J., Cain, G., Coney, J.P., 2006. The largest local tsunami in 20th century Hawaii. *Marine Geology* 226, 65–79. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.09.017>

Goto, K., Chagué-Goff, C., Fujino, S., Goff, J., Jaffe, B., Nishimura, Y., Richmond, B., Sugawara, D., Szczuciński, W., Tappin, D.R., Witter, R.C., Yulianto, E., 2011a. New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event. *Marine Geology* 290, 46–50. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.10.004>

Goto, K., Chavanich, S.A., Imamura, F., Kunthasap, P., Matsui, T., Minoura, K., Sugawara, D., Yanagisawa, H., 2007. Distribution, origin and transport process of boulders deposited by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand. *Sedimentary Geology* 202, 821–837. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.09.004>

Goto, K., Miyagi, K., Kawana, T., Takahashi, J., Imamura, F., 2011b. Emplacement and movement of boulders by known storm waves — Field evidence from the Okinawa Islands, Japan. *Marine Geology, Special Issue on Boulders as a signature of storms on rock coasts* 283, 66–78. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.09.007>

Goto, K., Okada, K., Imamura, F., 2009. Characteristics and hydrodynamics of boulders transported by storm waves at Kudaka Island, Japan. *Marine Geology* 262, 14–24. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.001>

Goto, K., Shinozaki, T., Minoura, K., Okada, K., Sugawara, D., Imamura, F., 2010. Distribution of boulders at Miyara Bay of Ishigaki Island, Japan: A flow characteristic indicator of tsunami and storm waves. *Island Arc* 19, 412–426. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2010.00721.x>

Grandin, R., Borges, J.F., Bezzeghoud, M., Caldeira, B., Carrilho, F., 2007. Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the 1969 February 28 ($M_s = 8.0$) and the 1755 November 1 ($M \sim 8.5$) earthquakes - II. Strong ground motion simulations. *Geophys J Int* 171, 807–822. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03571.x>

Grauert, M., Björck, S., Bondevik, S., 2001. Storegga tsunami deposits in a coastal lake on Suouroy, the Faroe Islands. *Boreas* 30, 263–271. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2001.tb01045.x>

Gudmundsson, A., 1987. Geometry, formation and development of tectonic fractures on the Reykjanes Peninsula, southwest Iceland. *Tectonophysics* 139, 295–308. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90103-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90103-X)

Guilcher, A., 1959. L'Archipel de Molène (Finistère): étude morphologique. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* 81–96.

Guilcher, A., Adrian, B., 1959. L'archipel de Lilia et Landéda (Finistère), étude géomorphologique. *Cahiers Océaniques* 219–230.

Guilcher, A., Adrian, B., Blanquart, A., 1959. Les « queues de comète » de galets et de blocs derrière les roches isolées sur les Côtes Nord-Ouest et Ouest de la Bretagne. *Noroi* 22, 125–145. <https://doi.org/10.3406/noroi.1959.1247>

Gutscher, M.-A., Baptista, M.A., Miranda, J.M., 2006. The Gibraltar Arc seismogenic zone (part 2): Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by tsunami modeling and seismic intensity. *Tectonophysics, Natural Laboratories on Seismogenic Faults* 426, 153–166. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.02.025>

H

Hall, A.M., 2011. Storm wave currents, boulder movement and shore platform development: A case study from East Lothian, Scotland. *Marine Geology* 283, 98–105. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.10.024>

Hall, A.M., 1996. The Quaternary of Orkney. Quaternary Research Association.

- Hall, A.M., Hansom, J.D., Jarvis, J., 2008. Patterns and rates of erosion produced by high energy wave processes on hard rock headlands: The Grind of the Navir, Shetland, Scotland. *Marine Geology* 248, 28–46. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.10.007>
- Hall, A.M., Hansom, J.D., Williams, D.M., 2010. Wave-Emplaced Coarse Debris and Megaclasts in Ireland and Scotland: Boulder Transport in a High-Energy Littoral Environment: A Discussion. *The Journal of Geology* 118, 699–704. <https://doi.org/10.1086/656357>
- Hall, A.M., Hansom, J.D., Williams, D.M., Jarvis, J., 2006. Distribution, geomorphology and lithofacies of cliff-top storm deposits: Examples from the high-energy coasts of Scotland and Ireland. *Marine Geology* 232, 131–155. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.06.008>
- Hallégouët, B., 1984. Contribution à l'étude morphologique de l'archipel de Molène (Finistère), in: *Études Géographiques Sur La Bretagne et Questions Diverses*. Presented at the 107ème Congrès National des Sociétés Savantes, Brest 1982, Secteur de Géographie, CTHS, Paris, France, pp. 61–77.
- Hallégouët B., 1982a. Géomorphologie de l'archipel de Molène. *Penn ar Bed*, 110, 83–97
- Hallégouët, B., 1982. L'archipel de Molène. *Penn ar Bed* 110, 79–82.
- Hallégouët, B., 1971. Le Bas Léon (Finistère). Étude géomorphologique (Thèse de doctorat). Université de Bretagne Occidentale (UBO), Brest. p. 271.
- Hanafin, J.A., Quilfen, Y., Arduin, F., Sienkiewicz, J., Queffeulou, P., Obrebski, M., Chapron, B., Reul, N., Collard, F., Corman, D., de Azevedo, E.B., Vandemark, D., Stutzmann, E., 2012. Phenomenal Sea States and Swell from a North Atlantic Storm in February 2011: A Comprehensive Analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 93, 1825–1832. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00128.1>
- Hansen, J., Sato, M., Hearty, P., Ruedy, R., Kelley, M., Masson-Delmotte, V., Russell, G., Tselioudis, G., Cao, J., Rignot, E., Velicogna, I., Tormey, B., Donovan, B., Kandiano, E., von Schuckmann, K., Kharecha, P., Legrande, A.N., Bauer, M., Lo, K.-W., 2016. Ice melt, sea level rise and superstorms: evidence from paleoclimate data, climate modeling, and modern observations that 2 °C global warming could be dangerous. *Atmos. Chem. Phys.* 16, 3761–3812. <https://doi.org/10.5194/acp-16-3761-2016>
- Hansom, J.D., Barltrop, N.D.P., Hall, A.M., 2008. Modelling the processes of cliff-top erosion and deposition under extreme storm waves. *Marine Geology* 253, 36–50. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.02.015>
- Hansom, J.D., Hall, A.M., 2009. Magnitude and frequency of extra-tropical North Atlantic cyclones: A chronology from cliff-top storm deposits. *Quaternary International* 195, 42–52. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.11.010>
- Hansom, J.D., Switzer, A.D., Pile, J., 2015. Extreme Waves, in: *Coastal and Marine Hazards, Risks, and Disasters*. Elsevier, pp. 307–334. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-396483-0.00011-X>
- Hartley, A., Howell, J., Mather, A.E., Chong, G., 2001. A possible Plio-Pleistocene tsunami deposit, Hornitos, northern Chile. *Revista geológica de Chile* 28, 117–125. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082001000100007>
- Haslett, S.K., Bryant, E.A., 2007. Reconnaissance of historic (post-AD 1000) high-energy deposits along the Atlantic coasts of southwest Britain, Ireland and Brittany, France. *Marine Geology* 242, 207–220. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.01.011>

- Haver, S., 2004. A possible freak wave event measured at the Draupner jacket January 1 1995, in: *Rogue Waves*. pp. 1–8.
- Hayatdavoodi, M., Ertekin, R.C., 2016. Review of Wave Loads on Coastal Bridge Decks. *Appl. Mech. Rev.* 68, 030802-030802-16. <https://doi.org/10.1115/1.4033705>
- Hearty, P.J., 2002. Revision of the late Pleistocene stratigraphy of Bermuda. *Sedimentary Geology* 153, 1–21. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00261-0](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00261-0)
- Hearty, P.J., 1997. Boulder Deposits from Large Waves during the Last Interglaciation on North Eleuthera Island, Bahamas. *Quaternary Research* 48, 326–338. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1926>
- Hearty, P.J., Tormey, B.R., 2017. Sea-level change and superstorms; geologic evidence from the last interglacial (MIS 5e) in the Bahamas and Bermuda offers ominous prospects for a warming Earth. *Marine Geology* 390, 347–365. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.05.009>
- Hedley, C., Taylor, T.G., 1907. Coral reefs of the Great Barrier Reef, Queensland. Report of the Australasian Association for the Advancement of Science, 394–413.
- Hénaff, A., 2008. Recherche d'indicateurs géomorphologiques de variation de l'orientation des houles sur les côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche au cours des 25 dernières années, analyse des données et comparaison avec les données de l'atlas numérique de houle EDF-LNHE. *La Houille Blanche*, 61–71. <https://doi.org/10.1051/lhb:2008006>
- Hénaff, A., Lageat, Y., Costa, S., Plessis, E., 2002. Le recul des falaises crayeuses du Pays de Caux : détermination des processus d'érosion et quantification des rythmes d'évolution. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 107–118.
- Herterich, J.G., Cox, R., Dias, F., 2018. How does wave impact generate large boulders? Modelling hydraulic fracture of cliffs and shore platforms, in press. *Marine Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.01.003>
- Herterich, J.G., Dias, F., 2017. Wave breaking and runup of long waves approaching a cliff over a variable bathymetry. *Procedia IUTAM, IUTAM Symposium on Storm Surge Modelling and Forecasting* 25, 18–27. <https://doi.org/10.1016/j.piutam.2017.09.004>
- Hibbert, S., 1822. A description of the Shetland Islands: comprising an account of their geology, scenery, antiquities, and superstitions. A. Constable and Company.
- Holliday, N.P., Yelland, M.J., Pascal, R., Swail, V.R., Taylor, P.K., Griffiths, C.R., Kent, E., 2006. Were extreme waves in the Rockall Trough the largest ever recorded? *Geophys. Res. Lett.* 33, L05613. <https://doi.org/10.1029/2005GL025238>
- Holman, R.A., Guza, R.T., 1984. Measuring run-up on a natural beach. *Coastal Engineering* 8, 129–140.
- Holman, R.A., Sallenger, A.H., Lippmann, T.C., Haines, J.W., 1993. The application of video image processing to the study of nearshore processes. *Oceanography* 6, 78–85.
- Hori, K., Kuzumoto, R., Hirouchi, D., Umitsu, M., Janjirawuttikul, N., Patanakanog, B., 2007. Horizontal and vertical variation of 2004 Indian tsunami deposits: An example of two transects along the western coast of Thailand. *Marine Geology* 239, 163–172. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.01.005>

Horsburgh, K.J., Wilson, C., Baptie, B.J., Cooper, A., Cresswell, D., Musson, R.M.W., Ottemöller, L., Richardson, S., Sargeant, S.L., 2008. Impact of a Lisbon-type tsunami on the U.K. coastline and the implications for tsunami propagation over broad continental shelves. *J. Geophys. Res.* 113, C04007. <https://doi.org/10.1029/2007JC004425>

Hunt, I., 1959. Design of seawalls and breakwaters, US Corps Eng. Lake Surv. Detroit 49.

Hurrell, J.W., 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science* 269, 676–679.

Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Visbeck, M., 2001. The North Atlantic Oscillation. *Science* 291, 603–605. <https://doi.org/10.1126/science.1058761>

I

Imamura, F., Goto, K., Ohkubo, S., 2008. A numerical model for the transport of a boulder by tsunami. *J. Geophys. Res.* 113, C01008. <https://doi.org/10.1029/2007JC004170>

J

Jaud, M., Passot, S., Le Bivic, R., Delacourt, C., Grandjean, P., Le Dantec, N., 2016. Assessing the Accuracy of High Resolution Digital Surface Models Computed by PhotoScan® and MicMac® in Sub-Optimal Survey Conditions. *Remote Sensing* 8, 465. <https://doi.org/10.3390/rs8060465>

Jóhannesson, H., 1989. Aldur Hallmundarhrauns í Borgarfirði (Age of the Hallmundarhraun lava flow, Reykjanes peninsula, SW-Iceland). *Fjölrít Náttúrufræðistofnunar* 9, 12.

Jóhannesson, H., Einarsson, S., 1988a. Aldur Illahrauns við Svartengi (Age of the Illahraun lava flow, Reykjanes peninsula, SW-Iceland). *Fjölrít Náttúrufræðistofnunar* 7, 10

Jóhannesson, H., Einarsson, S., 1988b. Krísuvíkureldar. I. Aldur Ögmundarhrauns og midaldalagsins (The Krísuvík fires. I. Age of the Ögmundarhraun lava and the Medieval tephra layer). *Jökull* 38, 71–87

Johnston, A.C., 1996. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions—II. Historical seismicity. *Geophys J Int* 125, 639–678. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06015.x>

Jones, B., Hunter, I.G., 1992. Very Large Boulders on the Coast of Grand Cayman: The Effects of Giant Waves on Rocky Coastlines. *Journal of Coastal Research* 8, 763–774.

Jónsson, J., 1983. Eldgos á sögulegum tímá á Reykjanesskaga (Volcanic eruptions in historical times on the Reykjanes peninsula, SW-Iceland). *Náttúrufræðingurinn* 52, 127–139.

K

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77, 437–471. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)

Kelletat, D., Schellmann, G., 2002. Tsunamis on Cyprus: field evidences and 14C dating results. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 19–34.

Kennedy, A.B., Mori, N., Yasuda, T., Shimozone, T., Tomiczek, T., Donahue, A., Shimura, T., Imai, Y., 2017. Extreme block and boulder transport along a cliffed coastline (Calicoan Island, Philippines) during Super Typhoon Haiyan. *Marine Geology* 383, 65–77. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.11.004>

Kennedy, A.B., Mori, N., Zhang, Y., Yasuda, T., Chen, S.-E., Tajima, Y., Pecor, W., Toride, K., 2016. Observations and Modeling of Coastal Boulder Transport and Loading During Super Typhoon Haiyan. *Coastal Engineering Journal* 58, 1640004. <https://doi.org/10.1142/S0578563416400040>

Kennedy, D.M., Coombes, M.A., Mottershead, D.N., 2017. The temporal and spatial scales of rocky coast geomorphology: a commentary. *Earth Surf. Process. Landforms*. <https://doi.org/10.1002/esp.4150>

Khan, S., Robinson, E., Rowe, D.-A., Coutou, R., 2010. Size and mass of shoreline boulders moved and emplaced by recent hurricanes, Jamaica. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues* 54, 3, 281-299. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2010/0054S3-0028>

Kharif, C., Pelinovsky, E., Slunyaev, A., 2009. *Rogue Waves in the Ocean (Advances in Geophysical and Environmental Mechanics and Mathematics)*. In: *Advances in geophysical and environmental mechanics and mathematics series 14*. Springer Berlin.

Kinahan, G.H., Leonard, H., Cruise, R., 1871. *Explanatory Memoir to Accompany Sheets 104 and 113 with the Adjoining Portions of Sheets 103 and 122 (Kilkieran and Aran Sheets): Of the Geological Survey of Ireland, Illustrating a Portion of the County of Galway*. HM Stationery Office.

Knight, J., Burningham, H., 2011. Boulder dynamics on an Atlantic-facing rock coastline, northwest Ireland. *Marine Geology* 283, 56–65. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.07.008>

Knight, J., Burningham, H., Barrett-Mold, C., 2009. The geomorphology and controls on development of a boulder-strewn rock platform, NW Ireland. *Journal of Coastal Research* 1646–1650.

Kogure, T., Matsukura, Y., 2010. Instability of coral limestone cliffs due to extreme waves. *Earth Surf. Process. Landforms* 35, 1357–1367. <https://doi.org/10.1002/esp.2046>

L

Lageat, Y., Battiau-Queney, Y., Prat, M.-C., 2014. *L'Homme doit-il maîtriser le littoral ?*, *Dynamiques Environnementales*. Presses universitaires de Bordeaux. p. 216.

Lau, A.Y.A., Terry, J.P., Switzer, A.D., Pile, J., 2015. Advantages of beachrock slabs for interpreting high-energy wave transport: Evidence from Luda Island in south-eastern Taiwan. *Geomorphology* 228, 263–274. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.010>

Lau, A.Y.A., Terry, J.P., Ziegler, A.D., Switzer, A.D., Lee, Y., Etienne, S., 2016. Understanding the history of extreme wave events in the Tuamotu Archipelago of French Polynesia from large carbonate boulders on Makemo Atoll, with implications for future threats in the central South Pacific. *Marine Geology* 380, 174–190. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.04.018>

Laute, K., Letortu, P., Le Dantec, N., 2017. Processes and mechanisms governing hard rock cliff erosion in western Brittany, France, in: EGU General Assembly Conference Abstracts. p. 3721.

Le Gall, B., Authemayou, C., Ehrhold, A., Paquette, J.-L., Bussien, D., Chazot, G., Aouizerat, A., Pastol, Y., 2014. LiDAR offshore structural mapping and U/Pb zircon/monazite dating of Variscan strain in the Leon metamorphic domain, NW Brittany. *Tectonophysics* 630, 236–250. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.026>

Leckebusch, G.C., Ulbrich, U., 2004. On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change. *Global and Planetary Change, Extreme climatic events* 44, 181–193. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.06.011>

Lockridge, P.A., Smith, R.H., 1984. Tsunamis in the Pacific Basin, 1900-1983. National Geophysical Data Center.

Long, D., Smith, D.E., Dawson, A.G., 1989. A Holocene tsunami deposit in eastern Scotland. *J. Quaternary Sci.* 4, 61–66. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390040107>

Lorang, M.S., 2011. A wave-competence approach to distinguish between boulder and megaclast deposits due to storm waves versus tsunamis. *Marine Geology, Special Issue on Boulders as a signature of storms on rock coasts* 283, 90–97. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.10.005>

Lorang, M.S., 2000. Predicting Threshold Entrainment Mass for a Boulder Beach. *Journal of Coastal Research* 16, 432–445. <https://doi.org/10.2307/4300052>

Louvat, L., Grateau, C., 2005. The Litto3D Project, in: *Oceans 2005-Europe*. IEEE, pp. 1244–1251.

Lowe, D.G., 1999. Object recognition from local scale-invariant features, in: *Proceedings of the Seventh IEEE International Conference on Computer Vision*. Presented at the Proceedings of the Seventh IEEE International Conference on Computer Vision, pp. 1150–1157 vol.2. <https://doi.org/10.1109/ICCV.1999.790410>

M

Marie, G., 2007. Les conséquences morphologiques des tempêtes et tsunamis sur les littoraux volcaniques de l'île d'Hawaï (Big Island) : genèse de plates-formes de haute mer et dépôts de blocs, in: Paris, S.E. et R. (Ed.), *Les Littoraux Des Îles Volcaniques : Une Approche Environnementale*, Coll. Volcaniques. Presses Universitaires Blaise Pascal, pp. 101–119.

Marie, G., 2004. L'évolution des formes et de la morphodynamique en domaine littoral volcanique : recherches dans l'archipel d'Hawaï. Thèse de doctorat. Université de Bretagne occidentale - Brest. p. 534

- Marziliano, P., Dufaux, F., Winkler, S., Ebrahimi, T., 2004. Perceptual blur and ringing metrics: application to JPEG2000. *Signal Processing: Image Communication* 19, 163–172. <https://doi.org/10.1016/j.image.2003.08.003>
- Masselink, G., Austin, M., Scott, T., Poate, T., Russell, P., 2014. Role of wave forcing, storms and NAO in outer bar dynamics on a high-energy, macro-tidal beach. *Geomorphology* 226, 76–93. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.07.025>
- Masselink, G., Castelle, B., Scott, T., Dodet, G., Suanez, S., Jackson, D., Floc'h, F., 2016. Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophys. Res. Lett.* 43, 2015GL067492. <https://doi.org/10.1002/2015GL067492>
- Masselink, G., Scott, T., Poate, T., Russell, P., Davidson, M., Conley, D., 2015. The extreme 2013/2014 winter storms: hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England. *Earth Surf. Process. Landforms* 41, 3, 378–391. <https://doi.org/10.1002/esp.3836>
- Matthews, T., Murphy, C., Wilby, R.L., Harrigan, S., 2014. Stormiest winter on record for Ireland and UK. *Nature Climate Change* 4, 738. <https://doi.org/10.1038/nclimate2336>
- May, S.M., Engel, M., Brill, D., Cuadra, C., Lagmay, A.M.F., Santiago, J., Suarez, J.K., Reyes, M., Brückner, H., 2015. Block and boulder transport in Eastern Samar (Philippines) during Supertyphoon Haiyan. *Earth Surface Dynamics* 3, 543–558. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/esurf-3-543-2015>
- McCallum, E., Norris, W.J.T., 1990. The storms of January and February 1990. *Meteor. Mag.* 119, 201–210.
- McKenna, J., 2005. Boulder Beaches, in: Schwartz, M.L. (Ed.), *Encyclopedia of Coastal Science, Encyclopedia of Earth Science Series*. Springer Netherlands, pp. 206–208. https://doi.org/10.1007/1-4020-3880-1_56
- McKenna, J., 1990. Morphodynamics and sediments of basalt shore platforms. Thèse de doctorat. University of Ulster. p. 582
- McKenna, J., Jackson, D.W.T., Cooper, J.A.G., 2011. In situ exhumation from bedrock of large rounded boulders at the Giant's Causeway, Northern Ireland: An alternative genesis for large shore boulders (mega-clasts). *Marine Geology, Special Issue on Boulders as a signature of storms on rock coasts* 283, 25–35. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.09.005>
- Mentaschi, L., Vousdoukas, M.I., Voukouvalas, E., Dosio, A., Feyen, L., 2017. Global changes of extreme coastal wave energy fluxes triggered by intensified teleconnection patterns. *Geophys. Res. Lett.* 44, 2016GL072488. <https://doi.org/10.1002/2016GL072488>
- Meyer, G.E., Neto, J.C., 2008. Verification of color vegetation indices for automated crop imaging applications. *Computers and Electronics in Agriculture* 63, 282–293. <https://doi.org/10.1016/j.compag.2008.03.009>
- Miller, S., Rowe, D.-A., Brown, L., Mandal, A., 2013. Wave-emplaced boulders: implications for development of “prime real estate” seafront, North Coast Jamaica. *Bull Eng Geol Environ* 73, 109–122. <https://doi.org/10.1007/s10064-013-0517-0>
- Mizuta, R., Matsueda, M., Endo, H., Yukimoto, S., 2011. Future Change in Extratropical Cyclones Associated with Change in the Upper Troposphere. *J. Climate* 24, 6456–6470. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3969.1>

Moign, A., Moign, Y., 1970. Les îles Heimaey et Surtsey de l'archipel volcanique Vestmannaeyjar (Islande). Étude du littoral. *noroi* 67, 305–334. <https://doi.org/10.3406/noroi.1970.7339>

Montreuil, A.-L., Bullard, J.E., 2012. A 150-year record of coastline dynamics within a sediment cell: Eastern England. *Geomorphology* 179, 168–185. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.008>

Moore, J.G., Moore, G.W., 1984. Deposit from a Giant Wave on the Island of Lanai, Hawaii. *Science* 226, 1312–1315. <https://doi.org/10.1126/science.226.4680.1312>

Morellato, D., Benoit, M., 2009. Constitution d'une base de données d'états de mer le long des côtes françaises méditerranéennes par simulations rétrospectives couvrant la période 1979-2008. *Revue Paralia* 3, 5.1-5.12. <https://doi.org/10.5150/revue-paralia.2010.005>

Morellato, D., Benoit, M., Tiberi-Wadier, A.-L., 2010. États de mer et changement climatique—Simulation des états de mer dans l'Océan Atlantique de 1960 à 2100 pour trois scénarios de changement climatique. Presented at the Les 8èmes jST, Brest.

Morton, R.A., Richmond, B., Jaffe, B., Guy Gelfenbaum, A., 2008. Coarse-Clast Ridge Complexes of the Caribbean: A Preliminary Basis for Distinguishing Tsunami and Storm-Wave Origins. *Journal of Sedimentary Research* 78, 624–637 <https://doi.org/10.2110/jsr.2008.068>

Moses, C.A., 2014. Chapter 4 The rock coast of the British Isles: shore platforms. Geological Society, London, *Memoirs* 40, 39–56. <https://doi.org/10.1144/M40.4>

Mykura, W., Flinn, D., May, F., 1976. British regional geology: Orkney and Shetland. Stationery Office Books (TSO). p. 159

N

Nakata, T., Kawana, T., 1995. Historical and Prehistorical Large Tsunamis in the Southern Ryukyus, Japan, in: *Tsunami: Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning, Advances in Natural and Technological Hazards Research*. Springer Netherlands, pp. 211–221. https://doi.org/10.1007/978-94-015-8565-1_15

Nandasena, N.A.K., Paris, R., Tanaka, N., 2011. Reassessment of hydrodynamic equations: Minimum flow velocity to initiate boulder transport by high energy events (storms, tsunamis). *Marine Geology* 281, 70–84. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.02.005>

Nandasena, N.A.K., Tanaka, N., Sasaki, Y., Osada, M., 2013. Boulder transport by the 2011 Great East Japan tsunami: Comprehensive field observations and whether model predictions? *Marine Geology* 346, 292–309.

Narr, W., Suppe, J., 1991. Joint spacing in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology* 13, 1037–1048. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90055-N](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90055-N)

Naylor, L.A., Kennedy, D.M., Stephenson, W.J., 2014. Chapter 17 Synthesis and conclusion to the rock coast geomorphology of the world. Geological Society, London, *Memoirs* 40, 283–286. <https://doi.org/10.1144/M40.17>

Naylor, L.A., Stephenson, W.J., Smith, H.C.M., Way, O., Mendelssohn, J., Cowley, A., 2016. Geomorphological control on boulder transport and coastal erosion before, during and after an extreme extra-tropical cyclone. *Earth Surf. Process. Landforms* 41, 685–700. <https://doi.org/10.1002/esp.3900>

Noormets, R., Crook, K.A.W., Felton, E.A., 2004. Sedimentology of rocky shorelines: 3. Sedimentary Geology 172, 41–65. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.07.006>

Noormets, R., Felton, E.A., Crook, K.A.W., 2002. Sedimentology of rocky shorelines: 2: Shoreline megaclasts on the north shore of Oahu, Hawaii—origins and history. *Sedimentary Geology, Coastal Environment Change During Sea-Level Highstands* 150, 31–45. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00266-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00266-4)

Nott, J., 2003. Waves, coastal boulder deposits and the importance of the pre-transport setting. *Earth and Planetary Science Letters* 210, 269–276. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00104-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00104-3)

Nott, J., 1997. Extremely high-energy wave deposits inside the Great Barrier Reef, Australia: determining the cause—tsunami or tropical cyclone. *Marine Geology* 141, 193–207. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00063-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00063-7)

O

Oak, H.L., 1986. Process Inference from Coastal-Protection Structures to Boulder Beaches. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 68, 25–31. <https://doi.org/10.2307/521174>

Oak, H.L., 1984. The Boulder Beach: A Fundamentally Distinct Sedimentary Assemblage. *Annals of the Association of American Geographers* 74, 71–82.

O'Connor, M.C., Cooper, J.A.G., Jackson, D.W., 2011. Decadal behavior of tidal inlet-associated beach systems, northwest Ireland, in relation to climate forcing. *Journal of Sedimentary Research* 81, 38–51.

Omira, R., Baptista, M.A., Matias, L., 2015. Probabilistic Tsunami Hazard in the Northeast Atlantic from Near- and Far-Field Tectonic Sources. *Pure Appl. Geophys.* 172, 901–920. <https://doi.org/10.1007/s00024-014-0949-x>

Omira, R., Ramalho, I., Terrinha, P., Baptista, M.A., Batista, L., Zitellini, N., 2016. Deep-water seamounts, a potential source of tsunami generated by landslides? The Hirondelle Seamount, NE Atlantic. *Marine Geology* 379, 267–280. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.06.010>

P

Paris, R., Fournier, J., Poizot, E., Etienne, S., Morin, J., Lavigne, F., Wassmer, P., 2010. Boulder and fine sediment transport and deposition by the 2004 tsunami in Lhok Nga (western Banda Aceh, Sumatra, Indonesia): A coupled offshore–onshore model. *Marine Geology* 268, 43–54. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.10.011>

Paris, R., Lavigne, F., Wassmer, P., Sartohadi, J., 2007. Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Marine Geology* 238, 93–106. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.12.009>

- Paris, R., Naylor, L.A., Stephenson, W.J., 2011. Boulders as a signature of storms on rock coasts. *Marine Geology, Special Issue on Boulders as a signature of storms on rock coasts* 283, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.03.016>
- Paris, R., Wassmer, P., Sartohadi, J., Lavigne, F., Barthomeuf, B., Desgages, E., Grancher, D., Baumert, P., Vautier, F., Brunstein, D., Gomez, C., 2009. Tsunamis as geomorphic crises: Lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, West Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Geomorphology, Coastal Geomorphology* 104, 59–72. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.040>
- Paskoff, R., 1991. Likely occurrence of a mega-tsunami in the Middle Pleistocene, near Coquimbo, Chile. *Revista Geológica de Chile* 18, 87–91. <https://doi.org/10.5027/andgeoV18n1-a08>
- Peach, C., 1864. Additional list of fossils from the boulder-clay of Caithness. *Report of the British Association* 34, 61–63.
- Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A.S., 2015. An initial evaluation of drone-based monitoring of boulder beaches in Galicia, north-western Spain. *Earth Surface Processes and Landforms* 40, 105–111.
- Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A.S., Pires, A., López-Bedoya, J., Chaminé, H.I., Gomes, A., 2012. The effect of boulders on shore platform development and morphology in Galicia, north west Spain. *Continental Shelf Research* 48, 122–137.
- Perpillou, A., 1954. La Morphologie des côtes du Léon. *Mémoires et Documents du C.N.R.S* 203–237.
- Peterson, D.W., Tilling, R.I., 1980. Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea Volcano, Hawaii: Field observations and key factors. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 7, 271–293. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(80\)90033-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(80)90033-5)
- Pignatelli, C., Sansò, P., Mastronuzzi, G., 2009. Evaluation of tsunami flooding using geomorphologic evidence. *Marine Geology* 260, 6–18. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.01.002>
- Pilarczyk, J.E., Reinhardt, E.G., 2012. *Homotrema rubrum* (Lamarck) taphonomy as an overwash indicator in Marine Ponds on Aneгада, British Virgin Islands. *Nat Hazards* 63, 85–100. <https://doi.org/10.1007/s11069-010-9706-3>
- Pirazzoli, P.A., 2000. Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. *Oceanologica Acta* 23, 643–661. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(00\)00122-5](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(00)00122-5)
- Pirazzoli, P.A., Regnaud, H., Lemasson, L., 2004. Changes in storminess and surges in western France during the last century. *Marine Geology, Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics* 210, 307–323. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.015>
- Piscitelli, A., Milella, M., Hippolyte, J.-C., Shah-Hosseini, M., Morhange, C., Mastronuzzi, G., 2017. Numerical approach to the study of coastal boulders: The case of Martigues, Marseille, France. *Quaternary International, Quaternary coastal and marine studies in Central Mediterranean* 439, 52–64. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.10.042>
- Plant, N.G., Stockdon, H.F., 2015. How well can wave runup be predicted? Comment on Laudier et al. (2011) and Stockdon et al. (2006). *Coastal Engineering* 102, 44–48. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2015.05.001>

Poate, T., Masselink, G., Austin, M.J., Dickson, M., McCall, R., 2018. The Role of Bed Roughness in Wave Transformation Across Sloping Rock Shore Platforms. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 123, 2017JF004277. <https://doi.org/10.1002/2017JF004277>

Prizomwala, S.P., Gandhi, D., Ukey, V.M., Bhatt, N., Rastogi, B.K., 2015. Coastal boulders as evidences of high-energy marine events from Diu Island, west coast of India: storm or palaeotsunami? *Natural Hazards* 75, 1187–1203.

R

Ramalho, R.S., Winckler, G., Madeira, J., Helffrich, G.R., Hipólito, A., Quartau, R., Adena, K., Schaefer, J.M., 2015. Hazard potential of volcanic flank collapses raised by new megatsunami evidence. *Sci Adv* 1. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1500456>

Raubenheimer, B., Guza, R.T., Elgar, S., Kobayashi, N., 1995. Swash on a gently sloping beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 100, 8751–8760.

Regnaud, H., Oszwald, J., Planchon, O., Pignatelli, C., Piscitelli, A., Mastronuzzi, G., Audevard, A., 2010. Polygenetic (tsunami and storm) deposits? A case study from Ushant Island, western France. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues* 54, 197–217.

Reid, H.F., 1914. The Lisbon earthquake of November 1, 1755. *Bulletin of the Seismological Society of America* 4, 53–80.

Reinhardt, E.G., Pilarczyk, J., Brown, A., 2012. Probable tsunami origin for a Shell and Sand Sheet from marine ponds on Anegada, British Virgin Islands. *Natural hazards* 63, 101–117.

Richmond, B.M., Buckley, M., Etienne, S., Chagué-Goff, C., Clark, K., Goff, J., Dominey-Howes, D., Strotz, L., 2011a. Deposits, flow characteristics, and landscape change resulting from the September 2009 South Pacific tsunami in the Samoan islands. *Earth-Science Reviews, The 2009 South Pacific tsunami* 107, 38–51. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.03.008>

Richmond, B.M., Watt, S., Buckley, M., Jaffe, B.E., Gelfenbaum, G., Morton, R.A., 2011b. Recent storm and tsunami coarse-clast deposit characteristics, southeast Hawai'i. *Marine Geology, Special Issue on Boulders as a signature of storms on rock coasts* 283, 79–89. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.08.001>

Robinet, A., Castelle, B., Idier, D., Cozannet, G.L., Déqué, M., Charles, E., 2016. Statistical modeling of interannual shoreline change driven by North Atlantic climate variability spanning 2000–2014 in the Bay of Biscay. *Geo-Mar Lett* 36, 479–490. <https://doi.org/10.1007/s00367-016-0460-8>

Rogers, J.C., 1997. North Atlantic Storm Track Variability and Its Association to the North Atlantic Oscillation and Climate Variability of Northern Europe. *J. Climate* 10, 1635–1647. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<1635:NASTVA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<1635:NASTVA>2.0.CO;2)

Roussel, E., 2011. Réponses des glaciers et des sandurs sud-islandais au réchauffement climatique post-petit âge glaciaire : Modalités et rythmes d'ajustement du continuum glacio-fluvial Thèse de doctorat. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II. p. 269

Rovere, A., Casella, E., Harris, D.L., Lorscheid, T., Nandasena, N.A.K., Dyer, B., Sandstrom, M.R., Stocchi, P., D'Andrea, W.J., Raymo, M.E., 2017. Giant boulders and Last Interglacial storm intensity in the North Atlantic. *PNAS* 114, 12144–12149. <https://doi.org/10.1073/pnas.1712433114>

Ruessink, B., Kleinhans, M., den Beukel, P., 1998. Observations of swash under highly dissipative conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103, 3111–3118.

Russell, A.J., Fay, H., Marren, P.M., Tweed, F.S., Knudsen, Ó., 2005. Icelandic jökulhlaup impacts, in: C. Caseldine, A.R., J. Harðardóttir and Ó. Knudsen (Ed.), *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, pp. 153–203.

S

Salzmann, L., Green, A., 2012. Boulder emplacement on a tectonically stable, wave-dominated coastline, Mission Rocks, northern KwaZulu-Natal, South Africa. *Marine Geology* 323–325, 95–106. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.07.001>

Sanders, F., Gyakum, J.R., 1980. Synoptic-Dynamic Climatology of the “Bomb.” *Mon. Wea. Rev.* 108, 1589–1606. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1980\)108<1589:SDCOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<1589:SDCOT>2.0.CO;2)

Scheffers, A., 2005. Coastal response to extreme wave events: hurricanes and tsunami on Bonaire. *Essener Geographische Arbeiten* 37, p. 96.

Scheffers, A., 2002. Paleotsunami evidences from boulder deposits on Aruba, Curaçao and Bonaire. *Science of Tsunami Hazards* 20, 26–37.

Scheffers, A., Kelletat, D., Scheffers, S., 2010. Wave-Emplaced Coarse Debris and Megaclasts in Ireland and Scotland: Boulder Transport in a High-Energy Littoral Environment: A Reply. *The Journal of Geology* 118, 705–709. <https://doi.org/10.1086/656356>

Scheffers, A., Scheffers, S., Kelletat, D., Browne, T., 2009. Wave-Emplaced Coarse Debris and Megaclasts in Ireland and Scotland: Boulder Transport in a High-Energy Littoral Environment. *The Journal of Geology* 117, 553–573. <https://doi.org/10.1086/600865>

Scheffers, A.M., Kinis, S., 2014. Stable imbrication and delicate/unstable settings in coastal boulder deposits: Indicators for tsunami dislocation? *Quaternary International, Relative sea level changes: Signature on continental shelves, changing coastlines, and implications for coastal morphodynamics* 332, 73–84. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.03.004>

Scheffers, A.M., Scheffers, S.R., Kelletat, D.H., Squire, P., Collins, L., Feng, Y., Zhao, J.-X., Joannes-Boyau, R., May, S.M., Schellmann, G., Freeman, H., 2012. Coarse clast ridge sequences as suitable archives for past storm events? Case study on the Houtman Abrolhos, Western Australia. *J. Quaternary Sci.* 27, 713–724. <https://doi.org/10.1002/jqs.2558>

Segall, P., Pollard, D.D., 1983. Joint formation in granitic rock of the Sierra Nevada. *GSA Bulletin* 94, 563–575. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<563:JFIGRO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<563:JFIGRO>2.0.CO;2)

Semedo, A., Weisse, R., Behrens, A., Sterl, A., Bengtsson, L., Günther, H., 2013. Projection of Global Wave Climate Change toward the End of the Twenty-First Century. *J. Climate* 26, 8269–8288. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00658.1>

Shah-Hosseini, M., Morhange, C., De Marco, A., Wante, J., Anthony, E.J., Sabatier, F., Mastronuzzi, G., Pignatelli, C., Piscitelli, A., 2013. Coastal boulders in Martigues, French Mediterranean: evidence for extreme storm waves during the Little Ice Age. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues* 57, 181–199. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2013/S-00132>

- Shah-Hosseini, M., Morhange, C., Naderi Beni, A., Marriner, N., Lahijani, H., Hamzeh, M., Sabatier, F., 2011. Coastal boulders as evidence for high-energy waves on the Iranian coast of Makran. *Marine Geology* 290, 17–28. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.10.003>
- Shah-Hosseini, M., Saleem, A., Mahmoud, A.-M.A., Morhange, C., 2016. Coastal boulder deposits attesting to large wave impacts on the Mediterranean coast of Egypt. *Nat Hazards* 83, 849–865. <https://doi.org/10.1007/s11069-016-2349-2>
- Sheremet, A., Staples, T., Ardhuin, F., Suanez, S., Fichaut, B., 2014. Observations of large infragravity wave runup at Banneg Island, France. *Geophysical Research Letters* 41, 976–982. <https://doi.org/10.1002/2013GL058880>
- Shimozono, T., Tajima, Y., Kennedy, A.B., Nobuoka, H., Sasaki, J., Sato, S., 2015. Combined infragravity wave and sea-swell runup over fringing reefs by super typhoon Haiyan. *J. Geophys. Res. Oceans* 120, 4463–4486. <https://doi.org/10.1002/2015JC010760>
- SHOM, 2014. Références altimétriques maritimes – Ports de France métropolitaine et d'outre-mer. Côtes du zéro hydrographique et niveaux caractéristiques de la marée. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, Brest pp. 112
- Sigurgeirsson, G., 1995. Yngra–Stampagosid a Reykjanesi (The Younger–Stampa eruption at Reykjanes, SW-Iceland). *Náttúrufræðingurinn* 64, 211–230.
- Smith, M.J., Pain, C.F., 2009. Applications of remote sensing in geomorphology. *Progress in Physical Geography* 33, 568–582. <https://doi.org/10.1177/0309133309346648>
- Snavely, N., Seitz, S.M., Szeliski, R., 2008. Modeling the World from Internet Photo Collections. *Int J Comput Vis* 80, 189–210. <https://doi.org/10.1007/s11263-007-0107-3>
- Snavely, N., Seitz, S.M., Szeliski, R., 2006. Photo tourism: exploring photo collections in 3D, in: *ACM Transactions on Graphics (TOG)*. ACM, pp. 835–846.
- Sneed, E.D., Folk, R.L., 1958. Pebbles in the lower Colorado River, Texas a study in particle morphogenesis. *The Journal of Geology* 66, 114–150.
- Spiske, M., Böröcz, Z., Bahlburg, H., 2008. The role of porosity in discriminating between tsunami and hurricane emplacement of boulders — A case study from the Lesser Antilles, southern Caribbean. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 384–396. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.030>
- Spiske, M., Halley, R.B., 2014. A coral-rubble ridge as evidence for hurricane overwash, Anegada (British Virgin Islands). *Adv. Geosci.* 38, 9–20. <https://doi.org/10.5194/adgeo-38-9-2014>
- Steers, J.A., 1973. *The coastline of Scotland*. Cambridge University Press 118, 2, 180-190.
- Stéphan, P., Suanez, S., Fichaut, B., 2010. Franchissement et migration des cordons de galets par rollover. Impact de la tempête du 10 mars 2008 dans l'évolution récente du Sillon de Talbert (Côtes-d'Armor, Bretagne). *Noréis. Environnement, aménagement, société* 59–75. <https://doi.org/10.4000/norois.3252>
- Stephenson, W.J., 2000. Shore platforms: a neglected coastal feature? *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 24, 311–327. <https://doi.org/10.1177/030913330002400301>

- Stephenson, W.J., Naylor, L.A., 2011a. Geological controls on boulder production in a rock coast setting: Insights from South Wales, UK. *Marine Geology, Special Issue on Boulders as a signature of storms on rock coasts* 283, 12–24. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.07.001>
- Stephenson, W.J., Naylor, L.A., 2011b. Within site geological contingency and its effect on rock coast erosion. *Journal of Coastal Research* 64, 831–835.
- Stevenson, T., 1845. Accounts of experiments upon the force of the waves of the Atlantic and German Oceans. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 16, 23–32.
- Stive, M.J.F., Aarninkhof, S.G.J., Hamm, L., Hanson, H., Larson, M., Wijnberg, K.M., Nicholls, R.J., Capobianco, M., 2002. Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal Engineering, Shore Nourishment in Europe* 47, 211–235. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(02\)00126-6](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00126-6)
- Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., Sallenger, A.H., 2006. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering* 53, 573–588. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.005>
- Stockdon, H.F., Thompson, D.M., Plant, N.G., Long, J.W., 2014. Evaluation of wave runup predictions from numerical and parametric models. *Coastal Engineering* 92, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.06.004>
- Stokes, G.G., 1847. On the theory of oscillatory waves. *Transactions of the Cambridge Philosophical Society* 8, 441–455.
- Suarez, S., Blaise, E., Cancouët, R., Floc'h, F., 2016. Empirical Parameterization of Wave Runup and Dune Erosion during Storm Conditions on a Natural Macrotidal Beach. *Journal of Coastal Research* 932–936. <https://doi.org/10.2112/SI75-187.1>
- Suarez, S., Cancouët, R., Floc'h, F., Blaise, E., Arduin, F., Filipot, J.-F., Cariolet, J.-M., Delacourt, C., 2015. Observations and Predictions of Wave Runup, Extreme Water Levels, and Medium-Term Dune Erosion during Storm Conditions. *Journal of Marine Science and Engineering* 3, 674–698. <https://doi.org/10.3390/jmse3030674>
- Suarez, S., Fichaut, B., Magne, R., 2009. Cliff-top storm deposits on Banneg Island, Brittany, France: Effects of giant waves in the Eastern Atlantic Ocean. *Sedimentary Geology* 220, 12–28. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.06.004>
- Suarez, S., Fichaut, B., Magne, R., Arduin, F., Corman, D., Stéphan, P., Cariolet, J.-M., 2011. Changements morphologiques et budget sédimentaire des formes fuyantes en queue de comète de l'archipel de Molène (Bretagne, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 17, 187–204. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.9397>
- Suarez, S.S., Stéphan, P., 2011. Effects of natural and human forcing on mesoscale shoreline dynamics of Saint-Michel-en-Grève bay (Brittany, France). *Shore and beach* 79, 19–38.
- Sunamura, T., 1988. Beach morphologies and their change. *Nearshore dynamics and coastal processes*. pp. 136–161.
- Switzer, A.D., Burston, J.M., 2010. Competing mechanisms for boulder deposition on the southeast Australian coast. *Geomorphology* 114, 42–54. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.02.009>

T

Terry, J.P., Goff, J., 2014. Megaclasts: Proposed Revised Nomenclature At the Coarse End of the Udden-Wentworth Grain-Size Scale for Sedimentary Particles. *Journal of Sedimentary Research* 84, 192–197.

Terry, J.P., Lau, A.Y.A., 2018. Magnitudes of nearshore waves generated by tropical cyclone Winston, the strongest landfalling cyclone in South Pacific records. Unprecedented or unremarkable? *Sedimentary Geology* 364, 276–285. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.10.009>

Thomas, T., Phillips, M.R., Williams, A.T., 2010. Mesoscale evolution of a headland bay: Beach rotation processes. *Geomorphology* 123, 129–141. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.06.018>

Thomas, T., Phillips, M.R., Williams, A.T., Jenkins, R.E., 2011. A multi-century record of linked nearshore and coastal change. *Earth Surf. Process. Landforms* 36, 995–1006. <https://doi.org/10.1002/esp.2127>

Thordarson, T., Larsen, G., 2007. Volcanism in Iceland in historical time: Volcano types, eruption styles and eruptive history. *Journal of Geodynamics* 43, 118–152. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.09.005>

Tomasson, G., Gislason, K., Karlsson, T., 1997. A storm surge model for the coast of Iceland. *WIT Transactions on The Built Environment* 30.

Trenhaile, A.S., 2002. Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms. *Geomorphology, 29th Binghamton Geomorphology Symposium: Coastal Geomorphology* 48, 7–22. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00173-3](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00173-3)

Trenhaile, A.S., 1980. Shore platforms: a neglected coastal feature. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 4, 1–23. <https://doi.org/10.1177/030913338000400101>

U

Ulbrich, U., Pinto, J.G., Kupfer, H., Leckebusch, G.C., Spanghehl, T., Reyers, M., 2008. Changing Northern Hemisphere Storm Tracks in an Ensemble of IPCC Climate Change Simulations. *J. Climate* 21, 1669–1679. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1992.1>

V

Vaughan, G., Methven, J., Anderson, D., Antonescu, B., Baker, L., Baker, T.P., Ballard, S.P., Bower, K.N., Brown, P.R.A., Chagnon, J., Choularton, T.W., Chylik, J., Connolly, P.J., Cook, P.A., Cotton, R.J., Crosier, J., Dearden, C., Dorsey, J.R., Frame, T.H.A., Gallagher, M.W., Goodliff, M., Gray, S.L., Harvey, B.J., Knippertz, P., Lean, H.W., Li, D., Lloyd, G., Martínez-Alvarado, O., Nicol, J., Norris, J., Öström, E., Owen, J., Parker, D.J., Plant, R.S., Renfrew, I.A., Roberts, N.M., Rosenberg, P., Rudd, A.C., Schultz, D.M., Taylor, J.P., Trzeciak, T., Tubbs, R., Vance, A.K., van Leeuwen, P.J., Wellpott, A., Woolley, A., 2014. Cloud Banding and Winds in Intense European Cyclones: Results from the DIAMET Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 96, 249–265. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00238.1>

Viotti, C., Carbone, F., Dias, F., 2014. Conditions for extreme wave runup on a vertical barrier by nonlinear dispersion. *Journal of Fluid Mechanics* 748, 768–788. <https://doi.org/10.1017/jfm.2014.217>

Vousdoukas, M.I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Verlaan, M., Feyen, L., 2017. Extreme sea levels on the rise along Europe's coasts. *Earth's Future* 5, 304–323. <https://doi.org/10.1002/2016EF000505>

Vousdoukas, M.I., Voukouvalas, E., Annunziato, A., Giardino, A., Feyen, L., 2016. Projections of extreme storm surge levels along Europe. *Clim Dyn* 47, 3171–3190. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3019-5>

W

Wadey, M.P., Haigh, I.D., Brown, J.M., 2014. A century of sea level data and the UK's 2013/14 storm surges: an assessment of extremes and clustering using the Newlyn tide gauge record. *Ocean Sci.* 10, 1031–1045. <https://doi.org/10.5194/os-10-1031-2014>

Wang, X.L., Swail, V.R., 2002. Trends of Atlantic Wave Extremes as Simulated in a 40-Yr Wave Hindcast Using Kinematically Reanalyzed Wind Fields. *J. Climate* 15, 1020–1035. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1020:TOAWEA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1020:TOAWEA>2.0.CO;2)

Wang, X.L., Swail, V.R., 2001. Changes of Extreme Wave Heights in Northern Hemisphere Oceans and Related Atmospheric Circulation Regimes. *J. Climate* 14, 2204–2221. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<2204:COEWHI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2204:COEWHI>2.0.CO;2)

Wang, X.L., Wan, H., Zwiers, F.W., Swail, V.R., Compo, G.P., Allan, R.J., Vose, R.S., Jourdain, S., Yin, X., 2011. Trends and low-frequency variability of storminess over western Europe, 1878–2007. *Clim Dyn* 37, 2355–2371. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1107-0>

Ward, S.N., Day, S., 2001. Cumbre Vieja Volcano—Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophys. Res. Lett.* 28, 3397–3400. <https://doi.org/10.1029/2001GL013110>

Wassing, F., 1957. Model investigation on wave run-up carried out in the Netherlands during the past twenty years. *Coastal Engineering Proceedings* 1, 42.

Watt, S., Buckley, M., Jaffe, B., 2012. Inland fields of dispersed cobbles and boulders as evidence for a tsunami on Anegada, British Virgin Islands. *Nat Hazards* 63, 119–131. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-9848-y>

Webb, S.C., 2007. The Earth's 'hum' is driven by ocean waves over the continental shelves. *Nature* 445, 754–756. <https://doi.org/10.1038/nature05536>

Weiss, R., Diplas, P., 2015. Untangling boulder dislodgement in storms and tsunamis: Is it possible with simple theories? *Geochem. Geophys. Geosyst.* 16, 890–898. <https://doi.org/10.1002/2014GC005682>

Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J., Reynolds, J.M., 2012. 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology* 179, 300–314. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>

Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E., Sear, D.A., 2009. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surf. Process. Landforms* 35, 136–156. <https://doi.org/10.1002/esp.1886>

Whelan, F., Keating, B., 2004. Tsunami Deposits on the Island of Oahu, Hawai'i. *der Meere und Küsten* 77.

Williams, D.M., Hall, A.M., 2004. Cliff-top megaclast deposits of Ireland, a record of extreme waves in the North Atlantic—storms or tsunamis? *Marine Geology* 206, 101–117. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.02.002>

Williams, G.P., 1984. Paleohydrologic Equations for Rivers, in: *Developments and Applications of Geomorphology*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 343–367. https://doi.org/10.1007/978-3-642-69759-3_11

Woolf, D., Challenor, P., Cotton, P., 2002. Variability and predictability of the North Atlantic wave climate. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 107. <https://doi.org/10.1029/2001jc001124>

Y

Yin, J.H., 2005. A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophys. Res. Lett.* 32, L18701. <https://doi.org/10.1029/2005GL023684>

Young, A.P., Adams, P.N., O'Reilly, W.C., Flick, R.E., Guza, R.T., 2011. Coastal cliff ground motions from local ocean swell and infragravity waves in southern California. *J. Geophys. Res.* 116, C09007. <https://doi.org/10.1029/2011JC007175>

Young, A.P., Guza, R.T., Adams, P.N., O'Reilly, W.C., Flick, R.E., 2012. Cross-shore decay of cliff top ground motions driven by local ocean swell and infragravity waves. *J. Geophys. Res.* 117, C06029. <https://doi.org/10.1029/2012JC007908>

Young, A.P., Guza, R.T., Dickson, M.E., O'Reilly, W.C., Flick, R.E., 2013. Ground motions on rocky, cliffed, and sandy shorelines generated by ocean waves: COASTAL GROUND MOTION. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118, 6590–6602. <https://doi.org/10.1002/2013JC008883>

Young, I.R., Zieger, S., Babanin, A.V., 2011. Global Trends in Wind Speed and Wave Height. *Science* 332, 451–455. <https://doi.org/10.1126/science.1197219>

Young, R.W., Bryant, E.A., 1992. Catastrophic wave erosion on the southeastern coast of Australia: Impact of the Lanai tsunamis ca. 105 ka? *Geology* 20, 199–202. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0199:CWEOTS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0199:CWEOTS>2.3.CO;2)

Z

Zappa, G., Shaffrey, L.C., Hodges, K.I., Sansom, P.G., Stephenson, D.B., 2013. A Multimodel Assessment of Future Projections of North Atlantic and European Extratropical Cyclones in the CMIP5 Climate Models. *J. Climate* 26, 5846–5862. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00573.1>

Zingg, T., 1935. Beitrag zur schotteranalyse. Thèse de doctorat. ETH Zurich. p. 107

Titre : Etude zonale des dynamiques des dépôts de tempête de sommet de falaise : de la Bretagne à l'Islande

Mots clés : Côtes rocheuses, Blocs littoraux, Blocs cyclopéens, Tempêtes, Vagues extrêmes

Résumé : Les blocs supratidaux de tempête que l'on trouve au sommet des falaises vont à l'encontre du schéma classique qui décrit l'érosion des falaises. Généralement, le recul des escarpements rocheux se fait au rythme des écroulements gravitaires dont les éléments s'accumulent en pied de falaise, la mer intervenant surtout dans le déblaiement des matériaux accumulés à la base des versants. Dans le cadre de cette thèse, nous étudions les processus d'érosion qui se traduisent par l'accumulation de dépôts grossiers en sommet de falaise. Nous montrons qu'au cours des événements météo-océaniques extrêmes, les effets combinés d'un niveau d'eau à la côte particulièrement élevé et du déferlement de vagues de haute énergie peuvent se manifester localement par l'arrachement et le transport de blocs littoraux supratidaux. Leur masse peut dépasser plusieurs dizaines de tonnes, et leur remaniement peut se faire à plusieurs mètres au-dessus du niveau des hautes mers. De même, leur déplacement peut atteindre plusieurs dizaines à centaines de mètres à l'intérieur des terres. A l'heure où l'on s'interroge sur une possible intensification et/ou augmentation de la fréquence des événements météo-océaniques extrêmes, la dynamique morphosédimentaire

de ces blocs littoraux apparaît comme un indicateur géomorphologique pertinent pour l'évaluation de ces changements. Un suivi topo-morphologique, sédimentaire et hydrodynamique pluriannuel a été réalisé sur plusieurs sites bretons (Finistère) et islandais (presqu'île de Reykjanes). Les résultats de ce suivi ont montré des schémas de circulation hydro-sédimentaire bien distincts suivant le contexte morphodynamique. Si dans certains cas, les processus transversaux prédominent dans l'édification et le remaniement de ces accumulations, dans d'autres cas, la composante longitudinale contrôle une partie des transferts à la côte. Les processus d'arrachement et de transport de blocs sont concomitants, et peuvent se produire à plusieurs reprises au cours d'un même événement et/ou hiver, y compris pendant les tempêtes d'intensité modérée. L'étude rétrospective des conditions météo-océaniques favorables au déclenchement de ces processus sur les 70 dernières années montre une forte variabilité interannuelle, sans périodicité ni tendance particulière. Cette variabilité est commandée par la dynamique atmosphérique WEPA aux latitudes tempérées de la Bretagne, et par l'ONA aux latitudes sub-polaires de l'Islande.

Title : Zonal study of supratidal coastal boulder deposits: from Brittany to Iceland

Keywords : Rocky coasts, Coastal boulder, Cliff-top storm deposits, Storm, Extreme waves

Abstract: Cliff-top storm deposits (CTSDs) corresponding to boulder accumulations are locally identified along the North-Atlantic coasts (Iceland, Scotland, Ireland, France), where they are defined as one of the most remarkable morphosedimentary storm signature. Their study aims to understand the effects of high energy storm waves on these specific rocky cliffed coasts facing deep-water and exposed to energetic wave-climates. Recent works demonstrated the role of high energy storm waves (instead of tsunami waves) in transporting and supplying in boulders these deposits. In the context of climate change, and the possible intensification and/or increase in frequency of extreme meteorological events, CTSDs appears as a potential geomorphological indicator for the monitoring of this changes on high-energy rocky coasts. This thesis propose an analysis of their morphosedimentary dynamics based on field observations realized at high (64°N) and me-

dium (48°N) latitude of the Northeast Atlantic basin. In the present work, their morphosedimentary dynamics have been annually surveyed using low altitude aerial photographs. Results shows two different hydro-sedimentary circulation patterns of CTSDs. The first one concerns inland boulder transport, corresponding the directions of the incident waves. This pattern confirms the contemporary edification of ridges. The second one concerns longshore or seaward boulder transport, describing a longitudinal drift of this sedimentary material. The processes of quarrying and transport of CTSDs are concomitant and can repeatedly occur during one single event and/or winter, including during regular storms. The retrospective analysis of sea weather forecast favorable to these processes during the last 70 years showed an infra-annual frequency with no particular periodicity nor tendency.