



HAL
open science

Apport d'une base de données d'éboulements rocheux obtenues par scanner laser dans la caractérisation des conditions de rupture et processus associés

Julie d'Amato

► **To cite this version:**

Julie d'Amato. Apport d'une base de données d'éboulements rocheux obtenues par scanner laser dans la caractérisation des conditions de rupture et processus associés. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes, 2015. Français. NNT : 2015GREAU025 . tel-01562938

HAL Id: tel-01562938

<https://theses.hal.science/tel-01562938>

Submitted on 17 Jul 2017

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 Août 2006

Présentée par

Julie D'Amato

Thèse dirigée par **Didier Hantz**
et codirigée par **Laurent Baillet**

préparée au sein de l'**Institut des Sciences de la Terre**
et de l'école doctorale **Terre Univers Environnement**

Apport d'une base de données d'éboulements rocheux obtenue par scanner laser dans la caractérisation des conditions de rupture et processus associés

Thèse soutenue publiquement le **15 décembre 2015**,
devant le jury composé de :

Jeanne-Sylvine Guédon

Directrice de Recherche, IFSTTAR Paris/ Marne la Vallée, Rapporteur

Claudio Scavia

Professeur ordinaire, Politecnico di Torino, Italie, Rapporteur

Michel Jaboyedoff

Professeur ordinaire, CRET, Université de Lausanne, Suisse, Président

Ludovic Ravel

Chargé de Recherche, EDYTEM, Université de Savoie Mont Blanc, Chambéry, Examineur

Laurent Baillet

Professeur, ISTerre, Université Joseph Fourier, Grenoble, Co-Directeur de thèse

Didier Hantz

Maitre de conférence, HDR, ISTerre, Université Joseph Fourier, Grenoble, Directeur de thèse



A Gioconda Ripa, mia nonna
A René Girard, duc de Marcousse

Remerciements

Quelques remerciements s'imposent à l'issue de ce travail, car, oui, je n'y suis pas arrivée toute seule!

Je vais donc commencer par remercier Didier Hantz, qui m'a recontactée un jour d'octobre 2012 pour me proposer ce sujet, et avec qui ces trois ans se sont vraiment bien passés! Il m'a laissé une grande autonomie dans le travail, ponctué par des participations en conférence, journées de terrain parfois périlleuses avec les stagiaires, réunions, et diverses discussions.

Merci à Laurent Baillet pour sa contribution, même si finalement nous n'avons pas pu aborder la modélisation.

Je souhaite également remercier ici les personnes qui ont pris du temps pour étudier mon travail, et qui l'ont suivi pour certains. Un grand merci à Sylvine Guédon, avec qui j'avais déjà pu travailler à l'IFSTTAR à Paris en master, et qui a rapporté ce travail. Je remercie également Claudio Scavia pour ses remarques et encouragements, concernant le manuscrit et lors de la soutenance.

Je remercie Ludovic Ravel pour ses nombreux commentaires lors de la soutenance, très précis, et pour les discussions lors de la soutenance.

Je remercie enfin Michel Jaboyedoff, qui a présidé ce jury, et avec qui j'ai déjà eu l'occasion de collaborer. Je remercie également l'équipe des spécialistes du LiDAR de Lausanne, avec qui les discussions et collaborations furent très enrichissantes (même autour d'un papet vaudois!), particulièrement Antonio Abellan (pour les comparaisons d'images, et surtout son extrême gentillesse!), et Antoine Guerin, qui s'est déplacé systématiquement pour faire les scans laser dont nous avons besoin, et qui a établi les premiers pas de ce travail. Sans cette collaboration, ce travail n'aurait pas pu aboutir donc je vous remercie encore une fois!

Ce travail doit également beaucoup à Armand Mariscal, qui n'a pas hésité à passer des matinées suspendu sur la falaise du Saint Eynard dans la neige pour essayer de répondre à la question tant de fois posée : "mais pourquoi ça transmet pas les données???".

J'ai eu la chance de passer ces trois ans de dur labeur au sein d'un labo bien convivial : ISTerre, alias "le labo des pots". On y trouve toujours une bonne raison de faire un pot, et ça c'est cool! On y trouve aussi beaucoup de doctorants, je vais donc en remercier quelques uns. D'abord, les collègues de bureau, finalement les premiers à qui j'ai eu à faire, et qui ont été remplacés par la suite : Pierre, collègue des rockfalls (et actuellement auvergnat! ha!), Zouki, Piero, puis y a eu Marie, Okba (qui fait une thèse

psychédélique! et qui m'a appris à utiliser Latex), Maureen et Paul. Le bureau 134 (ou 135 je sais jamais) était sympathique et plutôt calme et c'était pas mal pour travailler. Bon courage à ceux qui restent, et notamment à Sigmund Karrier, qui a pris ma place sitôt mes affaires enlevés, collègue des mouvements de terrain (mais plutôt du côté de ceux qui bougent pas!), et grand amateur de spectacles "sons et lumières" (que l'on appelle souvent "présentations PowerPoint"). Évidemment, j'y ajoute Johann, dans le même style mais avec un humour plus douteux et grand spécialiste de Paint! Y a aussi les non mouvements de terrain, géologues ou autres géodynamo! Je commencerai avec Cécile Prigent, avec qui on a partagé des TD de canevas de Wulff, essayant par tous les moyens de convertir les étudiants à ce merveilleux outil... je sais pas si on a réussi, au moins on aura essayé (je l'avais dit, on aurait dû écrire un rap!); Margaux et Rachel, spécialistes des cônes alluviaux, car comme elles disaient, "si j'existe, c'est d'être mégafan" (référence plus que douteuse...); Gabi, Simon, John, François, Lauren (qui était certes stagiaire)... J'ajouterais aussi les collègues de rédaction, ceux avec qui on a partagé de longs week end de rédaction dans le labo alors qu'il faisait super beau dehors : Audrey, Bertrand, Vincent, Margaux (challenge de la réf biblio : DONE!). Et en vrac ceux avec qui on partageait des repas, des blagues ou autres... c'est-à-dire beaucoup de gens du labo!! Petite pensée pour Alexis, l'ancien de Nancy, qui est venu "ambiancer" le bureau alors que j'allais envoyer mon manuscrit, quand j'étais au bout du rouleau! J'ai été obligée de redescendre sur Terre un peu plus vite que prévu, donc je pense que je dois un petit merci (ainsi qu'aux acolytes Cyril et Christophe Voisin, toujours dans les bons coups...) J'ai pu pendant cette thèse commencer à enseigner! Merci donc à tous les étudiants qui m'ont permis de me faire les pieds, même le vendredi matin à 8h après un jeudi soir manifestation très "éreinant" (au vu des tags corporels!). Je remercie Pascale Huyghe, ma tutrice, grâce à qui j'ai pu enseigner des trucs bien cools et faire du terrain, également Mai Linh, Jérôme (spécialiste de l'emploi du temps foireux), Mathias pour cette semaine de terrain dans les Baronnie! J'ai eu l'occasion de participer à l'opération 100 parrains - 100 classes sur demande de Mireille Bottelin du lycée Pierre Béghin de Moirans : expérience bien intéressante, donc merci Mireille! :)

J'ai pu croiser quelques stagiaires lors de cette thèse : Hugo et Elsa, Franck, Quentin, Guillaume et Yago. Merci pour ceux avec qui on a travaillé, ou fait du terrain (on peut dire qu'on en a mesuré, des blocs...)

J'ajoute une spéciale dédicasse à Sébastien Gominet, qui tourne un film sensationnel sur le Mont Saint Eynard!

Dans la vie hors labo, j dois bien remercier la coloc Charles - Léo - Luc, anciens de Nancy aussi, qui m'ont hébergée un p'tit moment à mon arrivée sur Grenoble. Avant que j'atterrisse au 10 rue du Drac (du Keudra comme on dit dans le tiékar), dans l'appart bien cool d'Agathe! Merci pour ce bon plan! On y a rencontré Marie, l'espoir du rap féminin, dans le local à vélo. Sur ses bons conseils, on a intégré une Amap et nos jeudis soirs s'en sont retrouvés bien occupés (par les légumes ou la bière?). De bons moments passés avec Zakouze et Marie (en trio maintenant), Nico, Tof et Pauline (autre trio), Lucie, Adeline et Basile (le géophysicien!), Clara, Quentin, Bastien, Maylis, Vincent, Manon, Morgane... et d'autres! Un grand merci au Café Vélo, Nico, Sylvain, Anto et Fabien, même si parfois la fermeture est laborieuse avec nous...! Enfin, j'ajouterais Mathiouze, un mec

très ponctuel, et aussi un habitué de la sieste nocturne sur le canapé, toujours apprécié du cerf gonflable! Et chez qui je peux me permettre de squatter pénard maintenant que j'ai quitté Grenoble! Merci à toi!

Contrairement à beaucoup de Grenoblois, j'étais pas tous les week ends à la montagne... parce que je préfère la musique! D'abord, la musique pratiquée! Un grand merci à l'Orchestre (symphonique universitaire), avec qui j'ai eu la chance de découvrir le concept de la Fabrique Opéra, et de jouer dans 4 opéras! Des projets qui ont fait évoluer ma façon d'appréhender l'opéra et la musique classique en général. Ce merci va bien évidemment à Patrick, le chef, dont j'ai bien apprécié la direction musicale, les blagues "rock'n roll" et les coups de gueule. Cet orchestre m'a permis de rencontrer Cédric Rossero, star de l'euphonium à côté de qui j'avais peur de jouer dans Nabucco (eh oui!), et qui m'a permis de jouer dans l'harmonie d'Eybens, à côté de Jeannot, mon modèle! Moi aussi j'veux fêter mes 80 ans en jouant du tuba!! Mais Cédric m'a surtout permis de jouer dans le Brass Band Accords, où il fait bon vivre (on se laisse pas mourir de faim et surtout pas de soif!), et avec qui on a pu vivre cette aventure excitante de participer au Championnat de France de Brass Band, et puis tant qu'à faire, de gagner!! Spécial dédicasse au pupitre de tuba qui envoie du bois : Christian, Nico (promis, j'arrête l'ail!), Jean-Marc et Aurélien. J'ajouterais un remerciement à l'ensemble AtoutCuivre avec qui j'ai joué un petit moment.

Outre la musique pratiquée, y a celle qu'on écoute et qu'on danse! Vivre à Grenoble m'a permis de découvrir la transe, je remercie pour cela l'association Hadra que l'on soutiendra toujours, même à distance. Je remercie également un groupe que j'ai découvert ici et qui m'a accompagnée pendant toute ma thèse : Dirty Shirt, dont le comportement des fans en concert peut être assimilé au comportement d'un gaz (Silverberg *et al.*, 2013). Oui, l'idée d'être assimilée à un gaz me plaît assez!! Cela s'applique aussi pour ce merveilleux groupe de punk ISTerrien : KPDP!

Enfin, un grand merci aux potes de toujours qui sont passés et qui m'ont permis de me détendre : of course Alice, l'unique, même si à l'aut' bout du monde pendant un moment, et puis les deux anciens du 208, Dr Pap's le Juste (là ça déconne plus), et Sexy Arthuro le kiné nomade! Ils font un peu partie d'la famille, ces bougres!

J'y ajoute of course mes parents, la m'man, Marie Ange, qui m'a appris à lire, donc sans qui je serai jamais arrivée jusqu'ici, et le p'pa, l'Albert pour les intimes, le king de la mirabelle de Rugby, qui m'a forcée à faire une collection de cailloux quand j'étais petite : peut-on y voir un lien de cause à effet?? Enfin, le frangin Arnaud, qui me définit comme suit : "ma soeur, c'est comme garde forestier mais pour les cailloux" (!!). Il faut aussi ajouter aux remerciements familiaux ma tante Carmela et Bonnot, chez qui j'ai allègrement squatté pour commencer à rédiger, dans un havre de paix rempli de livres et d'oeuvres d'art... dans le Pas-de-Calais!

Je finirai en remerciant celui qui m'a supportée au quotidien : autant dire qu'il a vraiment du mérite! Je parle de Jean-Loy "Girardos del Patatos", et pour les week ends et vacances, Anaïs du même nom! A mon tour de t'accompagner dans une aventure pas simple non plus...!

Résumé

Ce travail de thèse a consisté à établir une base de données d'éboulements rocheux la plus exhaustive possible (pour des volumes supérieurs à $0,1 \text{ m}^3$) pour une paroi rocheuse active dominant l'agglomération grenobloise, en utilisant des données de scanner laser et de photographie. Le site d'étude est une falaise calcaire de plusieurs kilomètres en bordure du massif de la Chartreuse, constituée de deux barres de morphologies différentes, l'une en calcaire lité, l'autre en calcaire massif.

Les nuages de points issus du scanner laser permettent de reconstituer la falaise et les compartiments éboulés en 3D. Les données de surface des falaises, ainsi que des informations sur la localisation, les dimensions, le mécanisme de rupture propre à chaque compartiment ont été analysées pour caractériser l'évolution morphologique des deux falaises. Il apparaît que la falaise inférieure, dont la morphologie dépend fortement de la fracturation et de l'érosion torrentielle des marnes sous-jacentes, présente une fréquence d'éboulement 22 fois plus importante que la falaise supérieure, de morphologie et pente régulière. De plus, dans la falaise inférieure, le taux d'érosion est 4 fois plus élevé entre 900 et 1000 m d'altitude, qu'entre 1000 et 1100 m. Cela montre que le régime d'érosion de cette falaise est transitoire, alors que celui de la falaise supérieure pourrait être permanent.

Les éboulements rocheux détectés ont également été datés par un suivi photographique pendant 2,5 ans. Un suivi quasi-continu (1 photo toutes les 10 min), avec un objectif grand angle a permis de dater 214 éboulements de plus de $0,1 \text{ m}^3$. Un suivi mensuel, avec un téléobjectif, a permis de dater 854 éboulements de plus de $0,01 \text{ m}^3$. L'analyse de ces deux bases de données montre que la fréquence d'éboulements rocheux peut être 7 fois plus grande lors d'un épisode de gel-dégel que sans événement météorologique particulier, et 4,5 fois plus grande lors d'un épisode de pluie. De plus, elle devient 26 fois plus grande si l'intensité depuis le début de l'épisode est supérieure à 5 mm/h . A partir de ces résultats, une échelle de 3 niveaux d'aléa a pu être proposée pour la prévision de l'aléa. La base de données plus précise et la définition des épisodes de gel-dégel ont permis de distinguer différentes phases dans un épisode de gel-dégel : refroidissement à température négative, réchauffement à température négative, et dégel (à température positive). Il apparaît que les éboulements rocheux se produisent plus fréquemment lors des périodes de réchauffement (à température négative) et de dégel que lors des périodes de refroidissement. Cela suggère que les éboulements sont causés par la dilatation thermique de la glace plutôt que par la dilatation due au changement de phase. Ils peuvent

cependant ne se produire que lors du dégel, car la cohésion de l'interface roche-glace peut être suffisante pour tenir le bloc jusqu'à la fonte de la glace. Des expériences *in situ* et en laboratoire ont permis de mesurer la pression de glace dans une fissure avec écoulement d'eau. Elles montrent que la glace formée par accrétion (gel de gouttes ou films d'eau) n'exerce pas de pression sur les parois rocheuses.

Abstract

Using laser scanner data, an exhaustive rockfall database (for volume larger than 0.1 m^3) has been established for a rockwall located near the town of Grenoble (France). The study site is a long double cliff, on the eastern border of the Chartreuse Massif. The two cliffs consist respectively of thinly bedded and massive limestone, which show different structures, morphologies and rockfall activities.

The 3D point clouds obtained by laser scanner allow to detect and model the fallen compartments in 3D. Information about cliff surface, and localization, dimensions, failure mechanism for each compartment were obtained and analyzed in order to characterize the morphological evolutions of the two cliffs. It appears that the morphology and the slope of the lower cliff is related to fracturing and torrential erosion which occurs in the marls below the cliff. The rockfall frequency for this lower cliff is 22 times higher than for the upper cliff. Moreover, in the lower cliff the erosion rate is at least 4 times higher for an elevation between 900 and 1000 m than between 1000 and 1100 m. These results show that the erosion process in the lower cliff is in a transient state, whereas it could be in a steady state in the upper cliff. The morphology and the slope of the upper cliff is more regular than for the lower cliff.

Rockfalls have been dated by photographic surveys during 2.5 years. A near-continuous survey (1 photo each 10 mn) with a wide-angle lens have allowed dating 214 rockfalls larger than 0.1 m^3 , and a monthly survey with a telephoto lens, dating 854 rockfalls larger than 0.01 m^3 . The analysis of the two data bases shows that the rockfall frequency is 7 times higher during freeze-thaw episodes than without meteorological event, and 4.5 times higher during rainfall episodes. Moreover, it becomes 26 times higher when the mean rainfall intensity (since the beginning of the rainfall episode) is higher than 5 mm/h. Based on these results, a 3-level hazard scale has been proposed for hazard prediction. The more precise data base and freeze-thaw episode definition make it possible to distinguish different phases in freeze-thaw episodes : negative temperature cooling periods, negative temperature warming periods and thawing periods. It appears that rockfalls occur more frequently during warming and thawing periods than during cooling periods. It can be inferred that rockfalls are caused by thermal ice dilatation rather than by dilatation due to the phase transition. But they may occur only when the ice melt, because the cohesion of the ice-rock interface can be sufficient to hold the failed rock compartment until the ice melt. The formation of ice in rock cracks has been studied in the field and in laboratory to highlight its influence on rockfall triggering. It has been

shown that ice forming by an accretion process (freezing of water drops) doesn't exert a pressure on the crack walls.

Table des matières

I Problématique de la rupture dans l'étude des éboulements rocheux	21
1 Etudier les éboulements rocheux : Pourquoi ? Comment ?	23
1.1 Les mouvements de pente	23
1.1.1 Définition des mouvements de pente	23
1.1.2 Les éboulements rocheux	25
1.1.3 Problématique des éboulements rocheux dans les Alpes	27
1.2 Evaluer l'aléa éboulement rocheux	30
1.2.1 Définition de l'aléa éboulement rocheux	30
1.2.2 Méthodes d'évaluation de l'aléa rupture	31
1.3 L'étude des éboulements rocheux	33
1.3.1 L'étude de terrain	33
1.3.2 La cartographie et la bibliographie	34
1.3.3 L'instrumentation <i>in situ</i> et les méthodes géophysiques	34
1.4 Les méthodes de télédétection appliquées aux éboulements rocheux	36
1.4.1 Définition de la télédétection	36
1.4.2 La photographie	37
1.4.3 Le scanner laser terrestre ou aérien	38
1.4.3.1 Principe	38
1.4.3.2 Utilisation du scanner laser pour les massifs rocheux	39
1.5 Conclusion	42
2 Facteurs conditionnant le déclenchement des éboulements rocheux	45
2.1 Définition de la rupture	45
2.2 Facteurs de rupture intrinsèques au massif	47
2.2.1 A l'échelle de la roche : la matrice rocheuse et les discontinuités	48
2.2.2 A l'échelle de la pente : lithologie, structure et morphologie	52
2.3 Facteurs et processus de rupture extrinsèques au massif	55
2.3.1 D'origine interne	55
2.3.1.1 Les séismes	55
2.3.1.2 Le volcanisme	56
2.3.2 D'origine externe	56
2.3.2.1 Les précipitations	57
2.3.2.1.1 L'altération chimique par l'eau	57

TABLE DES MATIÈRES

2.3.2.1.2	Comportement hydromécanique	60
2.3.2.1.3	Effet des cycles d'humidité - sécheresse	63
2.3.2.1.4	Gonflement d'argiles	64
2.3.2.2	Le gel et le dégel de l'eau dans les massifs	64
2.3.2.2.1	La glace	64
2.3.2.2.2	Microgélivation vs macrogélivation	66
2.3.2.2.3	Gel de l'eau dans des fissures confinées	67
2.3.2.2.4	Ségrégation de la glace : migrations d'eau fluide lors du gel/dégel	71
2.3.2.2.5	Résistance au cisaillement de fissures englacées	73
2.3.2.2.6	Intégration des différents processus	77
2.3.2.3	Les variations de température	79
2.4	Conclusion : réciprocité et cyclicité des processus	80
3	Cadre géologique et structural du Mont Saint Eynard	83
3.1	Structure géologique des Alpes et chaînes subalpines	83
3.1.1	Structure globale des Alpes françaises	83
3.1.2	Sismicité dans les Alpes	85
3.1.3	Les chaînes subalpines	85
3.2	Structure de la Chartreuse orientale et sa bordure	87
3.2.1	Le "pli-faille de Chartreuse Orientale"	87
3.2.2	Le Grésivaudan	88
3.3	Le Mont Saint Eynard	90
3.3.1	Localisation géographique	90
3.3.2	Structure globale	90
3.3.3	Stratigraphie et caractéristiques mécaniques	93
3.3.4	Morphologie globale	96
3.3.4.1	Influence de la lithologie	96
3.3.4.2	Influence de la structure	96
3.3.4.3	Influence de l'histoire glaciaire	96
3.3.4.4	Réseau hydrographique	97
3.4	Eboulements et chutes de blocs au Mont Saint Eynard	99
3.5	Conclusion	100
II	Analyse morphostructurale et recul de falaise	103
4	Analyse morphostructurale des falaises	105
4.1	Morphologie générale de la falaise	105
4.1.1	Informations structurales	105
4.1.1.1	Données	105
4.1.1.2	Analyse structurale	105
4.1.2	Lignes de crête de falaise	109
4.2	Morphologie détaillée de la falaise	112

4.2.1	Profils horizontaux	112
4.2.2	Profils verticaux	114
4.3	Conclusion	117
5	Analyse morphostructurale des éboulements rocheux	119
5.1	Détection des éboulements à partir des données LiDAR	119
5.1.1	Données brutes	119
5.1.2	Nettoyage des nuages de points	121
5.1.3	Géoréférencement et ajustement des nuages	122
5.1.4	Comparaison et détection des compartiments éboulés	124
5.2	Caractérisation des compartiments détectés : localisation, morphologie, mécanismes	126
5.2.1	Dimensions - altitude	128
5.2.2	Mécanismes de rupture	128
5.2.3	Distance au plan moyen de la falaise	130
5.2.4	Eboulements adjacents - mécanismes de régression	131
5.2.5	Configuration structurale des éboulements	132
5.3	Analyse des données	135
5.3.1	Distribution des volumes	135
5.3.1.1	Loi puissance - gamme de volume	135
5.3.1.2	Influence de la géologie	137
5.3.1.3	Autres influences	138
5.3.1.4	Conclusion sur les variations d'exposants des lois puissances	140
5.3.2	Analyse statistique des paramètres des éboulements	142
5.3.2.1	Corrélation entre les paramètres	142
5.3.2.2	Analyse en Composantes Principales	142
5.3.2.3	Taux de recul en fonction de l'altitude	145
5.4	Bilan sur la morphologie de la falaise et les processus d'éboulement . . .	147
III	Influence des facteurs météorologiques sur la rupture	149
6	Contexte climatique - approche météorologique et datation des éboulements	151
6.1	Contexte climatique et météorologique	151
6.1.1	Contexte climatique global	151
6.1.2	Contexte météorologique du site	152
6.2	Analyse des températures de la falaise du MSE	155
6.2.1	Comparaison des différentes températures mesurées en falaise . .	155
6.2.1.1	Températures et amplitudes	155
6.2.1.2	Gradients de température dans la roche	157
6.2.1.3	Focus sur un épisode de gel - introduction du Potentiel de Gel	158
6.2.1.4	Rayonnement solaire	164

TABLE DES MATIÈRES

6.2.2	Comparaison avec la vallée - détermination du gradient moyen . . .	165
6.2.2.1	Gradient de température entre vallée et falaise	165
6.2.2.2	Pluviométrie en pied de falaise	167
6.3	Datation des éboulements par suivi photographique	168
6.4	Conclusion	169
7	Influence des facteurs météorologiques sur les fréquences d'éboulements rocheux	173
7.1	Introduction et résumé en français	173
7.2	Abstract	174
7.3	Introduction	175
7.4	Study site	178
7.5	Methodology	178
7.5.1	Rockfall detection by TLS	178
7.5.2	Rockfall dating by photographic survey	180
7.5.3	Meteorological data acquisition and treatment	181
7.5.3.1	Meteorological data	181
7.5.3.2	Definition of rainfall episodes	182
7.5.3.3	Definition of freeze-thaw episodes	183
7.6	Results	185
7.6.1	Results on the DB1	185
7.6.2	Results on the DB2	188
7.7	Discussion	193
7.7.1	Analysis of freeze-thaw influence	193
7.7.2	Analysis of rainfall influence	196
7.7.3	Other causes of rockfalls	197
7.7.4	Problem of close rockfalls	198
7.7.5	Dating precision of rockfall inventories	198
7.7.6	Temporal hazard prediction	198
7.8	Conclusion	199
7.9	Aknowledgements	199
8	Etude expérimentale de processus susceptibles de déclencher des éboulements	201
8.1	Mesures <i>in situ</i>	201
8.1.1	Description du site	201
8.1.2	Lien Potentiel de Gel et formation de glace : analyse qualitative .	204
8.1.3	Lien Potentiel de Gel et formation de glace : analyse quantitative	206
8.2	Mesures de pression de laboratoire	209
8.2.1	Qualité des mesures	209
8.2.2	Gel d'une eau stagnante	210
8.2.3	Influence de la température du rocher	213
8.2.4	Température dans la glace	215
8.2.5	Remplissage progressif	215

8.2.6 Conclusion sur les expériences	217
8.3 Influence de l'eau sur la résistance des calcaires du Mont Saint Eynard .	217
8.4 Conclusion	219
Conclusions et perspectives	221
Bibliographie	227
A Instrumentation et calibration	251
B Calendrier des acquisitions	261
C Données brutes des détections d'éboulements rocheux	263
D Article : Fréquences d'éboulement en différents contextes	279
E Episodes de pluie et gel-dégel	287

Introduction générale

Natura locus iam ante praeceps recenti lapsu terrae in pedum mille admodum altitudinem abruptus erat. (...) Nuntiatur rupem inuiam esse.

Tite-Live (I^{er} siècle avant JC).

« Déjà naturellement en pente très raide auparavant, le terrain était, à la suite d'un éboulement récent, devenu abrupt sur une profondeur de mille pieds au moins. (...) On annonce <à Hannibal> qu'un pan rocheux interdisait d'aller plus loin » (Acolat, 2007)

Il y a 2000 ans, l'Homme s'évertuait déjà à décrire les phénomènes qu'il observait en montagne, dont les éboulements rocheux. La description que donne Tite Live contient des informations importantes caractérisant ces phénomènes. En effet, il mentionne une « pente très raide », un élément morphologique caractéristique des zones soumises aux éboulements rocheux. Il montre déjà que les éboulements étaient des processus faisant évoluer la pente, rendant le terrain « abrupt ». Les conséquences de ces événements sont également bien identifiées, notamment le blocage du chemin d'accès par les blocs qui se sont propagés.

2000 ans plus tard, qu'en est-il ? Dans un contexte d'urbanisation grandissante, se rapprochant de plus en plus des fortes pentes dans les vallées alpines, la gestion d'évènements aussi soudains et violents que des éboulements rocheux devient primordiale. Ce ne sont plus seulement Hannibal et sa troupe, mais des milliers d'automobilistes, ou de riverains, qui peuvent être bloqués. Les pertes matérielles et humaines peuvent être également très élevées, lorsque les blocs rocheux impactent des infrastructures par exemple. Notre connaissance actuelle de ces phénomènes nous permet d'estimer de façon qualitative le risque encouru pour une zone donnée. Il reste cependant encore difficile d'estimer le risque quantitativement. De nombreuses incertitudes subsistent, et notamment dans la caractérisation de la phase de rupture. Les raisons pour lesquels un compartiment rocheux se met en mouvement à un instant donné ne sont pas encore clairement établies, ce qui rend d'autant plus compliqué l'anticipation. Nous savons que de nombreux éléments entrent en jeu, mais il n'est pas possible de quantifier leur influence. L'essentiel des processus dégradants et déclenchant se passent à l'intérieur du massif, alors que nous n'avons accès qu'à la surface exposée. Les éboulements rocheux sont l'expression de l'érosion des massifs rocheux. Ils sont conditionnés par l'histoire géologique du massif, dont dépendent sa morphologie et sa structure interne. Il apparaît donc indispensable

d'avoir une approche géomorphologique et structurale lors de l'étude des massifs soumis aux éboulements rocheux. Le développement des techniques de télédétection ces dernières décennies a permis d'affiner cette approche et de la rendre quantifiable par le biais de mesures, et de comparaisons diachroniques. L'évaluation des probabilités de chute de compartiments rocheux, permettant d'évaluer l'aléa représenté par la rupture d'une masse rocheuse, peut se faire par une approche fondée sur l'historique d'un massif ou d'une paroi rocheuse donnée. Des inventaires recensant des éboulements ont commencé à être établis ces dernières décennies, et sont devenus plus systématiques de nos jours. Etant donné que la détermination *a priori* du moment où va chuter un compartiment est très délicate, il faut passer par l'étude *a posteriori* de la chute, pour comprendre pourquoi et comment cela s'est produit. Diverses études, basées sur des inventaires d'éboulements, ont ainsi mis en évidence différents facteurs extérieurs aux massifs rocheux associés au déclenchement des éboulements, et notamment les facteurs météorologiques. Il est d'ailleurs fréquent de voir relatés dans les presses locales des mouvements de terrain lors de fortes intempéries.

Dans le cadre de ce travail de thèse, une base de données d'éboulements rocheux originale a été établie pour une paroi calcaire bordant l'agglomération Grenobloise. Les compartiments rocheux éboulés ont été détectés par comparaison de nuages de points en 3 dimensions de la surface de paroi, obtenus par des scans laser terrestre réalisés par l'Université de Lausanne. A partir de cette base de données, une première partie de ce travail a consisté à caractériser la morphologie de la paroi rocheuse en lien avec la morphologie et les caractéristiques géométriques des compartiments rocheux. Ceci est permis par la reconstitution 3D des compartiments rocheux, effectuée à partir des nuages de points. Grâce à cela, la géométrie du compartiment peut être déterminée précisément et mise en relation avec des configurations et mécanismes de rupture. Cette approche permet d'aborder la problématique des configurations préférentielles de rupture, en lien avec la structure, la morphologie et la localisation sur la paroi rocheuse.

Cette base de données contient en outre des informations de datation de rupture de compartiments, obtenues par un suivi photographique de la paroi rocheuse. Ces datations permettent de dater la chute jusqu'à 10 minutes près. Grâce à cela, les conditions météorologiques lors de la chute peuvent être déterminées précisément. Cette approche permet d'aborder deux problématiques liées aux déclenchements des éboulements rocheux : comment varient les fréquences d'éboulements en fonction des conditions météorologiques, de manière à pouvoir estimer de façon plus quantitative les périodes de forte fréquence et d'envisager des solutions de prévention ; et quels sont les processus physiques pouvant être impliqués dans le déclenchement de ces événements. Les processus physiques sont souvent étudiés par le biais d'expérimentations, *in situ* ou en laboratoire, mais nous avons essayé ici de relier les conditions météorologiques caractérisées par des critères spécifiques, à des processus physiques. Des expérimentations ont été menées en laboratoire. L'organigramme 1 fournit une vision d'ensemble de l'organisation du manuscrit en lien avec les éléments entrant dans la caractérisation des éboulements rocheux. Les cadres laissés en blanc ne sont pas concernés par le travail présenté.

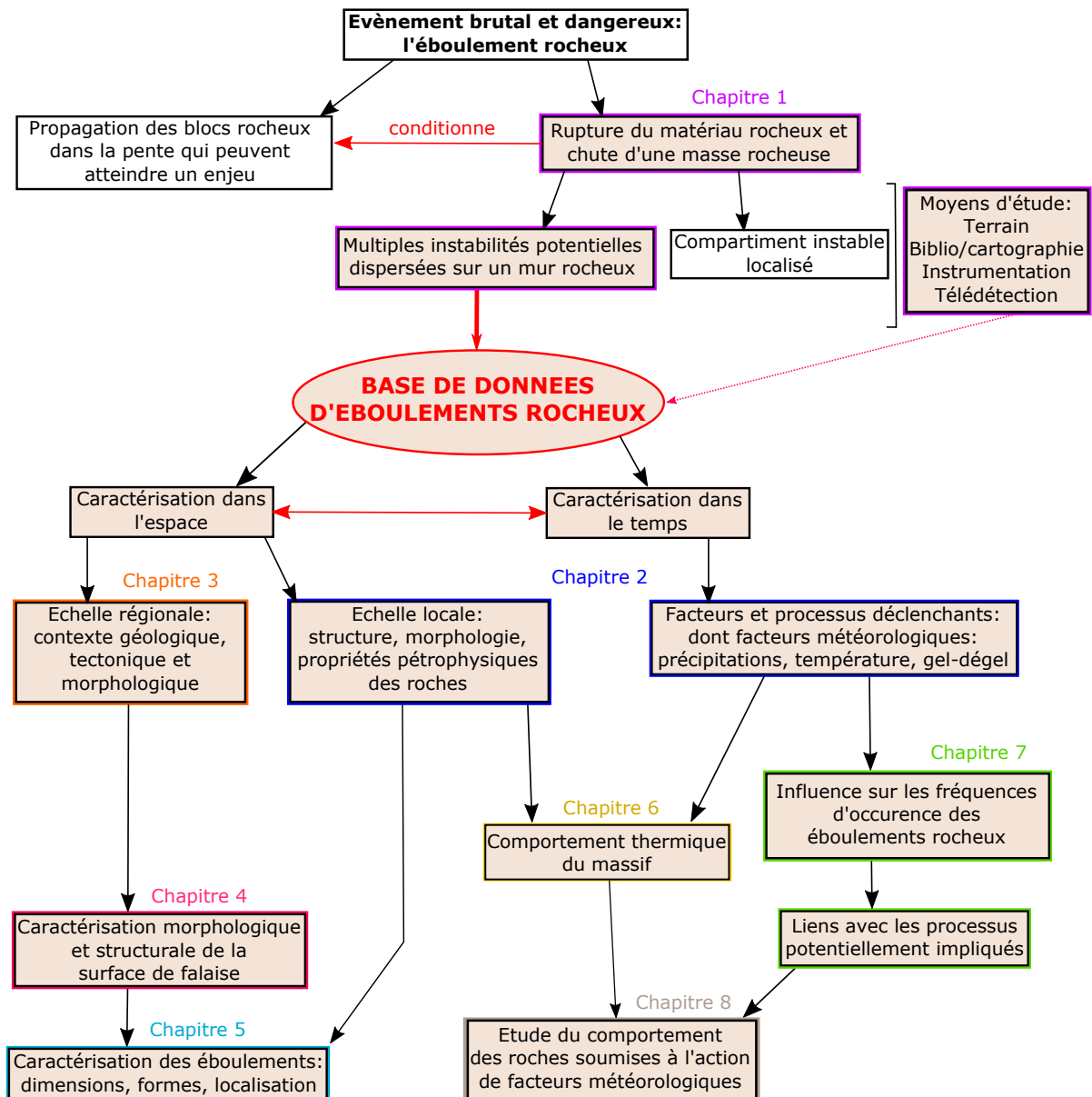


FIGURE 1 – Problématique des éboulements rocheux, organisation du manuscrit.

Première partie

Problématique de la rupture dans l'étude des éboulements rocheux

Chapitre 1

Etudier les éboulements rocheux : Pourquoi ? Comment ?

Ce chapitre aborde les éboulements rocheux ainsi que la terminologie associée, qui sera rencontrée tout au long de ce manuscrit. Nous verrons quels sont les enjeux de l'étude des éboulements rocheux, les problématiques posées par ces phénomènes, dont la compréhension et la caractérisation sont nécessaires. L'accent sera mis sur la problématique de la rupture des masses rocheuses, premier processus impliqué dans les éboulements rocheux. Les méthodes de caractérisation et d'auscultation des masses rocheuses seront abordées, et notamment les méthodes de télédétection utilisées lors de ce travail.

1.1 Les mouvements de pente

1.1.1 Définition des mouvements de pente

Les mouvements de pente (landslides en anglais) sont « les manifestations du déplacement gravitaire de masses de terrain déstabilisées sous l'effet de sollicitations naturelles ou anthropiques » (MATE, 1999). Dans la langue française, les termes de mouvements gravitaires, instabilités gravitaires ou instabilités de pente sont également utilisés, en référence à la gravité, qui en est le principal moteur, ou à la pente, principal élément morphologique caractérisant les zones affectées par ces mouvements. Les terrains déplacés peuvent être meubles ou rocheux (CFGI, 2000). Divers matériaux géologiques, ayant une histoire tectonique, géomorphologique et climatique propre, sont donc concernés par ces déplacements. Nous ne traiterons pas ici des mouvements liés aux cavités.

Il existe différents types de mouvements de pente, que l'on peut classifier selon différents critères, permettant différents niveaux de précision. Le groupe de travail sur les mouvements de terrain de l'UNESCO (1993) propose une classification simple, relative aux mouvements des matériaux (Fig. 1.1).

ETUDIER LES ÉBOULEMENTS ROCHEUX : POURQUOI ? COMMENT ?

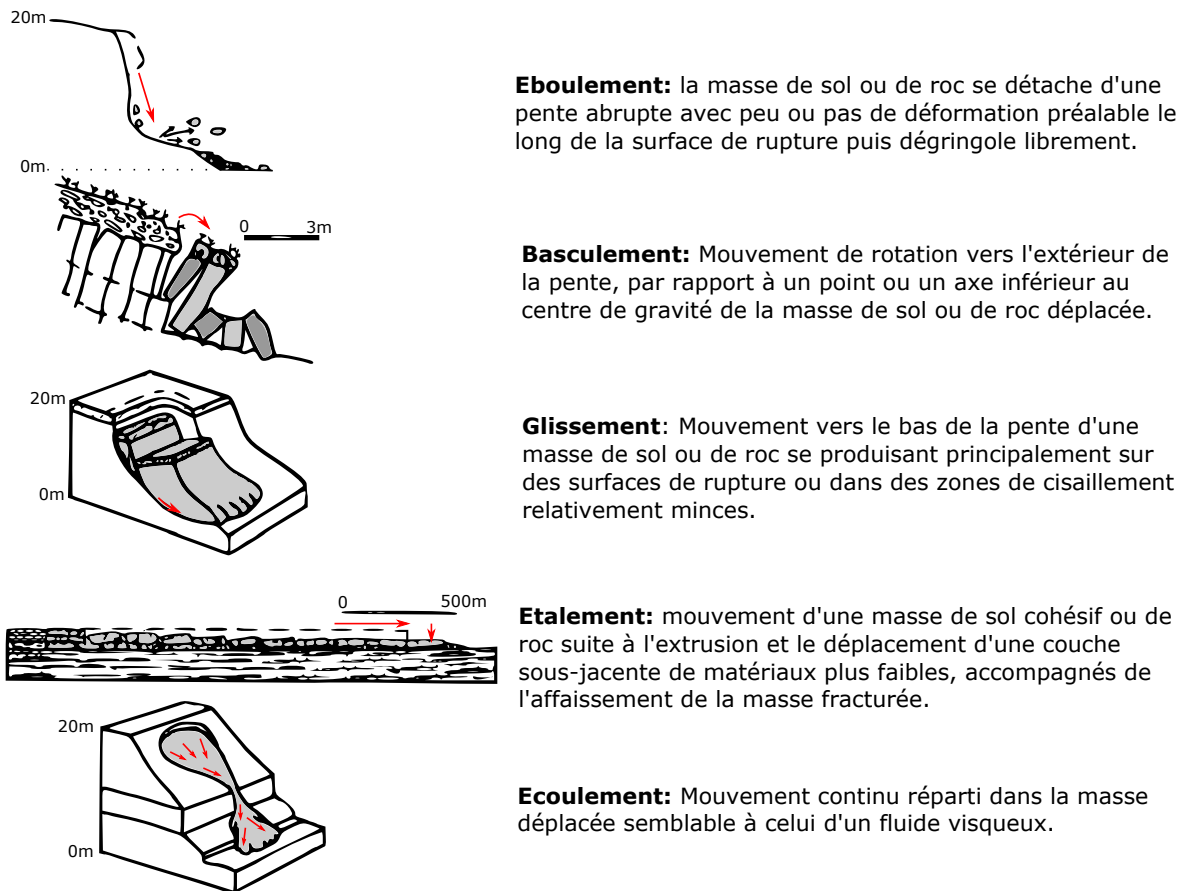


FIGURE 1.1 – Catégories de mouvements de pente définies par l'UNESCO (1993) (adaptation). En gris est matérialisée la masse de matériau en mouvement. Les flèches rouges indiquent le mouvement global de la masse.

Cruden et Varnes (1996) ont complété cette classification en ajoutant une information sur le matériau concerné. Elle repose sur deux critères : le type de matériau (roche, débris, sol) et le mécanisme impliqué (Tableau 1.1). Ce type de classification permet d'avoir une information plus complète sur le mouvement de pente concerné.

L'étude plus approfondie de certains types de mouvement de pente peut conduire à des classifications plus précises qui leur sont propres (par exemple Hungr *et al.* (2001) pour les mouvements de type écoulements). Certaines classifications se basent sur d'autres aspects des mouvements de terrain, telles que celle proposée par Coussot et Meunier (1996), qui proposent une classification rhéologique basée sur les proportions en matériaux grossier et fins, permettant d'aborder le comportement mécanique d'un mouvement de terrain de façon plus précise. Antoine et Giraud (1995) proposent une classification à

Type of movement	TYPE OF MATERIAL		
	Bedrock	Engineering soils	
		Predominantly coarse	Predominantly fine
Fall	Rock fall	Debris fall	Earth fall
Topple	Rock topple	Debris topple	Earth topple
Slide	Rock slide	Debris slide	Earth slide
Spread	Rock spread	Debris spread	Earth spread
Flow	Rock flow	Debris flow	Earth flow

TABLE 1.1 – Classification des mouvements de pente proposée par Cruden et Varnes (1996)

l’usage des non spécialistes, afin de faciliter par exemple le dialogue entre opérationnels et spécialistes. Il existe donc une large gamme de classifications dont l’usage est à adapter à l’étude entreprise.

Les mouvements de pente présentent une variabilité de type, comme le montrent les classifications, mais également d’échelle spatio-temporelle (Guzzetti *et al.* (2012)). Les variations sont de plusieurs ordres de grandeur (Fig. 1.2), que l’on considère les dimensions, la durée des phénomènes ou le nombre de mouvements déclenchés en même temps par une même cause, tous types de mouvement confondus. Cette variabilité spatio-temporelle peut être particulièrement problématique pour l’établissement de cartes d’inventaires où coexistent des mouvements de pente de types et d’envergures différentes (Guzzetti *et al.*, 2012), qui deviennent des documents indispensables pour la gestion des risques naturels.

1.1.2 Les éboulements rocheux

L’étude présentée dans ce manuscrit ne concerne que des mouvements d’éboulement s.l. (UNESCO, 1993) de matériau rocheux survenus dans des formations de roches compétentes, fracturées, et formant très souvent des pentes abruptes (Frayssines, 2005). A l’intérieur de cette catégorie d’éboulements rocheux s.l., existent également des distinctions. La terminologie française proposée par le MATE (1999), correspondant approximativement à celles retenues par la norme NF P 95-307, se base d’une part sur les volumes des éléments rocheux de l’éboulement :

- **Chute de pierres** : volume élémentaire $<$ à 1 dm^3 .
- **Chute de blocs** : volume élémentaire compris entre 1 dm^3 et 1 m^3
- **Chute de gros blocs** : volume élémentaire supérieur à 1 m^3

D’autre part, les éboulements rocheux se produisant souvent en masse avec de nombreux éléments, suivant le volume total éboulé, on pourra distinguer :

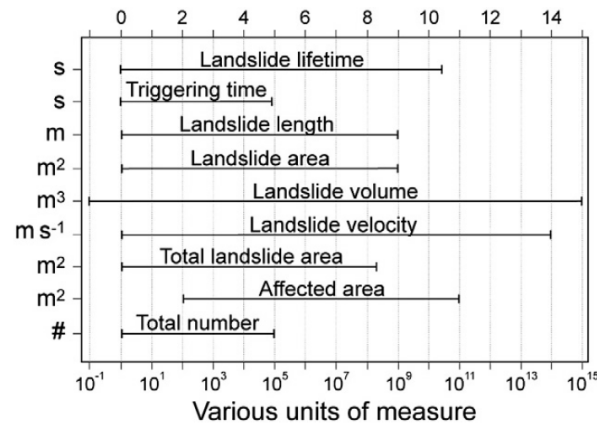


FIGURE 1.2 – La variabilité des mesures relatives aux mouvements de pente est représentée par les lignes horizontales. Elles recouvrent plusieurs ordres de grandeur (en abscisse), dont les unités sont données en ordonnées (Guzzetti *et al.*, 2012). Les 3 dernières lignes concernent des épisodes regroupant un certain nombre de mouvements (total number) survenus dans une zone affectée (affected area).

- **Les chutes de pierre ou blocs**, d'un volume total inférieur à la centaine de m³
- **Les éboulements en masse**, d'un volume allant de quelques centaines de m³ à quelques centaines de milliers de m³
- **Les éboulements ou écroulements en grande masse**, d'un volume supérieur au millions de m³

Cette distinction basée sur les volumes existe aussi dans d'autres langues (Sass et Oberlechner (2012) ; Bourrier *et al.* (2013)), mais ne se réfère pas nécessairement à des valeurs chiffrées comme c'est le cas ici.

Les mécanismes de rupture mis en cause dans les éboulements rocheux sont également variés et ont fait l'objet d'une classification (Groupe Falaises, 2001) présentée en Figure 1.3.

Frayssines et Hantz (2006), reprenant des éléments de cette classification, ont proposé une classification des configurations de rupture propres aux falaises calcaires, prenant en compte l'orientation de la stratification par rapport à la pente (Fig. 1.4). Cruden (2003) a également proposé une classification prenant en compte le pendage des strates par rapport à la pente, en les reliant aux mécanismes de rupture favorisés par ces configurations.

Ces classifications prennent en compte la morphologie avant rupture et les mécanismes de mise en mouvement du matériau, et ont essentiellement pour but d'identifier les compartiments potentiellement instables. Cependant, la principale problématique des éboulements rocheux est la compréhension des processus (dont fait partie la description) et la prévision ou l'anticipation de ces événements. Dans la majorité des cas, il n'est pas possible de prévoir temporellement l'occurrence d'une rupture conduisant à une chute, même si des signes précurseurs existent (Royan *et al.*, 2013). De plus, les éboulements

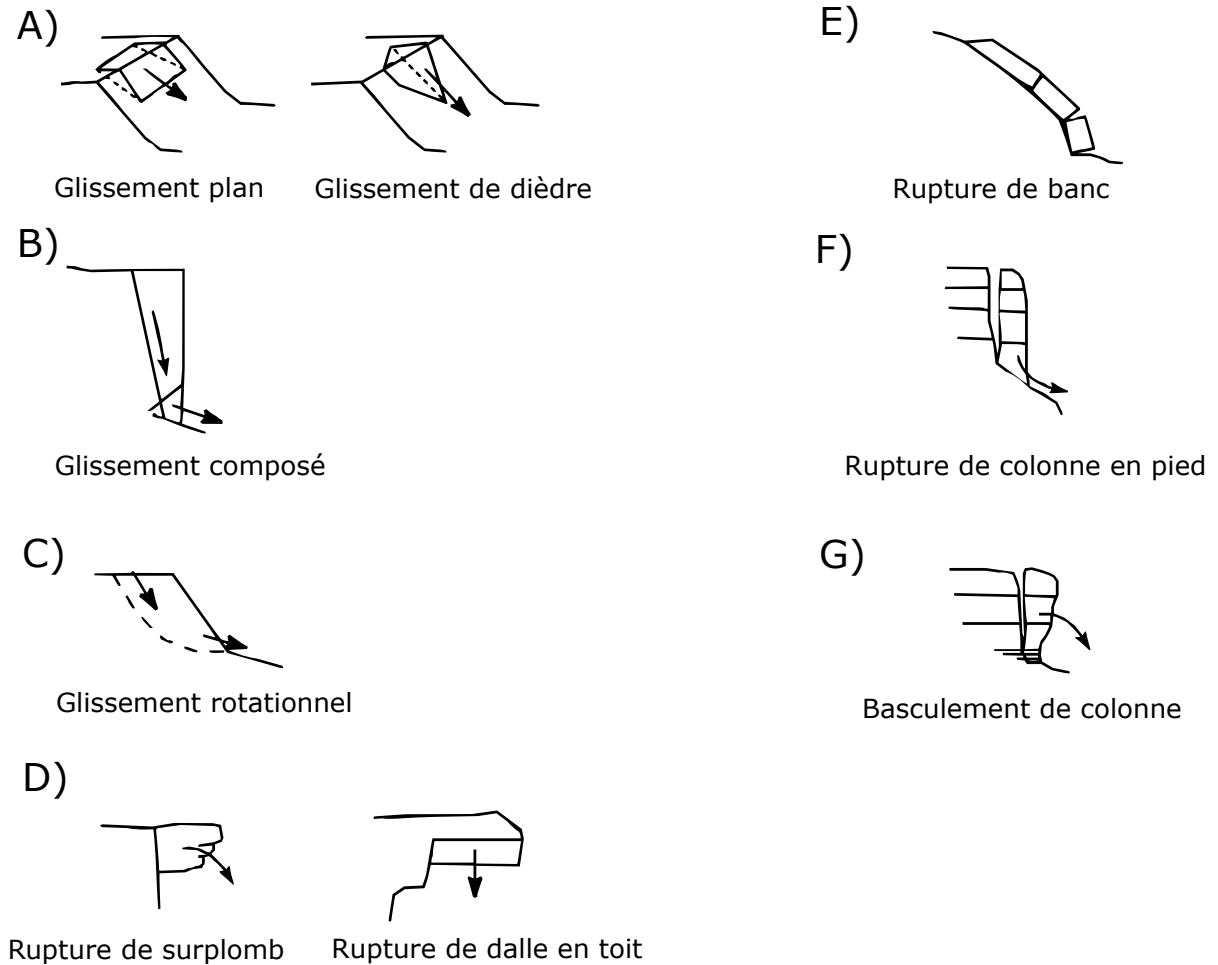


FIGURE 1.3 – Classification des éboulements en fonction de leur mécanisme de rupture (Groupe Falaises, 2001).

rocheux se caractérisent par une propagation du matériau rocheux dans la pente sous-jacente à une vitesse très rapide, voire extrêmement rapide selon l'échelle de vitesse proposée par Cruden et Varnes (1996), souvent supérieure à 5 m.s^{-1} (Jaboyedoff et Labiouse (2011), Bottelin *et al.* (2014)). Sans système de surveillance, rarement mis en place, l'évacuation des zones susceptibles d'être atteintes n'est pas possible, conduisant dans certains cas à des pertes humaines importantes (Petley, 2012).

1.1.3 Problématique des éboulements rocheux dans les Alpes

Les Alpes, et d'une manière générale les zones montagneuses ou de falaises, sont particulièrement touchées par les problématiques d'éboulements rocheux. Ce sont des phénomènes d'érosion qui se produisent naturellement dans l'histoire d'un massif.

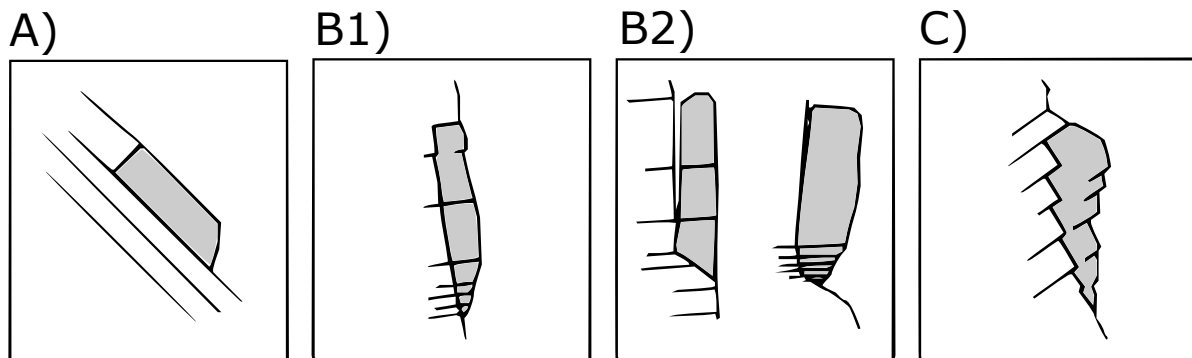


FIGURE 1.4 – Configurations de rupture rencontrées dans les falaises calcaires. A : stratification conforme à la pente. B : stratification de pendage $< 30^\circ$, avec joints définissant un glissement translationnel (B1) ou composite (B2). C : stratification de pendage $> 30^\circ$ opposée à la pente (Frayssines et Hantz, 2006).

Depuis quelques décennies, des inventaires de mouvements de terrain sont établis, à partir de différentes sources bibliographiques (exemple de la BD du RTM, ou de la BD MVT du BRGM). Certains mouvements ont une ampleur telle qu'ils restent gravés dans la mémoire collective. On pourra donner pour exemple le glissement dit du Mont Granier (Chartreuse), en 1248, d'un volume de l'ordre de 500 millions de m^3 (Goguel et Pachoud, 1972) qui s'est étalé dans la combe de Savoie, tuant probablement plusieurs milliers de personnes, une perte colossale pour l'époque. Des témoignages de moines en ont fait état, dans des documents visibles par exemple au Musée d'art et d'histoire de Chambéry. La cicatrice supposée ainsi que le dépôt sont encore caractérisables à l'heure actuelle (Nicoud *et al.*, 1998). De gros blocs issus du haut de la falaise se retrouvent à plusieurs kilomètres de la zone de départ (Fig. 1.5).

Ce type d'évènement est exceptionnel, mais des éboulements rocheux plus ou moins importants impactent les infrastructures et les hommes très régulièrement dans les Alpes, comme cela est relaté par exemple dans les éditions locales du Dauphiné Libéré. L'intérêt général est souvent porté sur les éboulements de volume conséquent, qui causent en effet beaucoup de dommages, mais une simple chute de pierres peut également avoir une énergie cinétique suffisante pour tuer une personne, et n'est donc pas à négliger (Hantz, 2011). Régulièrement des randonneurs ou grimpeurs sont blessés par des chutes de pierre ou de blocs (exemples nombreux dans les presses locales). On se rend bien compte que ces évènements sont problématiques avec l'occupation humaine, et notamment quand celle-ci s'étend comme dans les vallées alpines (Perlik, 1999). Entre 1975 et 2000, l'espace urbanisé de l'agglomération Grenobloise a augmenté de 88%, bien que la population n'ait augmenté que de 18% (La métro, 2015). Dans ce contexte géographique montagnard, la périurbanisation s'étend de plus en plus vers les zones de contact entre la plaine et les versants (Bricquel, 2001). Cela induit donc une augmentation nette des éléments exposés aux problématiques d'instabilités de pente (Astrade *et al.*, 2007). L'exemple de la vallée

Fig. 9

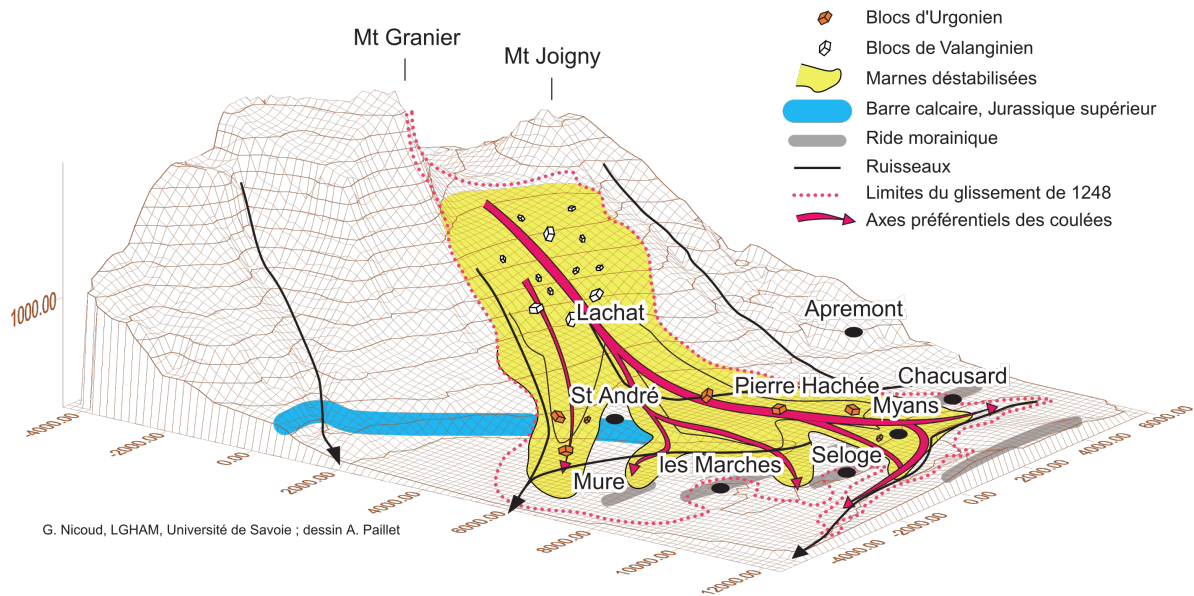


FIGURE 1.5 – Reconstitution 3D de l’extension du dépôt de l’écroulement du Mont Granier. Des blocs massifs des roches constituant la falaise se retrouvent encore loin dans la vallée (Nicoud *et al.*, 1998).

du Lavanchon, au sud-ouest de l’agglomération Grenobloise (communes de Saint Paul de Varces, Varces, Pont-de Claix) montre une évolution de l’urbanisation qui a plus que quadruplé en 45 ans (Astrade *et al.*, 2007), et qui s’en trouve aussi densifiée (Fig. 1.6). Or, le village de Saint Paul de Varces a déjà été détruit par un écroulement au 12^{eme} siècle (BD RTM), et a connu récemment plusieurs importants éboulements rocheux (plusieurs milliers de m³), dont les extensions sont proches des habitations, provoquant parfois la destruction d’infrastructures (BD RTM) (Fig. 1.6).

En France, environ 7000 communes sont concernées par les mouvements de terrain, et 1/3 d’entre elles présente un niveau de gravité fort pour les risques de mouvement de terrain (MEDDTL et DGPR, 2011). L’impact économique des éboulements et mouvements de terrain est conséquent, de l’ordre de plusieurs dizaines de millions d’euros par an pour le territoire français (MEDDE, 2013). Il s’agit de coûts de prévention, des dommages directs sur les biens et les personnes, ou des conséquences économiques indirectes, comme cela peut être le cas avec la fermeture d’accès routiers ou ferroviaires. L’évaluation de l’aléa éboulements rocheux et la compréhension des mécanismes sont donc primordiales.

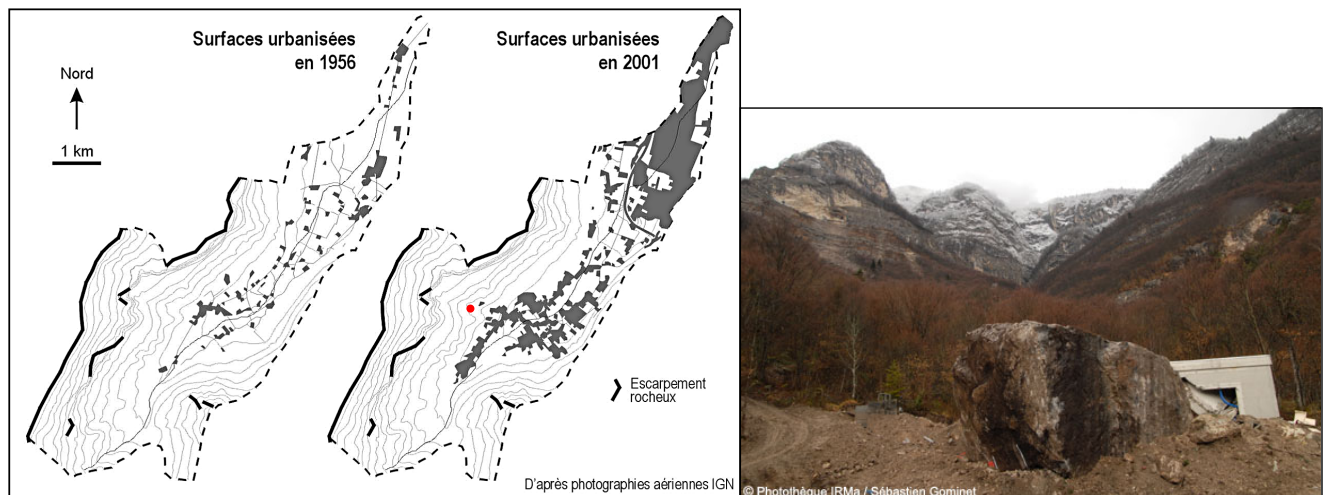


FIGURE 1.6 – Exemple de l'évolution de l'urbanisation dans le bassin versant du Lavanchon, dans la couronne urbaine de Grenoble. En noir sont surlignées les falaises d'où sont susceptibles de se produire des éboulements rocheux (Astrade *et al.*, 2007). Point rouge : localisation du bloc éboulé qui a écrasé un local (photo de droite, Institut des Risques Majeurs/ S. Gominet).

1.2 Evaluer l'aléa éboulement rocheux

1.2.1 Définition de l'aléa éboulement rocheux

L'évaluation de l'aléa éboulement nécessite de considérer deux phénomènes (Hantz, 2012) consécutifs et indissociables. En premier lieu se produit le détachement d'une masse rocheuse en paroi (Fig. 1.7), caractérisé par une probabilité de rupture : c'est l'aléa de départ ou de rupture. En second lieu se produit la propagation des blocs dans la pente sous-jacente pouvant conduire à l'impact de blocs rocheux sur des enjeux (Fig. 1.7) : on recherche alors la probabilité d'impact, qui dépend de l'aléa de propagation de la masse rocheuse.

L'aléa caractérise le phénomène naturel en termes d'occurrence, de fréquence, d'intensité, d'emprise géographique (CFGI, 2000). Cependant, il ne correspond pas au risque éboulement rocheux, qui lui inclut les enjeux. Le risque est défini comme la multiplication de l'aléa par la vulnérabilité et la valeur des enjeux : une route ou des habitations par exemple. En montagne, il concerne généralement l'évènement dangereux d'impact de blocs rocheux sur un enjeu situé dans le versant (Fig. 1.7). Cependant dans certains cas, l'enjeu est situé sur le compartiment potentiellement instable.

On ne s'intéressera ici qu'à l'aléa de rupture. Il consiste à estimer la probabilité de rupture d'un compartiment donné dans le cas d'un aléa dit localisé (Fig. 1.7), c'est-à-dire qu'on sait quel compartiment est susceptible de tomber. L'aléa rupture peut aussi

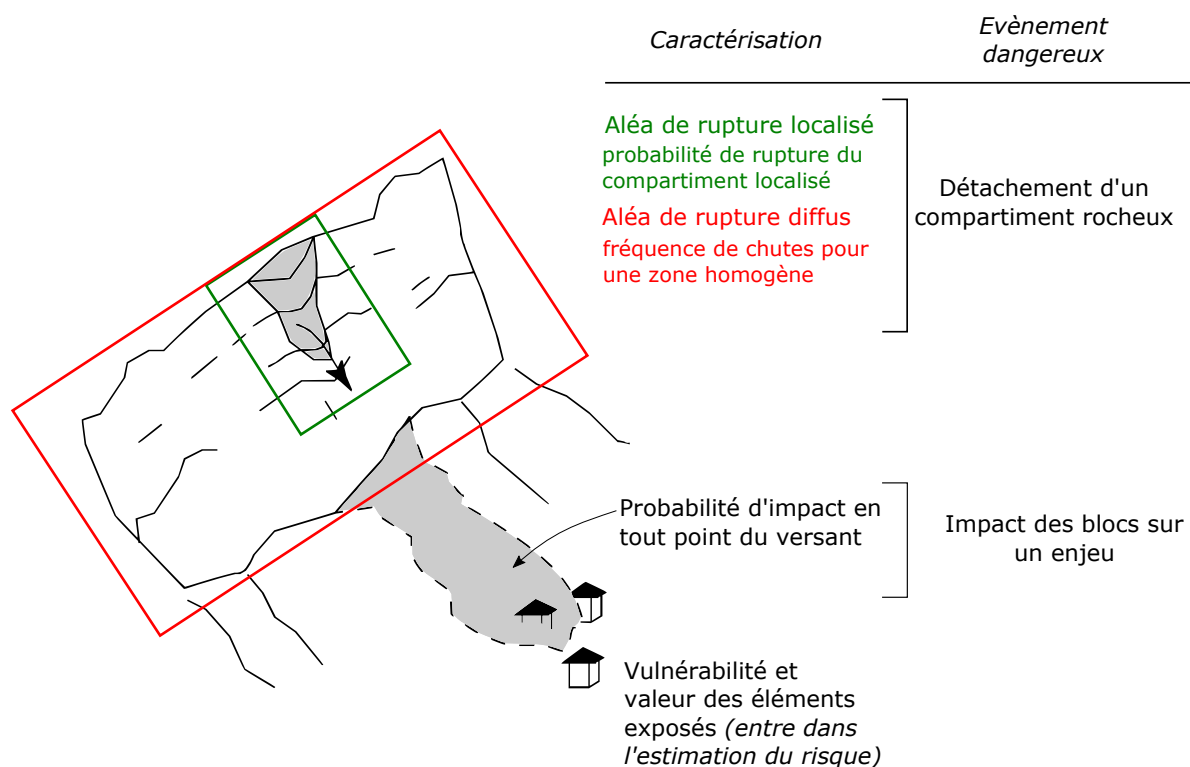


FIGURE 1.7 – Schéma montrant les différents éléments à caractériser dans l'étude de l'aléa éboulement rocheux. (D'après Frayssines (2005), et Hantz (2012))

consister à estimer des fréquences de chutes dans le cas d'un aléa dit diffus (Fig. 1.7), c'est-à-dire qu'on ne connaît pas les compartiments instables. La rupture est bien plus difficile à caractériser et quantifier, en comparaison à la propagation pour laquelle il existe des méthodes de simulation opérationnelles (Dorren, 2003). Nous définirons ici le terme de processus, comme un enchaînement de phénomènes aboutissant au déclenchement de l'éboulement ; le terme de mécanisme, qui décrit le mouvement de la masse rocheuse lors du déclenchement de l'éboulement ; et le terme de configuration, qui correspond à la géométrie pure et simple du compartiment instable. Le terme d'éboulement rocheux en tant que chute de matériau rocheux sera gardé, indépendamment de la gamme de volume des blocs (ici, de $0,01 \text{ m}^3$ à plus de 1000 m^3) que nous étudierons. De plus, le terme falaise est ici employé génériquement pour désigner une paroi rocheuse indépendamment de son environnement (montagneux ici, et non pas côtier).

1.2.2 Méthodes d'évaluation de l'aléa rupture

Dans la plupart des cas, l'évaluation de l'aléa rupture est qualitatif, caractérisé par différents niveaux comme par exemple faible, moyen ou fort (MATE (1999) ; CFGI (2000) ;

MEDD et METLTM (2004)). Il se fait à dire d'expert, de façon nécessairement subjective, mais se base toutefois sur des données quantitatives : informations sur les facteurs déclenchants, les fréquences d'occurrence, géomorphologie du site, ... qui peuvent avoir chacune un poids différent. A l'heure actuelle, les protocoles d'établissement des cartes d'aléas reposent toujours sur l'évaluation de l'expert, qui peut varier d'un expert à l'autre. Il y a donc un manque d'homogénéité dans l'établissement de ces cartes d'aléas.

Les dernières recherches tendent à évaluer quantitativement l'aléa, sur des critères objectifs. Cela reste complexe pour la problématique de la rupture, dans la mesure où il n'est pas possible de connaître complètement la structure interne du massif, ni l'histoire géologique et climatique du compartiment concerné. Il est possible de déterminer les instabilités potentielles à partir de la surface d'une paroi rocheuse, mais la connaissance « interne » vient surtout d'études *a posteriori*, une fois que la chute a eu lieu.

Différentes approches utilisent des paramètres quantitatifs pour évaluer la probabilité de rupture, mais le résultat reste qualitatif. Le constat que les éboulements se produisent dans des masses rocheuses nécessairement fracturées a conduit à proposer la méthode Matterock (Baillifard *et al.*, 2001). La probabilité de rupture y est approchée par une analyse des discontinuités du massif qui conditionnent les instabilités. Cette analyse se base sur les caractéristiques structurales (orientation, persistance, espacement, ...) et géomécaniques (ondulation, ouverture, remplissage, ...) des discontinuités permettant de les classer en familles de discontinuités. La probabilité générale de trouver au moins une discontinuité d'une famille de discontinuité, pour une surface ou un volume de falaise donné, peut ainsi être déterminée. Cela entre dans l'estimation globale de la probabilité d'une configuration de rupture potentielle, qui se fait via une échelle de pondération permettant d'obtenir une valeur, à relier à une échelle globale chiffrée de classification de l'aléa. Au-delà de l'organisation des discontinuités et leur probabilité de présence dans le massif, cela permet d'inclure des éléments extrinsèques, qui en revanche sont estimés par l'expert.

Toutefois, cette approche ne décrit pas l'évolution de la paroi rocheuse au cours du temps. Une méthode probabiliste couplant des informations historiques et géomécaniques a été proposée par Hantz *et al.* (2003). L'analyse historique permet de déterminer la fréquence des éboulements, fonction de leur volume. L'approche géomécanique permet d'inclure des instabilités potentielles détectées selon des critères géomorphologiques et géomécaniques classiques (qui ici sont aussi basés sur l'analyse de l'expert). Pour une classe de volumes donnée et une période de temps donnée, on peut déterminer la fréquence des événements. Couplée au nombre d'instabilités de volumes compris dans la classe de volumes, et hiérarchisées en classes de risque, les fréquences individuelles des instabilités peuvent être calculées, et renseigner sur la « durée de vie » de l'instabilité.

Cette analyse permet de prendre en compte la dimension temporelle de l'évolution d'une instabilité, cependant, des incertitudes subsistent quant à l'évaluation géomécanique de l'instabilité. Les propriétés géomécaniques d'une discontinuité peuvent être approchées par essais de laboratoire sur des échantillons, mais cela ne permet pas d'estimer le rôle des ponts rocheux qui participent au maintien du compartiment rocheux ni leur évolution dans le temps, bien que des modèles ont été proposés (par exemple, Kemeny

(2003)). Leur localisation par rapport au compartiment rocheux conditionne le mécanisme de rupture, qui ne peut donc pas être envisagé avec certitude lors de l'évaluation de l'aléa. Une analyse *a posteriori* a été réalisée par Frayssines et Hantz (2009) pour caractériser la stabilité de compartiments rocheux en tenant compte des ponts rocheux, de façon plus réaliste. Cela permet de quantifier le rôle des ponts rocheux, cependant pour une approche *a priori*, il faudrait dans l'idéal localiser et connaître les dimensions des ponts rocheux. L'utilisation du radar géologique a montré de bons résultats (Deparis *et al.*, 2007) et peut être associée à une investigation classique pour modéliser au mieux la rupture d'une instabilité localisée.

Ces études ne considèrent que globalement les effets des éléments déclencheurs, sans les modéliser explicitement, car les processus sont encore mal connus et peu évalués quantitativement (en terme de fréquence par exemple). Notons que l'évaluation de la rupture constitue la première étape de l'évaluation globale de l'aléa éboulement rocheux et conditionne la probabilité d'impact (Okura *et al.*, 2000), qui est importante dans la problématique de gestion du risque.

1.3 L'étude des éboulements rocheux

Que ce soit dans une approche d'évaluation de l'aléa ou pour des études scientifiques, comme le travail présenté ici, l'étude des éboulements rocheux passe par différentes approches qui sont présentées ici. Les installations utilisées pour cette étude seront décrites.

1.3.1 L'étude de terrain

Pour déterminer des compartiments susceptibles de tomber, ou appréhender une zone sujette aux éboulements rocheux, une visite de terrain est nécessaire. L'observation directe des formations géologiques en présence peut être faite directement sur le terrain et donner ainsi des informations précises sur la pétrographie ou la sédimentologie des roches, la morphologie du site, ainsi que la végétation qui peut apporter de précieuses informations sur le sous-sol (végétation de « zones humides », tronc d'arbres penchés ou en S, absence de végétation dans des cailloutis...). Une analyse structurale devra être faite, avec des relevés d'orientations de stratifications, fractures, failles, foliation, ou toute autre discontinuité mesurable. D'autres éléments comme l'écoulement d'eau, la présence de conduits karstiques, peuvent être relevés, tout comme la présence d'anciens éboulements déjà produits : éboulis dans la pente, ou cicatrices visibles en paroi. Tous ces éléments peuvent contribuer à rechercher des indices d'instabilité qui n'ont pas encore été mis en évidence (CFGI, 2000).

L'investigation de terrain a toutefois ses limites. Il n'est souvent pas possible de déterminer l'extension des fractures, ou la végétation et/ou l'altération de la paroi peut occulter certaines informations. Les fractures mesurées peuvent ne pas être suffisantes pour en faire des statistiques, des mesures d'écartement, etc, qui sont utiles à la détection

de compartiments instables. Le travail de terrain nécessite d'être complété par d'autres types d'investigation. Pour les sites d'étude particulièrement peu abordables à pied, il pourra être nécessaire de descendre en paroi par des techniques de descente sur cordes. Lorsque le site est trop risqué, l'acquisition de données de télédétection peut être faite à plus ou moins grande distance du site.

La visite sur le terrain peut également permettre de rencontrer les riverains (ou les « anciens ») qui parfois ont des informations ou des observations intéressantes dans une approche d'évaluation de l'aléa. Plusieurs visites de terrain peuvent être nécessaires à différentes phases de caractérisation de l'aléa éboulement rocheux (Jongmans *et al.*, 2007).

1.3.2 La cartographie et la bibliographie

L'étude bibliographique du site est importante, notamment pour connaître les antécédents d'éboulements rocheux, et essayer de déterminer au mieux les configurations ou conditions favorables aux éboulements dans cette zone. Suivant la précision des données, ou l'exhaustivité des archives, cela n'est pas forcément aisé. Des inventaires d'éboulements rocheux ou mouvements de terrain en général sont maintenant facilement disponibles par le biais de bases de données (BD) numérisées (exemple de la BD du RTM (Restauration des Terrains en Montagne, organe de l'Office National des Forêts), ou BD MVT du BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières)).

Les informations recueillies sur le terrain peuvent être complétées par des données cartographiques (IGN, BRGM) : topographie (actuelle ou ancienne, si disponible dans les archives), géologie à différentes échelles, hydrogéologie, voire zonages ZERMOS (Zones Exposées à des Risques liés à des Mouvements du Sol ou du sous-sol) ou cartes issues de PPRN (Plan de Prévention des Risques Naturels) établis antérieurement (Fig. 1.8) ou pour d'autres communes limitrophes. Différents types de rapports ou articles scientifiques peuvent être consultés pour compléter les informations au maximum.

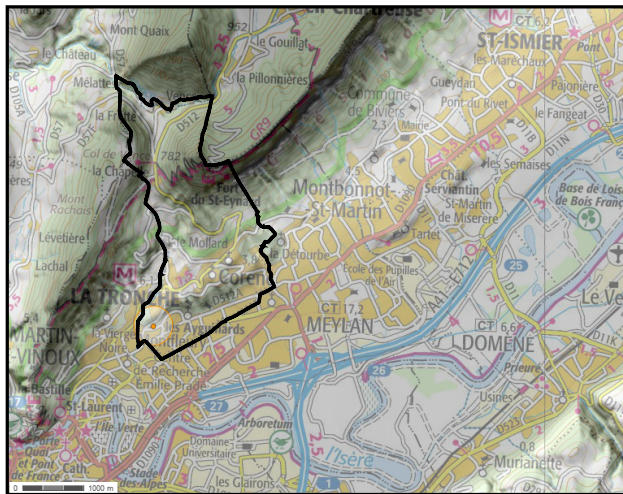
Cette étape de caractérisation peut être complétée par l'étude et analyse de données de télédétection (photographies, modèles 3D), décrites précisément dans la section 1.4.

1.3.3 L'instrumentation *in situ* et les méthodes géophysiques

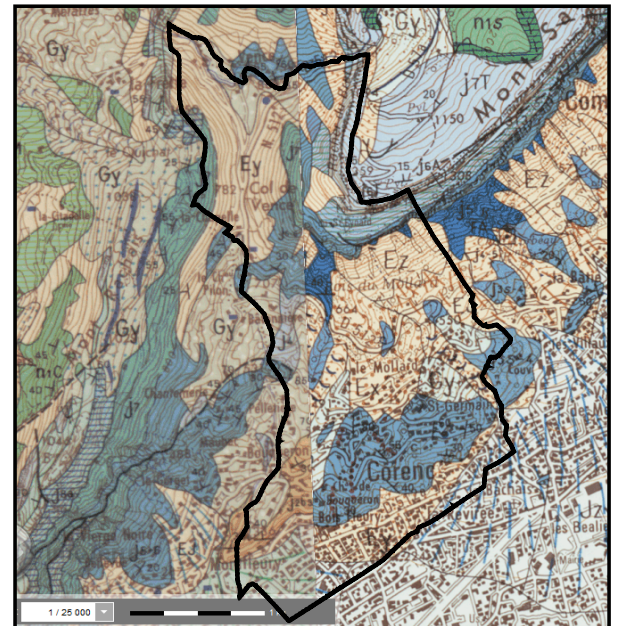
L'étude des instabilités rocheuses potentielles peut se faire par le biais de méthodes géophysiques (Jongmans et Garambois, 2007), qui investiguent les propriétés physiques des matériaux et renseignent sur leur agencement dans le sous-sol.

Le radar géologique (ou géoradar) peut être utilisé pour imager les fractures sous la surface rocheuse, directement en paroi (Brenquier *et al.* (2013) ; Deparis *et al.* (2007)). Les méthodes de tomographie électrique et/ou sismiques (Lorier *et al.* (2012) ; Messenzehl et Draebing (2015)), effectuée sur le plateau d'une falaise par exemple, peuvent renseigner sur l'extension horizontale des discontinuités, mettre en évidence des zones

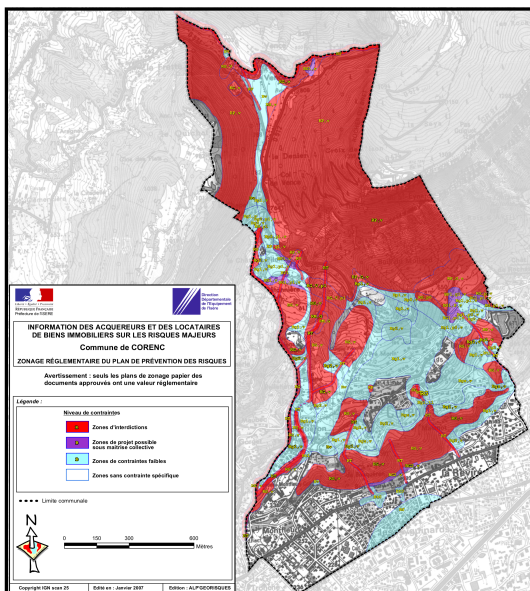
1.3 L'étude des éboulements rocheux



carte topographique et MNT



carte géologique



zonage PPR

Phénomène de l'événement	Date	Date de l'événement	Nom du site	Phénomène du site	Y-a-t-il eu des victimes ?	Y-a-t-il eu des dégâts ?
Chute de blocs	1960/11/14	14 novembre 1960	Fort St Eynard...	Chute de blocs	non	non
Chute de blocs	1999/02/01	février 1999	Rocher du Bret...	Chute de blocs	non	non
Chute de blocs	2009/08/10	10 août 2009	< à définir >	Non défini	non	non
Chute de blocs	2014/02/01	février 2014	< à définir >	Non défini	non	oui
Chute de blocs	1997/10/11	11 octobre 1997	Fort St Eynard...	Chute de blocs	non	oui
Chute de blocs	1989/01/06	06 janvier 1989	Fort St Eynard...	Chute de blocs	non	oui
Chute de blocs	2006/03/01	mars 2006	Fort St Eynard...	Chute de blocs	non	oui
Chute de blocs	1957/02/25	25 février 1957	Rocher du Bret...	Chute de blocs	oui	oui
Chute de blocs	1961/12/10	10 décembre 1961	Rocher du Bret...	Chute de blocs	non	oui
Chute de blocs	1968/12/25	25 décembre 1968	Rocher du Bret...	Chute de blocs	non	oui
Chute de blocs	2005/04/24	24 avril 2005	Rocher du Bret...	Chute de blocs	non	oui
Chute de blocs	1968/11/03	03 novembre 1968	Rocher du Bret...	Chute de blocs	non	oui
Chute de blocs	2014/12/16	16 décembre 2014	Rocher du Bret...	Chute de blocs	non	oui

extrait BD RTM

FIGURE 1.8 – Exemples à l'échelle d'une commune concernée par les problématiques d'éboulements rocheux de notre site d'étude (Corenc, Isère). Extrait de carte topographique et MNT (IGN), carte géologique (BRGM), zonage PPR (Alp'Georisques) et Base de données RTM (Restauration des Terrains en Montagne, ONF)

particulièrement conductrices qui peuvent correspondre à des zones de circulation d'eau, ou de remplissage argileux, qui peuvent jouer sur la stabilité d'un compartiment. Les méthodes électromagnétiques type EM31 peuvent également être utilisées, pour localiser des fractures ou conduits karstiques par exemple (Lee *et al.*, 1988). Combinées aux informations de terrain ou de télédétection, il est possible de caractériser au mieux une partie

de la masse rocheuse en 3 dimensions et d'envisager le suivi ou les parades adéquates.

Une fois détectées, un suivi d'instabilités rocheuses peut se faire par le biais de méthodes géotechniques classiques : extensométrie, fissurométrie, inclinométrie, tassométrie, suivi piézométrique si présence d'une nappe, etc, à adapter au terrain. Des pluviomètres, capteurs de température, de rayonnement solaire ou anémomètres, peuvent y être ajoutés pour suivre l'évolution du mouvement en fonction des facteurs météorologiques. Ces éléments peuvent aussi être installés pour le suivi d'une falaise complète comme c'est le cas pour cette étude.

Un suivi géophysique peut être fait, en utilisant les méthodes de prospection géophysique mentionnées ci-dessus, à intervalle de temps rapproché et adapté à l'évolution de l'instabilité. L'utilisation du bruit sismique pour le suivi de mouvements de terrain (Larose *et al.*, 2015), et particulièrement d'écaillés rocheuses instables s'est développée et a montré de bons résultats (Bottelin, 2013). Cette méthode nécessite l'installation d'au moins deux capteurs sismiques, dont un sur l'instabilité, et peut être installée de façon pérenne et autonome afin de réaliser un suivi en temps réel, combiné à l'instrumentation *in situ* de l'ouverture de fissure par exemple. Elle a l'avantage d'être une méthode géophysique passive, qui ne nécessite pas d'introduire une source d'énergie sismique ou électromagnétique, et de permettre un suivi en continu.

1.4 Les méthodes de télédétection appliquées aux éboulements rocheux

Dans cette étude, les principales données proviennent d'un suivi par télédétection, combinant la photographie en continu et le scanner laser terrestre. Ces deux méthodes seront ici approfondies.

1.4.1 Définition de la télédétection

La télédétection est « l'ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci » (JO 11 décembre 1980). Elle repose sur la perception à distance des objets terrestres grâce aux propriétés du rayonnement électromagnétique et à ses interactions avec la matière (MATE, 1999).

Le rayonnement électromagnétique couvre une large gamme de longueur d'onde. Les ondes les plus utilisées en télédétection appartiennent au domaine du visible, de l'infrarouge (proche, moyen et IR thermique), et des hyperfréquences (Fig. 1.9).

On distingue les télédétections passive et active. En télédétection passive, le rayonnement du soleil est réfléchi par une surface, dans le domaine du visible ou du proche infrarouge, et est capté par l'instrument de télédétection. C'est le cas de la photographie. En télédétection active, le rayonnement (radar, laser) est d'origine artificielle, émis par

1.4 Les méthodes de télédétection appliquées aux éboulements rocheux

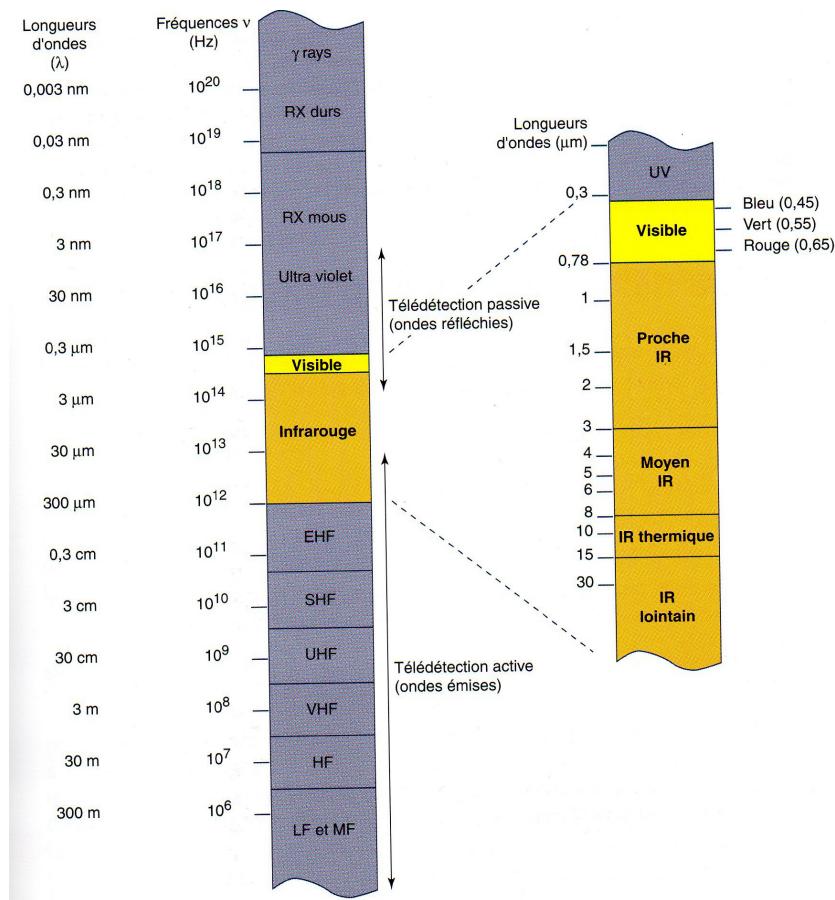


FIGURE 1.9 – Gamme de longueur d'ondes des rayonnements électromagnétiques, spectre de la lumière visible (MATE, 1999)

l'instrument de télédétection, et est réfléchi par la surface étudiée. L'écho est mesuré par l'instrument. C'est le cas du scanner laser.

1.4.2 La photographie

Dans l'étude des mouvements de terrain, les photographies sont beaucoup utilisées, et particulièrement les photographies aériennes (verticales ou obliques) (MATE, 1999). De nombreuses informations peuvent être obtenues, souvent mal perceptibles sur le terrain par manque de recul. Cela peut varier suivant les types de rayonnements captés, ou les filtres appliqués : les informations qui ressortent sont différentes de celles vues par l'œil nu, et cela dépend du type d'information recherché. Le développement des traitements informatiques des images permettent des analyses d'images automatisées, des corrélations d'images qui permettent de mesurer précisément des déplacements (Kasperski, 2008). En complément de modèles 3D, elles peuvent permettre d'établir des cartes géologiques plus précises, notamment l'échelle verticale (Matasci *et al.*, 2014) de ces cartes.

Les photographies aériennes verticales présentent cependant l'inconvénient d'écraser le relief. Pour pallier à cela, on peut faire appel à la vision stéréographique, qui utilise la perception du relief sous deux angles qu'ont nos deux yeux (MATE, 1999). Deux photos avec un recouvrement d'environ 60%, observées avec des lunettes stéréoscopiques permettent de voir le relief, et dans le cas des instabilités rocheuses, de déceler des compartiments ou larges zones très découpées et potentiellement instables. C'est ce principe qui est également utilisé en photogrammétrie pour obtenir des modèles 3 dimensions à partir de photographies (Travelletti *et al.*, 2012).

1.4.3 Le scanner laser terrestre ou aérien

1.4.3.1 Principe

Le scanner laser, aussi appelé LiDAR (Light Detection And Ranging), permet d'acquérir des nuages de points en 3 dimensions de la surface d'un objet donné. L'acquisition peut se faire depuis le sol (scanner laser terrestre : terrestrial laser scanner TLS ou ground based LiDAR en anglais), ou par voie aérienne, depuis un avion ou un hélicoptère (scanner laser aérien, ou aerial laser scanner ALS en anglais). Des systèmes inertiels et géolocalisés permettent de réaliser des scanner à partir d'un bateau ou d'une voiture en mouvement (Lato *et al.*, 2009).

La plupart des scanners laser fonctionnent avec le principe du temps de vol : un faisceau laser est envoyé sur l'objet à étudier, il se réfléchit puis revient au scanner (Fig. 1.10). Connaissant la vitesse de l'onde électromagnétique, il est possible de connaître la distance parcourue par le faisceau pour atteindre la surface de l'objet. Cela est combiné avec les angles horizontaux et verticaux du faisceau, pour obtenir les coordonnées du point. D'autre part, l'intensité du faisceau se trouve modifiée car l'objet a pu absorber une partie du rayonnement. Pour chaque point scanné, l'instrument détermine donc des coordonnées x , y , et z (3 dimensions) relatives à son emplacement, ainsi qu'une valeur de réflectivité, qui renseigne sur la partie du faisceau qui n'a pas été absorbée. Sur son chemin, le faisceau peut rencontrer différents objets, ceci se caractérisant par des pulsations dans le signal de retour (Fig. 1.10). Ce principe permet notamment de distinguer la ou les couvertures végétales lors de scanner laser aérien. La surface du sol correspond à la dernière pulsation. De la même manière avec un scanner laser terrestre, si l'on scanne une surface rocheuse, la dernière pulsation sera considérée (Abellan *et al.*, 2014). Un système de miroirs permet de déplacer le faisceau à chaque mesure, et ainsi scanner rapidement de larges surfaces, en connaissant toujours la position du laser.

La résolution, qui peut s'apparenter à la distance entre les points du nuage de points obtenu, peut être très élevée, jusqu'au millimètre (Abellan *et al.*, 2009). Mais elle est limitée par la distance à laquelle se trouve le scanner laser par rapport à l'objet d'étude. En effet, avec la distance, le faisceau laser s'élargit (par divergence) (Fig. 1.10), le rayon est un peu plus important et l'incertitude de mesure devient plus grande (Abellan *et al.*, 2014). La résolution dépend également des conditions de mesure : de mauvaises conditions météorologiques, par exemple un temps brumeux, avec des particules fines d'eau en

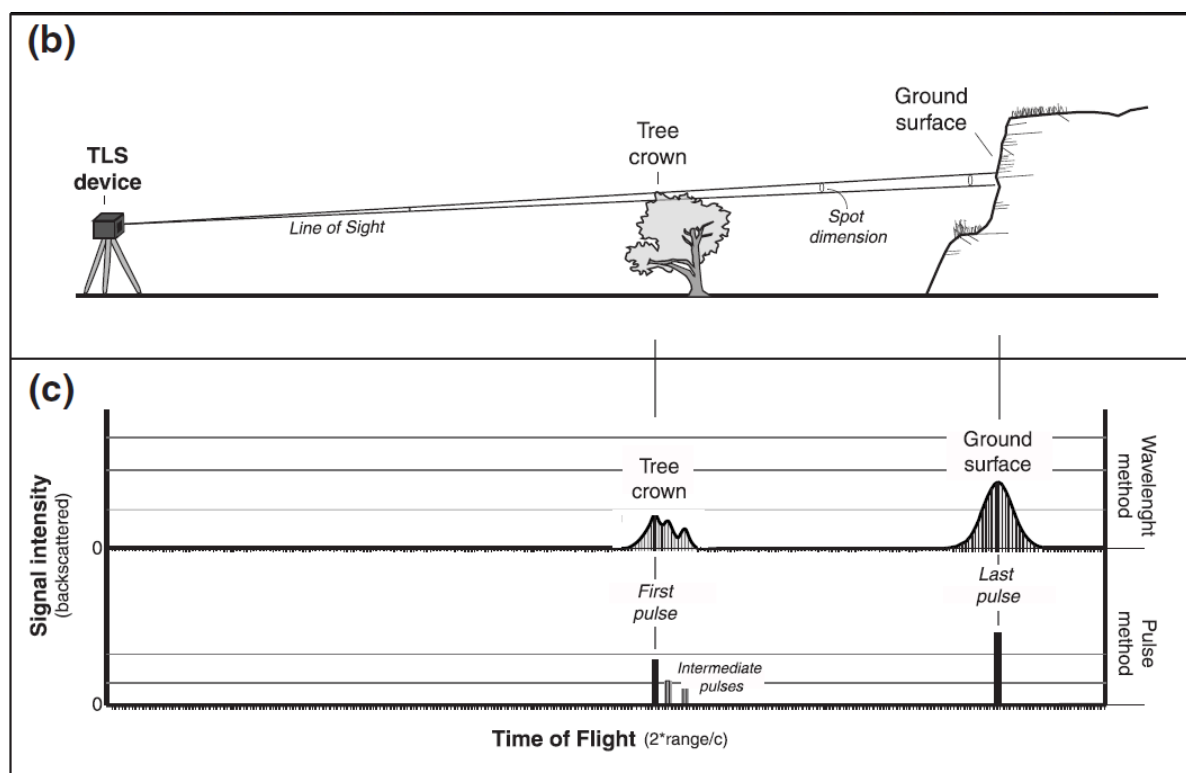


FIGURE 1.10 – Schéma du faisceau laser et évolution du diamètre avec la distance. Réponse du signal considérant les phases de l'onde (wavelength method) ou les pulsations (pulse method) (Abellan *et al.*, 2014).

suspension, peuvent avoir une influence sur la propagation du faisceau laser, qui peut se trouver dévié et réfléchi par les gouttelettes d'eau. La qualité des données s'en trouve alors affectée.

Différents logiciels de traitement de données de scanner laser sont disponibles sur le marché. Les logiciels utilisés dans cette étude sont les logiciels 3DReshaper© et Cloud-Compare (open source).

1.4.3.2 Utilisation du scanner laser pour les massifs rocheux

Les données de scanner laser peuvent facilement se combiner avec d'autres types de données de télédétection telles que la photographie, l'imagerie hyperspectrale (Kurz *et al.*, 2013), la thermographie par radar (Collins et Stock, 2014) ; des données de cartographie ; des données de terrain ; des données géophysiques. Cela en fait un outil puissant qui, même seul, apporte déjà beaucoup d'informations. A partir des nuages de points obtenus, différents traitements permettent de mieux connaître le massif rocheux.

L'analyse structurale d'un site peut être effectuée à partir de modèles 3D issus de

scanner laser (Jaboyedoff *et al.*, 2012). Les nuages de points sont géoréférencés (donnant à chaque point des coordonnées relatives à un système de coordonnées géographiques) à l'aide de points de contrôles (Kociuba *et al.*, 2014) ou en utilisant des nuages (types Modèles Numériques de Terrain de l'IGN) déjà géoréférencés sur lesquels se recalcr par différents algorithmes comme l'Iterative Closest Point (Abellan *et al.* (2011) Kociuba *et al.* (2014)). Partant du principe que les surfaces de falaises sont d'anciennes cicatrices d'éboulements, qui deviennent des discontinuités « à l'air libre », il est possible de calculer l'orientation des surfaces scannées afin de réaliser une étude structurale du massif (Abellan *et al.* (2006), Sturzenegger et Stead (2009a), Sturzenegger et Stead (2009b), Loye *et al.* (2012)). Différents logiciels permettent ce type d'analyse, comme le logiciel Coltop3D développé en Suisse (Jaboyedoff *et al.*, 2009). Pour chaque point du nuage, la normale au plan moyen passant par ce point et un nombre de voisins dans un rayon défini, est calculée. Son orientation est donnée sur le modèle 3D et en projection stéréographique avec une échelle de couleurs qui permet de déterminer visuellement des familles de discontinuités. D'autres logiciels basés sur le même principe permettent également ce type d'analyse. Les recherches tendent à automatiser au maximum ces calculs (Assali *et al.*, 2014), comme par exemple le travail de Riquelme *et al.* (2014) : l'orientation de la normale en chaque point est calculée, puis l'ensemble des normales du nuage est analysé statistiquement (par une fonction de densité Kernel) afin d'en dégager des familles de discontinuités et les extraire de façon automatique. Ce type de traitement complète les données de terrain (Loye *et al.*, 2012), ou s'avère très utile lorsque les falaises ne sont pas accessibles.

Lorsqu'une discontinuité a été caractérisée d'un point de vue structural, sa rugosité peut être quantifiée si la surface de celle-ci est accessible, par exemple dans le cas d'un plan de faille exhumé récemment. Dans la mesure où il n'y a pas de nouveau dépôt, les aspérités sont visibles et la rugosité peut être quantifiée par différents traitements statistiques, notamment pour la réduction du bruit qui peut interférer avec la qualité des résultats pour des rugosités de faible amplitude (Khoshelham *et al.*, 2011). C'est le cas par exemple de la faille du Vuache, proche d'Annecy (Haute Savoie), exhumée 10 ans avant son étude par l'activité d'une carrière (Renard *et al.*, 2006). L'étude de cet aspect des discontinuités reste peu fréquente pour la caractérisation des massifs rocheux, les épontes de fractures ou plans de glissements n'étant pas toujours visibles, mais ceci est toutefois possible par scanner laser.

Dans le but de caractériser une masse rocheuse, les informations d'analyse structurale doivent comporter aussi des informations telles que la distance entre fractures, donnant la densité de fracturation, et la longueur. Une fois les principales familles de discontinuités définies, chaque élément de surface peut être attribué à une famille, et la distance entre les plans d'une même famille peut être calculée. Plusieurs méthodes peuvent être utilisées : les mesures directes sur le terrain ou l'utilisation de photographies, le principe de la fenêtre de mesure rectangulaire ou circulaire, considérée comme représentative de la falaise (Sturzenegger *et al.* (2007), Sturzenegger *et al.* (2011), Loye *et al.* (2012)), l'utilisation de profils 2D. Riquelme *et al.* (2015) proposent une méthode de calcul de la distance entre discontinuités en prenant en compte le nuage de point en-

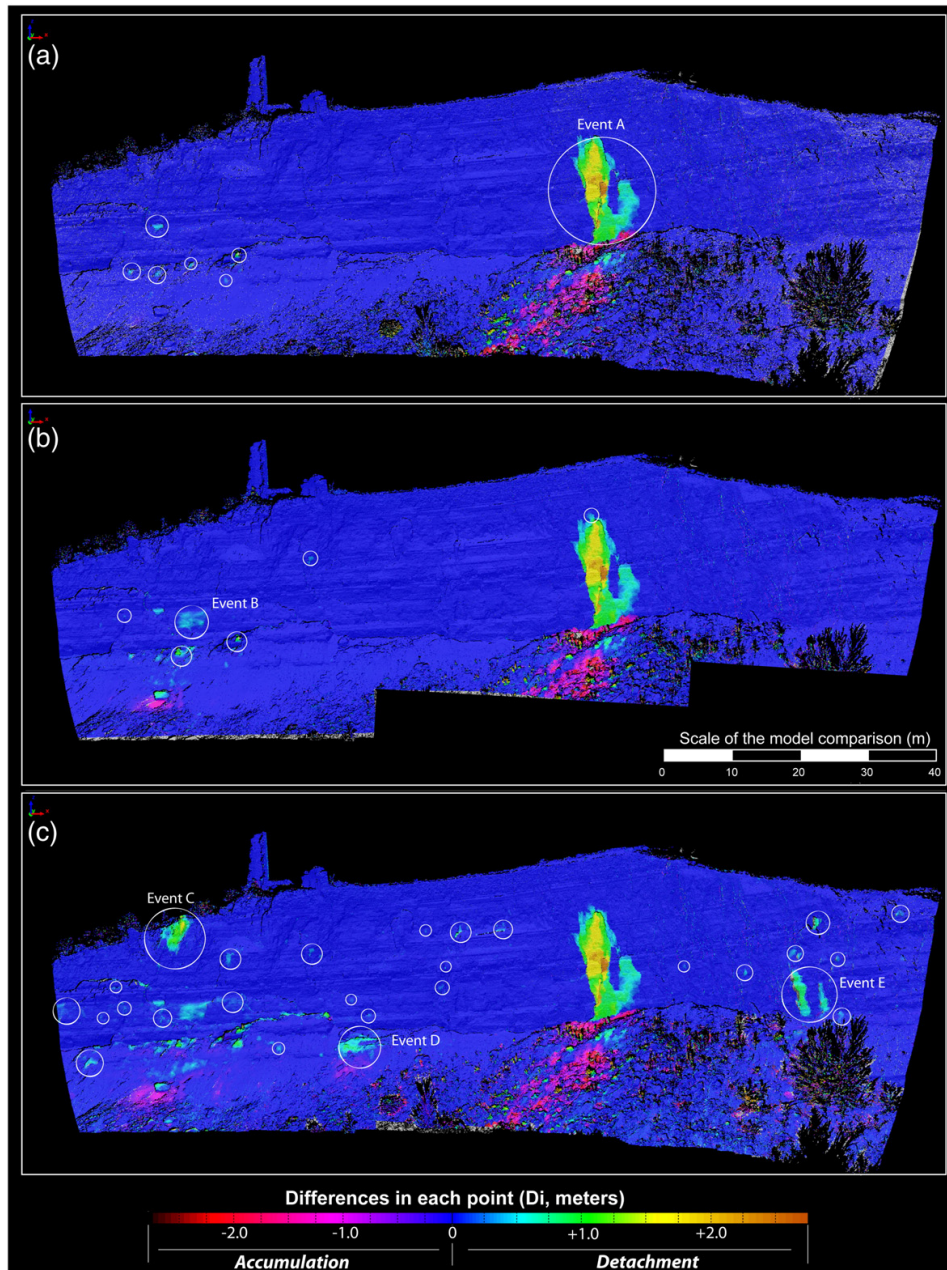


FIGURE 1.11 – Exemple de comparaisons diachroniques multiples et détection d'éboulements (a : entre acquisitions du 29/09/2007 et 27/10/2007 ; b : entre acquisitions du 29/09/2007 et 11/02/2008 ; c : entre acquisitions du 29/09/2007 et 23/07/2008). Les déviations négatives correspondent ici aux zones d'accumulation du matériau dans la pente, les déviations positives correspondent aux masses rocheuses qui se sont détachées (Abellan *et al.*, 2010).

tier, préalablement analysé en familles de discontinuités. Les valeurs statistiques relatives aux espacements entre discontinuités sont obtenues et contribuent à mieux caractériser

le massif rocheux de façon automatisée et plus robuste, car elle ne se limite pas à une fenêtre ou un profil.

La longueur (ou extension) des fractures peut être également déterminée, par approximation de la fracture par un disque ayant pour diamètre l'intersection entre la fracture et le plan de falaise (Sturzenegger et Stead, 2009b). Cependant, il n'est pas systématiquement possible d'obtenir cette information, tout dépend de la visibilité des discontinuités, si l'on peut déterminer les deux extrémités de la trace ou non. Ces informations sont couramment utilisées pour des caractérisations géomécaniques des massifs.

Les données structurales des surfaces de falaises permettent également de connaître les formes des blocs éboulés, connaissant les plans définissant leurs faces et les angles entre les faces (Abellan *et al.* (2006), Sturzenegger *et al.* (2011), Santana *et al.* (2012)). Le volume peut également être calculé, notamment par comparaison diachronique de deux nuages de points (Lim *et al.* (2010), Abellan *et al.* (2011), Guerin *et al.* (2014)), permettant d'avoir la surface extérieure du bloc ainsi que la surface de la cicatrice (Fig. 1.11). Certains logiciels, comme 3DReshaper© permettent de calculer ces volumes par le biais d'un maillage fermé par exemple. Les informations de volumes, couplées aux données structurales, et les propriétés des discontinuités sont primordiales dans l'étude des éboulements rocheux à la fois dans l'évaluation de la rupture et dans l'évaluation de la propagation des blocs (Lato *et al.*, 2011).

Tous ces paramètres de caractérisation du massif rocheux permettent de comprendre le comportement mécanique de celui-ci, car les mécanismes impliqués dans les éboulements dépendent de ces paramètres. Ces mécanismes seront expliqués plus en détail dans le Chapitre 2.

Le scanner laser devient une technique de moins en moins coûteuse, qui a montré son utilité dans divers domaines. Des systèmes de monitoring laser se mettent en place pour la surveillance de versants rocheux (Oppikofer *et al.* (2008) Abellan *et al.* (2009), Oppikofer *et al.* (2009)), et permettent notamment le suivi de déplacement de masses rocheuses avec une très bonne précision. Cela peut très bien compléter des instrumentations de suivi *in situ* classiques, qui peuvent être endommagées par le mouvement du versant, contrairement au scanner laser qui est placé à distance.

Des méthodes automatisées de classification des nuages de points pour analyser l'environnement (Brodu et Lague, 2012) ou pour la détection d'éboulements rocheux sont disponibles en open source : ils sont utilisables librement et les codes sources sont libres d'accès. Elles se basent essentiellement sur des analyses et propriétés statistiques de l'agencement des points pour une partie d'un nuage de points.

1.5 Conclusion

Les éboulements rocheux sont des phénomènes se produisant dans des contextes de fortes pentes, dans des matériaux rocheux plus ou moins endommagés. L'urbanisation grandissante en contexte montagneux augmente les enjeux vulnérables aux éboulements

rocheux, et il est donc nécessaire de mieux appréhender les processus conduisant à ces évènements. Une des problématiques réside dans la caractérisation de la rupture de la masse rocheuse, dans laquelle subsistent encore des incertitudes et des chemins à explorer notamment dans les processus déclencheurs. Différentes méthodes permettent d'appréhender ces phénomènes, dont le scanner laser et la photographie, qui sont utilisés dans cette étude, couplés à des données de températures dans la falaise et en surface.

Chapitre 2

Facteurs conditionnant le déclenchement des éboulements rocheux

Ce chapitre explore plus en détail la problématique de la rupture, en se focalisant sur les facteurs qui conditionnent le déclenchement des éboulements rocheux. Les facteurs dits « intrinsèques », c'est-à-dire propres au massif rocheux, conditionnent les instabilités d'un point de vue spatial et géométrique. Les facteurs dits « extrinsèques », c'est-à-dire extérieurs au massif rocheux, favorisent la rupture par leur action dégradante, et déclenchent l'éboulement d'un point de vue temporel. Différents processus d'action de ces facteurs impliqués dans le déclenchement des éboulements seront présentés.

2.1 Définition de la rupture

La rupture peut être considérée comme le moment à partir duquel un bloc rocheux se met en mouvement, lorsque la stabilité du compartiment rocheux n'est plus assurée. La stabilité est caractérisée par le rapport entre d'une part les forces résistantes au mouvement, dépendantes de l'évolution du matériau rocheux au cours du temps ; et d'autre part les forces motrices, dont la principale résulte de la gravité, et qui peuvent être temporairement augmentées par un phénomène extérieur naturel (variation de pression hydraulique, accélération sismique, dilatation du rocher, l'insertion de racines dans des joints...) ou artificiel (accélération sismique due aux tirs de mines, excavation,...) (Hantz, 2001). Cela se produit donc quand les forces résistantes ne sont plus suffisantes (cas B, Figure 2.1), ou quand les forces motrices sont (temporairement ou non) plus importantes que les forces résistantes (cas A, Figure 2.1).

Le rapport entre forces résistantes et forces motrices correspond également au facteur de sécurité F utilisé en géotechnique (Popescu (1994), CFGI (2000)). D'un point de vue physique, on peut évoquer les états de stabilité ou d'instabilité d'une pente ou d'un

FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

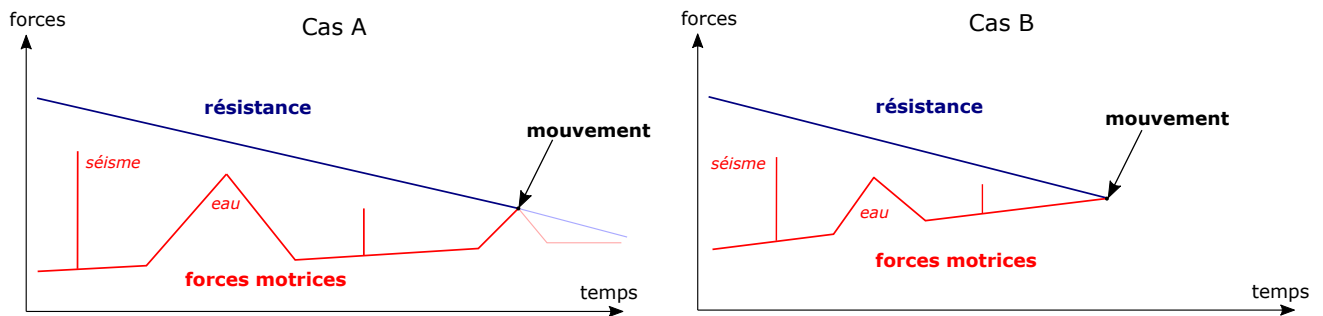


FIGURE 2.1 – Schéma de l'évolution des forces mises en jeu dans le mouvement d'un compartiment rocheux (d'après Hantz *et al.* (2003)). Cas A : mouvement déclenché par un évènement extrinsèque. Cas B : mouvement dû à la dégradation des propriétés mécaniques du matériau.

compartiment rocheux, avec des états intermédiaires, qui sont reflétés par l'évolution du facteur de sécurité (Fig 2.2). Cette évolution dépend :

- **Des conditions préparatoires** : elles sont définies par les conditions du sous-sol (facteurs intrinsèques) qui rendent la pente susceptible d'être mise en mouvement. Elles n'initient pas le mouvement, mais définissent l'instabilité potentielle et conditionnent l'action des facteurs dégradants puis déclencheurs, de par leurs propriétés géométriques, physiques, chimiques. Bien que les pentes soient étudiées sur des échelles de temps humaines (inférieures au siècle), ces conditions préparatoires ont néanmoins une histoire à l'échelle géologique et à l'instant t où elles sont déterminées, l'action des facteurs dégradants a déjà pu être initiée. Elles conditionnent en partie la résistance au mouvement.
- **Des facteurs dégradants** : Ces facteurs participent à la réduction de la stabilité par différentes actions ponctuelles ou continues. Leur puissance est en partie dépendante des conditions préparatoires : par exemple, les vitesses d'altération par l'eau ne sont pas les mêmes suivant la nature de la roche (Martin (1989), Saad (2011)), ou des conditions structurales (écoulements favorisés dans des roches poreuses ou très fracturées). Ce peuvent être des facteurs géomorphologiques, comme une intense érosion en pied de falaise, un soulèvement tectonique, la perte d'un couvert végétal ; des facteurs anthropiques, telles que des constructions, des excavations, des tirs de mines ; ou des facteurs environnementaux, comme l'action de la pluie, des variations de température, du gel et dégel, des séismes ou des éruptions.
- **Des facteurs déclenchants** : Les différents facteurs dégradants agissent au cours du temps jusqu'à ce que la pente atteigne une situation d'instabilité lors de laquelle se produit la rupture. Cette rupture peut être due à l'action continue de ces facteurs dégradants, qui font évoluer le rapport des forces, sans qu'un facteur précis ne déclenche lui-même la rupture. Mais elle peut aussi être la réponse quasi-immédiate

de l'action d'un facteur qui devient alors déclencheur de la rupture, provoquant l'éboulement rocheux.

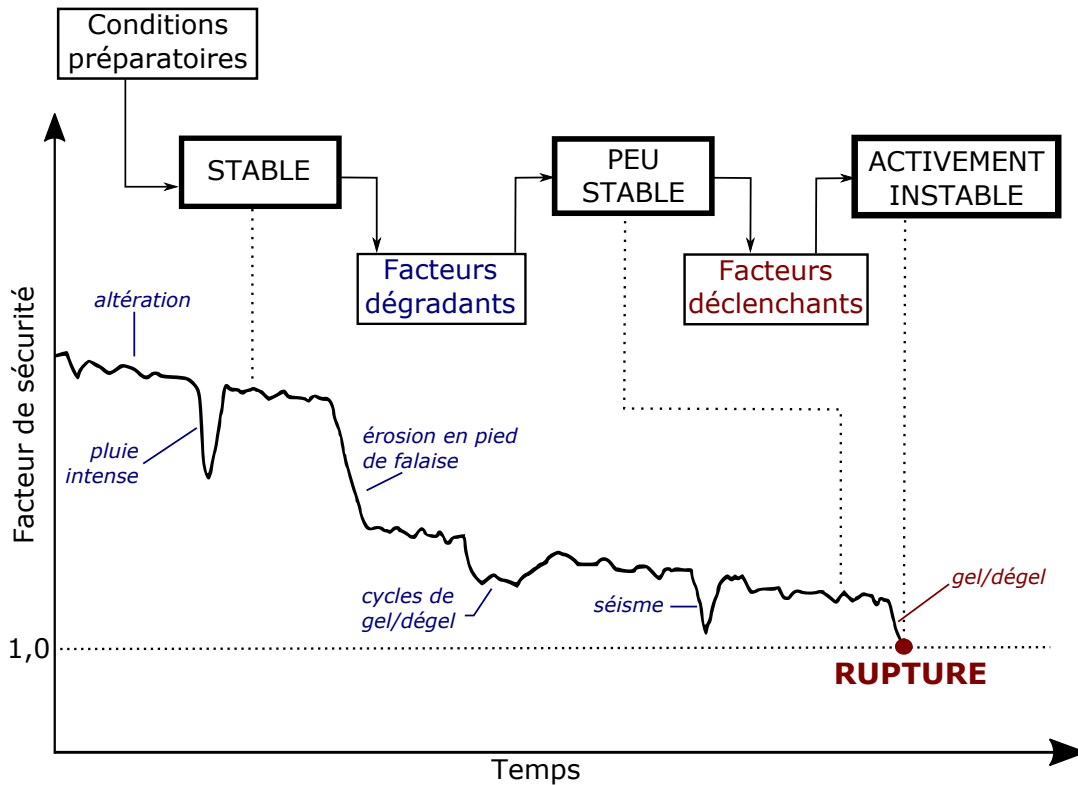


FIGURE 2.2 – Exemple de variation du facteur de sécurité dans le temps, pour une instabilité donnée (modifié d'après Popescu (1994)).

Afin de mieux caractériser la rupture, il est nécessaire de connaître au mieux l'évolution des forces mises en jeu, et notamment à travers l'étude des facteurs les faisant évoluer. Il reste cependant difficile de connaître parfaitement les conditions préparatoires dans leur intégralité, du fait des échelles spatiales mises en jeu. Les facteurs dégradants qui ont une action essentiellement en sous-sol, et que l'on ne peut pas caractériser de façon très précise, bien que certaines méthodes géophysiques permettent à l'heure actuelle d'investiguer et surveiller le sous-sol avec de bonnes résolutions. Cela explique que la plupart des travaux travaillent *a posteriori* de la chute, et que l'on cherche plutôt à caractériser les facteurs déclenchants : ils sont les plus importants à connaître et/ ou anticiper dans la mesure où ils déclenchent le phénomène dangereux.

2.2 Facteurs de rupture intrinsèques au massif

L'instabilité rocheuse est conditionnée dans l'espace par les facteurs intrinsèques au massif. La rupture se produit le long d'une surface de rupture, qui se développe le long

d'une discontinuité préexistante se propageant dans le massif ou suite à une rupture de la matrice rocheuse. Des éléments de taille micrométriques à kilométriques peuvent conditionner une instabilité rocheuse.

2.2.1 A l'échelle de la roche : la matrice rocheuse et les discontinuités

Le massif rocheux peut être caractérisé par une matrice rocheuse, correspondant à l'assemblage des différents constituants minéraux ou grains, à laquelle se surimposent des discontinuités (Rotheval, 1976). « Toute surface qui interrompt physiquement la continuité de la matrice rocheuse et de ses propriétés mécaniques, hydrauliques et thermiques » est considérée comme une discontinuité (AFTES, 2003). La matrice et les discontinuités résultent de l'histoire géologique globale de la roche.

La matrice rocheuse est un milieu polycristallin dont les cristaux sont séparés par des « joints de grains ». Les cristaux peuvent être anisotropes et de natures différentes, rendant la distribution des déformations à l'échelle des grains très complexes (Panet, 1976). La matrice rocheuse possède des propriétés physiques, liées à sa composition pétrographique (nature des grains, taille, état d'altération...), telles que la masse volumique, la porosité, la perméabilité. Elle présente une certaine déformabilité et une résistance mécanique qu'il est possible de déterminer en laboratoire. La résistance mécanique et la déformabilité d'une roche peuvent être déterminées sous différentes sollicitations que l'on retrouve dans le milieu naturel : compression, traction, cisaillement.

Cependant, les propriétés de la matrice rocheuse seule ne reflètent pas le comportement total de la roche à cause des discontinuités. Le comportement total du massif est d'ailleurs très fortement lié au comportement des discontinuités, qui sont au centre de nombreuses études par exemple (Tahiri (1992), Kecili-Laouafa (1998), Roche (2011), Sow (2015)).

Différentes échelles de discontinuités peuvent être considérées (Kecili-Laouafa, 1998). La matrice rocheuse présente des discontinuités de taille millimétrique liée à sa composition : ce sont par exemple des craquelures intracristallines (plans de clivages, macles), ou des fissures intercristallines, comme des joints de grains peu cohésifs (Panet, 1976). Ces petites discontinuités peuvent être le point de départ d'une discontinuité plus importante s'il y a sollicitation mécanique suffisante. A l'échelle centimétrique, peuvent se développer des fissures, parfois recimentées de calcite. Ces fissures peuvent également avoir une échelle décimétrique, de l'ordre de la taille d'un bloc rocheux par exemple.

A l'échelle de la masse rocheuse ou du massif, on trouve dans les roches sédimentaires comme les calcaires, des stratifications de très longue extension, témoins de la sédimentation. Dans les roches métamorphiques, des réagencements de minéraux peuvent créer des plans de foliation : certains types de minéraux vont s'orienter préférentiellement sur un plan, qui devient un plan privilégié entre deux types de minéraux de dureté, composition chimique ou système cristallin différents. Les roches volcaniques, issu d'un magma plus ou moins homogène, peuvent présenter des joints dus au refroidissement du

magma (exemple des orgues basaltiques). Nous nous focaliserons ici sur les formations carbonatées (calcaires).

Les roches de toute nature subissent une évolution géodynamique qui engendre l'application de fortes contraintes sur ces roches et leur fait subir des déformations cassantes. On retrouvera ainsi les failles, cassures impliquant le mouvement relatif de deux blocs sous l'action d'une contrainte, ou les fractures, matérialisées par un plan continu qui sépare en deux la roche sans mouvement relatif des blocs. Etant liées à l'histoire géodynamique, leur orientation renseigne sur les directions de contraintes qui ont été appliquées ou le sont encore (dans les massifs en cours de formation). Les déformations subies peuvent également être ductiles, et engendrer des plis dans la roche. Ils sont bien souvent associés à des cassures (failles, fractures), et modifient la structure de la roche en modifiant notamment l'orientation des discontinuités telles que les plans de stratification. Ces déformations se retrouvent aussi sur des échelles pluri-kilométrique à décimétrique.

Dans les massifs, matrice et discontinuités sont soumises à des forces agissant en compression, traction ou cisaillement, qui peuvent les conduire à la rupture. Nous pourrions notamment caractériser les discontinuités d'un point de vue mécanique par trois caractéristiques (Kecili-Laouafa, 1998) :

- Une résistance à la traction (dans la direction normale à leur plan) généralement très faible voire nulle. Elle peut être non négligeable si la discontinuité présente des ponts rocheux (Fig. 2.4)
- Une résistance au cisaillement déterminante : la transmission des contraintes s'exerce principalement à travers des mécanismes de cisaillement, frottement et dilatance qui se développent dans les plans des discontinuités. L'allure d'une courbe de cisaillement dépend de la rugosité de la discontinuité, et du degré d'imbrication (Fig. 2.3) : la présence ou non d'un pic peut dépendre de la rugosité. La courbe de dilatance montre trois phases : contractance (emboîtement initial des épontes), dilatance (glissement des aspérités les unes sur les autres), stabilisation (« polissage » des épontes) (Sow, 2015).
- Une résistance à la compression définie par celle de la roche encaissante. Sous une sollicitation normale, il y a fermeture des discontinuités.

La rugosité d'une discontinuité est due à la présence d'aspérités de différentes échelles sur les épontes : millimétriques à décimétriques. Elles conditionnent donc plusieurs niveaux d'irrégularités (Fig. 2.4). Leur présence affecte les propriétés de frottement par les surfaces de contact plus ou moins importantes entre les deux épontes lors d'une sollicitation, suivant l'organisation (emboîtés ou imbriqués ou aucun), les angles impliqués, l'amplitude de la rugosité. A l'opposé des zones de contact, des zones de vide se créent également. Les contraintes appliquées sur la discontinuité peuvent augmenter/diminuer les surfaces de contact entre les aspérités, ce qui modifie les propriétés de frottement et la résistance mécanique de la discontinuité. Des épontes lisses montrent une surface de contact importante, augmentant l'adhérence et la raideur tangentielle (Lefevre *et al.*, 1998). La rugosité des épontes joue également sur la perméabilité de la discontinuité

FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

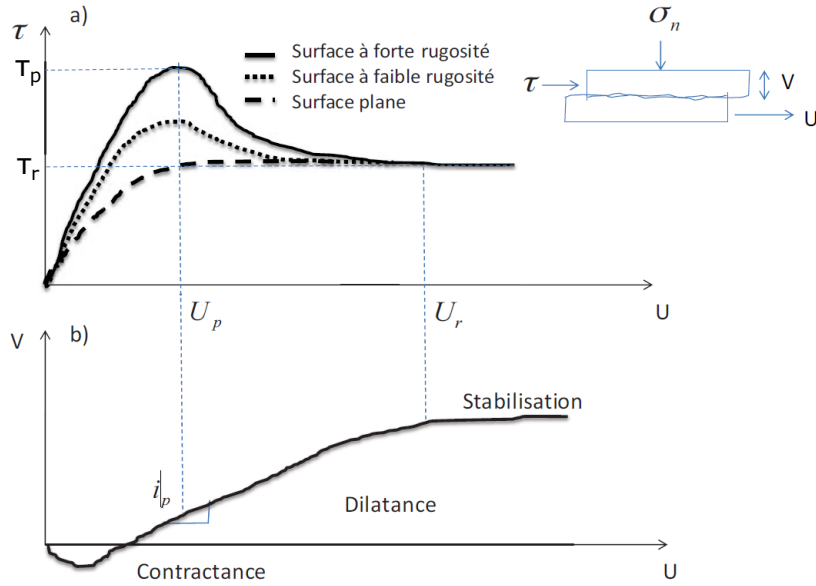


FIGURE 2.3 – Courbe de cisaillement (haut) et de dilatance. Avec : contrainte tangentielle, σ_n : contrainte normale, T_p : contrainte tangentielle au pic, T_r : contrainte tangentielle résiduelle, U : déplacement tangentiel, V : déplacement normal (Sow, 2015)

(Walsh, 1981). Le comportement mécanique et hydraulique des discontinuités dépend donc de la topographie des épontes. Des études profilométriques de ces surfaces ont été réalisées, sur des plans de failles ou des épontes de fractures naturelles (Brown et Scholz (1985); Poon *et al.* (1992); Schmittbuhl *et al.* (1995); Renard *et al.* (2006)). Il apparaît que bien qu'irrégulière (à plusieurs niveaux d'irrégularités), la rugosité d'une éponte montre des propriétés fractales, quel que soit le type de roche, la direction de la fracture ou le mécanisme de fracturation (Berkowitz, 2002). En effet, à partir de profils de rugosité de bonne précision, les coefficients de Hurst caractérisant une fonction auto-affine peuvent être déterminés pour différentes roches et semblent converger vers 0,8 (Schmittbuhl *et al.*, 1995), indépendamment de la roche. Ce constat a ouvert l'idée qu'il existe une forme d'universalité dans les processus de fracturation. La rugosité d'un élément de surface d'une falaise, potentiellement une ancienne éponte de fracture, peut donner des informations sur le degré d'altération (McCarroll et Nesje (1996), Moses *et al.* (2014)), et peut renseigner sur des âges précis, si combinée avec des informations de datation par cosmonucléides Giaccio *et al.* (2002) par exemple.

L'agencement géométrique des discontinuités (leur orientation notamment) conditionne le type de sollicitation auxquelles elles vont être soumises. Le moteur principal étant le poids, dont la force s'exerce vers le bas, un pendage élevé favorisera plutôt une sollicitation en cisaillement ou en traction de la discontinuité, en fonction également de l'orientation des faces libres du compartiment. D'autres éléments géométriques du réseau de discontinuités ont leur importance dans la résistance globale du massif : l'étendue, la persistance, l'espacement, la fréquence, l'ouverture.

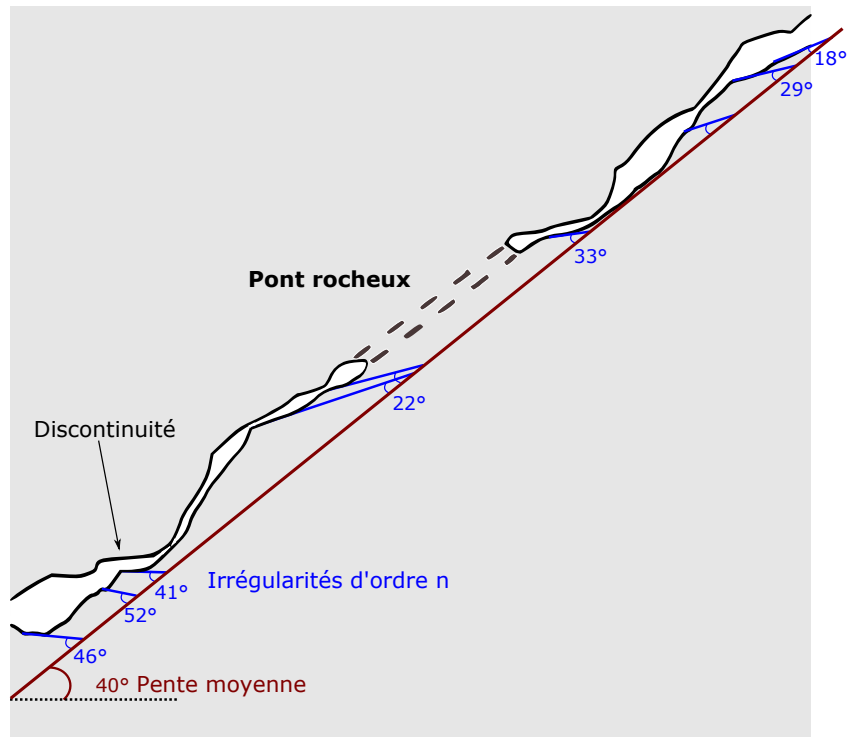


FIGURE 2.4 – Schéma d'une discontinuité, présentant des irrégularités (définissant la rugosité) par rapport à la pente moyenne de la discontinuité. Différents niveaux d'irrégularités peuvent être décelés en fonction de l'échelle considérée. Au centre de la discontinuité, un pont rocheux assure une continuité très localisée de la matrice.

Un élément également important dans la résistance des discontinuités est la présence de ponts rocheux, qui est une partie de la discontinuité où la roche n'a pas rompu (Fig. 2.4). Cette surface peut être relativement réduite. Frayssines et Hantz (2009) ont analysé en retour des éboulements rocheux supérieurs à 25 m^3 , en auscultant les cicatrices d'éboulements. Les surfaces de ponts rocheux ont pu être mesurées, et rapportées à la surface totale de discontinuité : la proportion de ponts rocheux va de 0,2 à 5 % pour les 9 éboulements étudiés. Même une proportion relativement réduite de pont rocheux peut encore assurer la stabilité d'un bloc : cela montre bien l'importance de ces ponts dans le comportement mécanique des discontinuités et le déclenchement d'éboulements rocheux. La cohésion de la discontinuité apportée par ces segments intacts se dégrade avec le temps suivant les contraintes qui lui sont appliquées et les processus d'altération auxquels ils sont soumis (Dochez *et al.*, 2014). L'ouverture et/ou le mouvement qui peuvent se produire le long de la discontinuité et affecter le pont rocheux conditionnent le comportement à plus ou moins long terme des compartiments d'un massif rocheux (Kemeny (2003), Kemeny (2005) ; Frayssines et Hantz (2009)). La position des ponts rocheux sur la cicatrice influence également le mécanisme de rupture et le mouvement du compartiment qui va chuter. Cependant, il est très difficile de localiser et mesurer ces ponts rocheux, ainsi que déterminer leur résistance, car il est difficile de savoir où ils

FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

se trouvent, bien que le géoradar peut s'avérer efficace dans certains cas (Deparis *et al.*, 2007). Les caractéristiques géologique et physique des roches entrent dans les conditions de formation de la pente, qui va également influencer le comportement mécanique du massif rocheux.

2.2.2 A l'échelle de la pente : lithologie, structure et morphologie

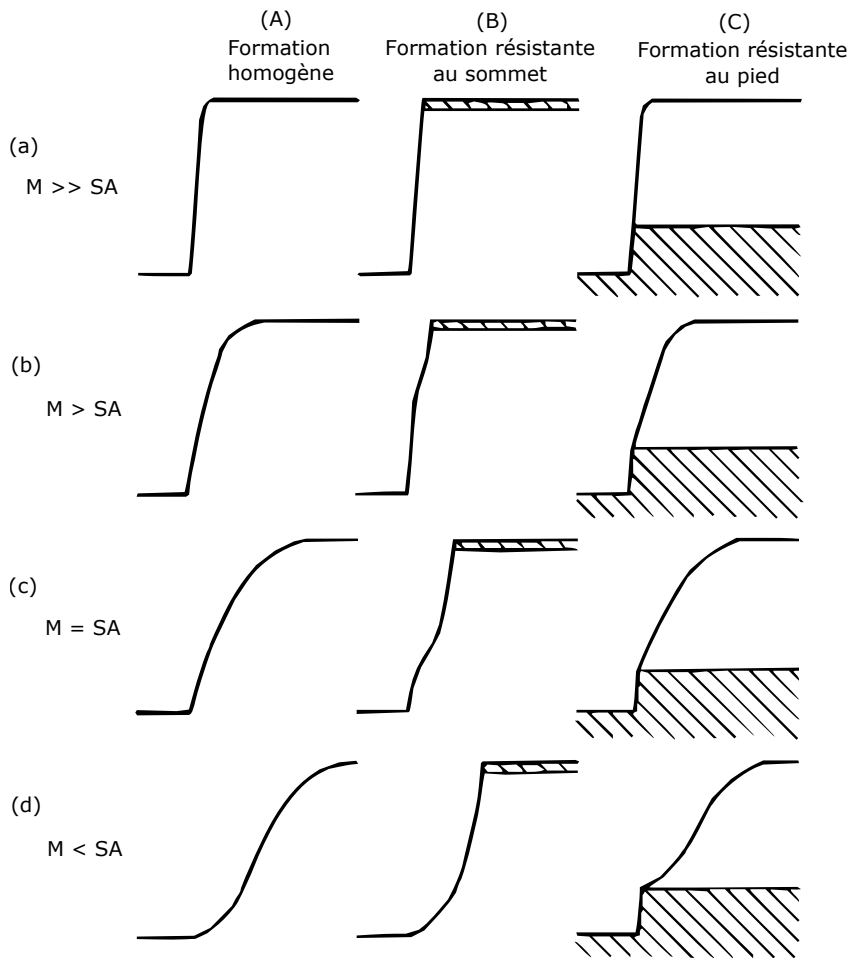


FIGURE 2.5 – Morphologies-types de falaises soumises à l'action marine (M) et aux processus météorologiques subaériens (SA) (d'après Emery et Kuhn (1982)). Parties hachurées : roche compétente. Parties blanches : roche peu compétente.

Les variations lithologiques d'échelle plurimétrique à kilométrique peuvent conditionner l'occurrence d'éboulements. Une falaise peut présenter des variations verticales de lithologie, comme par exemple l'alternance de marnes et calcaires : ces roches n'ont pas le même comportement lorsqu'elles affleurent en forte pente. Des alternances de roches

de résistance variable conduisent à des configurations de pente qui favorisent les éboulements. Les variations de comportement mécanique des roches sont donc importantes jusqu'à l'échelle du massif. Ceci se remarque également dans la morphologie globale de la pente (Fig. 2.5) : dans des roches moins résistantes, elle va avoir tendance à s'adoucir au cours du temps, en lien avec les processus érosifs dominants (Emery et Kuhn, 1982).

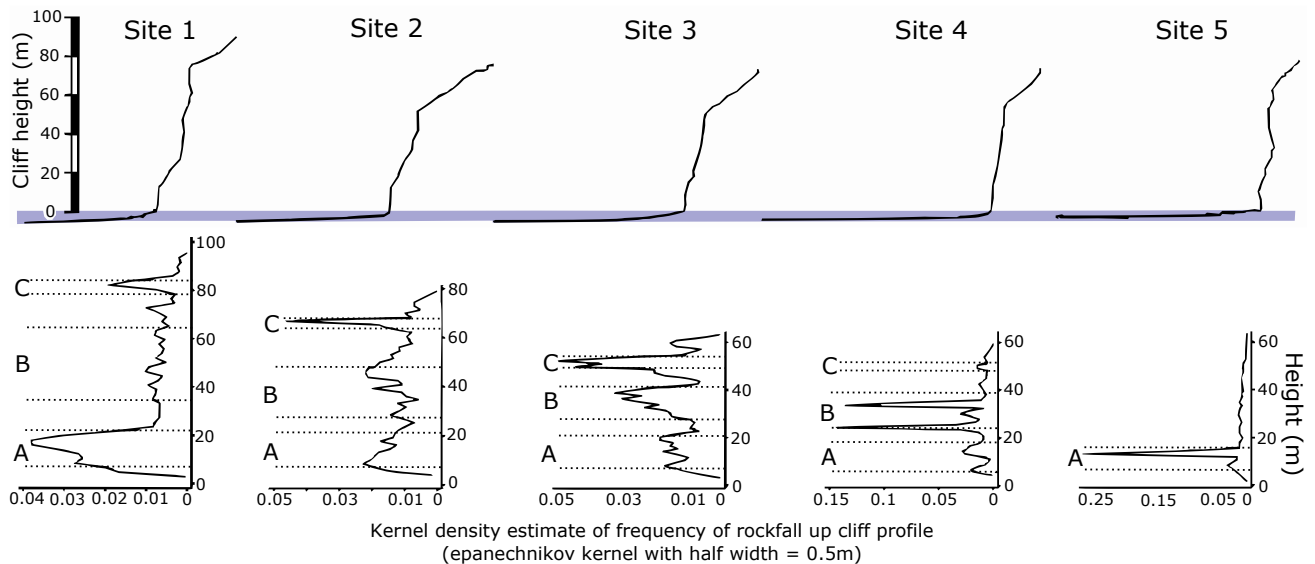


FIGURE 2.6 – Variations verticales de fréquences d'éboulements en lien avec la morphologie des pentes. Les falaises sont ouvertes dans des formations qui alternent entre shales, mudstones, siltstones et sandstones, qui ne sont pas à la même altitude selon les sites, et parfois absents (d'après Lim *et al.* (2010)). La localisation précise des formations sur les profils n'est pas donnée dans l'article. A : pied de falaise ; B : milieu de falaise ; C : haut de falaise

Les fréquences d'éboulements peuvent être reliées au profil de falaises présentant des variations lithologiques notables, même dans des roches compétentes (Fig. 2.6) (Lim *et al.*, 2010). Il apparaît clairement que des zones localisées des profils de falaises présentent des fréquences d'éboulements plus élevées, en lien avec la nature lithologique des roches.

Les variations de lithologie peuvent également être latérales (Maurer et Schlager, 2003), dues au contexte sédimentologique ou à la présence d'une faille, et conditionner également l'activité de la falaise. Les variations lithologiques, verticales ou horizontales, jouent sur la distribution des éboulements par différence de résistance mécanique. Mais les conditions structurales de la falaise façonnent également la pente, se combinant aux variations lithologiques. La relation entre la pente et les stratifications détermine les mécanismes de rupture qui sont susceptibles de s'activer sur une falaise donnée (Cruden, 2003), comme montré sur la Figure 2.7 :

FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

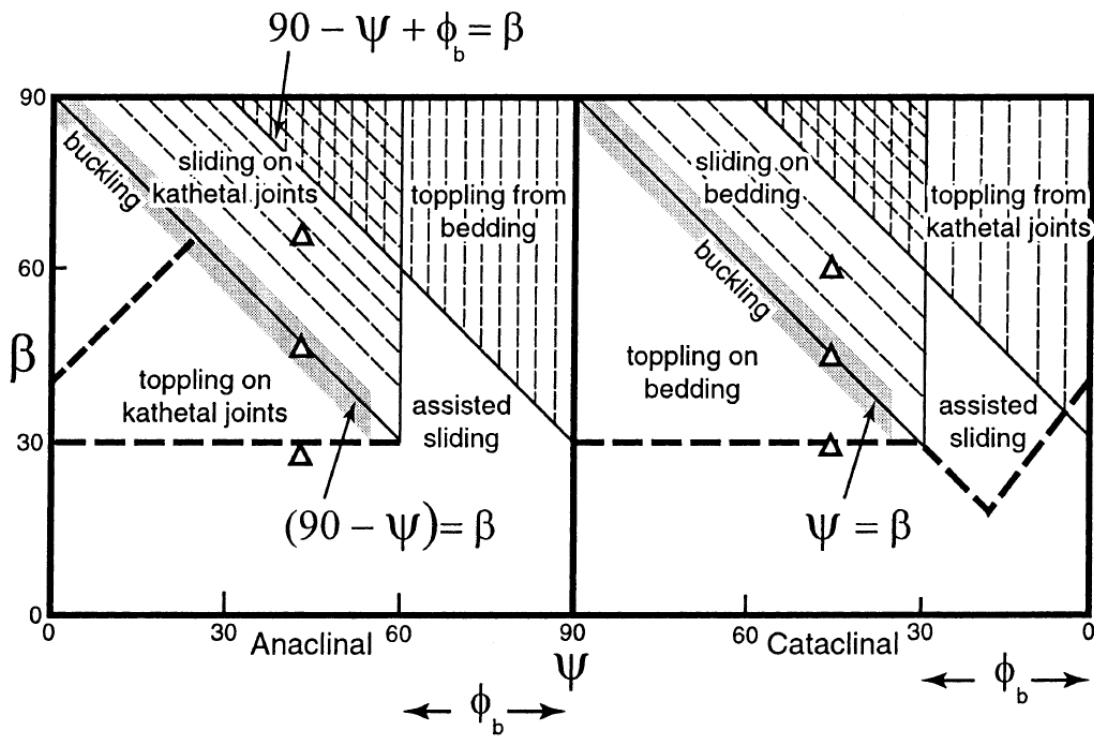


FIGURE 2.7 – Mécanismes de rupture conditionnés par la relation entre l'angle de la pente (β) et l'angle des stratifications (ψ). ϕ_b est l'angle de friction (Cruden, 2003). Anaclinal : sens du pendage contraire à la pente ; cataclinal : sens du pendage identique à la pente. Kathetal joints : diaclases.

Il est souvent considéré que la surface des falaises correspond à des plans de discontinuités du massif. Les profils de pente conditionnent les configurations de rupture des éboulements rocheux, mais l'évolution de la morphologie est en lien direct avec ces phénomènes d'éboulements : la configuration géométrique d'un compartiment éboulé donne un nouveau profil de falaise qui va évoluer dans le temps, et ainsi de suite au fur et à mesure des éboulements. Il y a donc une « rétroaction » entre éboulements et morphologie de falaise, qui conditionnent tous deux le recul des falaises. Les mécanismes de recul de la falaise peuvent conduire à une pente moins marquée, en agissant de façon hétérogène sur la hauteur de falaise (recul oblique, Fig. 2.8), mais ils peuvent être homogènes et la pente rester constante bien qu'elle recule (recul parallèle, Fig. 2.8). La présence de talus d'éboulis peut modifier l'érosion sur un profil de falaise, en cachant par exemple la partie basale de la falaise (Fig. 2.8). La présence de ces talus n'est pas négligeable, dans la mesure où ils sont alimentés par le recul de la falaise, créant une forme concave (Obanawa et Matsukura, 2008), mais aussi dans la mesure où ils peuvent être sujets à des mouvements de pente coulée de débris.

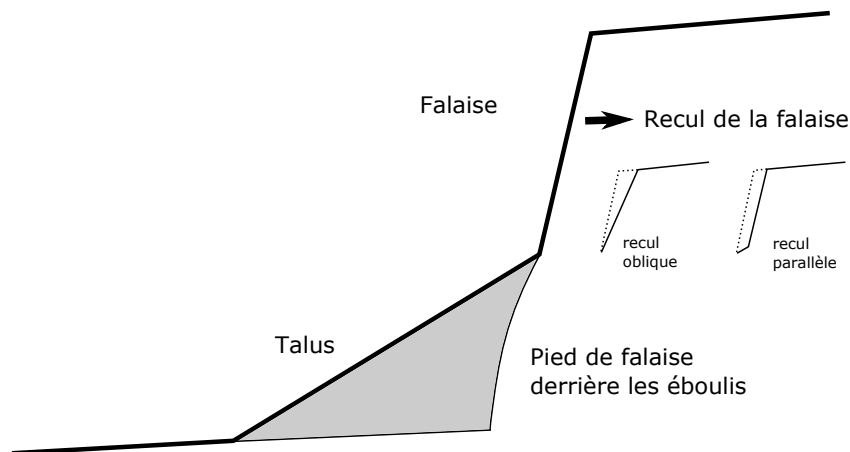


FIGURE 2.8 – Schéma d'une coupe de falaise et type de recul (d'après Obanawa et Matsukura (2008)).

De l'échelle de la roche à l'échelle de la pente, les conditions préparatoires vont plus ou moins favoriser l'action des facteurs extrinsèques sur la dégradation et la rupture. D'un point de vue pratique, les valeurs de résistance mécanique pour la matrice rocheuse ou parfois les discontinuités peuvent être déterminées à partir d'analyse d'échantillons en laboratoire. A l'échelle de la pente, l'utilisation du scanner laser apporte de nombreuses informations géométriques, vues dans le Chapitre 1.

2.3 Facteurs et processus de rupture extrinsèques au massif

Des facteurs déclenchants peuvent être générés par l'activité interne de la Terre, comme le volcanisme ou les séismes, qui se produisent en profondeur mais s'expriment jusqu'à la surface terrestre. La déformation intersismique peut également modifier légèrement les pentes. L'activité de l'atmosphère, par le biais des précipitations et des variations de température liées aux flux d'air, est également à l'origine de facteurs pouvant déclencher les éboulements.

2.3.1 D'origine interne

2.3.1.1 Les séismes

Les séismes se caractérisent par « un ébranlement brutal du sol provoqué par l'arrivée d'ondes élastiques initiées en profondeur à la suite d'une rupture » (Pomerol *et al.*, 2011). Les effets sur les bâtiments sont bien connus : ils sont dus à des secousses verticales et horizontales (ondes P) et des mouvements cisailant (ondes S), qui mettent

FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

en mouvement le sol et ce qu'il y a dessus. Cet effet concerne également les massifs rocheux fracturés présentant des compartiments ou versants proches de l'instabilité. Sous l'effet de l'accélération sismique, les forces motrices sont augmentées (Yuan *et al.*, 2013) et peuvent dépasser les forces résistantes : il y a alors rupture, provoquant un mouvement des masses instables (Kobayashi *et al.* (1990), (Wieczorek, 1996b)). De nombreux éboulements provoqués par des séismes ont été recensés dans le monde (Keefer (1984), Wieczorek (1996a), Khazai et Sitar (2003), Yin *et al.* (2009), Wartman *et al.* (2013)). Il apparait que l'intensité des éboulements (surfaces affectées) est corrélée à la magnitude des séismes et que la distance entre l'épicentre et l'éboulement est également corrélée avec la magnitude (Keefer, 1984). D'autre part, le séisme peut juste avoir un rôle dégradant très prononcé, le mouvement de terrain étant provoqué par des précipitations qui suivent (Tang *et al.*, 2009).

Les séismes étant déjà un phénomène dangereux particulier, la combinaison avec des mouvements de terrain de toute nature d'une part augmente la dangerosité des phénomènes (Allstadt *et al.*, 2013), et d'autre part peut biaiser des recensements dans l'étude des pertes humaines. Petley (2012) souligne le fait que, dans les séismes catastrophiques causant des mouvements de terrain, il n'est pas possible de connaître lequel des phénomènes dangereux cause des pertes humaines, rendant plus difficile la quantification et l'étude de ces pertes.

2.3.1.2 Le volcanisme

L'activité volcanique, correspondant à la remontée à la surface terrestre de matériel rocheux en fusion, présente également des phénomènes dangereux propres, et peut provoquer des éboulements rocheux. Elle s'accompagne généralement de séismes, qui comme vu précédemment peuvent déclencher des éboulements. Des mouvements du sol de moindre ampleur peuvent avoir lieu, dus à un bombement précédant l'éruption (Amelung *et al.*, 2000). Les éboulements rocheux peuvent donc apparaître comme des précurseurs à une éruption (DeRoin et McNutt, 2012), ou accompagner l'activité (Hale *et al.* (2009), Hibert *et al.* (2014), Hibert *et al.* (2015)). Outre l'activité volcanique, les morphologies dues à l'activité volcanique sont des facteurs intrinsèques qui peuvent être l'origine d'éboulements : c'est le cas des caldeiras, qui peuvent présenter de longs linéaires de falaises circulaires, dans des matériaux plus ou moins consolidés (Karatson *et al.*, 1999). De plus, elles peuvent être soumises à une altération hydrothermale (Merle et Lénat, 2003), qui peut favoriser les éboulements. La présence de neige sur un volcan peut devenir un moteur de mouvement de terrains : lorsque la lave s'approche de la surface, la neige fond très rapidement et peut emporter des roches dans son passage.

2.3.2 D'origine externe

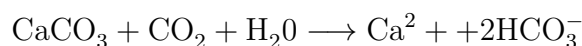
Les éboulements rocheux ne se produisent pas que dans les zones à forte sismicité et/ou volcanique. Des phénomènes d'origine externe sont également impliqués dans le déclenchement des éboulements, et jouent parfois en association avec les séismes ou le

volcanisme (Karatson *et al.* (1999), Tang *et al.* (2009)). Plusieurs études basées sur des inventaires d'éboulements rocheux et sur des données météorologiques ont mis en évidence l'influence d'un ou plusieurs facteurs déclenchants. C'est un des objets de ce travail de thèse. Le Tableau 7.2 donne un récapitulatif de ces études, et l'analyse de ces études est discutée dans le Chapitre 7. Néanmoins, connaître les processus pouvant être à l'origine de la rupture à l'échelle du compartiment rocheux constitue une base pour mieux analyser les données obtenues.

2.3.2.1 Les précipitations

Les précipitations incluent la pluie et la neige. Le manteau neigeux en lui-même n'agit pas forcément directement sur le massif rocheux, mais lors de la fonte, l'eau en résultant est introduite dans le massif et se comporte comme l'eau de pluie. L'action « interne » de l'eau liquide dans les massifs sera considérée ici. Il faut toutefois noter l'impact d'évènements de précipitations extrêmes (typhons, cyclones, orages violents) qui peuvent déclencher des évènements par tous les phénomènes qu'ils contiennent en plus de la pluie : éclairs (Knight et Grab, 2014), vagues puissantes (Sunamura, 1977), vents violents...

2.3.2.1.1 L'altération chimique par l'eau L'altération des roches est un facteur dégradant de la stabilité des massifs rocheux (Borelli *et al.*, 2007). Cependant, dans les roches carbonatées, des phénomènes d'altération/précipitation peuvent se produire, et la précipitation de nouveaux minéraux peuvent consolider certaines fissures. Lors d'un épisode de précipitations, l'eau s'infiltré dans le massif rocheux fracturé par le biais des discontinuités. Des interactions se produisent alors entre la roche (notamment les calcaires, qui sont concernés par cette étude) et l'eau (Tanimoto *et al.*, 1997). L'eau de pluie météorique (qui n'a pas ruisselé) a la particularité d'être légèrement acide (pH 5 à 6) : ceci augmente le potentiel de dissolution des calcaires (Kupper, 1985). De plus, l'eau de pluie qui traverse un sol avant de s'infiltrer dans le massif se charge en différents ions (Greene et Hairsine, 2004), et peut être rendue un peu plus acide. Le pouvoir de dissolution de l'eau dépendra donc de sa composition chimique (Feng *et al.*, 2009), et l'impact sur les discontinuités et la matrice rocheuse sera différent. Des chemins préférentiels d'écoulement peuvent se mettre en place dans les fractures suite à la dissolution/précipitation le long des fractures (Liu *et al.*, 2005). L'ouverture d'une fracture peut permettre, outre la circulation d'eau, une circulation d'air : l'absence de confinement permet à l'eau plus d'échange avec l'air, et notamment avec le CO₂ qu'il contient. Par l'hydratation du dioxyde de carbone, la réaction de dissolution des minéraux carbonatés est accélérée (Kaufmann et Dreybrodt, 2007). La réaction chimique est alors :



FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

Cela signifie que pour un ion Ca^{2+} dissout, une molécule de CO_2 est consommée. L'ouverture peut également être liée à la taille des fractures. L'extension d'une fracture, autrement dit sa surface, conditionne les vitesses d'altération : il a été montré que le taux de dissolution des calcaires dépend du rapport entre la surface de roche et le volume de solution (Dreybrodt *et al.*, 1996). On peut donc supposer que plus un massif sera fracturé, avec une forte densité de fracturation connectée, plus il sera soumis à l'altération, et ce d'autant plus que les quantités de pluie sont importantes.

L'extension et la connexion du réseau de fractures conditionnent les vitesses d'écoulement, sur lesquelles jouent également les gradients thermiques (Maréchal et Perrochet, 2001). La vitesse à laquelle s'écoule l'eau dans le massif est un paramètre important dans l'altération mécanique. En effet, une eau qui se déplace plus vite aura un effet « abrasif », contrairement à l'eau qui coule lentement voire stagne un moment. La dissolution de ciments calcitiques peut permettre à une eau ruisselante d'emporter des grains de roche qui ne sont plus consolidés par la cimentation. Entre une eau stagnante et ruisselante, les cinétiques chimiques ne sont pas les mêmes : le pH évolue très peu lorsque l'eau coule à une certaine vitesse, en comparaison à une eau de vitesse nulle où dans ce cas le temps permet plus d'échanges, et un équilibre se crée entre la roche et l'eau, qui tend vers un pH neutre (Dochez *et al.*, 2014). La connectivité entre les fractures peut conditionner la présence d'eau stagnante ou non. Les températures ont également une influence sur la vitesse de dissolution des calcaires, qui se trouve augmentée pour des températures plus froides (Kupper, 1985). La circulation d'un fluide dans une discontinuité peut affecter sa rugosité (Nefeslioglu et Gokceoglu, 2004), en dissolvant les aspérités, ou au contraire en précipitant de la calcite : cela peut modifier l'équilibre des forces, en modifiant notamment les frottements, et conduire plus ou moins lentement à la rupture. D'autre part, la circulation d'eau peut endommager les ponts rocheux, éléments importants dans la stabilité d'un bloc rocheux et qui conditionne sa durée de stabilité (Kemeny (2005), Frayssines et Hantz (2009)), en réduisant par exemple leur surface par dissolution ou lessivage (Dochez *et al.*, 2014). La matrice rocheuse de la roche mais aussi du pont rocheux peut aussi être altérée par la circulation de l'eau dans sa porosité, et sa résistance mécanique amoindrie (Bortz *et al.* (1993), Tugrul (2004)).

Il convient de prendre en compte qu'un fluide qui circule dans un massif rocheux calcaire va se charger en carbonates (Cubillas *et al.*, 2005), et peut arriver à saturation. A ce moment, il n'y a plus de dissolution, mais précipitation de calcite (Buhmann et Dreybrodt, 1985) qui comble alors progressivement la fracture. La croissance d'un cristal dans une fracture peut exercer des pressions sur les épontes de celle-ci (Royne *et al.*, 2011). Cela peut avoir pour conséquence l'agrandissement de cette fracture. Cette croissance du cristal continue tant qu'il y a apport d'un fluide sursaturé. De nombreux calcaires présentent des fissures colmatées de calcite. Dans certains cas, la calcite agit comme un ciment, comble la fissure et les circulations ne se font plus. Cependant, il y a discontinuité de minéralogie, et suivant la porosité de la roche, la calcite de la fissure pourra être préférentiellement dissoute par rapport à la matrice : par exemple, les calcites sparitiques (gros cristaux, que l'on peut retrouver dans les fissures comblées) et les calcites micritiques (microcristallines, dans les calcaires de type mudstone) ne présentent

pas le même comportement à la dissolution (Noiriel *et al.*, 2009). Des précipitations de calcite ont été observées dans des cicatrices d'éboulements rocheux (Frayssines, 2005) (Fig. 2.9) : cela témoigne de la présence manifeste d'eau qui circule dans le massif, qui se charge en carbonates par altération puis précipite dans une fissure, qui ici a joué comme un plan de rupture.

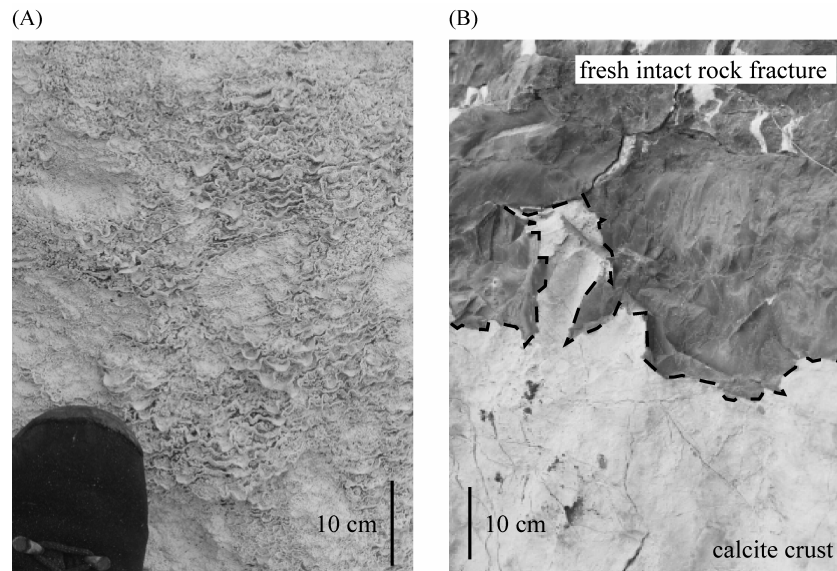


FIGURE 2.9 – Précipitation de calcite sur des cicatrices d'éboulements rocheux : gauche : concrétions calcitiques sur calcaire urgonien, droite : croûte de calcite sur calcaire tithonique (Frayssines, 2005).

L'altération des discontinuités par l'eau est clairement un facteur dégradant (peut être déclenchant, mais cela n'a jamais été montré), et reste un problème complexe. Les propriétés des discontinuités et du réseau entier de discontinuités, notamment d'un point de vue géométrique et donc mécanique, évoluent au cours de l'altération (Feng *et al.*, 2009). La résistance mécanique d'une matrice rocheuse soumise à une altération chimique diminue au fur et à mesure de l'altération (Aydin et Basu, 2006). Entre autres, la perméabilité est un facteur qui conditionne les circulations d'eau et donc l'altération, mais qui est impactée par la dissolution/précipitation (Sausse *et al.*, 2001). De plus, dans un massif, la perméabilité est hétérogène, et dépend de l'échelle à laquelle on la considère (Charmoille, 2005). La perméabilité du réseau de discontinuités ne renseigne pas nécessairement sur la perméabilité des fractures ou de la matrice rocheuse (Fig. 2.10).

Outre cet effet d'échelle, l'altération d'un massif rocheux et des discontinuités est dépendante de l'interaction entre le fluide (quantité, composition chimique, température, durée d'écoulement), la roche (propriétés de la matrice rocheuse, composition chimique, organisation et propriétés des discontinuités, température de la roche), mais également l'air environnant (teneur en CO_2 , température). Ces paramètres sont délicats à obtenir dans le cas d'un massif rocheux réel. La quantification de l'altération des discontinuités

FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

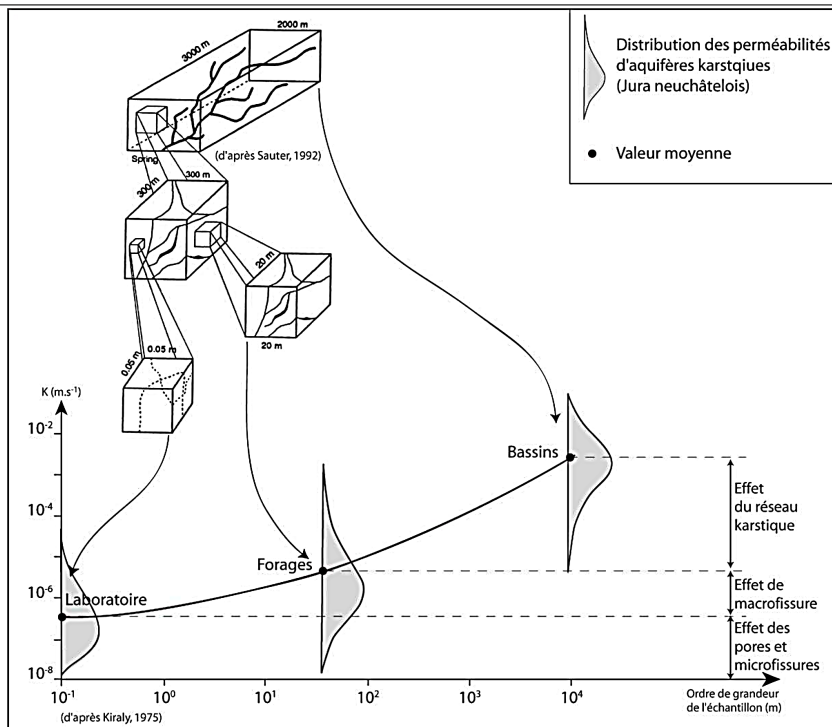


FIGURE 2.10 – Effet d'échelle sur la perméabilité d'un massif karstique, avec fractures et circulations de fluides (Charmoille, 2005)

internes aux massifs reste quasi exclusivement expérimentale ou numérique, la plupart des études se focalisant sur l'altération des surfaces (Moses *et al.*, 2014).

2.3.2.1.2 Comportement hydromécanique Lorsqu'il pleut, l'eau s'introduit dans le massif par le biais des discontinuités et de la porosité (si celle-ci est suffisante), ce qui peut induire des pressions interstitielles. On parle souvent de couplages hydromécaniques qui incluent des processus mécaniques et hydrauliques. La complexité de ces couplages résulte de relations « directes » entre pression et déformation des interstices de la roche (flèches continues sur la Figure 2.11), et de relations « indirectes » (flèches discontinues sur la Figure 2.11) correspondant à des changements des propriétés hydrauliques et mécaniques du milieu (Rutqvist et Stephansson, 2003). A nouveau, les effets d'échelle de la roche (échelle de la porosité, de la fracture, du massif, voir Figure 2.10) ont un effet sur les comportements hydromécaniques (Rutqvist et Stephansson, 2003).

Echelle de la porosité La présence d'eau dans la porosité joue un rôle sur la résistance mécanique de la roche. En effet, des tests en laboratoire ont montré que des roches saturées en eau présentaient une résistance (en compression ou en traction) de l'ordre de 35% inférieure à la résistance pour des échantillons secs (Vasarhelyi, 2005). Cette tendance a été observée pour des roches dont la porosité variait de 14 à 52% :

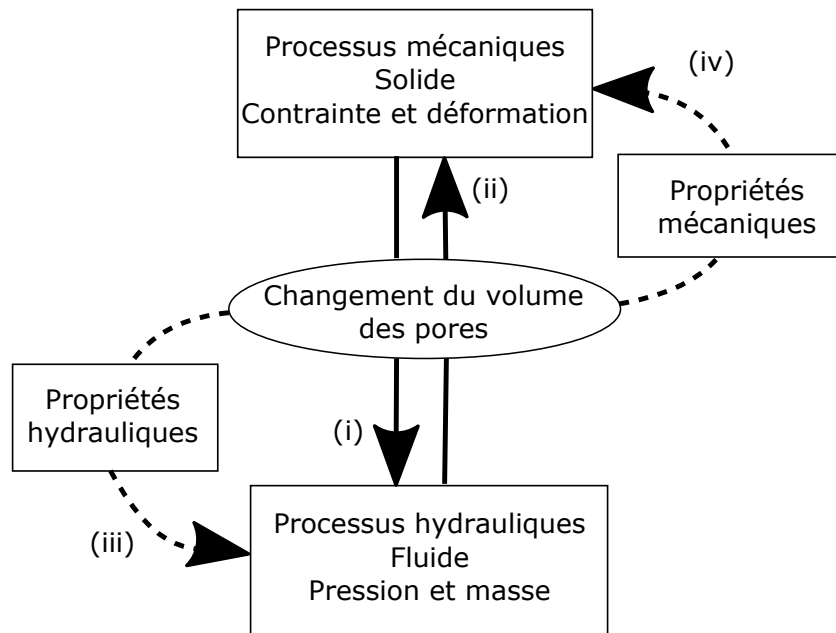


FIGURE 2.11 – Couplage hydromécanique dans les géomatériaux : couplages directs à travers des interactions de volume des pores (i et ii) ; couplages indirects à travers la modification des propriétés des matériaux (d’après Rutqvist et Stephansson (2003)).

l’effet de l’eau semble indépendant de l’importance de la porosité. Cependant, ces valeurs concernent des roches saturées en eau, ce qui n’est pas le cas majeur dans les falaises.

Echelle de la fracture La présence d’eau dans une fracture induit une pression interstitielle, qui diminue la contrainte normale effective sur les épontes de la fracture, et donc sa résistance au cisaillement. Cela réduit également les caractéristiques mécaniques du matériau formant les épontes. En particulier, il y a une diminution de l’angle de frottement résiduel (Coste, 1997). Cela peut également contribuer à augmenter l’ouverture de la fracture. Le comportement hydromécanique d’une fracture dépend de la rugosité de ses épontes. La résistance à l’écoulement d’eau à travers une fracture est due au comportement visqueux du fluide dans les ouvertures étroites entre les épontes, et à la tortuosité du chemin d’écoulement dévié par les aspérités en contact (Walsh, 1981). Ceci est d’autant plus important dans une roche peu poreuse et fracturée, où les processus hydromécaniques sont principalement contrôlés par la déformation mécanique et l’écoulement du fluide se produisant dans le réseau de fracture (Cappa, 2006).

Les effets hydromécaniques d’une fracture dépendent également de sa connectivité au réseau de fractures, l’orientation et l’amplitude des contraintes effectives appliquées, et des caractéristiques topographiques à grande échelle (Cappa, 2006). Une mesure *in situ* de la pression dans une discontinuité réelle étanchéifiée artificiellement, et soumise à des chargements hydrauliques très courts, a été réalisée en deux points de cette discontinuité. Pour chaque chargement hydraulique, les mesures montrent un pic de pression,

FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

qui augmente rapidement, mais les amplitudes de ces pics pour chaque point de mesure ne sont pas les mêmes : entre les deux points, on note un facteur 4 en amplitude, que ce soit en terme de pression ou de déplacement. En outre, l'arrivée de ce pic est différée de quasiment 2 secondes pour le deuxième point. Cela montre bien l'hétérogénéité des effets hydromécaniques le long d'une fracture donnée. Cela est en outre lié aux propriétés hydrauliques et mécaniques de la masse rocheuse environnante.

Le comportement hydromécanique d'une fracture peut être étudié en laboratoire ou *in situ*, mais estimer le comportement du massif rocheux soumis à une charge en eau (artificielle ou naturelle) ne peut pas être déterminé à partir d'un seul point de mesure : d'une part, à cause de l'hétérogénéité le long de la fracture, et de l'hétérogénéité du réseau de fractures, en terme de nature et de propriétés mécaniques et hydrauliques. Des modélisations numériques permettent de prendre en compte différents aspects des hétérogénéités présentes pour les étudier (Bargui (1997) ; Coste (1997) ; Buzzi (2004) ; Kadiri *et al.* (2006) ; Cappa (2006)).

Echelle du massif Il peut être possible de mesurer la réponse d'un massif rocheux soumis à une charge hydraulique artificielle, que l'on peut assimiler à une pluie intense par exemple. L'étude de la pression dans une discontinuité réelle a été complétée par des mesures de variations de pression et de déplacement normal des fractures et de la matrice rocheuse lors du chargement hydraulique du massif complet (Cappa, 2006).

Au bout de 7 minutes de chargement, l'écoulement dans les failles est quasi-permanent et l'eau s'écoule alors dans les joints de stratification où la pression augmente d'un coup puis se stabilise (Fig. 2.12). Elle reste cependant 4 à 6 fois plus faible que dans les failles. De plus, à la fin du chargement, la pression chute dans les failles alors qu'elle diminue progressivement dans les joints de stratification. La conductivité des failles est élevée en comparaison de celle des joints de stratification.

Cette variabilité en fonction du type de discontinuité est également visible sur le suivi de déplacements (Fig. 2.12). Les déplacements pour les failles (points 1 et 5) sont plus importants que pour les joints ou la matrice, en lien avec la pression qui est également plus importante. Les failles s'ouvrent instantanément quand la pression augmente, et se referment rapidement après deux minutes de déchargement. En revanche, les déplacements dans la matrice rocheuse sont plus hétérogènes : les déplacements perpendiculaires aux joints de stratification (points 6 pour le joint de stratification, et 11) sont très faibles et non corrélés avec la pression, tandis que les déplacements parallèles augmentent et diminuent très progressivement.

A l'échelle du massif, le type de discontinuité, sa rugosité et/ou son remplissage (failles avec stries vs joints de stratification pouvant présenter des figures sédimentaires et/ou des films argileux), et sa direction (failles verticales vs joints peu pentés), ont un impact sur sa conductivité et son comportement mécanique en présence d'eau. Il apparaît clairement que les effets mécaniques de l'eau dans le massif sont principalement dus à la réponse des discontinuités plus que de la matrice rocheuse. A notre connaissance, aucune

pression d'eau d'origine naturelle n'a jamais été mesurée dans une fracture d'une falaise naturelle calcaire.

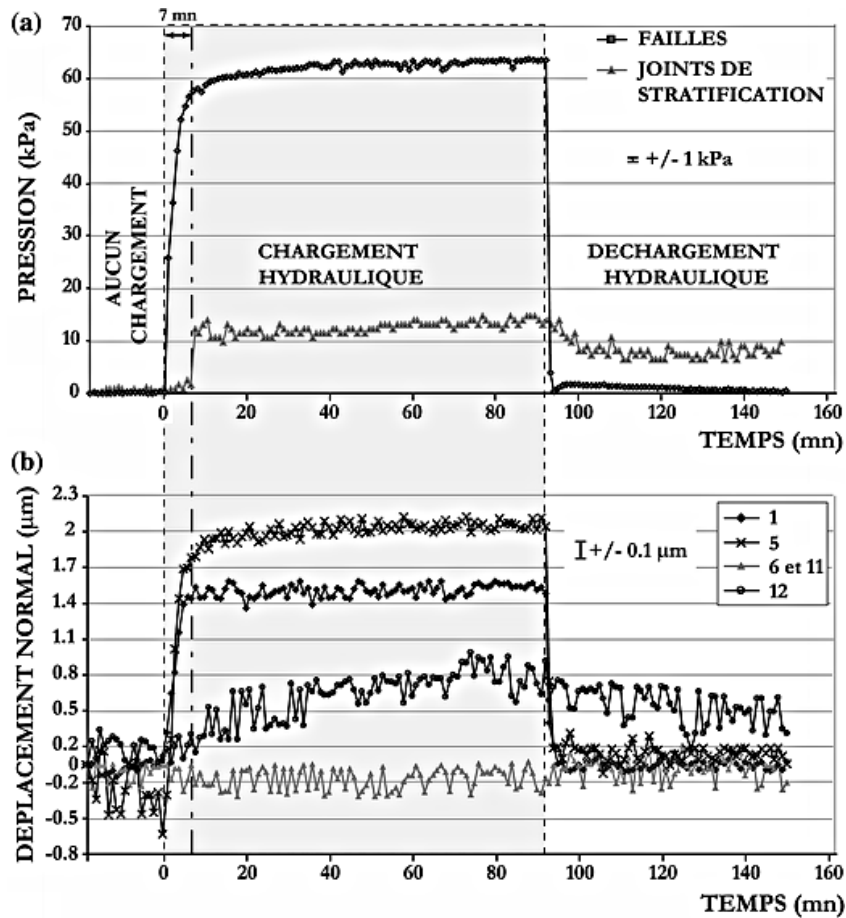


FIGURE 2.12 – Variabilité des pressions et déplacements normaux pour différents types de discontinuités dans un massif soumis à un chargement hydraulique (point 1 et 5 : failles ; point 6 : joint de stratification ; point 11 et 12 : matrice rocheuse) (Cappa, 2006).

2.3.2.1.3 Effet des cycles d'humidité - sécheresse Un massif rocheux soumis à l'influence des précipitations, ainsi que du vent et du soleil, peut être soumis à des cycles d'humidité/sécheresse, qui peuvent également avoir un rôle non négligeable dans la résistance des roches et discontinuités (Hall, 1993). Des expériences de laboratoires ont tenté de mettre en évidence l'effet de cycles d'humidité/sécheresse sur des échantillons de roches sédimentaires (principalement des grès) (Khanlari et Abdilor, 2014). Il apparaît qu'après 40 cycles d'alternance entre 24h dans l'eau/24h de séchage (110°C), la porosité des échantillons a augmenté, et la vitesse de propagation des ondes P a diminué, de l'ordre de 5 à plus de 30% suivant les échantillons. La résistance en compression simple a également diminué, de 10 à 20%. Des résultats similaires ont également été montrés pour des roches volcano-sédimentaires (ignimbrites) (Özbek, 2014), ou pour des granites

FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

(Lajtai *et al.*, 1987) : ces effets semblent se ressentir sur tous types de roches. Cependant, l'effet d'humidité/sécheresse dépend d'autres conditions, notamment la température, et il n'est pas évident de déterminer l'impact de ces processus seuls : il peut y avoir couplage avec les variations thermiques de la roche par exemple.

2.3.2.1.4 Gonflement d'argiles Dans le cas de calcaires surmontés par des formations argileuses ou marneuses, il peut y avoir lessivage des argiles sus-jacentes (formations plus marneuses, ou joints marneux entre les bancs) dans les fractures du massif. Ces argiles peuvent contribuer à réduire la perméabilité locale (Moore *et al.*, 1982). Suivant leur nature minéralogique, elles peuvent être particulièrement sensibles à l'eau, qui provoque un gonflement de ces argiles. Dans une discontinuité, ce gonflement peut être suffisamment important pour exercer une pression sur les parois de la discontinuité et éventuellement propager une fissure ou endommager des ponts rocheux (Douglas (1980) ; Nara *et al.* (2011)). Cela pourrait théoriquement être le cas pour des argiles de décarbonatation se trouvant dans une fissure suite à l'altération chimique de la roche. Pour exemple, les calcaires tithoniques, présentant des conduits karstiques dans les Alpes, sont des calcaires micritiques dont les argiles en présence sont l'illite et la montmorillonite (Freydoz *et al.*, 1974), qui présentent une forte propension au gonflement en présence d'eau : après altération chimique, ces argiles peuvent se retrouver dans une fissure.

2.3.2.2 Le gel et le dégel de l'eau dans les massifs

2.3.2.2.1 La glace Il s'agit de la forme solide de l'eau, qui se forme sur la surface terrestre lorsque la température est inférieure au point de fusion (0°C à pression atmosphérique). La glace a la particularité d'avoir une densité inférieure à celle de l'eau : 917 kg/ m³ à 0°C (Akyurt *et al.*, 2002). Cette transition eau-glace engendre donc une augmentation volumique de l'ordre de 10%. De plus, elle est exothermique (Fig. 2.13). La glace peut acquérir plusieurs formes cristallines, mais on ne trouve sur la Terre que la forme hexagonale (appelée Ih), qui est bien visible sur les cristaux de neige par exemple (Montagnat *et al.*, 2013). Lorsque la température décroît, la glace ne se forme pas immédiatement. Il faut pour cela qu'il y ait nucléation d'un cristal de glace, à partir d'une impureté ou un soluté par exemple (Fig. 2.13). Ce temps est plus long pour une eau distillée que pour une eau avec des solutés (Akyurt *et al.*, 2002), et différents processus peuvent être mis en évidence lors de la formation de la glace. La nucléation peut également avoir lieu sur une surface, dont les aspérités vont faciliter la nucléation, notamment dans le cas d'une surface rocheuse.

En milieu naturel, par exemple dans le cas de stalactites, il y a formation de nombreux cristaux : la glace est dite polycristalline. Les cristaux ont des tailles variables, de l'ordre du mm au cm, et leur orientation n'est pas organisée : l'orientation de l'axe c varie d'un cristal à l'autre (Montagnat *et al.*, 2013). La microstructure ainsi obtenue influe sur le comportement mécanique et thermique de la glace polycristalline : les grains sont anisotropes, de directions variées, et engendrent donc un comportement total du matériau

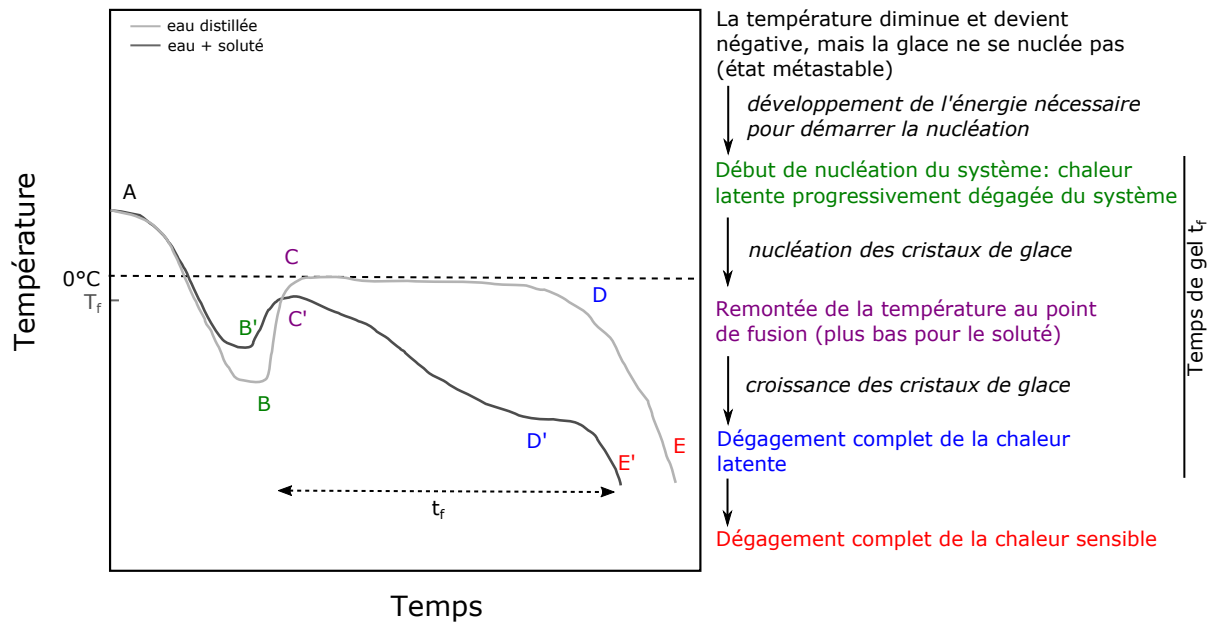


FIGURE 2.13 – Schéma de l'évolution de la température au cours du temps lors de la formation de glace, pour une eau distillée et une eau avec soluté (d'après Akyurt *et al.* (2002)).

qui est complexe. La déformation de la glace soumise à une contrainte peut être découpée en plusieurs phases (Fig. 2.14) (Budd et Jacka, 1989) :

- Une déformation élastique (A-B) ;
- Une déformation visco-plastique, d'abord avec une vitesse de déformation qui diminue (B-C) ;
- Puis avec une vitesse de déformation constante (C-D) ;
- Puis avec une vitesse de déformation qui accélère (D-E) et se stabilise (E-F).

Pour d'importantes contraintes, elle peut aussi se comporter de façon cassante selon le type de contrainte qui lui est appliquée. Pour exemple, sa résistance à la traction a été estimée à 2,1 MPa (Mohamed et Farzaneh, 2011). Elle est fortement liée à la température (Schulson, 1999), et à la microstructure de la glace, où des joints de grains ou des défauts peuvent être à l'origine de microfissures conduisant à la rupture. La résistance à la compression simple montre un mode de rupture par cisaillement de la glace sur un plan aux environ de 30° de la direction de compression. Quand la glace est soumise à une contrainte, elle peut fondre en surface. Contre une paroi rocheuse, cela peut créer un film d'eau très fin. Il est généralement admis que les discontinuités remplies de glace réagissent selon le comportement de la glace polycristalline (Krautblatter *et al.*, 2013).

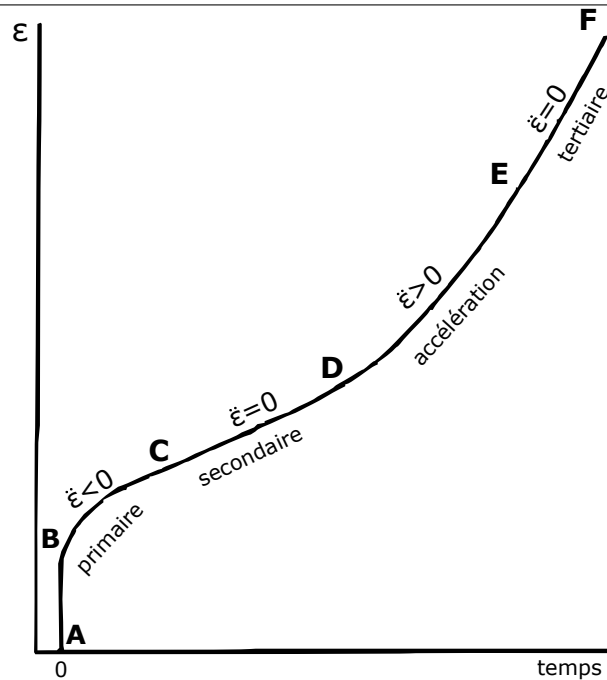


FIGURE 2.14 – Déformation de la glace au cours du temps lorsqu'elle est soumise à une contrainte (Budd et Jacka, 1989).

2.3.2.2.2 Microgélivation vs macrogélivation Lorsque l'on considère l'action du gel dans les roches, deux processus peuvent être mis en évidence : la microgélivation, ou le gel dans la porosité de la roche, souvent étudié en laboratoire ; et la macrogélivation, ou le gel dans les fissures rocheuses, étudié *in situ* (Matsuoka, 2001b), ou depuis quelques années en laboratoire. Cette distinction a souvent été faite en considérant plutôt des processus d'altération dus aux migrations d'eau dans la porosité pour la microgélivation ; alors que pour la macrogélivation, l'expansion de l'eau dans les fissures est avancé comme mécanisme prédominant. Le gel dans la porosité de la roche va dépendre principalement de la porosité de cette roche : pourcentage de porosité, mais aussi taille et formes des pores, interconnexion. Porosité et perméabilité vont influencer sur la présence de l'eau : les rayons d'accès aux pores diffèrent d'une roche à une autre, même pour une porosité équivalente. Du fait de la finesse des pores, la température de fusion est abaissée (Letavernier et Ozouf (1987) ; Matsuoka (1994)) : elle peut descendre jusqu'à -25°C pour les pores les plus fins (env. $0,02 \mu\text{m}$ de rayon d'accès aux pores) dans le cas de la formation de glace. La géométrie des pores influence la température à laquelle la glace va se former, tandis que la perméabilité va plutôt contrôler la migration d'eau (Matsuoka, 2001b). Matsuoka (2001b) a montré que la sensibilité au gel est proportionnelle au rapport entre la surface spécifique par volume (liée à la porosité) et la résistance à la traction : ces deux paramètres étant important dans le processus de migration de l'eau lors du gel, ce processus semble donc dominer la microgélivation. Il est détaillé dans la partie « ségrégation de la glace ». La présence d'eau dans les pores ou adsorbée sur les minéraux, ou la présence

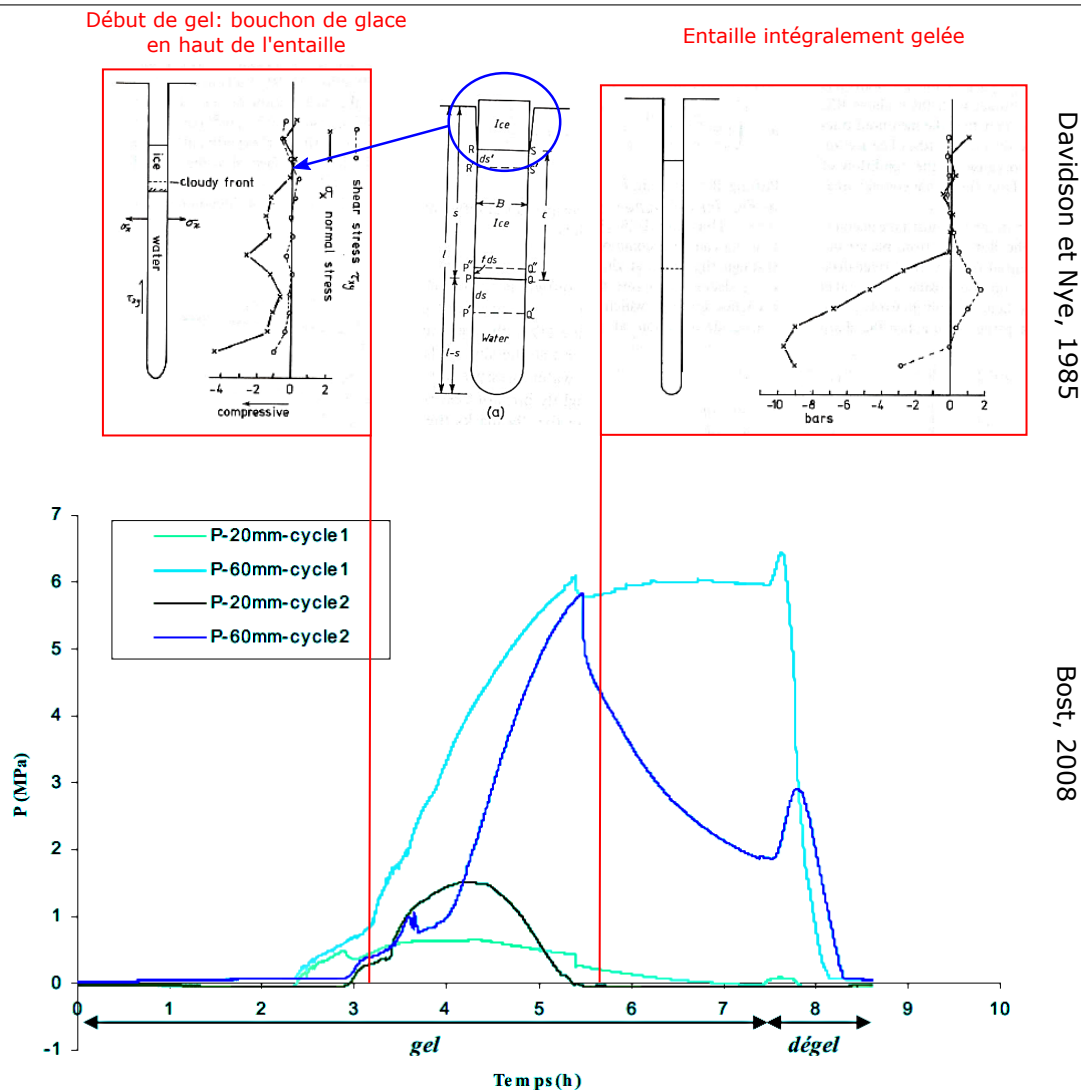
d'eau à proximité de la roche (lac, rivière) joue également un rôle déterminant dans la résistance des roches (Matsuoka, 2001b). En effet, en l'absence d'eau (pour des teneurs en eau inférieures à 0,1%), la ténacité de la roche (capacité à résister à la fracturation) est plus élevée pour des températures basses, indépendamment de la nature de la roche (sédimentaire, magmatique, métamorphique) (Dviwedi *et al.*, 1998). Nous allons voir à la suite que ces deux processus de micro et macrogélivation peuvent être liés, et que la rupture des roches par l'action du gel-dégel est conditionnée par de nombreux paramètres, rendant la compréhension des mécanismes complexe.

2.3.2.2.3 Gel de l'eau dans des fissures confinées Afin de mieux comprendre la macrogélivation, des travaux ont tenté de simuler de façon expérimentale ou par des modèles numériques une fissure remplie d'eau soumise à des températures négatives. L'objectif est de mieux caractériser le comportement mécanique de cette glace dans une fissure.

Processus de gel La principale hypothèse formulée pour expliquer la rupture des roches par le gel est l'expansion volumique lors de la transition eau – glace : le volume d'eau initialement présent va augmenter de presque 10% lorsqu'il est transformé en glace, et cela exerce une pression sur les parois rocheuses d'une fissure, qui tend à se propager jusqu'à rupture complète. Dans un premier temps, il est intéressant de voir la façon dont l'eau gèle dans une fissure. Davidson et Nye (1985) ont créé une entaille millimétrique dans un cube de plexiglas, modélisant l'encaissant rocheux, et de l'eau est mise à geler à l'intérieur, de façon statique. Les premières observations montrent que le gel débute par le haut de la paroi, formant alors un bouchon de glace. Ils distinguent une glace claire, qui est en contact avec l'eau sous-jacente, et une glace trouble à l'extrémité supérieure, qu'ils expliquent par le décollement avec la paroi du plexiglas (phénomène discuté plus loin). Bost (2008) a utilisé la même géométrie d'éprouvette (même ordre de grandeur des dimensions), taillée cette fois dans des calcaires, et également remplie d'une eau stagnante. Le gel s'est également propagé dans la fissure à partir du haut de la fissure, vers le bas. Il apparaît donc que pour un échantillon à température ambiante avec une entaille remplie d'eau, le gel se propage depuis le haut de la fissure. Ceci étant, la propagation du front de gel dépend également du comportement thermique de la roche, et la température initiale de la roche au début de l'expérience a très probablement une influence sur les conditions de formation de la glace.

Pressions impliquées La pression exercée sur les parois d'une fissure a pu être estimée, par méthode photoélastique pour Davidson et Nye (1985), ou par capteur de pression pour Bost (2008). La géométrie des entailles induit des conditions quasiment confinées au départ, qui le deviennent une fois le bouchon de glace formé (Fig. 2.15). Dans ces conditions, les pressions exercées sur les parois sont gouvernées par l'expansion volumique lors du changement de phase de l'eau en glace (Tharp, 1987). Des calculs théoriques ont montré que pour une chute de la température de 0 à -22°C, dans des conditions confinées, la pression peut varier linéairement de 0 à 207 MPa (Tharp, 1987),

FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX



Davidson et Nye, 1985

Bost, 2008

FIGURE 2.15 – Evolution de la pression lors d’un cycle gel-dégel dans une entaille de calcaire, à deux profondeurs différentes (Bost, 2008). En comparaison, résultats obtenus par Davidson et Nye (1985) montrant la propagation du gel au cours de l’expérience de gel, en lien avec les contraintes normales et cisailantes.

ce qui est largement supérieur aux résistances des éprouvettes rocheuses. Les valeurs mesurées lors des expériences en laboratoire montrent des valeurs bien plus faibles.

Bien que les éprouvettes aient des élancements de fissure proches (rapport profondeur/épaisseur 35 pour Bost (2008), 25 pour Davidson et Nye (1985)), les pressions exercées sur les parois de l’entaille sont différentes pour les deux expériences, mais leur évolution montre des comportements semblables. Lorsque le bouchon de glace se forme en haut d’entaille (1 sur la Figure 2.15), une pression se développe en haut et en bas, mais est bien plus importante en bas : il s’agit de la mise sous pression de l’eau sous-

jacente, qui se retrouve ici dans un milieu confiné. La pression continue d'augmenter en bas de l'entaille, de façon bien plus importante qu'en haut de l'entaille. Cette pression est exercée sur les parois, mais également sur le bouchon de glace : il s'extrude alors, de façon plus ou moins importante en fonction du frottement à l'interface glace-roche, qui dépend du type de roche ou matériau (Bost, 2008). Cette extrusion de glace a tendance à diminuer les pressions exercées sur les parois (Tharp, 1987). Lorsque l'intégralité de l'eau a gelé (2 sur la Figure 2.15), la pression en fond d'entaille est maximale alors que la pression en haut d'entaille est nulle. Ceci est dû à l'élargissement du haut de l'entaille dû à l'approfondissement de l'interface eau-glace (Fig. 2.15) : les parois du haut de l'entaille ne sont plus en contact avec la glace, il n'y a donc plus de pression exercée. Cela montre qu'il y a mouvement des épontes d'une fissure lorsque le gel s'y forme. Une fois que la fissure est remplie de glace, et après le pic, la pression diminue légèrement et se stabilise jusqu'au dégel. Cette pression peut évoluer : lorsque la glace est sous pression, elle peut accommoder la pression par fluage visqueux (Tharp (1987), Akyurt *et al.* (2002)). Lors du dégel, un pic de pression est également observable en fond d'entaille (Bost, 2008) : cela peut être dû soit au regel d'eau fondue en surface et qui coule en profondeur, là où le réchauffement arrive plus tardivement ; soit à la dilatation de la glace et de la roche, et notamment la glace qui possède un coefficient de dilatation thermique ($50 \mu\text{def}/^\circ\text{C}$) plus élevé que celui du calcaire ($3 \mu\text{def}/^\circ\text{C}$) (Bost, 2008).

Propagation des fissures Ces mouvements d'épontes peuvent également traduire la propagation de la fissure en profondeur, lorsque la contrainte appliquée sur ces parois est supérieure à sa ténacité. La Figure 2.15 montre que lors des expériences réalisées par Bost (2008), au deuxième cycle de gel-dégel, la pression en fond de fissure chute après le pic maximal. Ceci est dû à une fissuration en fond d'entaille, qui a permis entre autre à l'eau de s'échapper, et a réduit le confinement de la glace. On notera tout de même un pic de pression lors du dégel, même si les conditions de formation de la glace n'étaient ici pas totalement confinées. Les cycles gel-dégel ont continué d'être appliqués pour les éprouvettes qui s'étaient fissurées, jusqu'à propagation complète de la fissure à travers l'éprouvette : bien que la fissure soit agrandie et le confinement modifié, la glace a exercé une pression suffisante pour complètement fendre la roche.

L'importance du confinement de l'eau joue donc un rôle essentiel dans la propagation de fissures. De même, la forme de la fissure est un élément qui conditionne sa propagation sous l'effet des contraintes exercées par le gel. Ces deux paramètres ont été étudiés par Tharp (1987), qui a étudié numériquement la propagation de fissures pour deux cas de formes de fissures, et deux cas de confinement. Lorsque l'eau est dans une fissure et ne peut pas migrer, le milieu est considéré comme confiné, lorsque la migration de l'eau est possible (porosité, ouverture de fracture), l'eau est considérée comme non confinée (Fig. 2.16).

Il définit le rapport d'aspect (aspect ratio), qui dépend de la longueur de la fissure a , de la ténacité de la roche K_{ic} , du coefficient de Poisson ν , et du module d'Young E :

$$rm = 32.7a^{-1/2}K_{ic}(1 - \nu^2)/E \quad (2.1)$$

FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

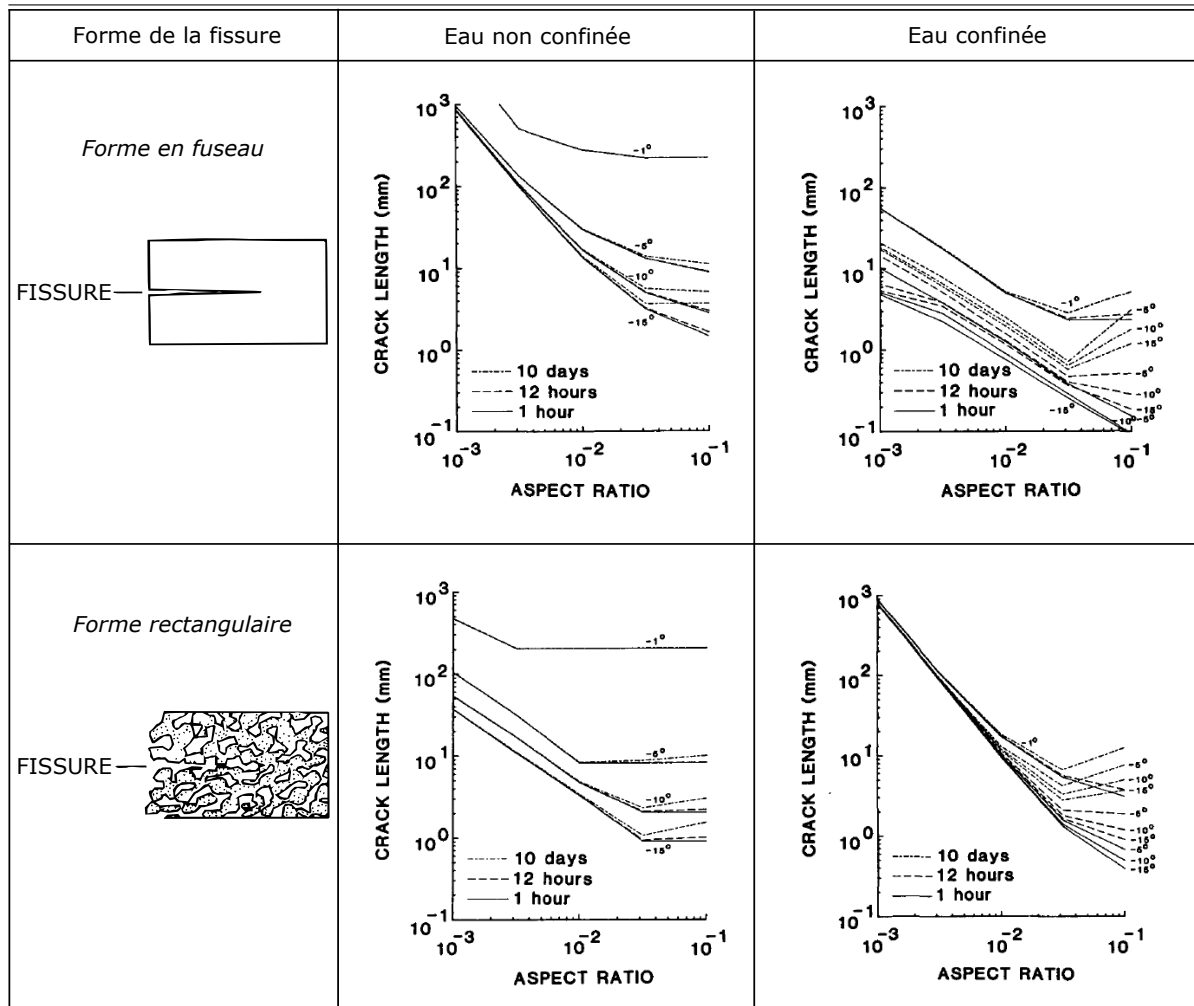


FIGURE 2.16 – Condition de propagation d’une fissure pour de l’eau confinée ou non (Tharp, 1987) en fonction de la longueur, du rapport d’aspect et de la température.

Il est inversement proportionnel à la contrainte maximale de la glace, et permet donc de relier le comportement mécanique de la fissure englacée au confinement et à la morphologie de la fissure. La durée de gel n’influence pas la propagation des fissures : même un gel court peut propager des fissures rectangulaires ou en fuseau, dans le cas d’une eau confinée et non confinée. Cela peut dépendre de la température, mais cette variation en fonction de la température ne semble pas prédominer notamment dans le cas d’une eau confinée (Fig. 2.16). Il est clairement montré sur les graphiques de la Figure 2.16 que plus la fissure est longue et plus la pression requise pour propager la fissure est importante (i.e. un petit rapport d’aspect). En revanche, pour des paliers de pression donnés, la longueur requise pour propager la fissure varient de 1 ordre de grandeur (fissure rectangulaire, eau non confinée) à 3 (fissure rectangulaire + eau confinée ; ou fissure en fuseau et eau non confinée) suivant le cas considéré. D’une manière générale,

les effets du temps et de la température sur le comportement de la glace sont soumis à l'influence de la longueur de fissure et de leur géométrie. Ces expériences apportent des résultats qui permettent de caractériser l'évolution des pressions dans une fissure dues à la glace, cependant elles reproduisent le cas d'une fissure confinée remplie d'eau stagnante. Cela n'est pas nécessairement le cas dans les massifs rocheux, où l'on peut voir de petites cascades de glace se former à la sortie des fissures l'hiver, indiquant un écoulement de l'eau, et donc un milieu non confiné. De plus, cela implique que la porosité soit quasiment nulle, et qu'il n'y ait pas de circulation d'eau par capillarité. (Hallet *et al.*, 1991) considèrent qu'une saturation minimale de 91% de la roche est nécessaire pour créer une contrainte suffisante pour rompre cette roche par l'expansion volumique (sans précision sur sa nature). Il semble donc que la propagation de fissures due à l'expansion de la glace ne soit possible que dans des conditions peu rencontrées sur le terrain. Pourtant, de nombreuses études montrent l'influence du gel/dégel dans le déclenchement d'éboulements rocheux. Des mécanismes de migration de l'eau fluide ont été mis en avant pour expliquer la propagation de fissures sous l'effet du gel en l'absence de confinement de l'eau.

2.3.2.2.4 Ségrégation de la glace : migrations d'eau fluide lors du gel/dégel

Même s'il y a gel, une partie d'eau liquide reste dans le système. Elle peut être disponible dans la porosité ou adsorbée sur des minéraux. Cela est particulièrement le cas en milieu non confiné. Lorsque l'eau gèle, à l'interface entre la glace et la roche subsiste un filet d'eau d'une vingtaine de microns d'épaisseur (Fig. 2.17), qui est dans un état d'énergie libre très faible et résiste au gel (Tharp, 1987). L'origine de ce film d'eau a été également expliquée comme étant liée à une très légère fracturation en extrémité de fissure, due à des contraintes exercées par les forces intermoléculaires (Rempel, 2007) et des forces électrostatiques à l'interface roche/glace (Hales et Roering, 2007), puis attirant de l'eau. S'il y a disponibilité d'eau dans le massif ou dans la fissure, elle va être attirée par cette fine couche (qui devient plus fine quand la température décroît) et se déplacer selon un gradient de potentiel chimique, lié au gradient de température, puis l'alimenter au fur et à mesure du gel pour garder un équilibre thermodynamique (Tharp, 1987). Au fur et à mesure, la quantité de glace va donc augmenter (Fig. 2.17). Ce processus dépend largement du taux d'humidité de la roche (Matsuoka *et al.*, 1997), ou de la période de l'année, plus ou moins humide, qui conditionne la quantité d'eau potentiellement mobilisable pour migrer (Hales et Roering, 2007). Les migrations d'eau dépendent donc de la nature de la roche, et notamment sa perméabilité due à la fracturation ou la porosité. Il semblerait que les migrations d'eau dans des roches poreuses peuvent engendrer de la glace de ségrégation même pour du gel à court terme, mais cela est également possible pour des roches très peu poreuses, mais pour une durée de gel plus longue et associée à des migrations d'eau à travers le système pore-microfractures (Matsuoka, 2001a). Le phénomène de ségrégation de la glace comme facteur d'ouverture de fissures a toutefois été observé en laboratoire dans des gneiss intacts, non altérés (Duca *et al.*, 2014).

Si la réserve d'eau est suffisante, ainsi que l'intensité de gel et la perméabilité, pour garder l'équilibre thermodynamique, le lien entre température et pression exercée par la

FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

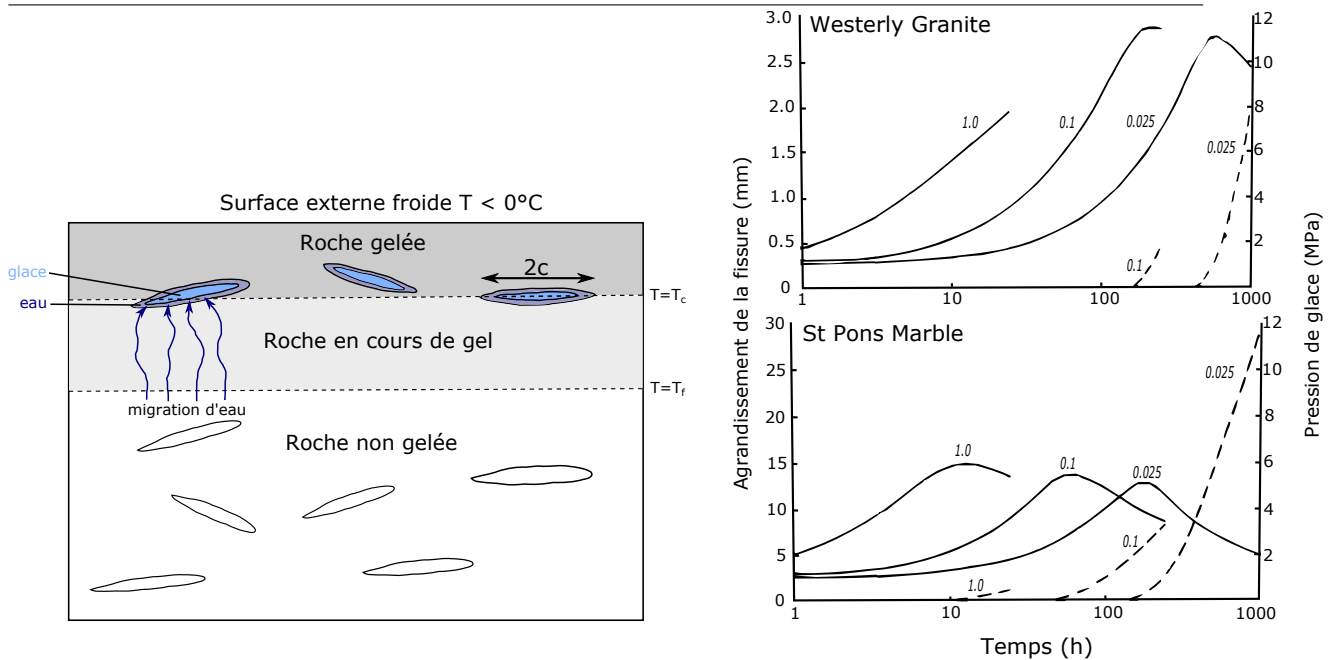


FIGURE 2.17 – Gauche : Schéma du processus de ségrégation de la glace. T_c : température dans la fissure ; T_f : température de gel. Droite : Evolution du rayon de fissure et de la pression de glace au cours du temps pour deux types de roches, et pour 3 vitesses de gel constantes (en $^\circ\text{C}/\text{h}$), jusqu'à ce que la température soit de -25°C . Lignes continues : pression ; lignes discontinues : ouverture de la fissure (d'après Walder et Hallet (1985)).

glace peut être approchée par une version modifiée de l'équation de Clausius-Clapeyron (Tharp, 1987). Cela a permis de déterminer un gradient théorique de $1,12 \text{ MPa}/^\circ\text{C}$ à 0°C , soit un ordre de grandeur de moins que dans le cas d'une eau confinée dans une fissure. Des modèles ont été établis pour calculer des pressions de glace dans les fissures (Walder et Hallet, 1985), en considérant que les fissures sont suffisamment espacées pour grandir indépendamment l'une de l'autre, et en considérant que la croissance de la fissure se fait dans le plan de la fissure, et est induite uniquement par une pression de glace interne et uniforme. En considérant différents paramètres liés à la température, l'eau, la glace et la roche, le volume de glace ajouté à une fissure par unité de temps et par unité de surface de la fissure est déterminé, pour obtenir les pressions et ouvertures de fissures correspondantes. L'évolution de la pression pour des vitesses de gel constantes montre qu'une faible vitesse de gel induit les plus importantes ouvertures de fissure (Fig. 2.17). Les pressions peuvent atteindre quasiment 12 MPa , avec des vitesses de gel inférieures à $1^\circ\text{C}/\text{h}$: un gel intense mais court peut ne pas être suffisant pour que les pressions exercées soient suffisantes pour propager une fissure. En revanche, les conditions de propagation d'une fissure seront plus facilement rencontrées pour un froid lent et long (Fig. 2.17). Ce processus peut être accéléré en cas d'alternance de gel/dégel journalier pendant un gel saisonnier ou annuel par exemple (Matsuoka, 1998) : l'eau fond en surface

et migre à nouveau vers les fissures, contribuant à l'augmentation du volume d'eau et de glace dans la fissure. Ceci est, comme pour le cas d'une fissure confinée, dépendant de la ténacité de la roche. L'eau disponible dans la porosité ou le réseau de fissures va migrer en fonction du front de gel et alimenter les fissures en fonction de l'orientation du gradient de température négative (Murton *et al.*, 2006). La migration du front de glace va préférentiellement se faire vers les fissures ou les grosses cavités. En effet, Everett (1961) considère que la glace doit être sous pression pour que le front de glace se propage d'une large cavité à une plus petite (exemple d'une fissure vers un pore de la roche). Il en découle que pour un sable fin, la pression de glace calculée est de 0,0003 MPa, contre 0,01 MPa pour un mudstone (Tharp, 1987) : ces pressions dans la porosité ne sont pas suffisantes pour rompre la roche. Bost (2008) a mis en évidence la migration de l'eau dans la porosité adjacente à la fissure, en comparaison avec un échantillon à température ambiante : la propagation du fluide est plus limitée lorsque soumise au gel. Bien que la glace sous pression dans la fissure puisse théoriquement se propager dans la porosité voisine, la migration vers la fissure de l'eau disponible dans la porosité avant le gel va contrecarrer ces mouvements. Ces mécanismes dits de ségrégation de la glace ont été montrés par modélisations numériques (Hales et Roering (2007) ; Rempel (2007)), expériences de laboratoire (Hallet *et al.* (1991), Prick (1995), Murton *et al.* (2000) ; Murton *et al.* (2001) ; Murton *et al.* (2006)) et également sur le terrain (Akagawa et Fukuda (1991) ; Murton (1996) ; Matsuoka (2001a), Matsuoka et Murton (2008)). Ce sont les principaux mécanismes mis en avant pour expliquer les éboulements rocheux en contexte de permafrost par exemple, ou des mouvements de sols dans les zones à permafrost (Hallet (2006), Murton *et al.* (2006)). Cependant, ce principe fonctionne aussi pour les zones hors permafrost, où les migrations, qui se font selon un gradient de température négatif, peuvent se faire dans un sens différent. La profondeur du front de gel est un élément important à caractériser pour comprendre ces mécanismes (voir Chapitre 6).

2.3.2.2.5 Résistance au cisaillement de fissures englacées La présence de glace modifie le comportement d'une discontinuité, et notamment en ce qui concerne la résistance au cisaillement de celle-ci, souvent mise à l'épreuve dans la stabilité des pentes. Diverses expériences ont été réalisées en laboratoire pour simuler le comportement d'une fissure englacée. Principalement deux types d'expériences ont été réalisés : la simulation d'une pente miniature, avec une surface de rupture englacée, en centrifugeuse ; ou des tests en boîte de cisaillement.

Tests de cisaillement Les échantillons ont été préparés dans des moules, à partir de matériaux tels que le béton ou le sable, afin d'assurer la répétabilité des expériences. Les différentes configurations étudiées sont présentées sur la Figure 2.18. Afin de maîtriser au maximum les paramètres, les aspérités sont régulières et leur amplitude, leur angle, ainsi que leur longueur d'onde sont fixés. Les bétons ont été choisis de manière à présenter des propriétés mécaniques proches de celles des granites : masse volumique, module d'Young, résistance à la compression simple (Davies *et al.* (2001) ; Gunzel (2008)). Les

FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

déplacements verticaux et horizontaux sont mesurés, ainsi que la force de cisaillement, pour une force normale constante (différentes valeurs testées).

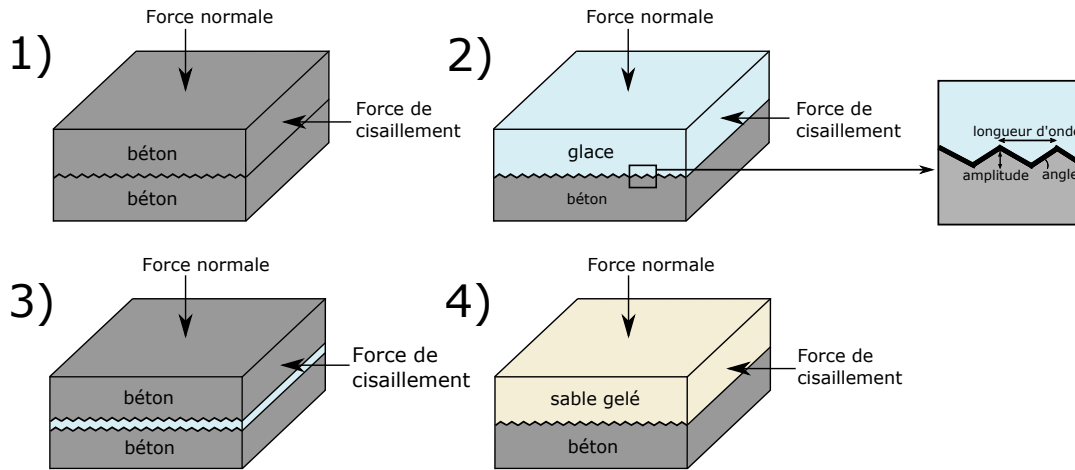


FIGURE 2.18 – Configuration des essais de cisaillement réalisés par divers auteurs.

Cas 1 : essai de cisaillement d'une discontinuité non englacée (témoin) : les déplacements verticaux montrent une variation régulière qui correspond à la longueur d'onde des aspérités, de même que la variation de la contrainte de cisaillement, qui montre une succession de pics tout au long du cisaillement. Le pic maximal de la contrainte de cisaillement se développe lors de la « montée » des aspérités, un peu avant le pic de déplacement vertical. La relation entre la contrainte normale et la contrainte de cisaillement est linéaire, bien que pour des valeurs de contrainte normale élevée, les points sont un peu plus dispersés, dû à l'abrasion des échantillons (Gunzel, 2008). Pour de très hautes valeurs de contraintes normales (1438 kPa, Davies *et al.* (2000)), les déplacements verticaux réduisent et deviennent même négatifs : il y a compression du joint, et érosion des aspérités.

Cas 2 : essai de cisaillement d'un bloc de glace sur le béton : ce dispositif simule le cas où l'épaisseur de glace est plus importante que l'amplitude des aspérités (Gunzel, 2008). Les expériences ont été effectuées pour différentes températures négatives, afin de tester l'influence de la température sur le cisaillement de la glace sur le béton. Deux tendances ont été mises en évidence (Davies *et al.* (2000) ; Gunzel (2008)) : pour de faibles températures (très négatives) et pour de faibles contraintes normales, la résistance au cisaillement de la discontinuité est plus importante que pour une discontinuité sans glace. Il apparaît donc que pour des températures négatives très basses, la glace a un rôle de « ciment » de la discontinuité. En revanche, pour des températures négatives mais proches de 0°C, la résistance au cisaillement de cette discontinuité est réduite : elle est 4 fois plus faible à -0,5°C qu'à -5°C (à contrainte normale constante, identique à celle appliquée pour les tests sans glace).

Le comportement de la glace soumise à une contrainte normale exerce une influence sur la résistance au cisaillement. Les résultats montrent qu'à faible contrainte normale (< 300

kPa), les déplacements verticaux de la glace suivent les aspérités, bien que l'amplitude diminue au cours du cisaillement, par érosion des aspérités de la glace. Ces déplacements sont plus importants pour des températures basses, montrant qu'à faible température il y a moins d'accommodation de la déformation par la glace, et la résistance de la glace est plus importante (Davies *et al.*, 2000). De plus, la contrainte de cisaillement montre un pic puis diminue considérablement. Cela peut être expliqué par le détachement de la glace de la surface. Puis le comportement de l'échantillon est dominé par la friction entre les surfaces de glace et béton (Gunzel, 2008). Pour de fortes contraintes normales, les déplacements verticaux diminuent de façon continue, indépendamment des aspérités. Il devient plus difficile pour la glace de se déplacer verticalement, ce qui engendre une plus grande accommodation de la déformation par la glace (Davies *et al.*, 2000). La déformation de l'échantillon serait également due à un cisaillement de la glace elle-même, plutôt qu'au glissement de la glace sur le béton (Gunzel, 2008). L'analyse des pics de résistance montre qu'ils évoluent linéairement pour de faibles contraintes normales, mais ils évoluent de façon parabolique pour d'importantes contraintes normales : ceci est également expliqué par le cisaillement de la glace (Gunzel, 2010). En revanche, la contrainte résiduelle évolue positivement de façon linéaire en fonction de la contrainte normale (Gunzel, 2010) : elle semble plus liée à la température ou au type d'échantillon qu'au comportement de la glace.

Cas 3 : essai de cisaillement de glace « en sandwich » entre deux blocs béton : ce dispositif simule le cas où l'épaisseur de glace dans la discontinuité est de l'ordre de grandeur des aspérités (Gunzel, 2008). Des variations verticales significatives suivent les aspérités même pour de fortes contraintes normales, lié à la faible épaisseur de glace entre les blocs de béton plus résistants. Elles diminuent cependant, montrant une nouvelle fois que le glissement de la glace sur le béton est accompagné d'une accommodation de la déformation par la glace, qui se cisaille. Lorsque la résistance maximum est atteinte, elle chute drastiquement : cela est expliqué par le détachement de la glace du béton. Les observations visuelles montrent que la glace ne s'est détachée que d'un seul bloc de béton.

Comme montré précédemment, la résistance est plus importante pour une température basse. Cependant, elle diminue avec l'augmentation de la contrainte normale : cela montre également que la glace se cisaille pour accommoder la déformation pour d'importantes contraintes normales.

Cas 4 : essai de cisaillement d'un bloc de sable gelé sur le béton : ce dispositif simule le cas d'une fissure contenant du sol gelé, comme cela peut se rencontrer dans les zones à permafrost (Gunzel, 2012). Le comportement de ce type d'échantillon diffère des cas précédents. Indépendamment de la contrainte normale ou de la température, tous les échantillons ont rompus lorsque le sable gelé s'est détaché de la surface de béton (Gunzel, 2012). Yasufuku *et al.* (2003) ont montré qu'une zone de cisaillement dans le sable gelé pouvait apparaître. Dans le cas présent, cela ne peut se produire que si la cohésion entre le sable et le béton est plus importante que la cohésion du sable lui-même. Cela n'a pas été observé, même pour d'importantes contraintes normales (Gunzel, 2012). La fraction de sable dans le bloc de sable gelé joue un rôle : pour de petites fractions, le

FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

comportement du bloc est dominé par celui de la glace ; en revanche pour d'importantes fractions de sable, le comportement devient plus ductile avec de fortes déformations (Yasufuku *et al.*, 2003). Tharp (1987) mentionne que le renforcement dû à l'inclusion de fragments rigides (particules de roche ou de sol) était plus important que l'interface roche glace, pour des teneurs en sables supérieures à 40% par exemple. La résistance au cisaillement est globalement plus importante que pour la glace sur le béton, et elle ne dépend pas de la contrainte normale ou de la température. Il semblerait que seule la teneur en sable et la cohésion sable/béton peuvent être des facteurs discriminants dans la résistance au cisaillement de fissures de sol gelé.

Bilan de ces expériences : le comportement d'une discontinuité englacée soumise à une contrainte de cisaillement dépend de la température, et notamment lorsque celle-ci est négative mais comprise entre -5°C et 0°C : la glace ne fond pas mais la glace et l'interface glace-roche présentent une résistance au cisaillement plus réduite dans cette gamme de température. Cela s'ajoute à l'effet de la contrainte normale, et éventuellement de la teneur de la glace en particules de sol ou de roches.

Expériences en centrifugeuse Des modèles de pente avec surface de rupture, présentant des aspérités, ont été réalisés à une échelle $1/N$, dans du sol (Harris *et al.*, 2000) ou en béton (Davies *et al.* (2001) ; Gunzel et Davies (2006)). Afin de garder l'effet d'échelle, l'accélération est multipliée par un facteur N , qui est lié à la vitesse angulaire de rotation de la centrifugeuse (Harris *et al.*, 2000). Les durées de transfert de chaleur et processus de diffusion se retrouvent quant à eux réduits à une échelle $1/N^2$ (Davies *et al.*, 2001). Comme vu précédemment sur les tests en cisaillement direct, la résistance au cisaillement dépend de la contrainte normale et de la température. Pour des températures proches de 0°C et une faible contrainte normale, la résistance au cisaillement peut être très faible. A partir de ces données, le facteur de sécurité d'une pente avec fissure englacée peut être calculé théoriquement, et met clairement en évidence une situation critique pour le facteur de sécurité pour des températures proches de 0°C (Fig. 2.19).

Des tests ont été effectués en l'absence de glace comme valeur témoin. Pour une accélération de 120g, la pente est restée stable. Des thermocouples ont été utilisés pour mesurer les variations de température lors de l'expérience, et ainsi connaître les conditions thermiques lors de la rupture. Lors de la rupture, 40% de la surface de la discontinuité présentait une température négative (Davies *et al.*, 2001). Le reste de la discontinuité est à température supérieure à 0°C : de la chaleur est apportée par le dispositif expérimental de centrifugation et provoque une fonte partielle sur la discontinuité. Cela indique que la glace était encore présente sur une partie non négligeable de la discontinuité, mais à température comprise entre -3 et 0°C , ce qui correspond à la zone critique de la Figure 2.19. Cela indique que la rupture peut se produire avant que la fonte de la glace ne commence réellement, lorsqu'elle est réchauffée. Ces résultats ont également été confirmés par Gunzel et Davies (2006), avec un dispositif légèrement différent puisqu'il disposait de 4 blocs instables, contre 1 seul pour les expériences précédentes.

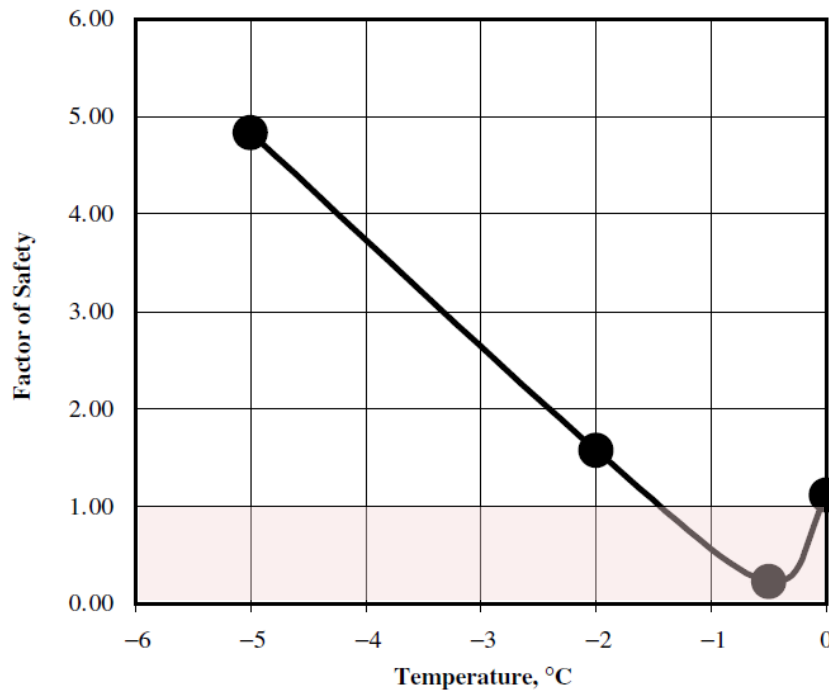


FIGURE 2.19 – Evolution théorique du facteur de sécurité en fonction de la température (Davies *et al.*, 2001). La zone en rouge transparent indique des conditions d’instabilité.

2.3.2.2.6 Intégration des différents processus Au vu de tous les processus évoqués et de leur complexité, la stabilité des pentes rocheuses en contexte de gel (permanent ou non) est délicate à modéliser (Matsuoka et Murton, 2008). Krautblatter *et al.* (2013) ont proposé un modèle qui tente de prendre en compte le maximum possible de paramètres entrant en jeu dans ces processus complexes, dans le contexte du réchauffement du permafrost. Ils considèrent que la rupture se produit lorsque les forces motrices sont égales aux forces résistantes. Les forces motrices considérées sont les forces de cisaillement induites par la gravité ou d’autres contraintes préexistantes, la pression hydrostatique, la pression cryostatique. Les forces résistantes sont les résistances au cisaillement de la glace, du contact roche-glace, du contact roche-roche et des ponts rocheux. Ces éléments ont été localisés sur le schéma de la Figure 2.20. Un critère de rupture a été établi pour les masses rocheuses en permafrost, représentant le fluage de la glace dans une fissure rocheuse remplie de glace, la rupture du contact roche-glace, le frottement de faces rocheuses rugueuses et la résistance des ponts rocheux (Fig. 2.20). Une première approche, simulant la déstabilisation lente d’une pente en contexte de dégradation du permafrost sur plusieurs mois jusqu’au millénaire, par le biais de déformations lentes, montre l’influence des frottements et de la ténacité du (des) pont(s) rocheux. Le comportement de la glace y importe finalement peu. En revanche, la deuxième approche, simulant plutôt la réponse rapide d’un glissement rocheux au réchauffement le long d’une surface de rupture sur une période allant du jour au mois, montre quant à elle l’influence du fluage de la glace, du détachement de la glace de la roche, ainsi que des frottements. Dans ce

FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

cas-ci, la présence de glace semble être un élément majeur dans l'instabilité.

Ce modèle a bien évidemment nécessité des simplifications ou des hypothèses, qui ont besoin d'être confirmées par des expériences supplémentaires en laboratoire et sur le terrain. Bien que les processus susceptibles de s'activer lors du gel/dégel des massifs rocheux soient assez clairement identifiés, ils restent cependant difficiles à appréhender à l'échelle d'une falaise par exemple.

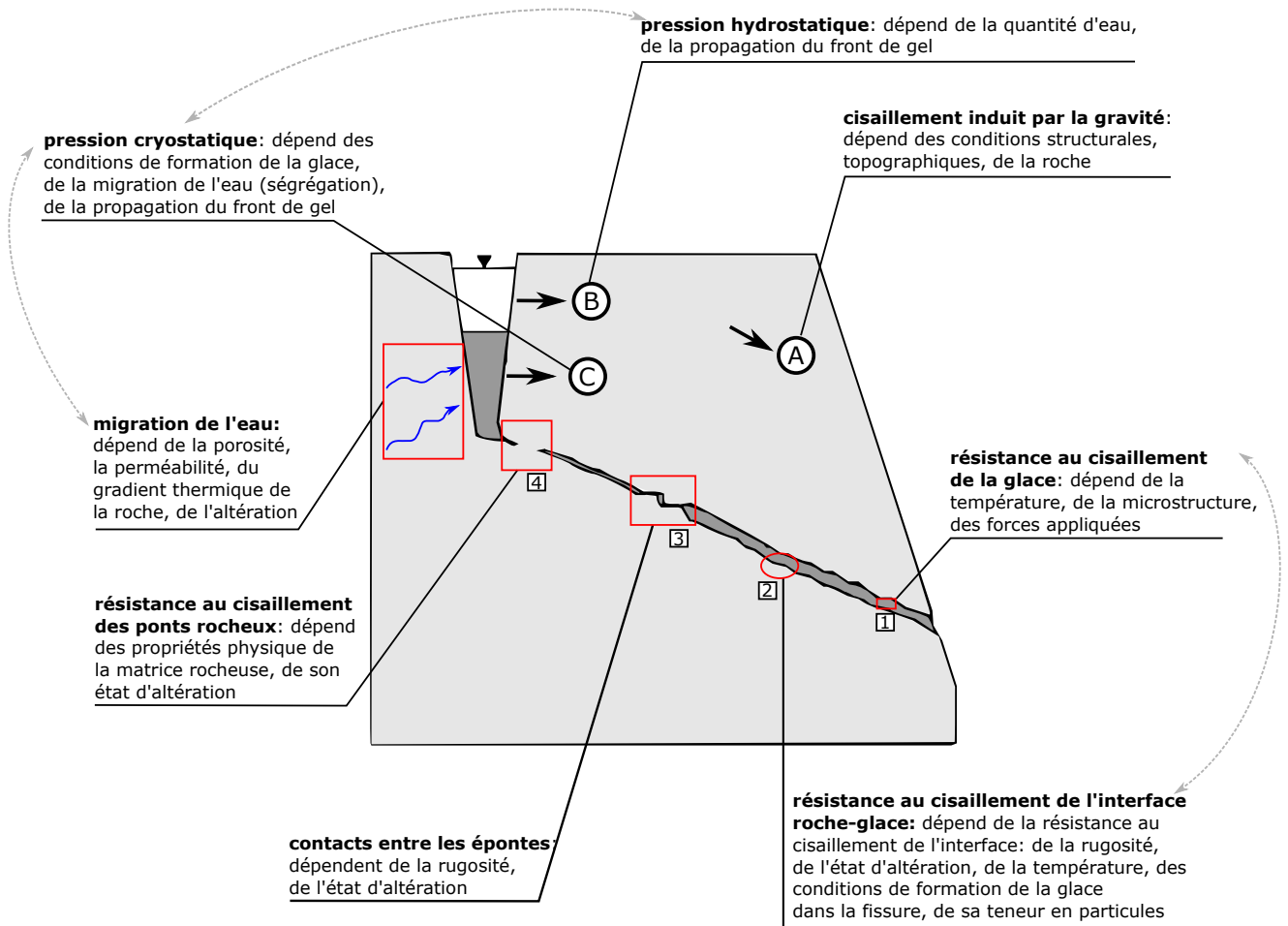


FIGURE 2.20 – Schéma d'un modèle de fissure englacée (d'après Krautblatter *et al.* (2013)), et mise en évidence des différents éléments contribuant au mouvement ou à la stabilité du système.

Le comportement de la glace en tant que matériau à part entière a été évoqué pour expliquer le comportement d'une discontinuité rocheuse englacée, et la dépendance à la température a été montrée. On peut cependant s'étonner que les phénomènes de contraction-dilatation qui sont en général étudiés pour les roches comme pouvant être à l'origine d'éboulements rocheux, ne soient pas également étudiés pour la glace, qui

présente un coefficient de dilatation thermique ($9 \cdot 10^{-5}/\text{K}$ à 0°C) plus important d'un ordre de grandeur par rapport à celui des roches (5 à $25 \cdot 10^{-6}/\text{K}$) (CFMR, 2000).

2.3.2.3 Les variations de température

Des éboulements se produisent également dans des zones exemptes de gel, et ne sont pas forcément corrélés avec les précipitations. Les variations de température (journalières, saisonnières...) ont un impact superficiel et volumique au niveau de la matrice rocheuse et des discontinuités, par un effet de contraction/dilatation du matériau. Les écarts thermiques engendrent des mouvements sur les discontinuités préexistantes, et la présence de ces discontinuités permet d'accommoder la déformation thermomécanique par ouverture/fermeture de la fracture (Clément, 2008). Ces mouvements peuvent être instrumentés pour suivi, et notamment par des jauges de déformations. Cependant des biais de mesures peuvent apparaître dus à la contraction/dilatation des matériaux constituant des jauges. Pour pallier à ce phénomène, ces mesures peuvent être couplées à la télédétection (Collins et Stock (2014); Guerin *et al.* (2015)). Sur une écaïlle granitique dans le parc du Yosemite aux Etats-Unis, des déformations de quelques millimètres ont été détectées par un suivi LiDAR quotidien de courte portée, et l'évolution en continu a été donnée par des données d'interférométrie radar longue portée, montrant une précision de l'ordre du mm, et une nette corrélation de ces déplacements avec la température. Les déplacements normaux de l'écaïlle par rapport à la falaise montrent des oscillations liées à la température, mais la distance minimale journalière tend à augmenter légèrement sur la période investiguée : ces oscillations semblent engendrer des déformations irréversibles de l'ordre du mm, mais les résultats ne montrent qu'une période de 5 jours. Les déplacements à long terme doivent également être considérées pour voir s'il n'y a pas d'oscillations de périodes plus longues.

Les contraintes d'origine thermique peuvent entraîner une fatigue thermique (Hall et Thorn, 2014), qui engendre la nucléation de microfissures ou leur propagation. Les variations sont permanentes et cycliques, en général de faible amplitude mais cela peut être aggravé lors de chocs thermiques importants ($dT/dt > 2^\circ\text{C}/\text{min}$, Gunzburger et Merrien-Soukatchoff (2011)), où d'importantes contraintes thermiques peuvent temporairement être créées (Amaral Vargas *et al.*, 2013). Hall et Thorn (2014) différencient l'effet de la fatigue thermique, qui requiert l'action d'une contrainte répétitive inférieure à la contrainte de rupture, et qui est cumulative, de celui du choc thermique, qui est instantané et engendre une contrainte due à l'expansion ou à la contraction des cristaux suffisante pour entraîner la rupture. Ils ont tenté de déterminer des différences entre les fissures engendrées par fatigue thermique, qui seraient polygonales car se développant le long des joints de grains, et celles engendrées par choc thermique, plus rectilignes, considérant que les chocs thermiques sont plus efficaces pour rompre les grains/cristaux. L'effet cliquet a été mentionné comme mécanisme pour propager les fissures (MEDD et METLTM, 2004).

La nature de la roche peut être plus ou moins sensible aux variations de températures (Khanlari et Abdilor, 2014). Cette sensibilité peut être expliquée par la présence de minéraux plus sensibles que d'autres, l'hétérogénéité des minéraux, qui présentent des

FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

coefficients de dilatation différents, ou une lamination de la roche, qui induit la présence de zones de faiblesses plus sujettes à la fissuration. De plus, une anisotropie de dilatation thermique des cristaux peut conduire à une fissuration préférentielle. Pour exemple, la dilatation thermique de la calcite parallèlement à l'axe ternaire, à 40°C, est de $25.10^{-6}/^{\circ}\text{C}$, alors qu'elle est négative perpendiculairement à ce même axe, à $-5,6.10^{-6}/^{\circ}\text{C}$ (Panet, 1976). Lorsqu'elle est chauffée de 20 à 100°C, la calcite se dilate de 0,19% parallèlement à l'axe c, mais se contracte d'environ 0,042% perpendiculairement à cet axe (Logan, 2004). L'aptitude d'une roche à se fissurer sous des sollicitations thermiques dépend donc fortement de sa composition minéralogique (Khanlari et Abdilor, 2014).

Le rayonnement solaire entraîne des échanges de chaleur à l'interface roche-air, avec une partie de l'énergie qui est réfléchiée, et une partie qui se diffuse dans la roche par conduction, entrant dans les processus de contraction/dilatation (Gunzburger et Merrien-Soukatchoff, 2011). Ceci étant, cette influence reste superficielle, et ne se fait plus ressentir à 50 cm de profondeur, où l'amplitude thermique est très réduite. Le rayonnement solaire peut s'avérer plus efficace que la température de l'air dans le processus de dégradation thermique (Logan, 2004). En effet, des panneaux de marbre de Carrare, d'une épaisseur de 32 à 38 mm, ont été équipés avec des capteurs de température, notamment au milieu de l'épaisseur des panneaux, sur des immeubles très hauts. Il apparaît que la température à l'intérieur du panneau est plus élevée d'au moins 5°C au moment où la température de l'air est la plus élevée dans la journée, alors que ces températures sont proches la nuit. De plus, les variations au cours de la journée et selon l'exposition montrent une évolution de la température clairement liée à l'exposition solaire, avec des pics de température correspondant aux moments où l'exposition solaire est quasi-totale. Les mouvements des panneaux sont donc plutôt liés au rayonnement solaire qu'à la température extérieure (Logan, 2004). Cela n'est pas contradictoire avec les résultats de Gunzburger et Merrien-Soukatchoff (2011), car ces panneaux ont une faible épaisseur (3 à 4 cm) : l'effet du rayonnement solaire est bien superficiel et concerne une épaisseur de roche réduite.

2.4 Conclusion : réciprocité et cyclicité des processus

Dans cette revue bibliographique, différents facteurs conditionnant le déclenchement des éboulements rocheux ont été présentés. Plusieurs points peuvent être mis en évidence :

- Il y a action réciproque entre les conditions propres au massif rocheux, et l'action des processus liés aux agents externes. L'avancement de l'altération dépend des phénomènes déclenchés (Viles, 2013). Lors d'un éboulement par exemple, le système est modifié et les processus d'altération s'en trouvent modifiés également. Dans certains cas, l'éboulement peut mettre à nu des roches intactes qui vont alors se trouver exposées aux facteurs extrinsèques. Il va y avoir progressivement dégradation jusqu'à la rupture. Ces processus ne sont donc pas linéaires et montrent un caractère cyclique (Fig. 2.21). Cependant, il n'est pas possible de déterminer

réellement si l'on revient toujours à un état 0 d'altération comme supposé sur la Figure 2.21.

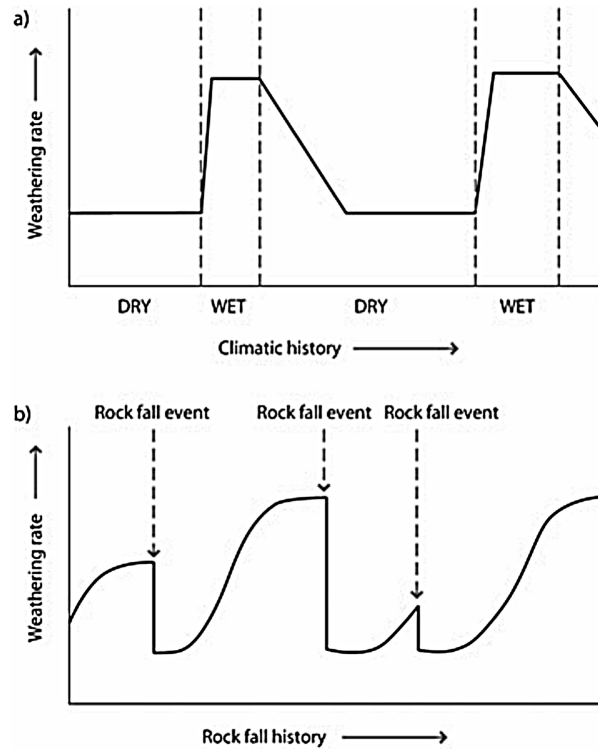


FIGURE 2.21 – graphique schématique du taux d'altération par l'action de la pluie sur une pente rocheuse : a) variations dues à l'agent climatique ; b) variations dues à l'occurrence épisodique d'éboulements rocheux (Viles, 2013).

- Les effets d'échelle rendent la problématique de la préparation et du déclenchement d'un éboulement rocheux très complexe. Pour tous les éléments abordés, leur effet sur la stabilité du massif dépend de plusieurs échelles. D'une part, plusieurs échelles de distance peuvent être évoquées : même des éléments de taille millimétriques (grains d'une roche) peuvent conditionner une instabilité rocheuse de taille plurimétrique. D'autre part, plusieurs échelles de temps peuvent être évoquées : les différents éléments agissant comme facteurs dégradants sur le long terme (altération des roches par l'eau de pluie par exemple) peuvent se révéler déclencheurs d'un éboulement par un processus durant quelques secondes (mise en pression d'un joint fragile). Les effets d'échelle se font également ressentir sur la cyclicité des processus : par exemple, les variations de température journalières, saisonnières, pluri-annuelles.
- Il y a complémentarité entre mesures *in situ*, expériences de laboratoire et modélisations numériques. Cependant, le niveau de maîtrise des éléments en présence n'est pas le même : tous les paramètres sont contrôlés dans la modélisation, une partie est maîtrisée dans les expériences de laboratoire, et une très petite partie

FACTEURS CONDITIONNANT LE DÉCLENCHEMENT DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

pour ce qui concerne le terrain. La compréhension des processus, par le biais de modélisations notamment, permet d'investiguer différemment le terrain, ce qui apporte des informations nouvelles pour faire évoluer la modélisation. Les données de terrain restent les plus importantes, mais les plus difficiles à obtenir.

Chapitre 3

Cadre géologique et structural du Mont Saint Eynard

Le Mont Saint Eynard, site pilote de notre étude, est un élément de relief classiquement rencontré dans les chaînes subalpines : une longue falaise calcaire surmontant des formations marneuses. Toutefois, sa position en bordure de massif à l'interface entre sillon subalpin et Chartreuse, rend complexe l'explication d'un tel relief. Un rappel géologique sur la structure des Alpes permettra de localiser et contextualiser les chaînes subalpines, dont fait partie le massif de la Chartreuse. La géologie et structure de ce massif permettra de situer le Mont Saint Eynard dans un contexte lithologique et structural global, et d'introduire ses principales caractéristiques, utiles pour appréhender la problématique des éboulements rocheux sur ces parois rocheuses.

3.1 Structure géologique des Alpes et chaînes subalpines

3.1.1 Structure globale des Alpes françaises

Le massif alpin dessine un arc entre l'Italie et la France, et se prolonge en Suisse, Allemagne, Autriche, Slovénie, sur près de 1200 km. Il est séparé par le front pennique en une zone interne, qui a tout d'abord enregistré la subduction alpine du Crétacé supérieur à l'Eocène inférieur puis la subduction continentale à l'Eocène moyen et supérieur, et enfin la collision, et une zone externe à l'Ouest, qui a enregistré exclusivement la collision alpine dès l'Eocène (Fig 3.1).

La zone externe des Alpes est constituée d'un soubassement métamorphique, surmonté par une puissante série marno-calcaire de plateforme plissée. Cette série qui débute au Trias, enregistre l'amincissement progressif de la lithosphère continentale européenne pendant le rifting Téthysien. Cette couverture sédimentaire plissée est entaillée dans les niveaux les plus tendres par le Sillon subalpin qui, au Nord de Grenoble, sépare les

CADRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU MONT SAINT EYNARD

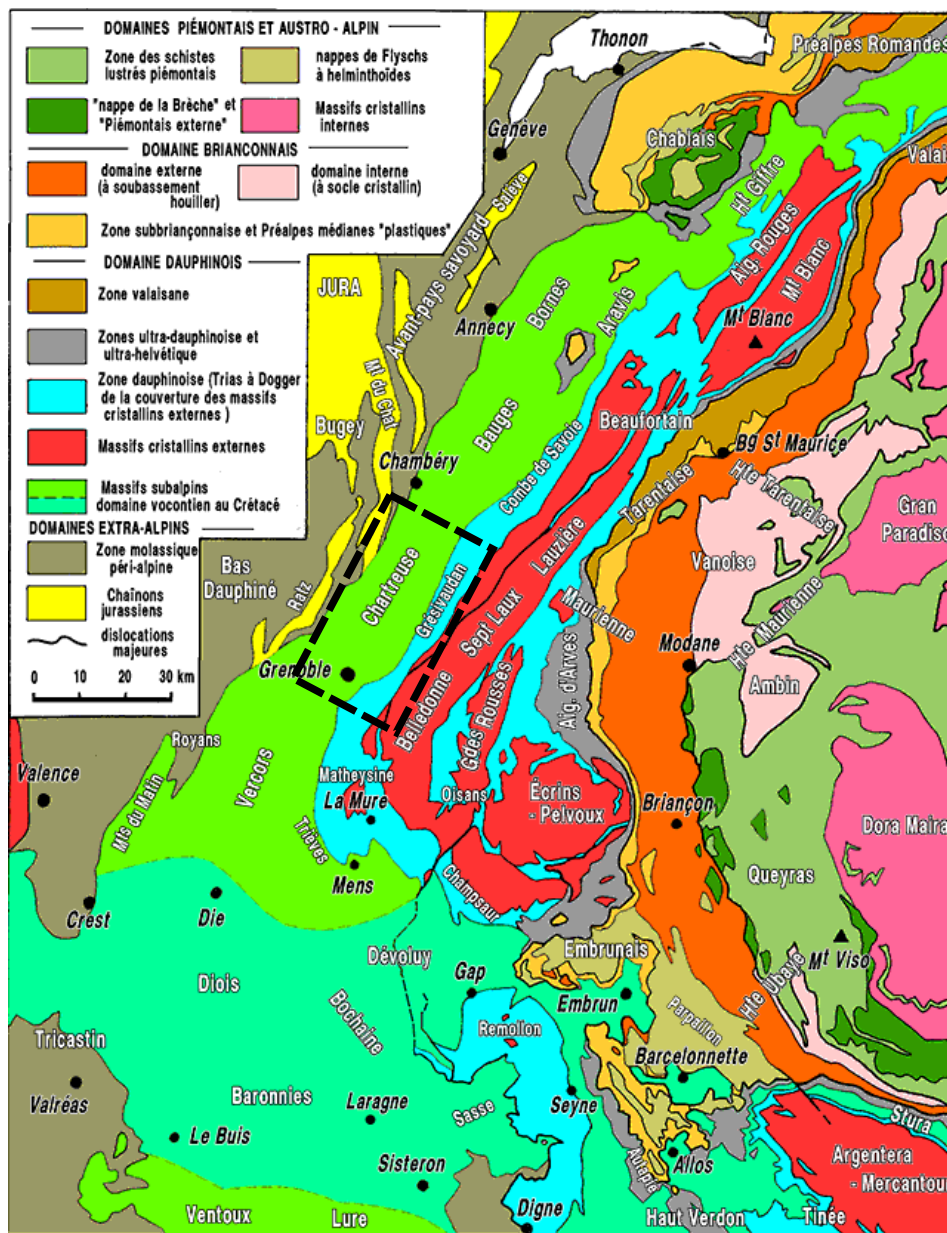


FIGURE 3.1 – Schéma structural des Alpes en France. En vert vif, les chaînes subalpines (Gidon, 2015). Encadré noir discontinu : ensemble Chartreuse – Grésivaudan, zone d'étude.

chaînes subalpines du massif de Belledonne. Ces chaînes forment de petits massifs d'altitude modeste (entre 1500 et 2500 m) constitués de roches sédimentaires déformées d'âge Mésozoïque à Cénozoïque (Agard et Lemoine, 2003). La succession de plis décollés dans les évaporites triasiques, entrecoupés de failles et chevauchements d'ampleur kilométrique à pluri-kilométrique, sont les témoins d'une déformation compressive liée à la collision. En France, ils constituent une bande s'étendant de la Méditerranée à la Suisse.

3.1.2 Sismicité dans les Alpes

Les mouvements continuent encore de nos jours, avec des vitesses faibles de l'ordre d'1 mm/an (Delacou, 2004). L'activité sismique qui s'organise autour des principaux accidents alpins en témoigne également (Fig 3.2). Cette activité sismique est considérée comme modérée par le zonage sismique de la France établi par le BRGM en 2011. Les séismes sont réguliers mais de petite magnitude. Les mécanismes au foyer mettent en évidence différents types de mouvements, qui montrent une activité tectonique toujours active. On pourra remarquer que la sismicité est moins intense dans les massifs externes, notamment dans les massifs subalpins (Fig 3.2).

3.1.3 Les chaînes subalpines

Plusieurs massifs se succèdent du Nord au Sud, dont fait partie le massif de la Chartreuse. Leur rebord se caractérise par de longs linéaires de falaises calcaires puissantes, qui surmontent des formations plus marneuses constituant des pentes moins raides. Deux principales formations calcaires constituent ces falaises : les calcaires du Tithonique (fin du Jurassique supérieur) présents dans tous les massifs subalpins, et les calcaires de l'Urgonien (Crétacé inférieur), qui sont absents dans la partie méridionale des massifs subalpins (domaine Vocontien, Fig. 3.1).

Ces chaînes subalpines sont délimitées à l'Ouest par le Sillon Molassique périalpin, et à l'Est par le sillon subalpin, qui les sépare des massifs cristallins externes. Le principal cours d'eau empruntant le sillon subalpin est l'Isère, qui collecte une bonne partie des produits d'érosion des massifs internes. Au niveau de la Chartreuse, le tronçon du sillon subalpin est le Grésivaudan.

Les chaînes subalpines septentrionales (du Vercors au Haut Giffre, dont la Chartreuse) présentent une organisation régulière tant au niveau des changements de faciès (lignes isopiques), que des accidents tectoniques majeurs (chevauchements et plis) (Gidon, 2015), d'âge Oligocène et Néogène (Agard et Lemoine, 2003). Ces lignes isopiques et tectoniques définissent des zones homogènes en bande d'Est en Ouest (Fig. 3.3). Le domaine subalpin occidental présente une prédominance calcaire du Berriasien au Valanginien ; le domaine subalpin intermédiaire présente des formations calcaires au Valanginien (calcaires du Fontanil), et une transition Berriasien – Valanginien plutôt marneuse (marnes de Narbonne) ; le domaine subalpin franc (oriental) montre une prédominance des marno-calcaires au Berriasien – Valanginien (Gidon, 2015). Ceci découpe le massif de la Chartreuse en une partie occidentale, à l'Ouest du chevauchement frontal des Bauges (ou chevauchement de la Chartreuse orientale), et à l'Est une partie orientale.

Le jurassique supérieur, directement sous le Berriasien, est très calcaire : il s'agit de l'ensemble Séquanien – Kimméridgien – Tithonique. Sous cet ensemble se trouve une formation marneuse très épaisse, les Terres Noires. C'est notamment dans cette formation que s'est creusé le sillon alpin (large ligne blanche sur la Figure 3.3).

CADRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU MONT SAINT EYNARD

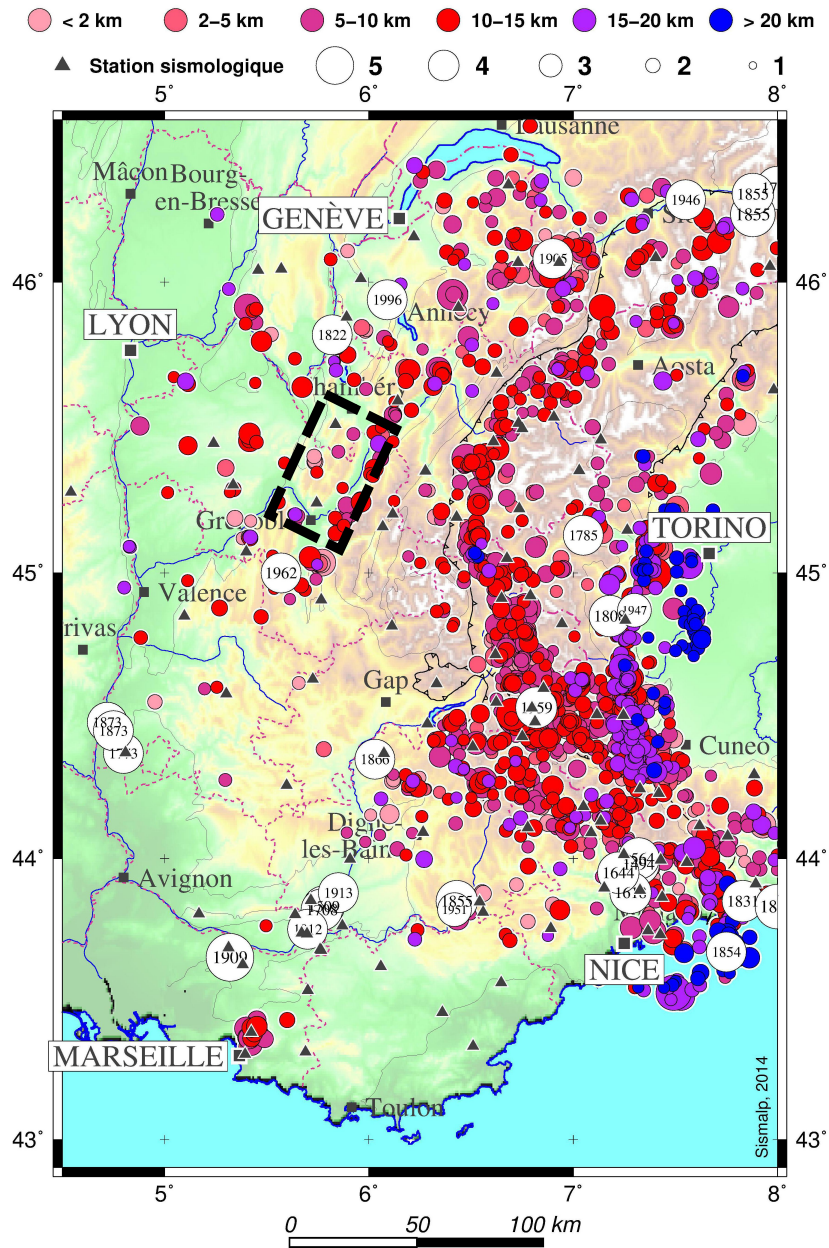


FIGURE 3.2 – Carte de sismicité de l’arc alpin (Sismalp, 2014). Encadré noir discontinu : ensemble Chartreuse Grésivaudan, zone d’étude. Le diamètre des cercles est proportionnel à la magnitude, et les couleurs indiquent les profondeurs des foyers (en km).

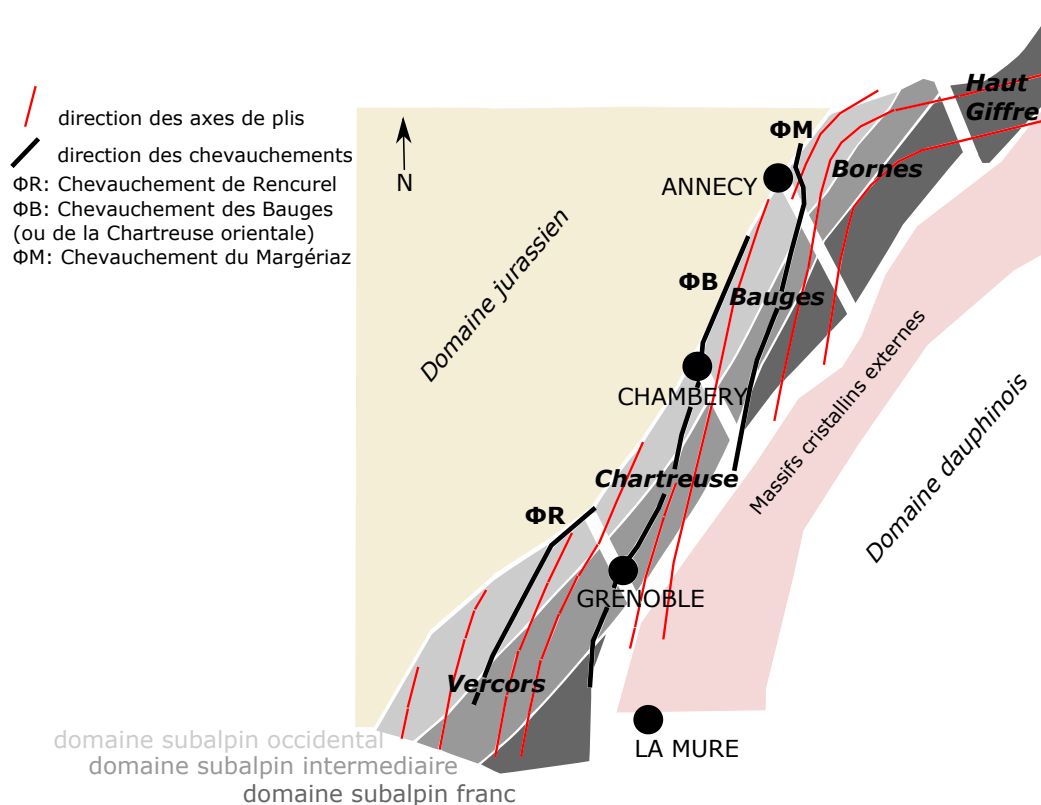


FIGURE 3.3 – Schéma structural des massifs subalpins septentrionaux et lignes isopiques (blanc). Lignes épaissies noires : principaux chevauchements ; lignes rouges : axes des principaux plis (modifié d’après Gidon (2015)).

3.2 Structure de la Chartreuse orientale et sa bordure

3.2.1 Le ”pli-faille de Chartreuse Orientale”

La Chartreuse orientale est un ensemble à peu près homogène d’un point de vue stratigraphique et tectonique. Elle se limite à l’Ouest par le chevauchement des Bauges, aussi connu sous l’appellation chevauchement de la Chartreuse Orientale (Fig. 3.4). Elle se distingue des autres domaines par une plus grande richesse en marnes, et notamment les marnes de Narbonne, d’un développement considérable et occupant une importante place à l’affleurement. Ces niveaux marneux plus importants engendrent une prédominance des inversions de relief dans la morphologie de la Chartreuse orientale (Veyret, 1960), se caractérisant par de hautes dalles structurales, de pendage plus ou moins fort et se finissant en falaises. Cette inversion s’explique par la plus grande profondeur atteinte par l’érosion dans les structures. Ces structures s’agencent en un faisceau de plis,

dont 5 principaux, constituant le « pli faille de Chartreuse orientale » (Gidon, 1966). Il s'agit, d'Ouest en Est, du synclinal du Néron Pinéa, de l'anticlinal de l'Écoutoux, du synclinal du Sappey, de l'anticlinal de Perquelin et du synclinal de la Dent de Crolles. Ces plis sont globalement parallèles entre eux, avec une direction axiale N10 à 20 (Fig. 3.4), et un plongement axial vers le Nord (excepté pour le synclinal du Néron). Ils sont caractérisés par un pincement des couches jurassiques au cœur des anticlinaux, alors que les synclinaux sont très larges (Barfety *et al.*, 2000).

Ces plis sont recoupés par des failles décrochantes de mouvement dextre d'orientation N40 à N60, dont les plus importantes sont les décrochements de Bellefond, de l'Alpe et de l'Alpette mentionnés sur la Figure 3.4. Elles recoupent l'intégralité du massif de la Chartreuse et conditionnent sa structure globale, en modifiant la géométrie des chevauchements et plis. Le plongement des axes de plis a été expliqué par la présence de ces failles qui provoquent un basculement de la tranche sédimentaire plissée, disposée de façon globalement parallèle au flanc du massif de Belledonne (Gidon, 1990), en lien avec son soulèvement. D'autres failles de moindre envergure, mais de la même famille, recoupent également les structures.

3.2.2 Le Grésivaudan

La bordure de la Chartreuse orientale est une zone d'interface entre le massif et le Grésivaudan (sillon alpin), parallèle à l'axe de la chaîne cristalline de Belledonne. Le Grésivaudan présente une morphologie et une structure pouvant être imputées à deux origines : l'une tectonique, l'autre fluvio-glaciaire.

L'origine du sillon alpin, et notamment du Grésivaudan a fait l'objet de plusieurs hypothèses. Une hypothèse simple consiste à considérer le Grésivaudan comme une combe monoclinale simple, due à l'érosion de formations tendres (en l'occurrence ici, les Terres Noires de l'Oxfordien), par l'érosion fluviale, mais également glaciaire. Cette hypothèse ne considère que l'action érosive dans la mise en place du sillon, et ne considère pas l'histoire tectonique. Certaines observations montrent que l'action érosive ne peut pas être évoquée seule pour expliquer l'origine du Grésivaudan.

On constate en effet que du côté Ouest du Grésivaudan, se trouvent des falaises abruptes taillées dans des calcaires résistants (Mont Saint Eynard, Plateau des Petites Roches), alors que du côté Est, les marnes schisteuses du Lias affleurent dans les collines bordières de Belledonne, créant un relief doux surplombant le Grésivaudan. Il peut paraître surprenant que l'érosion éventre les anticlinaux de l'Écoutoux ou de Perquelin et taille d'importantes falaises en rive droite, en laissant le bourrelet liasique, plus facile à éroder que les formations du Tithonique par exemple (Rolland, 1954). De plus, la direction globale du Grésivaudan (N45) est oblique par rapport aux plis de Chartreuse (N10 à 20) et aux décrochements (N60).

Pour Gidon (2015), l'obliquité des plis s'explique par le fait que les plis sont antérieurs au soulèvement du massif de Belledonne. Lors du soulèvement, l'érosion aurait raboté la couverture sédimentaire de Belledonne. L'érosion différentielle aurait alors créé cette

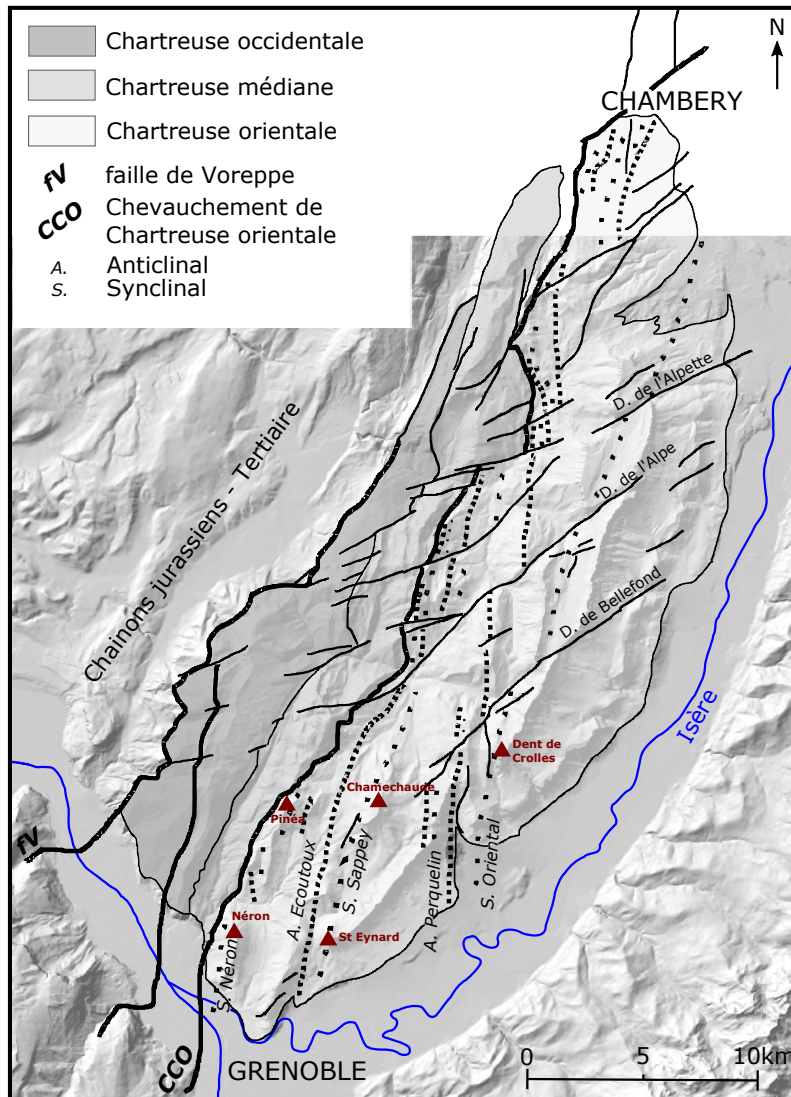


FIGURE 3.4 – Schéma structural du massif de la Chartreuse, distinction entre les parties occidentale, médiane et orientale de la Chartreuse. Focus sur les plis (pointillés larges : synclinaux, pointillés serrés : anticlinaux), et points hauts de la Chartreuse orientale. Schéma structural adapté d'après Gidon (1990).

vaste dépression parallèle au front de chevauchement de Belledonne, et préférentiellement dans les formations tendres. La présence des collines de schistes du Lias peut s'expliquer par la présence plus importante de couches calcaires dans les marnes en comparaison

aux Terres Noires. Pour Rolland (1954), l'origine du Grésivaudan pourrait trouver son explication grâce à la théorie du plissement par gravité. La couverture sédimentaire de Belledonne aurait glissé sur des couches plastiques, qui auraient joué un rôle de lubrifiant lors du soulèvement du massif cristallin. En glissant, les couches se seraient plissées (d'où un plissement plus tardif à l'Ouest). Le sillon alpin ne serait qu'une déchirure originelle atteignant le rebord oriental de la Chartreuse par élargissement dans les couches tendres du Lias. Sur la rive gauche du Grésivaudan, les marnes schisteuses du Lias ne montrent pas de traces des plis cartusiens : ceci peut s'expliquer par la théorie du plissement par gravité. L'érosion expliquerait plutôt l'élargissement de la dépression, et non sa formation : l'érosion fluvio-glaciaire a eu une influence majeure sur la morphologie actuelle, expliquant notamment la forme en auge de la vallée de l'Isère, mais elle n'en est pas la seule explication.

Le rebord de Chartreuse orientale est donc une zone complexe, influencé par la tectonique et l'histoire érosive, dont différentes hypothèses concernant son origine peuvent être avancées. C'est dans ce contexte que se situe le Mont Saint Eynard, à l'interface entre un massif sédimentaire plissé, organisé par les structures tectoniques, et une vaste dépression, influencée par les mouvements globaux des massifs cristallins et sédimentaires, et une érosion intense.

3.3 Le Mont Saint Eynard

3.3.1 Localisation géographique

Le Mont Saint Eynard (MSE) se situe au NE de l'agglomération Grenobloise. Il s'étend sur plusieurs communes, du SW au NE : Corenc, Meylan, Biviers, Saint Ismier. Pour chacune de ces communes, la limite Ouest se situe sur la crête de la falaise, et la limite Est se prolonge en général jusqu'à l'Isère (excepté pour Biviers, où le versant est partagé entre Biviers et Montbonnot-Saint-Martin). Elles s'étendent sur tout le versant, incluant la zone de falaise. Ces communes sont donc concernées par l'activité éboulement rocheux liée à la présence de la falaise du Mont Saint Eynard. Elles sont également traversées par plusieurs torrents descendant le versant depuis la falaise (Fig. 3.5).

Les sections suivantes présenteront la structure, la géologie et la morphologie du Mont Saint Eynard, ainsi que l'activité éboulement rocheux associée.

3.3.2 Structure globale

Le Mont Saint Eynard est une longue falaise massive, d'environ 7 km, dominant le Grésivaudan. Il constitue le rebord oriental du synclinal du Sappey, pli dissymétrique avec un flanc Ouest de pendage pouvant dépasser 40°E et un flanc Est plongeant doucement et régulièrement (voir coupe géologique de la Figure 3.7). Il est encadré par deux combes anticlinales, au niveau de la Vence au Sud-ouest (anticlinal de l'Écoutoux) et au niveau du

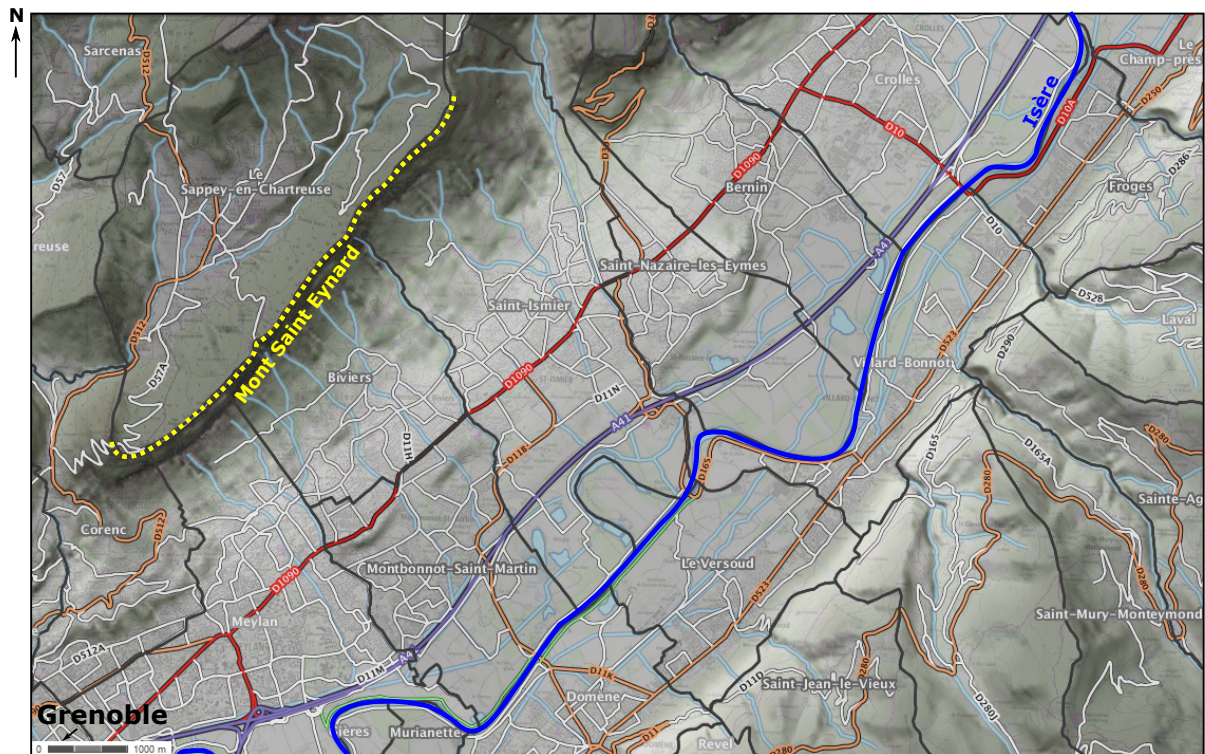


FIGURE 3.5 – Localisation du Mont Saint Eynard et des communes sur lesquelles il s'étend. Lignes noires : limites de communes. Lignes blanches, oranges et rouges : principaux axes routiers. Lignes bleues : principaux cours d'eau. Ligne jaune discontinue : crête du Mont Saint Eynard. (Données IGN, Géoportail).

Manival au Nord-est (anticlinal de Perquelin). A l'extrémité Sud du Mont Saint Eynard, l'orientation de la falaise tourne progressivement de l'Est vers le Sud : il s'agit de la zone de charnière, et l'on peut suivre dans le paysage la continuité de la couche de calcaires massifs du Titonique qui enchaîne avec l'anticlinal de l'Écoutoux. L'érosion de la Vence et des glaciers a mis en évidence cette zone de transition entre deux plis (ondulation bleue sur la Figure 3.6).

Les couches calcaires pendent de façon régulière vers le synclinal du Sappey, vers le Nord-Ouest. L'altitude moyenne de la falaise est d'environ 1300 m, le point culminant au Sud étant à 1359 m. En comparaison au plateau des Petites Roches qui prolonge la bordure de la Chartreuse plus au Nord, cette altitude est plus importante, et le Mont Saint Eynard présente également un recul plus important par rapport au Grésivaudan. Ces deux faits peuvent être liés : une altitude plus importante engendre une érosion plus intense et un recul plus marqué (Rolland, 1954). Cela pourrait s'expliquer par une surélévation structurale de la partie méridionale de la bordure Est de la Chartreuse, ou un abaissement de la partie Sud du synclinal Oriental dû à la faille de Bellefond. L'absence de calcaires Urgonien au Saint Eynard, et sa présence très limitée dans le synclinal du

CADRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU MONT SAINT EYNARD

Sappey (il ne reste plus qu'une dalle structurale urgonienne à Chamechaude) tend à le montrer également. Il a été vu dans la partie précédente que les plis cartusiens présentent une direction oblique par rapport au sillon sub-alpin, et cela est notamment visible au niveau du Mont Saint Eynard (Fig. 3.6). L'angle entre l'axe des plis et la falaise est de 30° , confirmant l'idée que la direction de la falaise n'est pas uniquement liée à sa position de bordure du synclinal du Sappey.

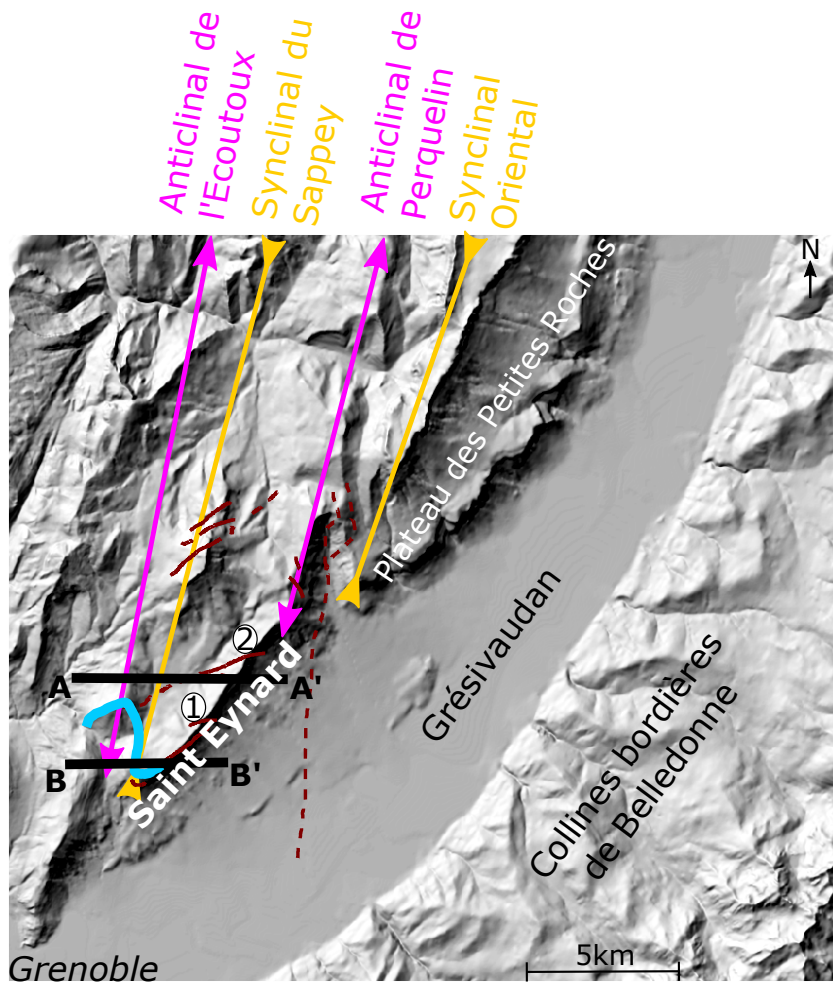


FIGURE 3.6 – Bordure orientale de la Chartreuse, localisation du Mont Saint Eynard, et structures alentours. Doubles flèches violettes : anticlinaux ; doubles flèches inversées jaunes : synclinaux ; lignes continues et discontinues bordeaux : failles ; ligne bleue claire : mise en évidence des zones de charnières au niveau de l'ouverture de la Vence. Les lignes noires AA' et BB' matérialisent les traits de coupes géologiques présentées en Figure 3.7.

La falaise est recoupée par quelques failles :

- Décrochements dextres subverticaux, de direction N60 (faille du ravin de l'Aiguille, faille du Pas de la Branche). Elles sont de même direction que les décrochements majeurs qui structurent le massif de la Chartreuse, mais d'envergure plus réduite.

- Failles inverses : la faille du Pas Guiguet, visible à la surface de la falaise uniquement dans la falaise supérieure. Une faille similaire est observable dans la falaise inférieure. Ces failles inverses, à regard Ouest (Gidon, 1966), sont considérées comme antérieures au plissement principal du massif, et témoignent d'une compression et d'un cisaillement à vergence Ouest.

On peut remarquer que la direction des failles principales (N60) est oblique à la direction globale de la falaise (et du Grésivaudan) et oblique à l'axe des plis. Elles témoignent bien d'une compression globalement E-O qui a affecté ce massif.

3.3.3 Stratigraphie et caractéristiques mécaniques

Les roches affleurantes au Mont Saint Eynard sont datées du Jurassique supérieur du type « dauphinois » (Rolland, 1954). Elles sont issues d'une sédimentation pélagique de faciès vaseux, de type cyclique calcaires/marnes, sauf la partie supérieure avec les calcaires du Tithonique présentant une évolution du dépôt consécutive à une diminution de la profondeur du bassin. Les formations rencontrées s'étendent de l'Oxfordien supérieur, dans la pente sous-jacente à la falaise, au Tithonique, au sommet de la falaise. La Figure 3.7 présente une coupe géologique du Mont Saint Eynard, associée à une colonne stratigraphique focalisée sur les formations concernées. Les informations concernant les différentes lithologies sont données dans le tableau et localisées sur la photographie. Les paramètres mécaniques déterminés pour ces formations sont donnés dans le Tableau 3.1. Ces formations ont été caractérisées d'un point de vue géotechnique lors de la phase d'étude pour le tracé Nord de la rocade de la ville de Grenoble. Les auteurs du rapport concluent que les calcaires du Tithonique, Kimméridgien supérieur et Séquanien sont, en première approche, géotechniquement semblables. On constate que le Séquanien et le Tithonique - Kimméridgien supérieur ont des résistances à la compression simple proches (catégorie R2 : de l'ordre d'une centaine de MPa). Cependant, le Séquanien présente des bancs calcaires bien plus fins que le Tithonique.

Formation	Epaisseur des bancs	Densité de fracturation	Résistance	Perméabilité	Altérabilité	RMR
Tithonique	1 à plusieurs m	RQD1 à 2	R2	K3	nulle	90
Kimméridgien supérieur	10 cm à 1 m	RQD1 à 2	R2	K3	nulle	90
Kimméridgien inférieur	10 à 20 cm	RQD2 à 3	R3	K1 à K2	faible	60
Séquanien	10 à 60 cm	RQD2 à 3	R2	K3	très faible à nulle	70
Oxfordien supérieur	5 à 50 cm	RQD3 à 5	R3 à R4	K1 à K2	faible à moyenne	60

TABLE 3.1 – Récapitulatif des données géotechniques pour les calcaires concernés par le site d'étude. La caractérisation géotechnique utilise les symboles de la classification AFTES (MELTT, Ministère de l'Equipement, du Logement, des Transports et du Tourisme, 1997).

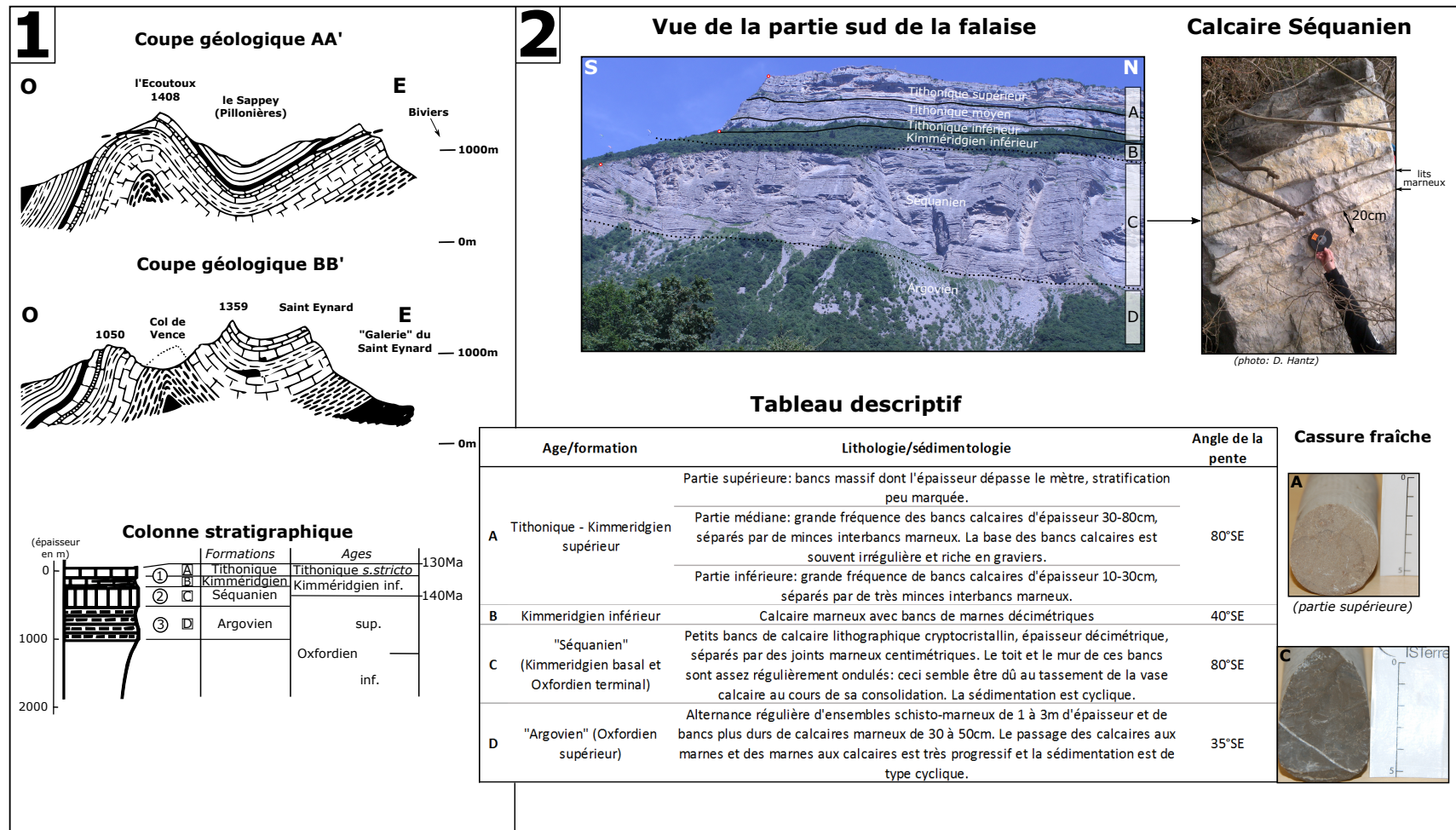


FIGURE 3.7 – 1 : Coupes géologiques du Mont Saint Eynard (Barfety *et al.*, 2000) et colonne stratigraphique des formations en présence. 2 : Photo de la partie Sud du Mont Saint Eynard et distinction des unités lithologiques. Les traits en pointillés sont les limites non clairement définies car la transition est progressive. Tableau descriptif à partir d'informations de terrain, et issues de Freydoz *et al.* (1974) et MELTT, Ministère de l'Équipement, du Logement, des Transports et du Tourisme (1997).

3.3.4 Morphologie globale

La morphologie globale du Mont Saint Eynard dépend de plusieurs éléments, qui permettent de l'expliquer par le biais de plusieurs hypothèses.

3.3.4.1 Influence de la lithologie

Le Mont Saint Eynard est en fait une longue falaise dédoublée : les formations calcaires résistantes que sont le Tithonique et le Séquanien constituent les falaises calcaires abruptes, et le Kimméridgien plus marneux entre les deux constitue la vire boisée de pente plus réduite. Le Mont Saint Eynard serait alors considéré comme un relief de type cuesta : la différence de résistance des formations (voir tableau de la Figure 3.7) conditionne les pentes, mise en évidence par divers processus érosifs.

3.3.4.2 Influence de la structure

Le Mont Saint Eynard est la partie orientale du synclinal du Sappey, et de ce fait le pendage de ses strates est vers l'Ouest, avec des valeurs aux alentours de 40°W . Il s'agit d'une falaise anaclinale, qui favorise les pentes raides dans des formations résistantes, avec notamment des situations de surplomb.

Sa direction globale est semblable à celle du Grésivaudan, et semble plutôt liée à la formation de celui-ci plutôt qu'à la structure seule de la Chartreuse. L'angle entre l'axe du synclinal du Sappey et la direction de la falaise est d'environ 30° . Cet angle peut être en partie expliqué par le fait que l'axe du synclinal plonge vers le Nord.

La vire kimmeridgienne disparaît dans les zones des failles décrochantes de l'Aiguille et du Pas de la Branche : à ces intersections entre les failles et la falaise, la falaise est unique, verticale, et montre les formations du Séquanien au Tithonique en intégralité. Ces zones de « cassures » de grande envergure modifient localement la pente moyenne de la falaise, qui devient de ce fait beaucoup plus verticale, modifiant probablement les processus érosifs qui tendent à atteindre une pente d'équilibre. Elles peuvent être des zones préférentielles pour des mouvements de grande ampleur, qui modifient la falaise et la pente sous-jacente de façon brutale. Pour exemple, sous le Pas de la Branche (à l'intersection entre la falaise et la faille du même nom) subsistent des dépôts qui sont attribués à un éboulement massif (gros blocs au lieu-dit « Pierre Grosse » sur la commune de Saint Ismier), et que l'on retrouve à plusieurs centaines de mètres de la falaise dans la vallée. Les dépôts sont suffisamment conséquents pour masquer localement la falaise et permettre de monter à pied sur la crête.

3.3.4.3 Influence de l'histoire glaciaire

Le Mont Saint Eynard est un relief à l'interface entre la vallée de l'Isère (le Grésivaudan) et le massif de la Chartreuse. Il occupait une place privilégiée lors des dernières glaciations, qui ont pu avoir une influence sur sa morphologie.

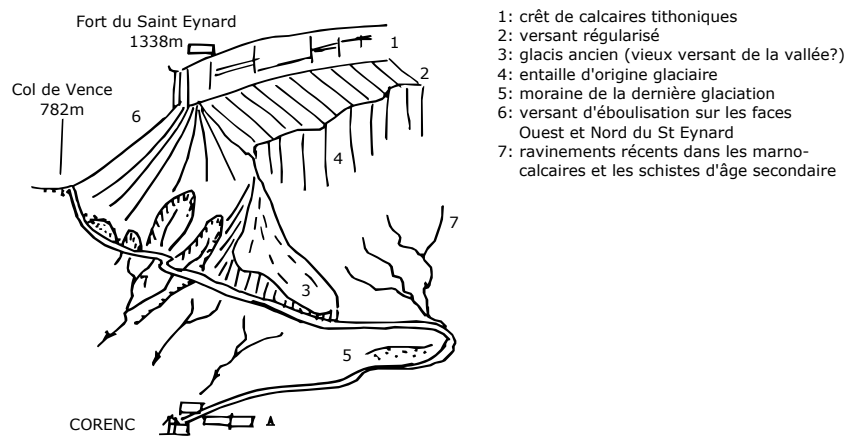


FIGURE 3.8 – Croquis du Mont Saint Eynard vu depuis Corenc, adapté d’après Chardon (1987).

L’altitude des glaciers a pu être estimée par la formule de Nye-Lliboutry pour le cas des glaciers ayant circulé dans le Grésivaudan. Beaudevin (2015) considère le Mont Saint Eynard comme une épaule glaciaire et sa morphologie actuelle comme étant due à l’action des glaciers. Lors de la glaciation du Riss (-240 à -180 000 ans), l’altitude du glacier le long du Mont Saint Eynard a été estimée entre 1370 (au sud) et 1410 m, soit un peu moins d’une centaine de mètres au-dessus de la ligne de crête actuelle. Une hypothèse peut expliquer l’origine de la falaise tithonique : des circulations d’eau glaciaires, souvent situées 100-150 m sous la surface du glacier ont pu éroder les roches tithoniques et séquaniennes, faisant reculer la falaise. Lors de la glaciation du Würm (-180 à -10 000 ans), la surface du glacier était moins haute, et culminait dans le Grésivaudan de 1170 à 1190 m d’altitude, soit au pied de la falaise tithonique. Les circulations d’eau glaciaire se trouvaient alors au niveau du Kimméridgien plus marneux, l’érodant sous forme d’une pente plus douce, et faisant reculer la barre tithonique par éboulements, dont les produits ont probablement été remaniés par le glacier. Chardon (1987) considère la falaise séquanienne comme une entaille d’origine glaciaire, due au passage d’un (des ?) glacier(s) qui aurait raboté et mis cette formation à l’affleurement, lui permettant ensuite d’évoluer par ébouilisation et éboulements (Fig. 3.8). La décompression post-glaciaire peut être à l’origine de la déstabilisation du versant, et notamment la falaise inférieure qui est déglacée depuis moins longtemps et dont l’activité est fortement liée à sa structure (Chapitre 4 et 5).

3.3.4.4 Réseau hydrographique

De nombreux torrents, souvent intermittents, descendent du Mont Saint Eynard dans les pentes sous-jacentes. 8 torrents principaux ont été mis en évidence sur la Figure 3.9, et ont notamment fait l’objet d’aménagements de leur lit pour ralentir les écoulements violents.

CADRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU MONT SAINT EYNARD

Ils ont la particularité de débiter au pied de la falaise inférieure. Cette falaise étant très active en termes de chutes de blocs, cela constitue une réserve importante d'éboulis rocheux pouvant être mobilisés sous forme de laves torrentielles. Les talus d'éboulis sont composés par des fragments rocheux anguleux emballés dans une matrice fine, et dont la granulométrie peut augmenter à l'aval (Gros-Bonnivard, 2004). Ils s'agit de dépôts d'éboulis, mais également de dépôts glaciaires (à partir de 600 m, Berger, 2011). La superficie des zones d'éboulis au pied du Mont Saint Eynard est importante et rend donc ces torrents dangereux.

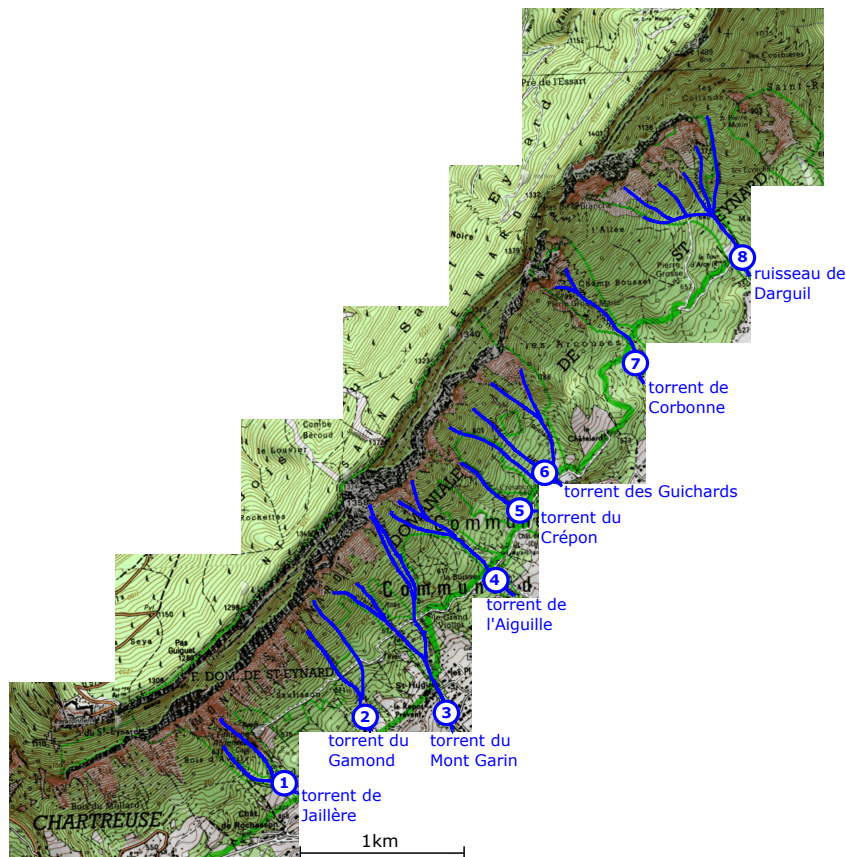


FIGURE 3.9 – Carte topographique IGN du Mont Saint Eynard, et localisation et dénomination des principaux torrents (carte IGN/ Géoportail).

Ces torrents ont été caractérisés par Gros-Bonnivard (2004) comme étant de type 1 : cela concerne les torrents avec un cône très important, et un taux d'urbanisation très élevé. Ces torrents sont importants à considérer pour la dynamique de la falaise. En effet, si l'on considère par exemple le torrent de Jaillière, la pente du cours d'eau principal est plus faible que la pente du bassin versant (essentiellement la falaise), impliquant la présence d'une intense érosion dans le but d'atteindre un profil d'équilibre (Gros-Bonnivard, 2004). L'érosion en pied de falaise est un processus qui peut contrôler la stabilité des roches sus-jacentes.

On peut noter également que certains torrents ont des apports en eau qui proviennent de la vire (zone contributive), comme par exemple le torrent de Jaillère, alimenté de façon intermittente par un ruissellement qui laisse des traces sur la falaise (Fig. 3.10).



FIGURE 3.10 – Photographie de la paroi inférieure du Mont Saint Eynard montrant une trace d’écoulement au-dessus du torrent de la Jaillère (20/04/2015). On peut y voir une cicatrice d’un éboulement de 100 m³ survenu le 18 janvier 2015.

On peut noter que les formations calcaires du Tithonique, et dans une moindre mesure le Séquanien, sont sujet à la karstification (Julian, 1967), et présentent des conduits avec des circulations d’eau souterraines, qui peuvent avoir une influence sur le comportement hydrologique du massif.

3.4 Eboulements et chutes de blocs au Mont Saint Eynard

Les processus d’ébouilisation faisant évoluer la falaise sont des phénomènes qui peuvent présenter un risque dans les zones urbanisées par exemple. C’est le cas du Mont Saint Eynard qui domine plusieurs communes. En témoigne par exemple la présence d’un merlon pare-bloc au bord de la D512 qui monte au Sappey en Chartreuse (Fig. 3.5)

La presse locale relate souvent les chutes de blocs et éboulements, notamment lorsque ceux-ci ont un impact sur les infrastructures. Les services de Restauration des Terrains en Montagne (RTM, branche de l’Office National des Forêts) les recensent également depuis plusieurs années et les complètent avec un travail d’archives (BD RTM disponible en ligne sur <http://rtm-onf.ifn.fr/>).

Pour les communes dominées par le Saint Eynard, plus d'une vingtaine d'éboulements ou chutes de blocs sont mentionnés dans cette base de données. Les renseignements disponibles sur ces évènements sont variables : la date n'est pas toujours connue précisément, le volume est en général estimé à vue d'oeil ou par la mesure de blocs accessibles. Cette base de données ne permet donc pas d'étudier en profondeur les processus d'éboulements se produisant sur cette paroi : il manque des informations quantitatives (telles que le volume par exemple), et l'état initial avant éboulement n'est pas toujours connu, de même que l'origine souvent incertaine car de nombreuses cicatrices subsistent sur la paroi. Cette base de données n'est pas exhaustive, dans la mesure où toutes les chutes se produisant ne sont pas recensées. L'essentiel des évènements fournis sont de volume important (supérieur à plusieurs m³), et la plupart du temps lorsqu'il y a eu des dégâts sur des routes ou infrastructures. On peut alors se demander si les éboulements se produisant sont toujours de volume important ou si tout simplement les plus petits ne sont pas remarqués.

Elle reste cependant informative et montre que le risque éboulement rocheux dans le versant n'est pas nul. Pour exemple, au lieu dit "la Pierre de la Bergère" à Biviers, la tradition orale raconte qu'une bergère aurait été écrasée par un bloc au XIX^{me} siècle. De nombreux lieux-dits attestent de la présence de gros blocs (lieu-dit Pierre Grosse à Saint Ismier) dans le versant, témoignage de l'activité de la falaise. Ces blocs se trouvent encore maintenant proches des habitations, montrant qu'à tout instant un bloc similaire peut atteindre cette distance...

Nous avons donc décidé de nous constituer notre propre base de données, présentée dans le Chapitre 5. Lors de notre période d'observation, de nombreuses petites chutes de blocs se sont produites, mais également des éboulements plus importants, dont un évènement important, également recensé dans la base de données RTM.

Cet évènement s'est produit le 8 février 2014, et des blocs supérieurs au m³ ont dévalé la pente et se sont arrêtés sur des chemins, en dévastant une petite partie de la forêt sous jacente. La reconstitution 3D de cet évènement a permis d'estimer son volume total à 1550 m³. La Figure 3.11 montre une photo de la zone de chute avant et après l'éboulement, mettant en évidence un cône d'éboulis caractéristique, et le haut de la forêt avec des arbres détruits. La comparaison diachronique des photos permet de bien voir le compartiment éboulé, précisé ensuite par la reconstitution 3D (Fig. 3.11).

Etudier des bases de données d'éboulements rocheux les plus précises et exhaustives possibles permet de mieux quantifier l'aléa et le risque, et également de comprendre les processus dominants : c'est l'objectif principal de ce travail de thèse.

3.5 Conclusion

Le Mont Saint Eynard appartient à la partie orientale du massif de la Chartreuse, dominée par un relief de falaises calcaires massives et de pentes marneuses, résultant de la succession de plis et failles. Il domine le sillon alpin, dont l'origine peut être discutée mais est liée en partie à l'histoire tectonique des chaînes externes sédimentaires

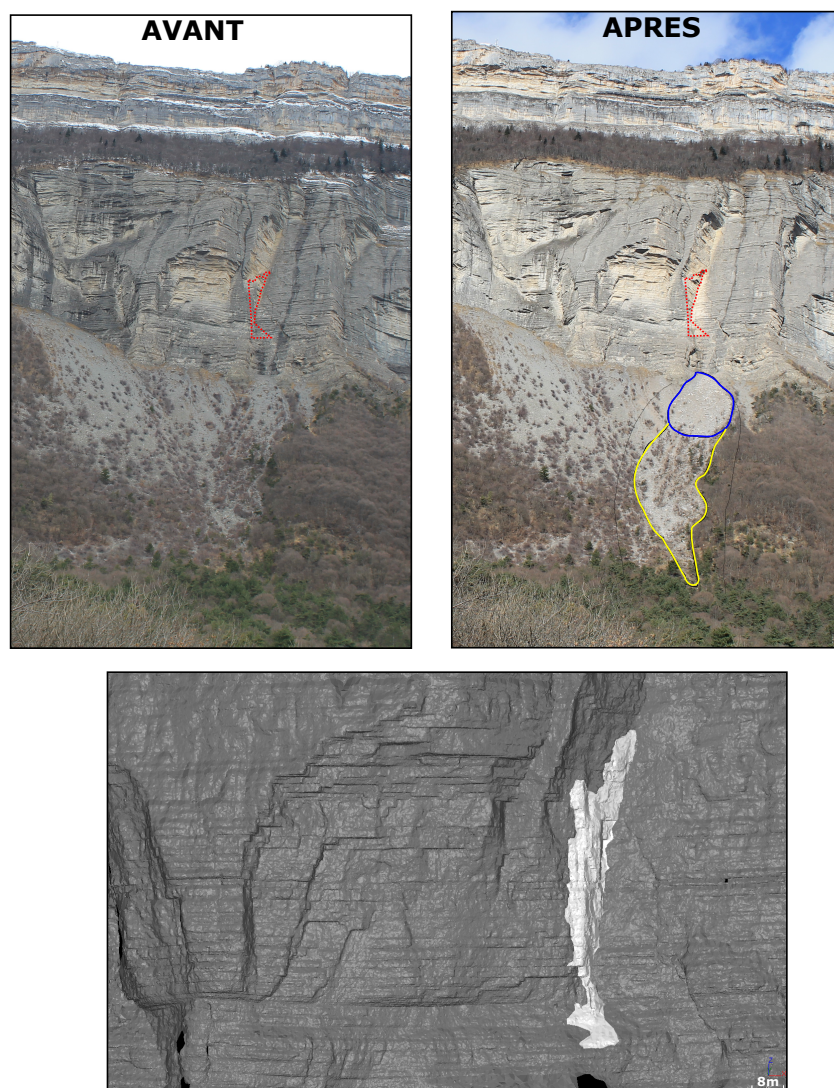


FIGURE 3.11 – Photographie de la paroi inférieure du Mont Saint Eynard avant et après l'éboulement du 8 février 2014. Ligne rouge pointillée : extension de la cicatrice. Ligne continue bleue : cône d'éboulis. Ligne continue jaune : zone avec traces de blocs et végétation détruites. Certains blocs se sont propagés encore plus en aval dans la forêt mais ne sont pas visibles sur la photo. En bas : modélisation 3D du compartiment (en blanc) sous 3DReshaper.

et cristallines. Sa morphologie est héritée de processus tectoniques et érosifs. Ses parois rocheuses évoluent par éboulements, et ses versants marneux par écoulements torrentiels. Les agents climatiques ont donc une action non négligeable sur l'évolution de cette paroi rocheuse, qui constitue donc un terrain privilégié pour l'étude des facteurs conditionnant le déclenchement des éboulements rocheux.

Deuxième partie

Analyse morphostructurale et recul de falaise

Chapitre 4

Analyse morphostructurale des falaises

Ce chapitre vise à caractériser la morphologie de la surface de falaise du Mont Saint Eynard, en lien avec les caractéristiques structurales globales (Chapitre 3). Ce travail s'appuie sur des données de cartographie, photographies, terrain, et d'un scan laser aérien en complément des données de scanner laser terrestre. Il vise à déterminer précisément les caractéristiques morphologiques de la falaise, et notamment les différences notables entre les deux falaises (supérieure et inférieure), qui seront mis en relation avec les caractéristiques des éboulements dans le Chapitre 5.

4.1 Morphologie générale de la falaise

4.1.1 Informations structurales

4.1.1.1 Données

La surface de la falaise a été caractérisée à l'aide de plusieurs nuages de points acquis par scanner laser. Plusieurs nuages ont été utilisés, issus de différentes acquisitions :

- Scanner laser aérien complet de la falaise (encadré jaune sur la Figure 4.1), effectué en 2011 et fourni par l'atelier « morphologie des falaises » de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble.
- Scanner laser terrestre pour deux zones (encadré rouge sur la Figure 4.1) : une zone au Sud suivie annuellement depuis 2009, et la zone du décrochement du Pas de l'Aiguille ponctuellement en 2013 et 2014.

4.1.1.2 Analyse structurale

A partir des nuages de points obtenus par les scans laser, le logiciel Coltop3D (Jaboyedoff *et al.*, 2009) a été utilisé pour déterminer les principales familles de discontinuités

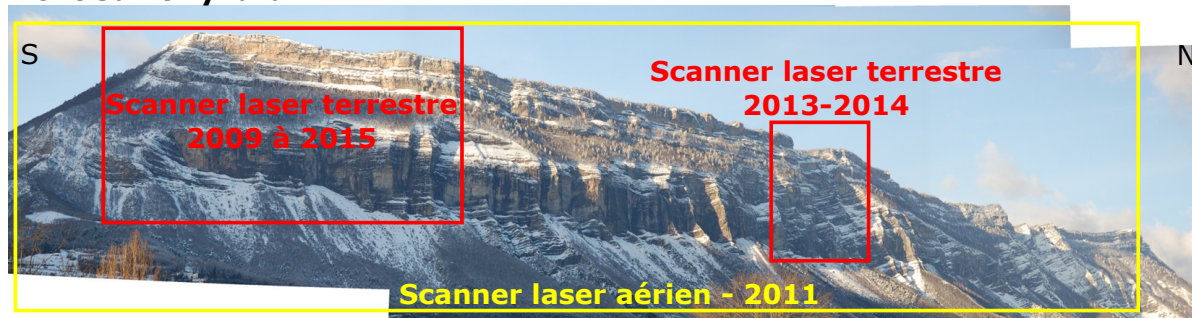
Mont Saint Eynard

FIGURE 4.1 – Localisation des zones de scanner laser sur la falaise du Mont Saint Eynard.

du massif, et leurs orientations (présenté au Chapitre 1). Les points sont colorés suivant leur direction, qui est représenté par la couleur, et leur pendage, qui est représenté par la saturation de la couleur (très marquée pour les plans verticaux ou proche du blanc pour les plans horizontaux). Le logiciel permet de sélectionner des zones précises correspondant à une ou des discontinuités caractéristiques d'une famille (plan de stratification par exemple). Les points sélectionnés sont représentés en projection stéréographique et les valeurs des dip et dip directions des points sont données. Il est possible de les exporter, et d'en faire par exemple une analyse statistique par contourage à l'aide de logiciels tels que Stereonet (Cardozo et Allmendinger, 2013) ou STEM (A. Pêcher, ISterre). Cependant, les nuages de points contenant un très grand nombre de points, seules certaines parties ont été sélectionnées.

L'analyse structurale a été réalisée dans un premier temps sur les nuages de points obtenus par scanner laser terrestre, car la résolution est meilleure, et la surface de la falaise est très détaillée par rapport au scanner laser aérien, notamment dans les zones de surplomb qui sont souvent masquées lors de l'acquisition en hélicoptère. Cette analyse a été confrontée aux nuages de points obtenus par le scanner laser aérien. Les nuages de points correspondant aux différentes familles identifiées sont présentés sur la Figure 4.2.

Les principales familles de discontinuités identifiées le long de la falaise inférieure, à partir des scans terrestres mais aussi sur le terrain, sont représentées sur la Figure 4.3. L'orientation des plans de stratification varie autour de l'axe du synclinal. Dans la zone du décrochement du Pas de l'Aiguille (point 3), ils sont quasiment parallèles à l'axe du synclinal (direction N10) et pendent vers l'Ouest. Près de la charnière du pli, au Sud de la falaise (point 2), leur pendage est vers le Nord. A l'Ouest de la charnière, leur pendage change rapidement vers l'Est, et présente un pendage légèrement plus fort. Ceci est dû à l'assymétrie du synclinal du Sappey, avec un flanc Ouest de pendage plus fort (voir coupe géologique au Chapitre 3).

Deux familles de fractures subverticales sont récurrentes : la famille F2, de direction globale N90, est cohérente avec les directions de compression rencontrées dans la région. La famille F3, de direction globale N60, correspond à la direction d'importants décroche-

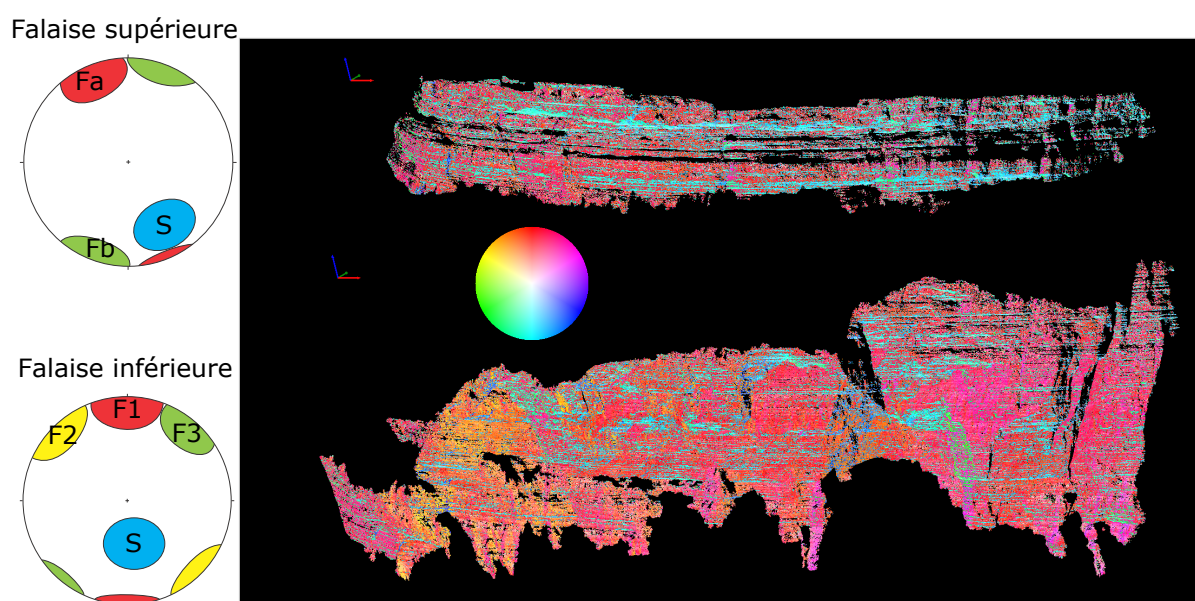


FIGURE 4.2 – Extraits des nuages de points traités sous Coltop3D. Chaque point est coloré selon ses dip et dip direction, selon le stéréogramme coloré présenté au milieu. A gauche : représentation des principales familles de discontinuités après analyse, pour la falaise supérieure (en haut) et la falaise inférieure (en bas). Les ellipses représentent la variabilité des pôles des plans d’une même famille

ments dextres du Massif de la Chartreuse (Gidon, 1990), dont le décrochement du Pas de l’Aiguille (Fig. 4.3). Les autres familles de discontinuités sont mineures. La famille F4, de direction globale N150, correspond à la famille conjuguée de la famille F3, et la famille F5, de direction globale N0, correspond à la famille conjuguée de F2, et est plus visible au Pas de L’Aiguille et vers le Nord de la falaise. Ces familles de discontinuités trouvent donc leur origine dans l’histoire tectonique du Massif de la Chartreuse.

La morphologie globale de la falaise inférieure présente des rentrants et des éperons, créés par de grandes fractures qui découpent la falaise à large échelle. Ceci est visible en observant directement la falaise, ou sur des coupes horizontales, montrant un profil en dent de scie. L’analyse structurale à partir du LiDAR aérien a confirmé ces observations, et a permis de déterminer deux principales familles découpant la falaise, excepté localement dans les zones de failles décrochantes (Pas de l’Aiguille et Pas de la Branche). Ces deux familles de discontinuités évoluent en allant du SW au NE de la falaise. La direction de la falaise à l’échelle de quelques centaines de mètres de longueur évolue également tout au long de la falaise, et devient plus proche de la direction de l’axe du synclinal. La famille F5 se remarque vers le Nord après le Ravin de l’Aiguille.

Les familles de discontinuités découpant la falaise supérieure sont quant à elles différentes (Fig. 4.2), et sont moins évidentes à caractériser. Les forts surplombs mettent bien en évidence la stratigraphie, par exemple à la limite Tithonique moyen/ supérieur,

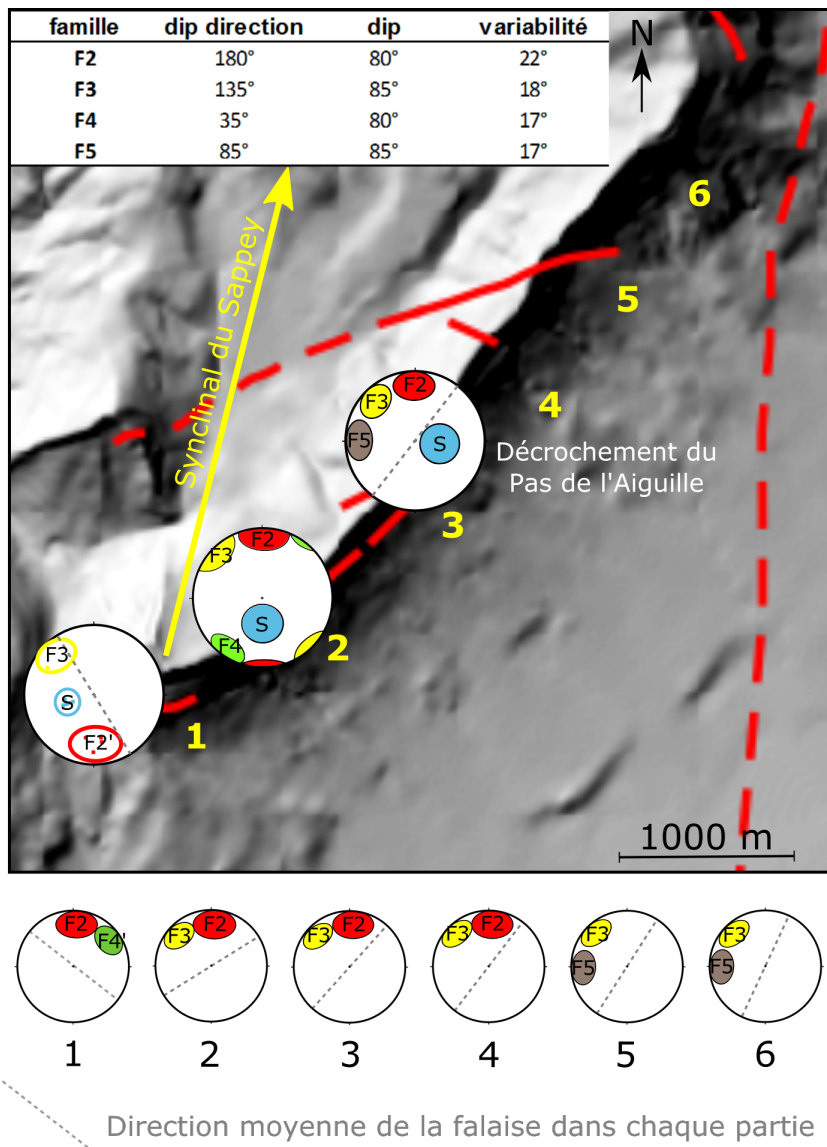


FIGURE 4.3 – Familles de discontinuités recoupant la falaise inférieure du Mont Saint Eynard. Ellipses vides : mesures de terrain, ellipses pleines : scans laser. En bas, évolution des familles de fractures formant les éperons et rentrants le long de la falaise.

où les bancs deviennent très massifs. Les plans de stratification déterminés au niveau du Fort du Saint Eynard (sommet de la falaise) montrent un pendage fort vers le Nord, de l'ordre de 60°. Cela peut sembler surprenant alors qu'il est plutôt de 35-40° pour la falaise inférieure. On peut supposer que les strates sont plus pentées vers le centre du synclinal, comme cela peut se voir pour les anticlinaux de Chartreuse qui présentent des pincements des strates au niveau de leur axe. Des fractures ont été mesurées en paroi, de direction correspondant à la famille Fa, subverticales. Bien que nous soyons dans un contexte tectonique similaire, il semble que la fracturation soit différente pour les deux

falaises superposées. Seules deux familles ont été caractérisées. La famille Fa a une direction globale N70, tandis que la direction Fb a plutôt une direction N110. Elles restent toutefois proches des familles F3 et F2 de la falaise inférieure.

4.1.2 Lignes de crête de falaise

Les lignes de crête des falaises sont un témoin de l'évolution de celles-ci. Elles ont été caractérisées dans le plan horizontal à l'aide d'une carte topographique et du scan laser aérien de la falaise totale. Le suivi de crête de falaise peut être utilisé pour déterminer leur recul au cours du temps, basé par exemple sur d'anciennes photos aériennes, comme cela peut se faire pour les côtes à falaises crayeuses de Normandie où le recul est bien visible au cours des décennies (Letortu, 2013), mais dans les falaises subalpines, la vitesse de recul est trop faible pour être perceptible en comparant des photos sur un siècle. C'est pourquoi nous étudierons simplement leur tracé.

La falaise supérieure montre une ligne de crête plutôt linéaire, régulière, en considérant sa projection sur un plan horizontal ou vertical face à la falaise. Seule une inflexion plus importante se remarque au niveau de l'intersection entre la falaise et le décrochement du Pas de l'Aiguille. La falaise inférieure, quant à elle, présente une ligne de crête beaucoup plus irrégulière tant horizontalement que verticalement. Les aspérités sont globalement contenues dans une bande de 80 m de large, contre une trentaine de mètres maximum pour la falaise supérieure. Sachant que la falaise a reculé de plusieurs km depuis le début de son érosion au Miocène (Arnaud, 1979), cela montre qu'elle recule de manière homogène à une échelle de temps géologique. Comme montré précédemment, la surface de la falaise est découpée par deux principales familles de fractures créant des rentrants et éperons, qui sont à l'origine de cette irrégularité.

La transition entre les calcaires lités du Séquanien et les marno-calcaires du Kimméridgien inférieur est progressive, avec une augmentation des marnes entre les calcaires, mais la nature et résistance des calcaires change très peu. La ligne de crête de la falaise inférieure ne suit pas la limite Séquanien/Kimméridgien (Fig. 4.5), puisqu'une partie de Kimméridgien affleure là à certains endroits où la falaise est ouverte très haute. Il semblerait que cette ligne de crête soit plus sensible à l'érosion ou la structure qu'au changement de lithologie.

Si l'on considère la ligne de crête et la ligne de pied de falaise, de vue face à la falaise, il y a également une différence entre la falaise supérieure, avec des lignes très régulières, et la falaise inférieure montrant plus d'irrégularités. La ligne de pied de falaise montre des pics descendants : dans les ravines très creusées, l'érosion a ouvert la falaise jusqu'au fond de la ravine, souvent sur une seule rive. On peut facilement y voir les bancs calcaires, et les marnes en proportion plus importante, de couleur sombre, par exemple dans la ravine du torrent de la Jaillère (Fig. 4.6). A ces endroits, il n'y a pas de tablier d'éboulis stable : les blocs se propagent principalement dans le talweg prononcé, qui est régulièrement épuré par des laves torrentielles. En replaçant les départs des principaux torrents cartographiés, nous pouvons bien remarquer que ces ouvertures de falaise dans

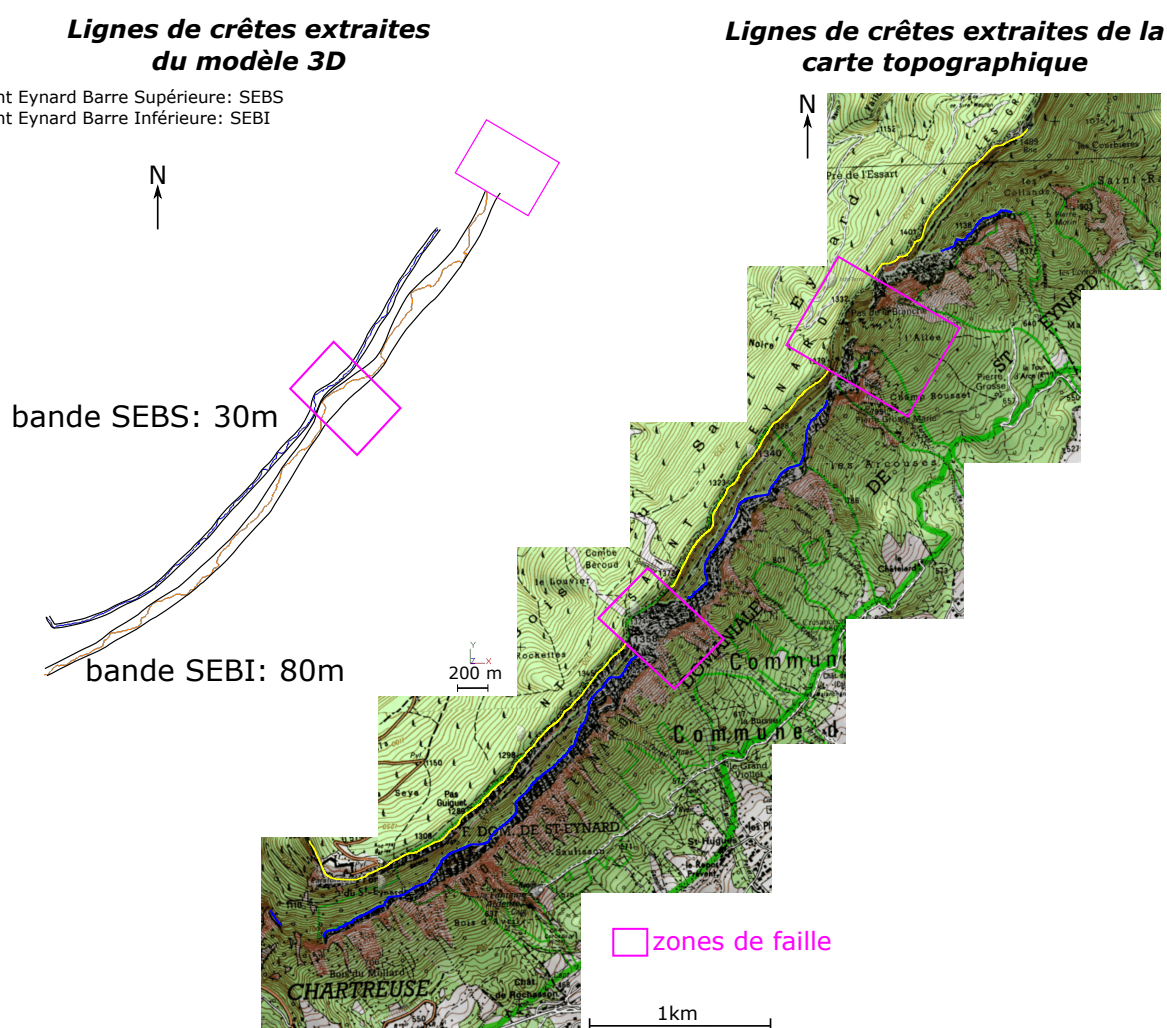


FIGURE 4.4 – Lignes de crêtes extraites du modèle 3D (et projetées horizontalement), et extraites de la carte topographique. Dans les zones de décrochements (Pas de l'Aiguille au milieu de la falaise, Pas de la Branche au Nord de la falaise, encadrées en mauve), ces lignes se rejoignent.

les ravines sont le départ de certains torrents. Les autres torrents prennent leur départ là où la falaise est la plus reculée et le pied de falaise le plus haut en altitude. L'alimentation des torrents se fait principalement par le ruissellement venant des pentes sus-jacentes à la falaise. L'action érosive des écoulements alimentant le torrent semble favoriser le recul de la falaise, par érosion des formations sous-jacentes. La morphologie en dents de scie de la falaise due à la fracturation à petite échelle (grande dimension), est accentuée par le ravinement des torrents. On peut noter également qu'aux endroits où la ligne de crête de la falaise inférieure est la plus haute (et donc la plus reculée), des écoulements depuis la vire boisée peuvent se voir, grâce aux trainées blanches laissées sur le calcaire. On

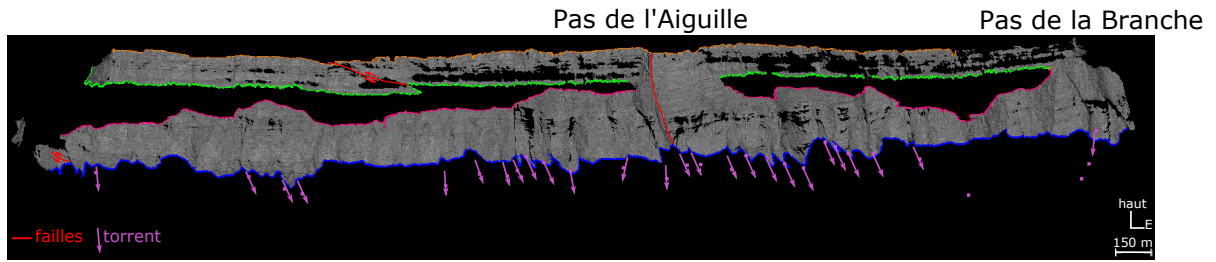


FIGURE 4.5 – Maillage obtenu à partir des nuages de points du scanner laser aérien. Ligne bleue : ligne de pied de la falaise inférieure ; ligne rose : ligne de crête de la falaise inférieure ; ligne verte : ligne de pied de falaise de la falaise supérieure ; ligne orange : ligne de crête de la falaise supérieure.

peut donc penser qu'ils sont la cause du recul plus important de la falaise. Cela met en évidence un impact non négligeable des torrents sur l'érosion des parois de la falaise inférieure.

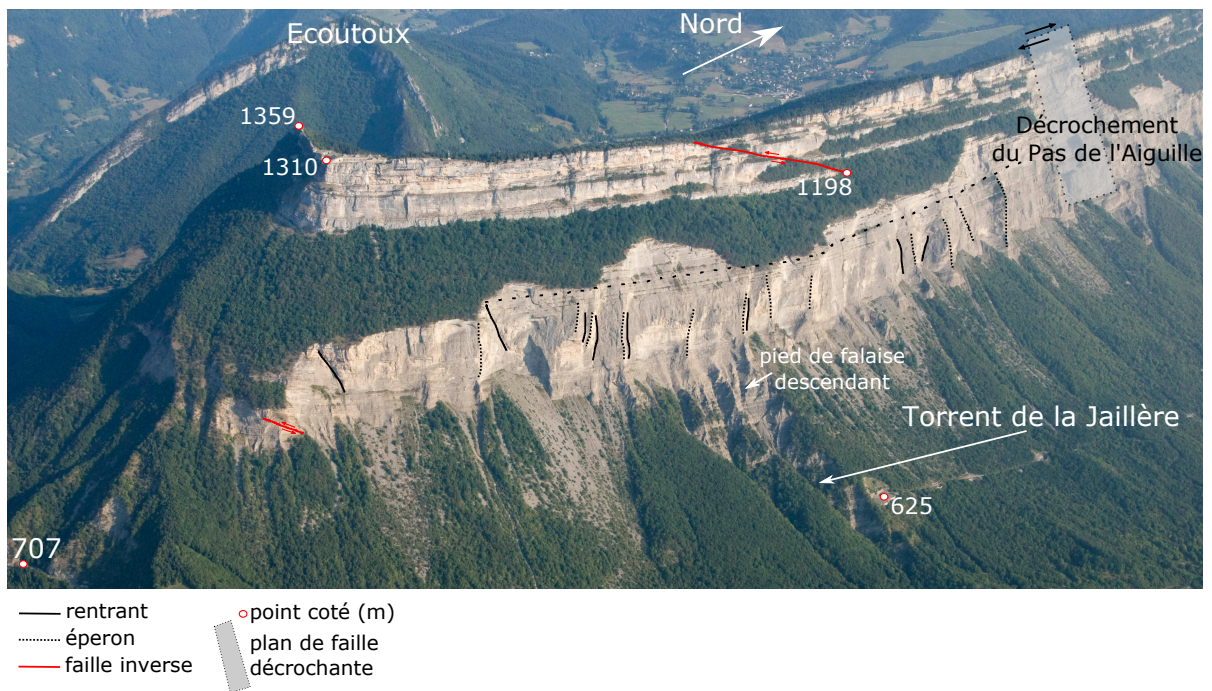


FIGURE 4.6 – Photographie aérienne du Mont Saint Eynard, vu depuis le Sud Est. Le ravinement est prononcé sous la falaise inférieure, tandis qu'il n'est pas visible sur la vire boisée sous la falaise supérieure. La ligne en pointillés espacés le long de la falaise indique l'altitude à laquelle s'estompent globalement les éperons (photo : Institut des Risques Majeurs/S. Gominet).

La falaise supérieure, quant à elle, montre des lignes de pied et crête de falaise régulières, excepté un décalage dû à la faille inverse du Pas Guiguet. La hauteur de falaise est visiblement constante sur toute la longueur, bien qu'elle soit plus propice aux vires boisées et qu'à certains endroits il n'est pas possible de voir directement la paroi de la falaise. Le pied de falaise n'est pas soumis à du ravinement. On peut envisager plusieurs explications : le Kimmeridgien inférieur résiste mieux à l'érosion que l'Oxfordien, l'impluvium est plus faible, le Tithonique est très perméable (karst) et le pendage est vers l'ouest, il n'y a pas de grands dièdres qui concentrent l'écoulement. Elle semble bénéficier d'une situation de « protection » de la part de la falaise inférieure, qui est plus proche de la vallée et donc plus soumise à l'érosion torrentielle et fluviale.

4.2 Morphologie détaillée de la falaise

4.2.1 Profils horizontaux

Des profils horizontaux de la falaise ont été réalisés à différentes altitudes pour la falaise inférieure, et une seule a pu être réalisée pour la falaise supérieure, qui montre de nombreuses zones de végétation ne permettant pas de faire une coupe continue tout au long de la falaise. Ces profils sont sub-horizontaux, car ils sont parallèles au pied de falaise, dont la ligne est légèrement pentée vers le Sud. Ceci a permis d'avoir un plus long profil de falaise.

Ces coupes permettent de mettre en évidence de façon plus précise cette morphologie en dents de scie, avec rentrants et éperons découpés par les familles principales de fractures déterminées pour cette falaise (Fig.4.7). Les distances moyennes entre les fractures définissant les grands dièdres ont pu être déterminées, et montrent une différence entre les familles de fractures. La famille F3 présente un espacement inférieur à 100 m, alors que les familles F2 et F4 sont espacées en moyenne de 133 m et 278 m. Notons que ces espacements ne prennent pas forcément en compte toutes les fractures d'une famille, mais seulement celles qui ont été utilisées par l'érosion. Nous pouvons observer que la surface de falaise est moins influencée par les grandes familles de fractures lorsque l'altitude augmente (de A vers D). Cela montre une extension limitée de ces grandes fractures, qui s'estompent en montant dans la série jurassique, s'enracinant probablement dans des niveaux plus marneux du Kimméridgien inférieur. Nous pouvons d'ailleurs observer sur la Figure 4.6 que la limite des éperons correspond grossièrement à la limite avec le Kimméridgien, bien que celle-ci soit difficilement caractérisable de façon précise car les faciès des bancs calcaires sont très proches de ceux du Séquanien. Si cette morphologie est plus marquée dans les altitudes basses, cela met en évidence une fois de plus l'effet du ravinement sur l'expression de ces fractures dans la morphologie de la falaise.

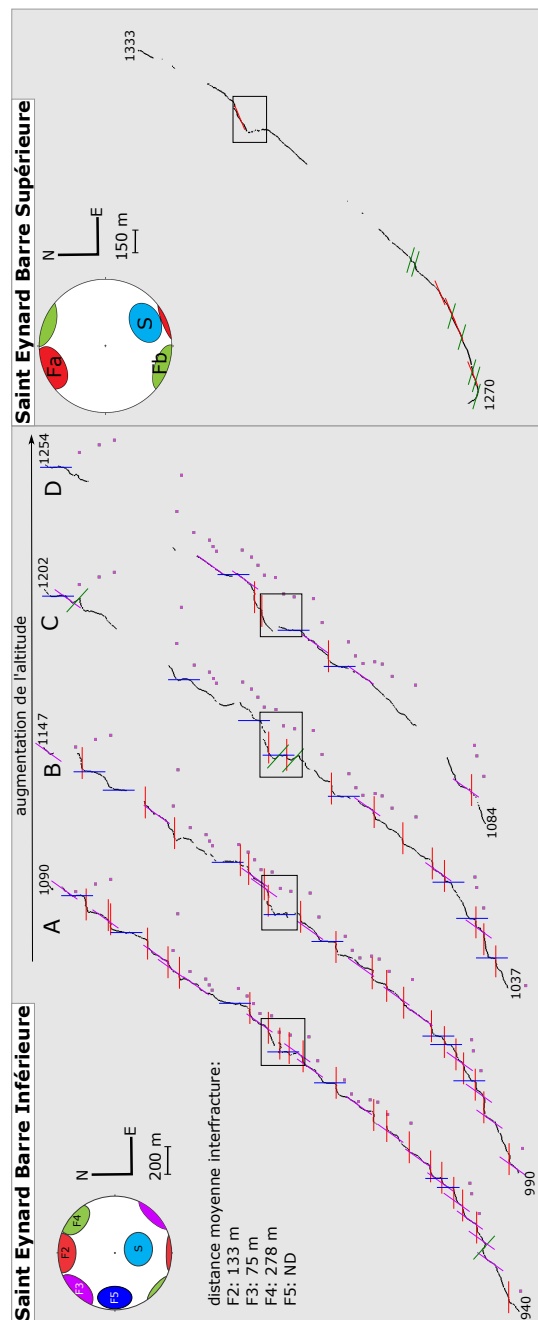


FIGURE 4.7 – Coupes horizontales des falaises inférieure et supérieure du Saint Eynard. Les familles de fractures sont caractérisées sur la surface de falaise. Les altitudes des extrémités des coupes sont données. Encadré noir : zone du décrochement du Pas de l'Aiguille. Points mauves : torrents. La couleur de la famille F5 a été changée en bleu foncé et F2 en mauve pour une meilleure visibilité.

4.2.2 Profils verticaux

Le profil des falaises est contrôlé par le taux d'érosion (i.e. les éboulements) et la lithologie, avec la présence de strates de différentes résistances (Emery et Kuhn, 1982). Ici, la lithologie est très homogène, et même lorsque l'on change d'étage stratigraphique (Séquanien à Kimméridgien inférieur par exemple), la transition est très progressive, et les calcaires sont similaires d'un point de vue résistance mécanique (classe R3 selon les directives de l'AFTES). Nous avons étudié le profil vertical de la falaise, en travaillant sur des coupes verticales. Une soixantaine de coupes espacées de 100 m ont été réalisées le long de la surface de falaise inférieure complète. Pour la falaise supérieure, la forte présence de vires végétalisées ne permet pas de faire des coupes complètes sur l'intégralité de la falaise. 11 coupes ont été réalisées, principalement dans la partie Sud (zone du Fort du Saint Eynard). Chaque coupe verticale a été caractérisée par sa hauteur de falaise et son fruit, correspondant à l'amplitude horizontale entre la crête de falaise et le pied de falaise (Fig.4.8).

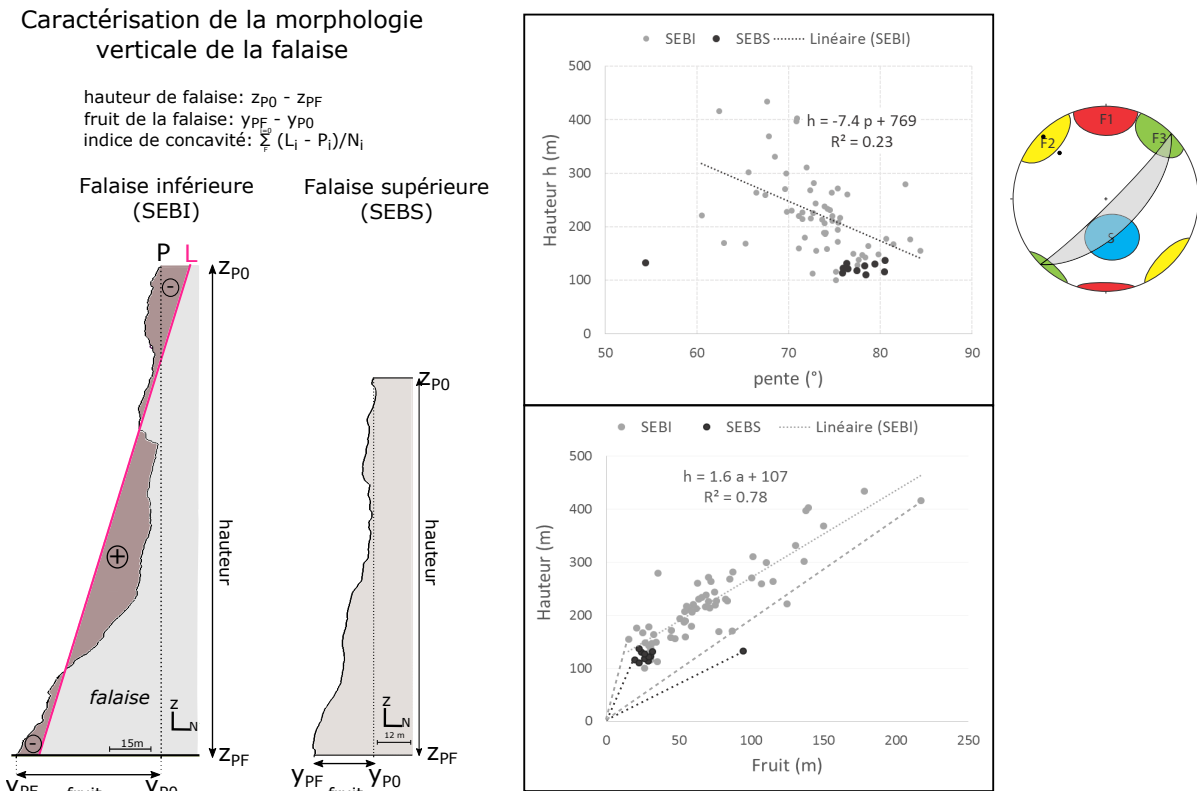


FIGURE 4.8 – Caractérisation d'une coupe verticale de falaise, avec hauteur, fruit et pente. Relations pente/hauteur et fruit/hauteur. Le stéréogramme montre les familles de discontinuités pour la falaise inférieure, ainsi que la représentation (en grisé) de la variabilité des pentes déterminées sur les profils le long de la falaise.

Le fruit et la hauteur présentent une corrélation positive, avec un bon coefficient de corrélation (0,88). Inversement, la corrélation entre la pente moyenne et la hauteur est négative. Une telle corrélation négative peut s'expliquer par une analyse de stabilité, qui montre que la pente maximale admissible est une fonction décroissante de la hauteur si la cohésion n'est pas nulle (Hantz *et al.*, 1986). L'extrapolation de la droite de régression de la Figure 4.8 laisse penser que la falaise pourrait être verticale pour une hauteur d'environ 100 m.

La pente varie entre 60 et 85°. Si l'on replace les principaux torrents le long de la falaise, on constate qu'ils sont liés aux plus faibles valeurs de pente (Fig. 4.9) probablement parce qu'ils dégagent le pied de falaise plus en aval, et que cela réduit la pente moyenne du profil. Cela correspond à des zones où la falaise est très haute et où des écoulements sont visibles en paroi depuis la vire boisée. Cet écoulement a donc un effet, et la réponse du ravinement pour "équilibrer" la pente n'est pas encore établie.

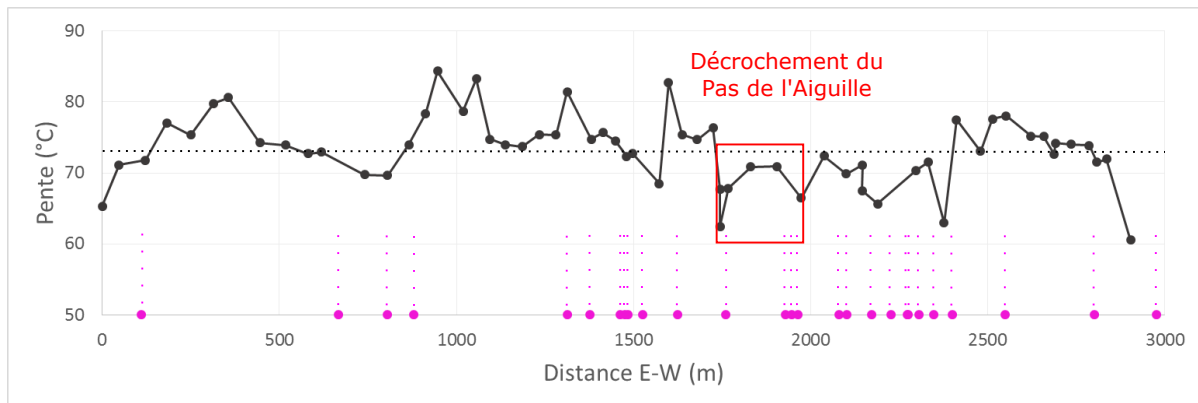


FIGURE 4.9 – Evolution de la pente le long de la falaise, d'Est en Ouest. Les sources des torrents sont également placées. Ligne discontinue : pente moyenne.

L'indice de concavité est établi par rapport au plan moyen de la falaise, déterminé en utilisant 3DReshaper sur des portions de falaise d'environ 800 m chacune. Cet indice prend en compte la portion de falaise devant le plan moyen (falaise saillante : convexité) et la portion de vide (absence de falaise : concavité) derrière le plan moyen. L'idée est d'essayer de quantifier les variations des profils le long de la falaise. Un indice négatif indique que la falaise est en majeure partie devant le plan moyen, donc plutôt convexe. Un indice positif indique que la falaise est en majeure partie derrière le plan moyen, donc plutôt concave. Cependant, à cause de la morphologie en dents de scie de la falaise inférieure, certains profils sont entièrement devant ou derrière le plan moyen, indépendamment de leur forme convexe ou concave. Cet indice est donc à relativiser. On remarque qu'il oscille entre valeurs négatives et positives, de façon irrégulière car lié d'une part à la forme du profil vertical, mais également à sa position le long de la falaise en dent de scie. Il n'y a aucun lien apparent avec les torrents, qui sont associés autant à des indices positifs que négatifs.

L'indice d'irrégularité a également été défini pour la falaise inférieure et supérieure comme la variance de la distance au plan moyen (Fig. 4.10). Les indices calculés pour les coupes verticales de la falaise supérieure sont moins élevés que ceux de la falaise supérieure. Cela indique une plus grande régularité de profil de la falaise supérieure.

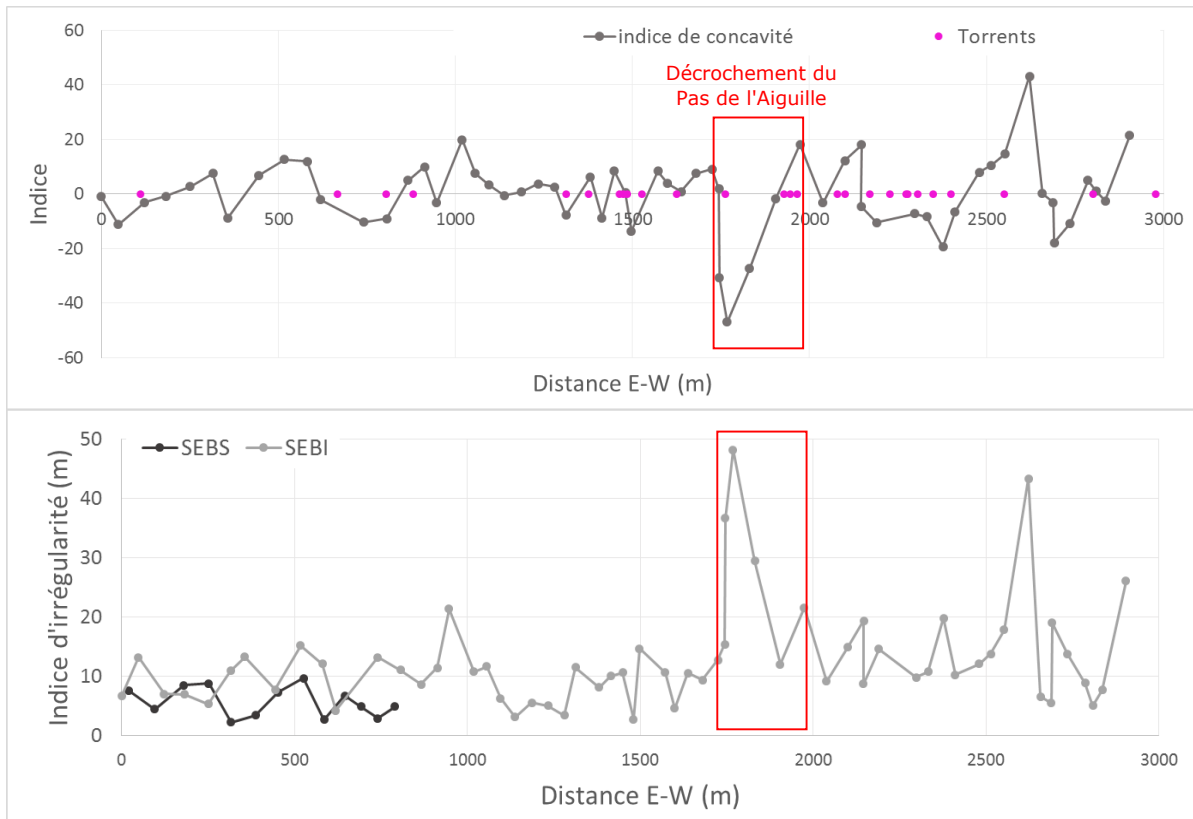


FIGURE 4.10 – Variation de l'indice de concavité et de l'indice d'irrégularité le long de la falaise.

La hauteur de la falaise supérieure est plus constante en comparaison à la falaise inférieure, avec une hauteur comprise entre 115 et 140 m. Nous avons également déterminé la pente moyenne pour une dizaine de profils verticaux (Figure 4.9). À l'exception d'un profil réalisé à la charnière du pli, les pentes sont comprises entre 76 et 81°. On constate sur la figure que les points du Tithonique sont tous situés sous la droite de régression obtenue pour le Séquanien. Si ces pentes correspondaient à des pentes limites de stabilité (ou pentes en régime stationnaire), cela signifierait que les caractéristiques mécaniques du Tithonique sont inférieures à celles du Séquanien, ce qui n'est pas le cas. On peut donc en conclure que la falaise tithonique est dans un état plus stabilisé que la falaise séquanienne, ce qui peut s'expliquer par le fait qu'elle n'a plus été soumise à l'érosion glaciaire depuis la fin du Riss (180 000 ans), alors que la falaise séquanienne est déglacée depuis seulement au moins 26 000 ans.

4.3 Conclusion

Ce chapitre a brièvement présenté les caractéristiques de la morphologie globale des falaises inférieures et supérieures du Mont Saint Eynard. Bien que le contexte tectonique soit similaire pour les deux falaises, elles présentent des différences notables.

La falaise inférieure montre des lignes de crête et de pied de falaise irrégulières. L'analyse structurale montre que de grandes fractures découpent la falaise, qui présente alors des rentrants et éperons. Cette morphologie semble liée également au ravinement sous-jacent par divers petits ruisseaux, mais surtout des torrents agissant sous forme de laves torrentielles. L'écoulement de l'eau se fait également par le haut de la falaise, en provenance de la vire boisée. Les éperons et rentrants s'estompent avec l'altitude, montrant une limite des fractures, une augmentation de la teneur en marnes, et peut être une influence plus prononcée du ravinement. Les profils verticaux sont irréguliers, montrant des parties concaves ou convexes, mais cependant une pente qui semble être régulière, avec une corrélation négative entre pente moyenne et hauteur de falaise. Cette falaise évolue en grande partie par éboulement, phénomène qui sera abordé dans le chapitre suivant.

La falaise supérieure montre des lignes de crête et pied de falaise plus régulières, ainsi que des profils horizontaux peu marqués par la fracturation. Sa direction globale est finalement peu liée à la fracturation, et peut être héritée des phases glaciaires précédentes. Les pentes moyennes des profils verticaux sont quasi constantes.

Chapitre 5

Analyse morphostructurale des éboulements rocheux

Ce chapitre analyse en détail les éboulements détectés par scan laser terrestre (ou LiDAR) entre 2012 et 2015. La morphologie des compartiments, leur emplacement sur la falaise, leur origine structurale, seront investigués et mis en lien les uns avec les autres pour déterminer des tendances permettant d'expliquer l'évolution de la falaise et les processus sous-jacents. La méthode de détection des éboulements rocheux sera tout d'abord explicitée.

5.1 Détection des éboulements à partir des données LiDAR

La détection des éboulements se fait par comparaison de deux nuages de points obtenus par LiDAR, selon une méthode décrite dans Guerin *et al.* (2014). La localisation et le matériel utilisé pour les acquisitions sont présentés sur la Figure 5.1. Deux logiciels sont utilisés pour le traitement de ces données : CloudCompare (open source) et 3DReshaper© (Hexagon Technology).

5.1.1 Données brutes

Lors de l'acquisition, certains paramètres sont sélectionnés et entrés dans le logiciel de gestion du scanner laser. Il s'agit notamment de déterminer la zone à investiguer, à l'aide d'une vue photographique, l'espacement désiré entre les points (Fig.5.2), la distance à laquelle se trouve l'appareil par rapport à la paroi de la falaise. La durée d'acquisition va dépendre de ces informations.

Les données acquises par le scanner laser sont enregistrées sous un format qui n'est pas exploitable tel quel par les logiciels de traitement de nuages de points 3D. Le format



FIGURE 5.1 – Localisation et description du scanner laser terrestre utilisé pour cette étude.

est donc transformé pour être compatible avec des logiciels à l'aide de Parser, logiciel fourni par Optech (fabricant du scanner laser utilisé). Nous choisissons ici de transformer les nuages de points en format XYZ.

Le fichier ainsi obtenu est ouvert avec CloudCompare (par exemple). Dans un premier temps, afin de vérifier les données, les premiers points sont montrés à l'écran. Les données sont réparties en 4 colonnes : X, Y, Z, et scalar (Fig.5.3). Ici, la donnée scalaire correspond à l'intensité du faisceau laser réfléchi, qui dépend de la distance et de la réflectivité de la surface. Cette donnée scalaire est affichée sur le nuage de point selon une échelle de couleur, qui renseigne donc sur la réflectivité de chaque point. Les coordonnées des points, X, Y, Z, sont données en référence à la position du scanner laser, et ne correspondent pas à des points référencés selon un système de coordonnées précis. Elles représentent toutefois précisément la position de la falaise et des objets alentours par rapport au scanner. Il n'y a pas besoin d'effectuer une mise à l'échelle.

Nous pouvons ainsi reconnaître la falaise supérieure, avec une partie du Fort du Saint Eynard situé à gauche de la falaise, puis la vire boisée, la falaise inférieure, et la pente d'éboulis (Fig.5.3).

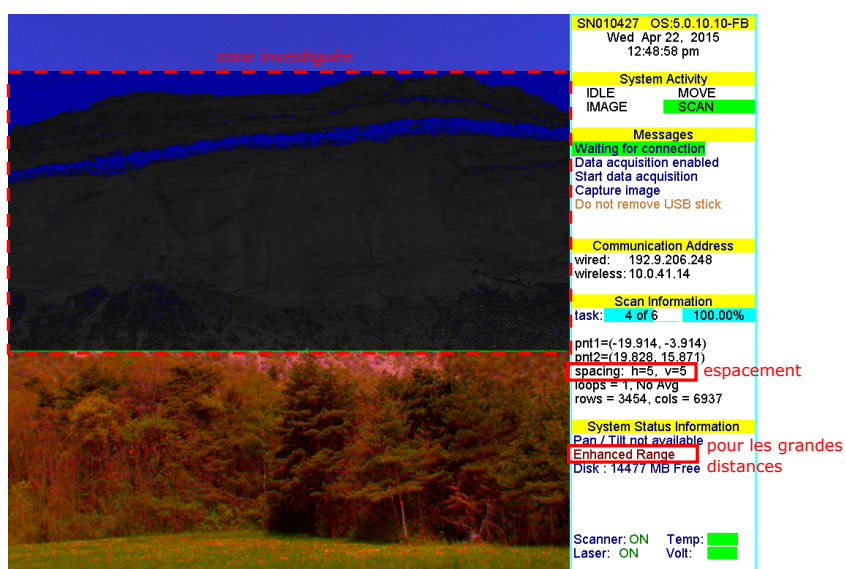


FIGURE 5.2 – Vue du scanner laser avec zone d’investigation et paramètres d’acquisition sur la droite.

5.1.2 Nettoyage des nuages de points

L’objectif du traitement étant de détecter les masses rocheuses tombées entre deux acquisitions LiDAR, nous avons dans un premier temps considéré séparément les nuages de points par falaise (inférieure et supérieure) et par scène (gauche et droite). La végétation et les éboulis sont supprimés, afin de n’avoir plus que les nuages de points représentant la surface rocheuse. Cette suppression est faite quasiment intégralement à la main à l’aide d’outils de découpage de nuage de points disponibles sous CloudCompare ou 3DReshaper. Un filtre basé sur la réflectivité peut être utilisé pour supprimer la végétation, dont la réflectivité est plus réduite que la roche (les feuilles par exemple ont une plus grande absorption du faisceau laser). Une première limite de cette méthode est la variation de réflectivité de la végétation, au cours des saisons par exemple : lors d’une acquisition en hiver, les arbres sont dépourvus de feuilles, et ne restent que les troncs ou les conifères, qui n’ont pas la même réflectivité. Une autre limite est la variation de la réflectivité sur la paroi rocheuse. Bien qu’elle soit en grande partie élevée en comparaison à la végétation, certaines zones stratégiques (par exemple des situations de surplomb) de la paroi ont la même réflectivité que la végétation alentour. De plus, certaines espèces végétales, situées notamment sur les petites vires dans la falaise, ont une réflectivité forte. Ce critère ne paraît donc pas optimal pour le tri des données sur ce site d’étude.

Afin d’éviter au maximum la perte d’information, ce nettoyage est effectué à la main. Il consiste surtout à enlever les arbres en bordure supérieure de falaise, et la végétation ponctuelle en falaise (Fig.5.4). Cette dernière est la plus délicate, et la plus importante à enlever car elle peut induire des artefacts dans la détection des compartiments tombés. La bordure inférieure de la falaise est assez facile à nettoyer, car une grande partie de la

Acquisition du 20/04/2015, scène 2

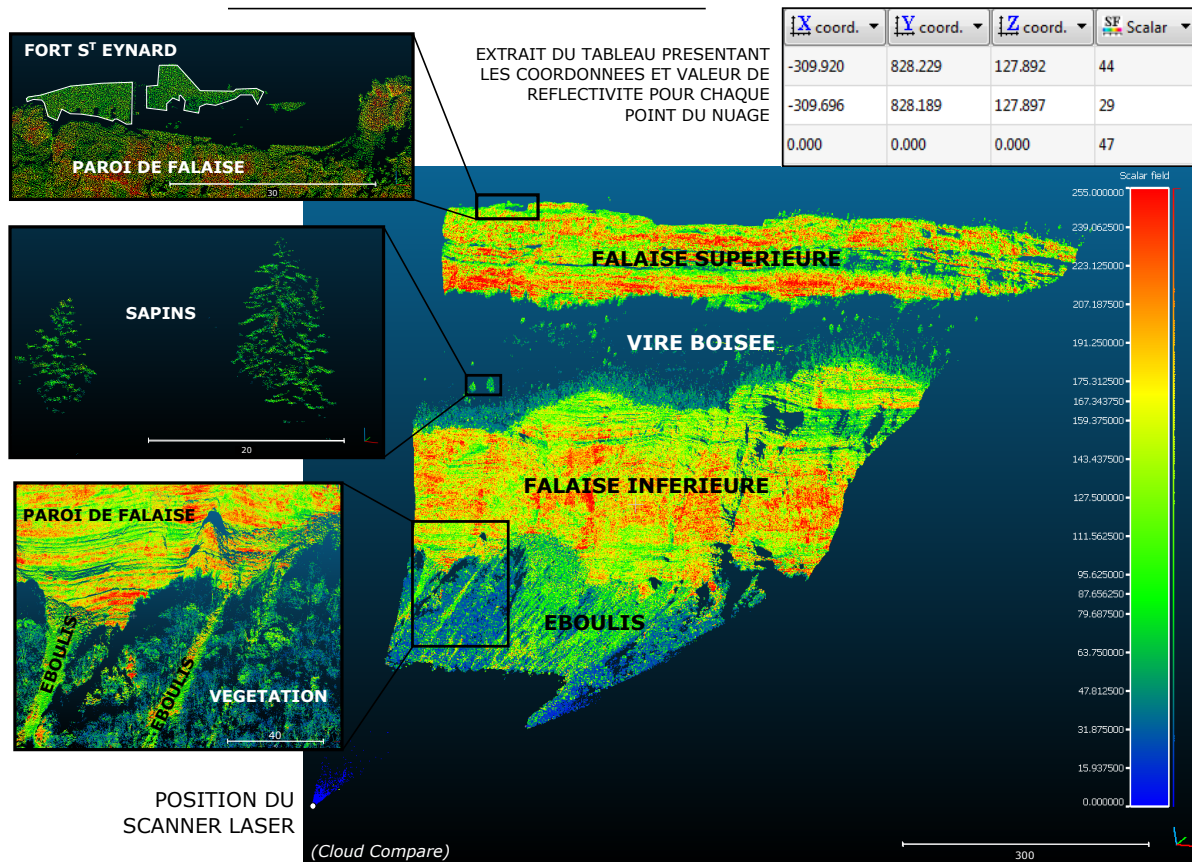


FIGURE 5.3 – Exemple de nuage de points brut : en haut, extrait du tableau de coordonnées et intensité ; à gauche, zoom sur quelques extraits du nuage de points brut. L'échelle de couleur donnée à droite donne les valeurs de l'intensité réfléchie pour chaque point.

la pente sous-jacente est recouverte d'éboulis, facilement reconnaissables dans le nuage de points.

La phase de nettoyage peut être chronophage, mais ce temps diminue rapidement avec l'expérience. Le résultat obtenu est un nuage de points qui ne représente que la surface rocheuse de la falaise (Fig.5.4)

5.1.3 Géoréférencement et ajustement des nuages

Afin d'obtenir des informations de localisation des éboulements détectés, le nuage est géoréférencé à l'aide d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la zone, avec une résolution de 1m*1m et référencé en Lambert II étendu. Des points semblables sont sélectionnés sur le nuage de points du MNT, et sur le nuage de points de la falaise. Cela permet un recalage grossier de la falaise sur le MNT. Puis l'ajustement est affiné par une fonction

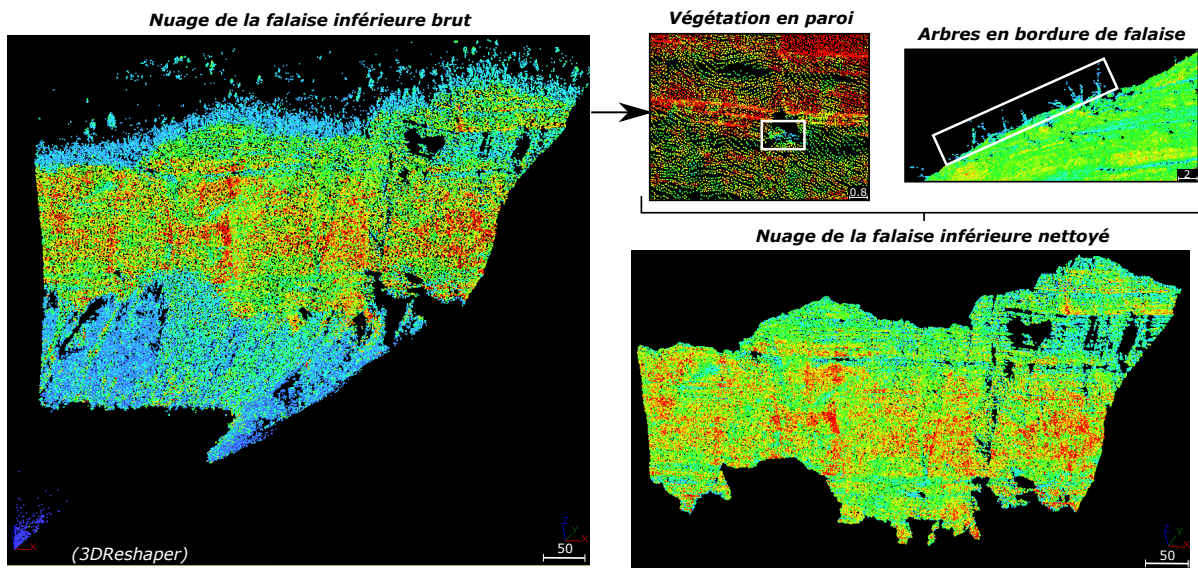


FIGURE 5.4 – Nuages de points de la falaise inférieure avant et après nettoyage. En haut à droite, exemples de végétation en paroi et d’arbres en bordure de falaise.

d’ajustement, basée sur l’algorithme Iterative Closest Point (ICP), de Cloud Compare. L’ajustement n’est pas aisé car la face verticale de la falaise du MNT a une densité de points plus faible, car le MNT provient d’une acquisition aéroportée (photogrammétrie et/ou LiDAR) de laquelle la surface de la falaise n’est pas visible. Cependant, cet ajustement est suffisant pour avoir des informations d’altitude et d’orientation valables pour les deux scènes (Fig. 5.5).

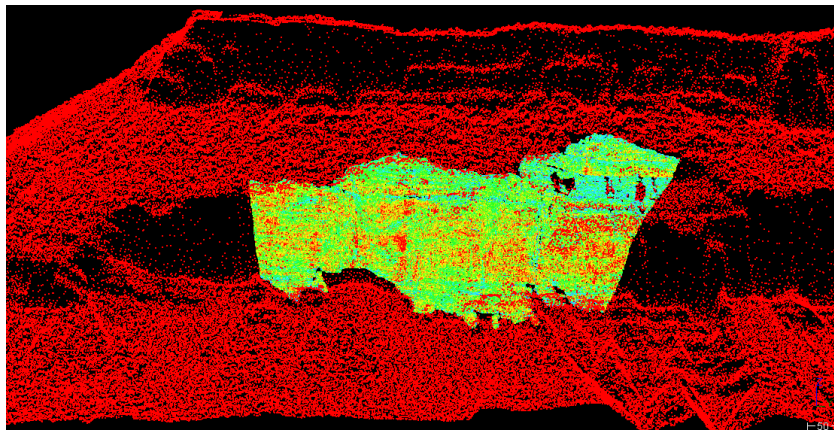


FIGURE 5.5 – Nuage de points LiDAR recalé sur le nuage de points du MNT (en rouge).

L’autre nuage, de l’année A-1, va être recalé précisément sur ce nuage. Ici, l’ajustement doit être précis, les deux surfaces doivent être les plus proches possibles l’une de

l'autre pour avoir une détection de qualité. Seule une petite partie de la falaise, correspondant aux lieux d'éboulements, n'est pas précisément ajustée, et c'est cette différence que l'on va mesurer pour détecter les éboulements. Il faut toutefois noter que les acquisitions ne concernent pas nécessairement exactement la même surface, et un nuage de point peut représenter une surface plus importante et donc avoir plus de points par rapport à celui de l'année précédente ou suivante. Le Tableau 5.1 donne les caractéristiques des nuages de points, avec leur espacement moyen qui est compris entre 6 et 10 cm, ainsi que le nombre de points, généralement inférieur à 10 millions de points. Cela varie notablement d'une scène à l'autre car la scène 2 correspond à une surface de falaise plus grande. Une fois l'alignement des nuages de points l'un sur l'autre réalisé, la distance moyenne nuage A/nuage A-1 peut être calculée, ainsi que la distance maximum. Cela peut varier d'un nuage à l'autre suivant le taux de points en commun. Les distances entre nuages de points sont généralement inférieures à 10 cm, excepté pour l'alignement entre 2012 et 2013, où la distance moyenne entre les nuages de points est de 15 cm car le nuage de point de 2013 n'a pas été pris au même endroit que celui de 2012. Ceci est dû au choix d'un nouvel angle en 2013 pour combler des zones d'ombres dans le nuage de points. Dans les zones d'ombre du nuage de point de 2012 (*i.e.* où il n'y a pas de points) sont superposés des points du nuage de 2013. Le logiciel calcule donc une distance entre les deux nuages qui devient alors très importante (plusieurs mètres ou dizaines de mètres).

Date	Scène	Nombre de points du nuage	Espacement moyen des points (cm)
16/11/2012	1	7755972	$6,3 \pm 1,8$
	2	8285727	$7,3 \pm 2,1$
26/11/2013	1	7656095	$6,3 \pm 1,8$
	2	7033005	$8,9 \pm 3,4$
15/07/2014	1	9454462	$6,3 \pm 1,9$
	2	7581394	$7,5 \pm 2,3$
22/04/2015	1	5480880	$7,7 \pm 2,0$
	2	10346721	$7,5 \pm 2,3$

TABLE 5.1 – Caractéristiques des nuages de points acquis pour cette étude.

5.1.4 Comparaison et détection des compartiments éboulés

Une fois que ces nuages sont bien alignés, le nuage de l'année A est maillé sous 3DReshaper©, c'est-à-dire qu'une surface constituée de multiples polyèdres (des triangles ici) est créée à partir des points. Le maillage ne prend pas en compte l'intégralité des points, mais suffisamment pour que la distance entre le maillage et le nuage soit très réduite (Tableau 5.2). Plusieurs paramètres doivent être indiqués pour la réalisation du maillage. Les polyèdres sont créés en considérant une distance moyenne souhaitée entre les points (utilisés pour le maillage) de 5 cm. Les trous sont détectés au-delà de 4 mètres (taille maximale de triangle) : si deux points sont distants de plus de 4 m, le logiciel ne construira pas de triangle entre ces points. Une fonction permet de réaliser un affinage

par erreur de cordes : cela correspond à la distance entre une surface théorique ajustée et le maillage polyhédrique créé. Cette valeur peut être fixée par l'utilisateur et le logiciel recalcule une surface en conséquence, pour correspondre au mieux à la surface théorique.

Année	Scène	Distance moyenne nuage de point/maillage correspondant (cm)	Distance max (m)	Détection	Scène	Distance moyenne nuage de point/maillage (cm)	Distance max (m)
2013	1	$0,01 \pm 2,2$	3,6	2012-2013	1	$6,7 \pm 74$	19
	2	$0,06 \pm 5,1$	4,7		2	$13,6 \pm 153$	34
2014	1	$0,007 \pm 1,6$	3,6	2013-2014	1	$10,6 \pm 85$	16
	2	$0,02 \pm 2,7$	4,1		2	$5,6 \pm 66$	19
2015	1	$0,02 \pm 2,3$	3,2	2014-2015	1	$0,1 \pm 5,9$	4,2
	2	$0,02 \pm 2,3$	3,9		2	$0,9 \pm 21$	10

TABLE 5.2 – Distances moyennes et max entre le maillage et le nuage de points correspondant. Distances moyennes et max entre maillage et nuage de points à comparer.

Le nuage de point de l'année A-1 est ensuite comparé au maillage de l'année A à l'aide de l'outil de comparaison/mesure. La distance entre le nuage de points et le maillage est calculée, et les points sont colorés suivant une échelle de couleur, correspondant à la distance au maillage. Nous avons choisi d'attribuer trois couleurs pour caractériser chaque point :

- vert : distance comprise entre -10 cm et 10 cm
- rouge : distance supérieure à 10 cm (nuage devant maillage)
- bleu : distance inférieure à -10 cm (nuage derrière maillage)

Les points rouges sont considérés comme des déviations positives. Le seuil de détection a été fixé à 10 cm pour toutes les détections. Les distances moyennes calculées entre le maillage et le nuage de point sont parfois supérieures à ce seuil pour deux raisons : le nuage de points et le maillage ne couvrent pas exactement la même surface, ce qui peut induire des distances très grandes ; également, certaines zones d'ombres n'ont pas la même extension suivant la position du scanner laser (lorsque le point de mesure a été modifié entre 2012 et 2013, ou si l'angle de vue diffère très légèrement). La résolution des nuages de points (distance moyenne entre les points) n'étant pas inférieure à 6 cm pour les différents scans, et l'écart entre les nuages diachroniques compris entre 0,1 et 15 cm, ce seuil de 10 cm permet de réduire le bruit de détection, par exemple la petite végétation qui peut subsister même après nettoyage. De plus, la validation des éboulements par photographie ne permet pas de vérifier des éboulements de moins de 10 cm de côté, donc la perte d'information est très réduite.

Le nuage est coloré dans son intégralité (Fig. 5.6). On observe une concentration de déviations positives ou négatives en bordure de nuages, et en bordure de trous (correspondant à des vires recouvertes de petite végétation par exemple) : cela est dû à des limites légèrement différentes (plus ou moins grandes) entre le nuage et le maillage, et des restes de végétation, plus concentrés en bordure à la limite avec la forêt.

Le nuage est divisé (explosé) selon un critère de couleurs disponible sous 3DReshaper. On obtient alors 3 nuages de points, mais seul le nuage de points rouges (correspondant aux déviations positives) est conservé. Les nuages de points vert et bleu sont en général supprimés pour limiter la quantité de données dans le fichier. Une réduction de bruit sur le nuage de points rouges est effectuée pour supprimer les points épars, à l'aide de l'outil de réduction de bruit de 3DReshaper. Ce nuage est ensuite divisé selon un critère de distance pour individualiser les nuages de points correspondants à de potentiels éboulements ou de fausses détections (en bordure par exemple) s'étant donc produits entre la date A-1 et la date A. Cela est fait à l'aide de l'outil d'explosion du nuage de point selon un critère de distance disponible sous 3DReshaper. Le critère de distance est choisi par l'utilisateur (ici, 50 cm), et un nombre minimal de points dans un nuage est demandé (Fig. 5.6). Cela nous permet de ne conserver que les nuages supérieurs à 10 points : nous considérons que les nuages plus petits ne sont pas suffisants pour modéliser un compartiment complet. Nous disposons alors de plusieurs centaines de nuages de points correspondants à la surface de potentiels éboulements. Une validation par photographie (photographies prises avec un téléobjectif, voir Chapitre 6) est ensuite réalisée pour chaque nuage, manuellement : les artefacts pouvant être liés à la végétation, à un effet de bord ou à des perturbations lors de l'acquisition LiDAR sont donc exclus. S'il s'agit bien d'un éboulement, un maillage est créé à partir de ces nuages de points : il représente la surface du compartiment potentiel. Le contour de ce maillage est créé, puis projeté sur le maillage de la surface de la falaise. Le maillage de la falaise est ensuite réduit selon ce contour, à l'aide d'un outil de maillage sous contrainte de 3DReshaper : cela correspond à la cicatrice de l'éboulement, soit la face arrière du compartiment. Les maillages sont ensuite joints pour former un maillage fermé (Fig. 5.6), par le biais d'un outil qui fusionne les bordures communes de maillages. Cette étape doit parfois être recommencée lorsque certains triangles sont formés à l'intérieur du volume et ne permettent pas au logiciel de fermer les bordures ou de calculer le volume. Cette vérification est faite manuellement, systématiquement.

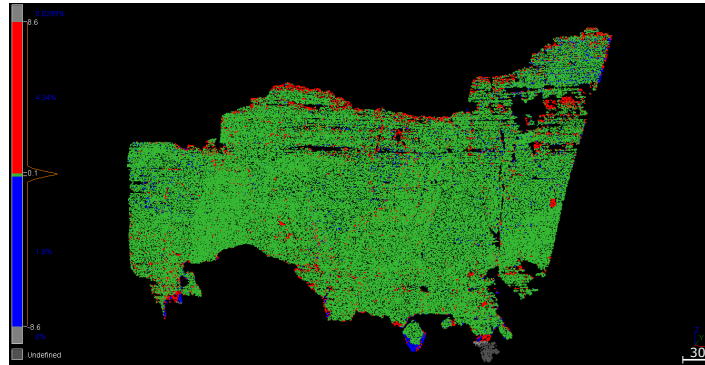
Une fois le maillage fermé, on peut obtenir le volume complet du bloc, son centre de gravité volumique, ses dimensions, sa localisation sur la falaise (coordonnées issues du géoréférencement), et sa forme précise.

5.2 Caractérisation des compartiments détectés : localisation, morphologie, mécanismes

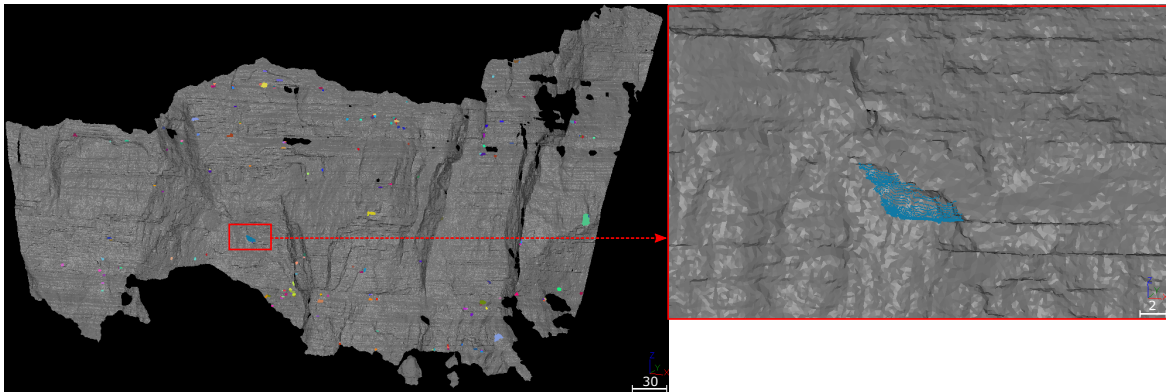
Pour chaque compartiment éboulé, différentes informations ont été collectées de manière à caractériser au mieux les conditions dans lesquelles les chutes se sont produites,

5.2 Caractérisation des compartiments détectés : localisation, morphologie, mécanismes

Comparaison entre le maillage 2015 et le nuage de points 2014 (scène 2)



Séparation du nuage de comparaison et individualisation des nuages de points d'éboulements



Création d'un maillage fermé pour chaque éboulement, obtention d'informations géométriques

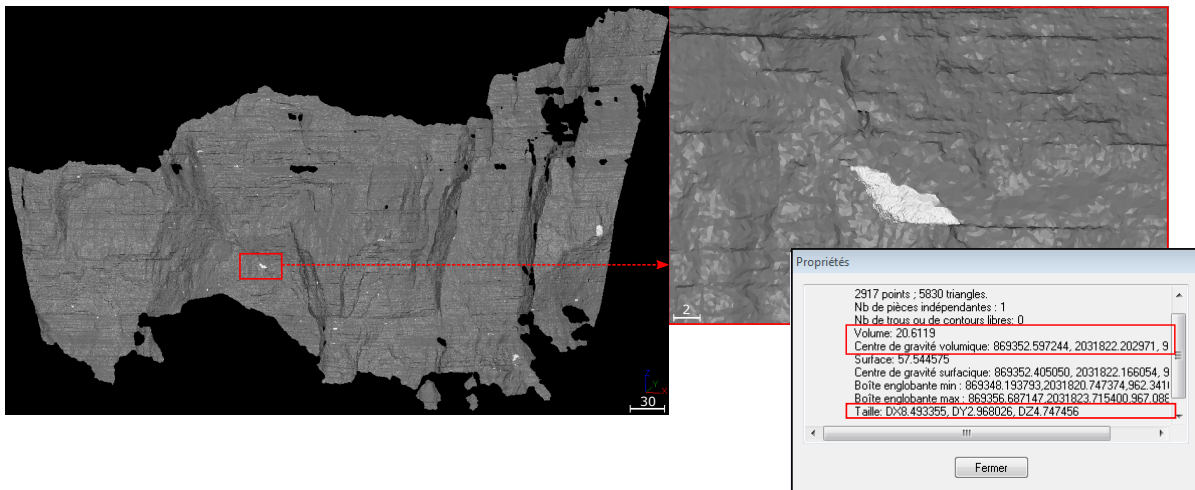


FIGURE 5.6 – Découpage du nuage de points selon les résultats obtenus par la comparaison entre maillage et nuage de points, détermination des compartiments éboulés et maillage fermé du compartiment.

et l'influence exercée sur le recul global de la falaise. Certaines sont fournies directement par les logiciels adéquats, d'autres ont fait l'objet d'un traitement particulier. Toutes ces données quantitatives ou qualitatives sont fournies dans la base de données complète d'éboulements en Annexe C.

5.2.1 Dimensions - altitude

La reconstitution 3D des compartiments éboulés par le biais d'un maillage fermé permet d'obtenir les informations de dimensions et de volume de façon directe : le logiciel 3DReshaper© calcule ces informations automatiquement lorsque le maillage est bien fermé. Le géoréférencement des nuages de points permet de travailler dans un espace géographique connu et précis : les coordonnées sont données dans le système Lambert II étendu. Les dimensions des compartiments permettent de déterminer la forme des compartiments, en reliant largeur, hauteur et profondeur. Trois distinctions trois morphologies types (Fig 5.7) :

- les dalles subhorizontales (30%), correspondant souvent à un morceau de strate (ou un ensemble de fins bancs calcaires sans interlits marneux) en surplomb, caractérisées par une largeur supérieure à deux fois la hauteur, plus réduite car limitée par les joints de strates marneux ;
- les dalles verticales (30%), qui correspondent à une écaille plus superficielle, délimitée en hauteur par un joint, mais pouvant concerner plusieurs strates, et d'épaisseur inférieure à la hauteur ;
- les colonnes (10%), de hauteur supérieure à 1,5 fois la largeur et la profondeur.

Certains compartiments n'ont pas pu être classifiés (30%) dans ces catégories, car ils présentent des morphologies particulières, par exemple une combinaison entre une dalle verticale qui se prolonge sur le côté par un morceau de dalle subhorizontale.

Les coordonnées du centre de gravité volumique du compartiment permettent de connaître la position du compartiment, et notamment son altitude. L'altitude moyenne de la falaise, située entre 850 m et 1150 m d'altitude, est de 1000 m. En revanche, l'altitude moyenne des éboulements est de 950 m, ce qui est plus bas que le milieu de la falaise. La distribution des altitudes des éboulements n'est pas uniforme sur la falaise et témoigne d'un processus de recul complexe et non linéaire qui sera analysé dans la section 5.4.

5.2.2 Mécanismes de rupture

Le volume d'un compartiment éboulé ainsi que le centre de gravité étant connus par reconstitution 3D, le vecteur poids peut être construit en partant du centre de gravité. Cela est fait sous 3DReshaper : pour chaque compartiment, le centre de gravité (dont on connaît les coordonnées) est matérialisé par un point, et à partir de ce point, une ligne

5.2 Caractérisation des compartiments détectés : localisation, morphologie, mécanismes

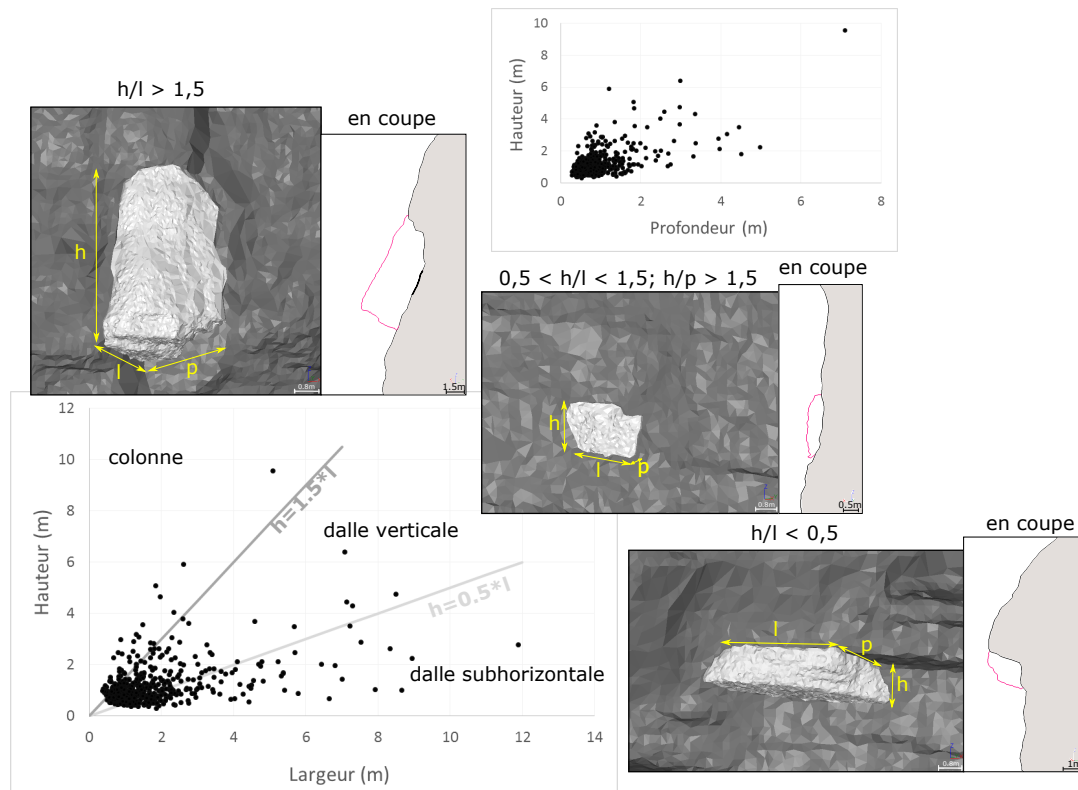


FIGURE 5.7 – Compartiments modélisés et détermination de morphologies types à partir de leurs dimensions.

verticale d'un ou plusieurs mètres (suivant la taille du compartiment) est créée. On peut donc vérifier visuellement où est l'intersection entre le vecteur poids (ligne verticale) et la face inférieure du compartiment.

Considérant que la seule force motrice est la gravité, il s'agit d'obtenir une information de mécanisme de rupture simple. Deux types principaux de mécanismes de rupture ont été considérés : le glissement et le basculement. Ces mécanismes sollicitent différentes propriétés mécaniques de la discontinuité : le glissement sollicitera plutôt la résistance au cisaillement de la discontinuité (avec ses ponts rocheux), alors que le basculement sollicitera plutôt la résistance à la traction (Fig. 5.8).

Lorsque le vecteur poids intersecte une face jointée, le mécanisme est décrit comme un glissement. Lorsque le vecteur poids intersecte une face libre, nécessairement en surplomb, le basculement ou plus rarement la chute libre (translationnelle) sont possibles. Il n'est pas possible de faire la distinction entre basculement et chute libre, car il n'est pas possible de savoir où se trouvent les ponts rocheux et donc de connaître le mouvement réel de chute du bloc. La chute translationnelle ne peut avoir lieu que si les ponts rocheux se situent au milieu de la face supérieure du bloc, c'est-à-dire dans le joint de stratification dans la plupart des cas. Les fractures découpant les faces subverticales des blocs peuvent également présenter des ponts rocheux.

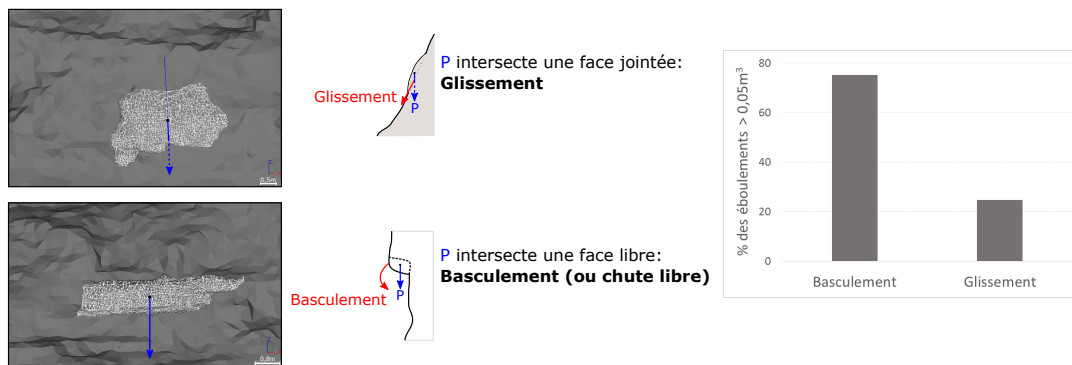


FIGURE 5.8 – Schéma des deux mécanismes de rupture distingués pour chaque compartiment éboulé à partir du centre de gravité volumique, et exemples réels donnés à gauche. La distribution des éboulements ($> 0,05\text{m}^3$) montre que le mécanisme de basculement est prédominant.

En considérant les rapports de hauteur/largeur et hauteur/profondeur (Fig. 5.9), on constate que dans les cas de glissements, les rapports sont plus élevés. Notamment, en dessous d'une ligne correspondant à un rapport h/l de 0,36, ou un rapport h/p de 0,8, il n'y a presque plus de glissement. Cela signifie que les glissements concernent principalement les formes du type dalle verticale ou colonne, alors que les basculements concernent toutes les formes, et notamment les dalles horizontales.

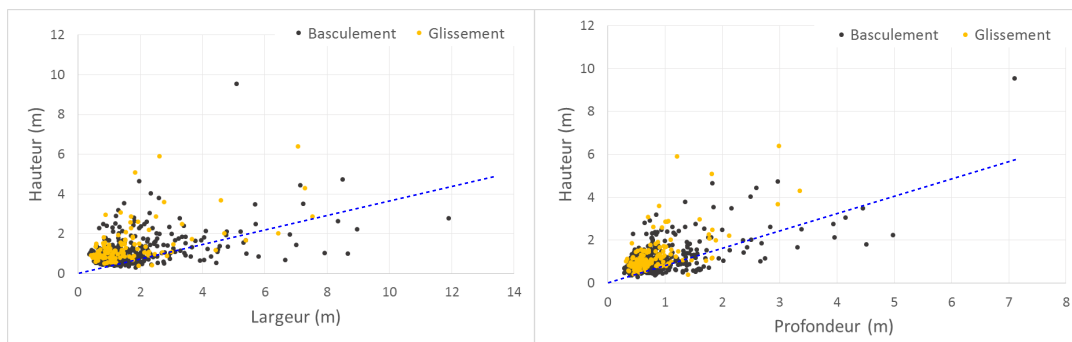


FIGURE 5.9 – Rapports hauteur/largeur et hauteur/profondeur en fonction du mécanisme de rupture. Les lignes bleues indiquent une limite en deçà de laquelle il n'y a pas de glissement.

5.2.3 Distance au plan moyen de la falaise

Pour mieux caractériser les processus de recul de falaise, et après avoir caractérisé la morphologie de la surface de la falaise, nous avons investigué la distance au plan moyen des compartiments rocheux. Ceci peut nous permettre de savoir si la falaise tend vers un

profil régulier, ou au contraire si les surplombs s'accroissent. Le plan moyen est ajusté à la falaise par la méthode des moindres carrés, sous 3DReshaper©.

A partir de coupes du plan moyen, de la falaise et du compartiment éboulé, la distance entre le centre de gravité du compartiment et sa projection sur le plan moyen est déterminée manuellement (Fig. 5.10). Ceci est fait manuellement, en projetant le point matérialisant le centre de gravité du compartiment, sur le plan moyen de la falaise. Une mesure est ensuite effectuée entre ces deux points à l'aide d'un outil de mesure manuel sous 3DReshaper.

La distinction a été faite entre les éboulements situés devant le plan moyen (quand le plan moyen est à l'intérieur de la falaise), dont la distance d_y est négative, et les éboulements derrière le plan moyen (quand le plan moyen est devant la surface de la falaise), dont la distance d_y est positive. La distribution de la distance au plan moyen de chaque éboulement ($> 0,05 \text{ m}^3$) en fonction de l'altitude est donnée sur la Figure 5.10. Il apparaît que le nombre d'éboulements situés en situation de saillie (devant le plan moyen, valeurs négatives) est équivalent à ceux en situation de creux (derrière le plan moyen, valeurs positives), et qu'ils se répartissent des deux côtés pour des mêmes altitudes. Cependant, si l'on considère les volumes cumulés tombés en situation de saillie (devant le plan moyen PM) ou de renforcement (derrière le PM), les volumes cumulés sont plus importants dans les situations de renforcement (Fig. 5.10). Les situations de saillie semblent donc reculer moins vite, alors qu'on pourrait s'attendre à ce qu'elles soient plus propices aux éboulements.

5.2.4 Eboulements adjacents - mécanismes de régression

Certaines zones de départ d'éboulements sont plus actives et des éboulements adjacents s'y sont produits durant la période de mesure. Cela renseigne sur la façon dont sont conditionnées les chutes par les éboulements précédents. Pour cela, nous avons superposé pour une même scène tous les compartiments détectés. Les nuages de points étant géoréférencés, il n'y a pas eu de recalage majeur à faire. Les nuages de points d'une même année sont caractérisés par une même couleur, et les types de régressions sont déterminés visuellement. Trois types de régressions distincts ont été considérés : la régression ascendante, latérale, et rentrante (Fig. 5.11). Ils peuvent toutefois se combiner, mais l'un est toujours dominant.

Chaque compartiment a été caractérisé par un type de régression :

- n : aucun compartiment n'est tombé à cet endroit depuis 2009 (78%)
- Régression ascendante : ce compartiment fait suite à un compartiment du banc stratigraphique inférieur, qui est tombé après 2009 (7%)
- Régression latérale : ce compartiment fait suite à un compartiment, tombé après 2009, appartenant au même banc et dont au moins une face latérale était en commun (10%)

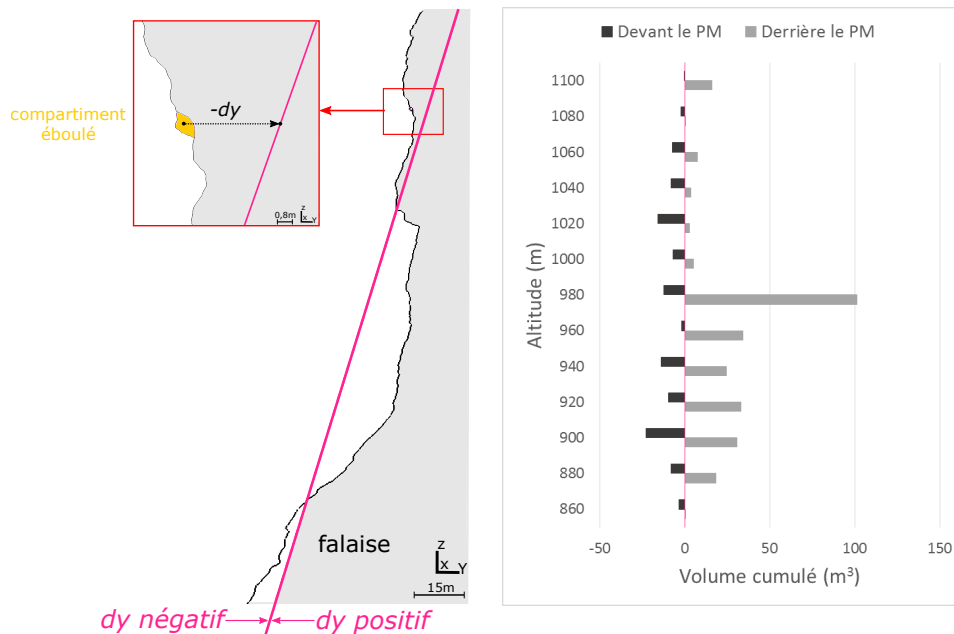


FIGURE 5.10 – Gauche : coupe verticale de la falaise montrant le plan moyen de la falaise, la surface de la falaise et la surface d’un compartiment éboulé. La distance au plan moyen est la différence dy entre le centre de gravité du compartiment et sa projection sur le plan moyen. Par convention, les dy pour les éboulements dont le centre de gravité est devant le plan moyen sont négatifs, les dy pour les éboulements dont le centre de gravité est derrière le plan moyen (vers l’intérieur de la falaise) sont positifs. Droite : distribution des volumes cumulés d’éboulements en fonction de leur situation au plan moyen et de l’altitude.

- Régression rentrante : ce compartiment fait suite à un compartiment, tombé après 2009, appartenant au même banc, et dont la face arrière/avant étaient en commun (5%)

La question des éboulements adjacents se produisant entre deux scanners laser, et donc détectés comme un seul compartiment, peut également se poser. Les chutes étant vérifiées sur les photographies, il apparaît qu’environ 1% des éboulements détectés se produisent en plusieurs fois au cours des semaines : cela est visible grâce aux photographies prises ponctuellement sur des intervalles de quelques semaines. Enfin, pour les éboulements datés plus précisément (de 10 min à quelques jours), les compartiments ont quasiment chuté au même moment dans tous les cas observés. Nous avons donc considéré que les éboulements détectés sont des évènements et compartiments uniques.

5.2.5 Configuration structurale des éboulements

Afin de déterminer les plans de fracture qui découpent les éboulements et déterminer des configurations structurales prédominantes, les nuages de points des compartiments

5.2 Caractérisation des compartiments détectés : localisation, morphologie, mécanismes

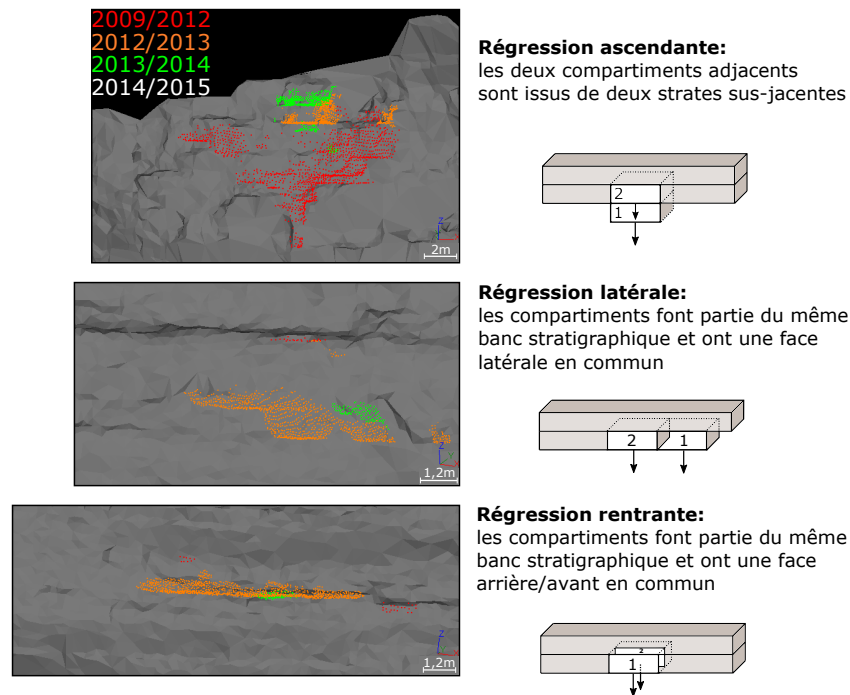


FIGURE 5.11 – Exemple d'éboulements adjacents d'une détection à l'autre, selon différents mécanismes distincts mais qui peuvent se combiner.

éboulés ont été analysés par le logiciel Coltop3D. L'analyse a d'abord été réalisée sur une détection réalisée entre 2009 et 2012. Les compartiments tombés ont été modélisés par des parallélépipèdes (Figure 5.12). Il apparaît que les faces avant des compartiments sont toujours libres alors que les faces arrière sont toujours jointées. Ces deux faces sont essentiellement définies par la famille de discontinuités de direction N90. Environ 50% des faces supérieures sont libres, et les faces inférieures sont toujours libres. Cela signifie que les éboulements se produisent toujours dans des situations de surplomb. Les faces inférieures et supérieures sont toujours définies par les plans de stratification. Les dimensions et formes des compartiments sont donc fortement liées à l'épaisseur des bancs, et l'épaisseur des joints marneux : ces joints peuvent être absents dans certains cas, où les bancs calcaires sont en contacts entre eux (avec possibilité de ponts rocheux) ; ou être très présents, et réduire le contact entre les bancs calcaires et donc la résistance du joint stratigraphique.

Une analyse complémentaire s'est focalisée sur les 56 compartiments d' 1 m^3 et plus, dont les faces sont bien marquées. Les nuages de points correspondant à la surface totale des compartiments ont été analysés sous Coltop3D, les données de Dip/Dip direction sont obtenues pour tous les points. Pour chaque bloc, un contourage Kamb (basé sur l'importance statistique de la concentration de points sur un stéréogramme d'aire égal, Cheeney (1983)) des pôles de plans des surfaces de compartiments est ensuite réalisé à l'aide de Stéréonet. Les points correspondant aux principales faces de chaque bloc sont représentées sur la Figure 5.13. Des orientations préférentielles ont pu être déterminées,

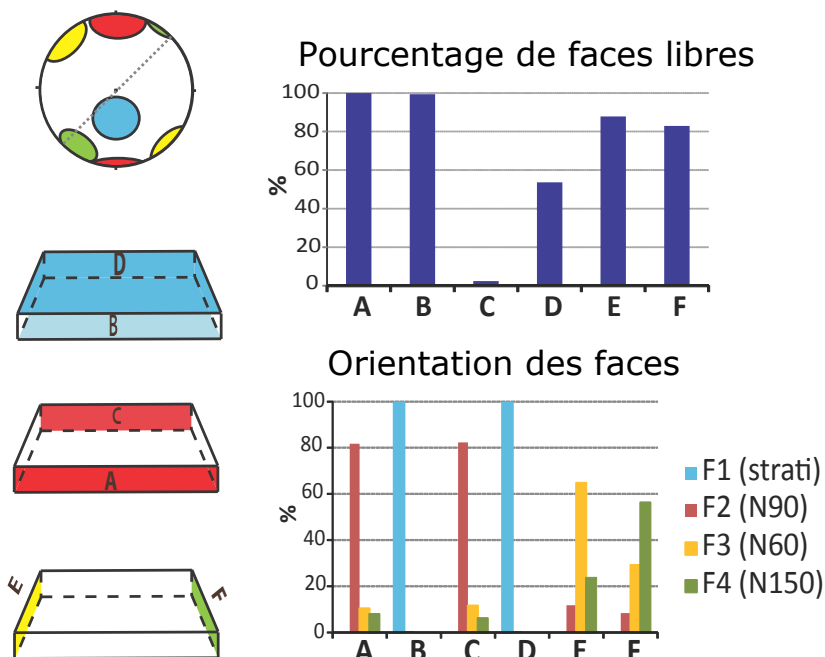


FIGURE 5.12 – Représentation schématique d’un bloc et orientations préférentielles de ses faces. Histogrammes des pourcentages de faces libres (non jointées), et de l’orientation des faces. Ces résultats concernent 162 éboulements détectés entre 2009 et 2012 sur la falaise inférieure du Saint Eynard (D’Amato *et al.*, 2014).

et mises en lien avec l’analyse structurale de la falaise complète.

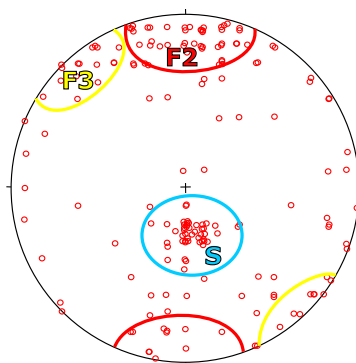


FIGURE 5.13 – Pôles des faces des blocs analysés sous Coltop3D, et ellipses correspondant aux principales familles de discontinuités du massif.

Les faces supérieures et inférieures sont systématiquement définies par les plans de stratifications. Les autres plans de fractures sont tous subverticaux, quasiment perpen-

diculaires aux plans de stratifications, avec des directions N90 et N60. Les points sont essentiellement concentrés sur les bords du canevas, indiquant des discontinuités verticales, ou au centre dans l'ellipse qui correspond à la stratification. Les faces avant et arrière sont la plupart du temps définies par des fractures subverticales de direction N90, mais également N60 dans une moindre mesure. Les autres familles de fractures définissent la plupart du temps des faces mineures, sur les côtés.

5.3 Analyse des données

5.3.1 Distribution des volumes

5.3.1.1 Loi puissance - gamme de volume

La distribution de la magnitude (apparentée à une surface ou un volume) des mouvements de terrain en général est connue pour satisfaire une loi puissance, témoignant d'une dimension fractale de ces phénomènes (Guzzetti *et al.* (2002); Malamud *et al.* (2004a); Brunetti *et al.* (2009)). Ces distributions en loi puissance indiquent une invariance d'échelle, c'est-à-dire une absence de taille caractéristique et une corrélation entre différentes échelles (Amitrano, 2004).

L'ajustement à une loi puissance a été vérifié pour les relations fréquences/volumes des éboulements rocheux (Dussauge *et al.* (2002); Picarelli *et al.* (2005)), où la distribution cumulée des volumes peut être approximée par une loi du type :

$$F = aV^{-b} \quad (5.1)$$

Avec F la fréquence d'éboulements de volume supérieur à V , et V le volume de l'éboulement. Le paramètre a représente la fréquence pour des éboulements de plus d'1 m³, et le paramètre b dépend de plusieurs éléments comme le type de mouvement ou le contexte géologique (Brunetti *et al.*, 2009).

Cet ajustement par une loi puissance a pu être fait pour les 854 éboulements rocheux détectés entre 2012 et 2015 pour la falaise inférieure du Mont Saint Eynard. Seuls 13 éboulements ont été détectés pour la falaise supérieure entre 2012 et 2015, dont la moitié a un volume inférieur à 0,1 m³. La loi puissance présente un bon ajustement, mais certaines limites apparaissent. Le début de la distribution (petits volumes) montre un « roll over » (petite chute). Ce comportement des distributions a également été relaté dans divers articles, concernant aussi bien les glissements de terrain que les séismes, feux de forêts ou inondations, phénomènes qui suivent également une loi puissance (Sachs *et al.*, 2012).

Le « roll over » pour les petits volumes peut être expliqué par un sous-échantillonnage : les plus petits événements ne sont pas ou mal détectés (Stark et Hovius (2001); Brunetti *et al.* (2009)). Cette limite varie avec la méthode utilisée pour construire la base de données d'éboulements : plus la résolution spatiale est importante, plus le volume limite auquel s'amorce le roll over est réduit. Cela semble être le cas pour notre base de données

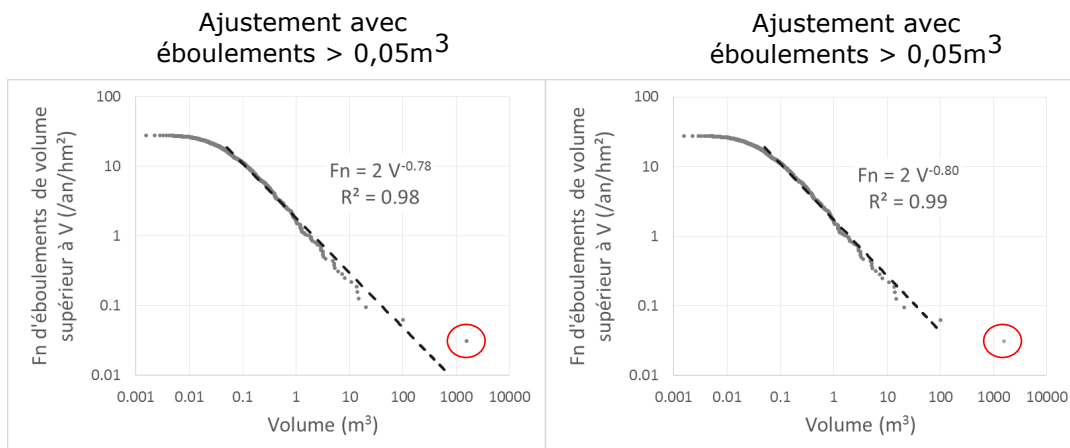


FIGURE 5.14 – Relation fréquence/volume pour les éboulements rocheux de la falaise inférieure du Mont Saint Eynard. Gauche : meilleur ajustement en prenant tous les volumes supérieurs à $0,05 \text{ m}^3$. Droite : meilleur ajustement en prenant les mêmes éboulements, excepté l'évènement de très grande ampleur.

(Fig. 5.14), où la méthode de détection des éboulements nous permet d'avoir des volumes relativement restreints (supérieurs à $0,001 \text{ m}^3$), mais ces volumes sont moins nombreux que ce qui est attendu par la loi puissance. La détection sur la falaise est très liée à l'emplacement du bloc, au nettoyage des nuages de points et à la validation sur photographies. Il apparaît qu'en dessous de $0,05 \text{ m}^3$, la distribution chute sous la loi puissance : il s'agit d'un volume « limite » de notre détection, en deçà duquel nous considérons que la base de données d'éboulements n'est plus exhaustive. 530 éboulements sont supérieurs à $0,05 \text{ m}^3$. Une autre explication de ces « roll over » pour des petits volumes peut être une propriété intrinsèque au massif qui limite les éboulements de très petites tailles (Barlow et al, 2012). Brunetti *et al.* (2009), en reprenant les lois puissance pour différentes bases de données de mouvements de pente de la littérature, constatent que les volumes minimaux considérés pour les ajustements sont 1 à 4 ordres de grandeur supérieurs aux plus petits volumes de la base de données. Le « roll over » pour les petits volumes est fréquemment rencontré.

La Figure 5.14 montre la relation fréquence/volume des éboulements rocheux de la falaise inférieure. L'ajustement de la loi est réalisé pour des volumes supérieurs à $0,05 \text{ m}^3$, pour lesquels l'ajustement est le meilleur (Guerin *et al.*, 2014). Cependant, pour voir l'effet du gros évènement (1550 m^3) sur la distribution, nous avons ajusté la loi sans le prendre en compte : comme on pouvait s'y attendre l'ajustement est meilleur et l'exposant b augmente légèrement. Il a été relaté dans la littérature que des évènements (notamment pour les séismes) sont plus importants que l'extrapolation de la loi puissance. Ils sont qualifiés de « dragon kings » (Sachs *et al.*, 2012). La question peut se poser pour le cas de cet éboulement, mais les « dragon kings » n'ont apparemment jamais été observés pour les distributions d'éboulements rocheux (Sachs *et al.*, 2012). D'autre part, une des limites de notre base de données d'éboulement concerne la courte période investiguée (2,5 ans).

Si cet évènement est exceptionnel, on peut penser que pour une durée d'observation plus longue (mais restant inférieure à la période de retour du "dragon king"), les fréquences des volumes plus petits augmenteraient et l'évènement exceptionnel finirait par s'aligner sur la droite de régression.

Hantz *et al.* (2003) ont obtenu un exposant b de 0,55 pour les éboulements rocheux s'étant produits sur les falaises calcaires de l'agglomération grenobloise (incluant notre site d'étude) appartenant à des étages géologiques allant du Séquanien au Sénonien. La gamme de volume étudiée est bien plus importante. Cependant, on notera tout de même que notre exposant de 0,8 est plus élevé, ce qui peut s'expliquer par l'uniformité lithologique de la falaise étudiée dans notre cas, ou par la gamme de volume décalée dans les plus petits volumes (deux ordres de grandeur de moins).

5.3.1.2 Influence de la géologie

Cette loi puissance est vérifiée pour la distribution cumulée des volumes de la falaise inférieure du Mont Saint Eynard. Il n'est pas possible d'ajuster une loi puissance pour la falaise supérieure car il n'y a pas assez d'éboulements, même sur une période de six ans (seulement 13 éboulements entre 2009 et 2015). Une fréquence spatio-temporelle (ou normalisée) peut quant à elle être estimée. Pour les éboulements de plus de $0,1 \text{ m}^3$, la fréquence spatio-temporelle est nettement inférieure pour la falaise supérieure, avec 0,5 éboulement par an par hm^2 , contre 11 éboulements par an par hm^2 pour la falaise inférieure, soit une activité en termes de fréquence d'éboulement 20 fois plus importante pour la falaise inférieure. Le contexte géologique global étant le même pour ces deux falaises, cette différence peut s'expliquer par la différence de structure (différence de litage notamment).

La méthode de détection des éboulements a été appliquée à différents sites sur la période 2009-2012. Ce travail a été effectué en collaboration avec Antoine Guerin (Université de Lausanne, Suisse) et a fait l'objet d'un article et d'un poster pour la conférence de l'IAEG à Turin en 2014, fournis en Annexe D. La comparaison de ces sites de lithologies différentes a montré des différences en termes de fréquences, pour des éboulements supérieurs à $0,1 \text{ m}^3$ (afin d'uniformiser les gammes de volumes considérées sur chaque site) et, lorsque cela a été possible, d'exposant b de la loi puissance. Il apparaît clairement que les calcaires massifs, de type calcaire Urgonien ou Tithonique, avec des bancs d'épaisseur métrique, présentent des fréquences d'éboulements ($0,1 \text{ éboulement/an/hm}^2$) inférieures d'au moins un ordre de grandeur en comparaison à des falaises de calcaires lités, de type calcaire Séquanien ou calcaire Valanginien, avec des bancs d'épaisseur décimétrique, et une fréquence de l'ordre de $5 \text{ éboulement/an/hm}^2$. Les exposants b sont également plus élevés pour les roches litées. Une loi puissance a pu être ajustée pour des éboulements s'étant produits sur une paroi de gneiss du Massif des Ecrins, présentant un exposant b plus faible (inférieur à 0,4). La fréquence d'éboulements supérieurs à $0,1 \text{ m}^3$ est du même ordre de grandeur que pour les falaises de calcaires massifs.

Dussauge *et al.* (2002) et Malamud *et al.* (2004a), en se basant sur des inventaires historiques de mouvements de pente, dont des inventaires d'éboulements rocheux, ont

fait l'hypothèse d'une valeur caractéristique pour les distributions ne concernant que des éboulements rocheux, car ils obtiennent des valeurs similaires d'exposants, qui sont systématiquement plus basses que pour les autres mouvements de terrain. Cela impliquerait que les relations fréquences/volumes pour les éboulements rocheux seraient indépendantes des conditions géologiques et environnementales. Cependant, si l'on raffine les bases de données d'éboulements rocheux selon, ici, la lithologie et la structure, il apparaît des tendances différentes d'un point de vue des fréquences spatio-temporelles et des relations fréquences/volume. Les différences de mécanismes peuvent être évoquées également. Il apparaît que la falaise de gneiss présente une majorité d'éboulements par glissement, alors que les falaises calcaires étudiées (pendage inverse à la pente, condition anaclinale) présentent plutôt des configurations de surplomb et des mécanismes de chute dominés par le basculement (voir Annexe D).

Barlow *et al.* (2012) soulevaient un point important en ce qui concerne la difficulté d'établir une comparaison correcte entre les exposants b de différents inventaires de mouvements de pente : d'une part à cause des différents types de mouvements impliqués ; et d'autre part à cause des données qui ne sont pas forcément obtenues et traitées de la même manière. Cela n'est pas le cas dans cette étude, car les sites concernent exclusivement des éboulements rocheux, et les différents inventaires ont été obtenus et analysés de la même manière, depuis l'acquisition (même matériel, choix de paramètres de mesures proches), l'établissement de la base de données (méthode de modélisation des compartiments éboulés), jusqu'à l'établissement de la loi.

Ce travail montre clairement l'intérêt d'établir des bases de données d'éboulements, avec une « double » précision : d'une part dans la détection couvrant une large gamme d'éboulements, plus étendue notamment vers les petits volumes, grâce au scanner laser ; et d'autre part, dans la diversité des lithologies, qui permet d'établir des fréquences plus affinées pour différents types de lithologies en paroi rocheuses. Cela permet de préciser les fréquences et les distributions de volume pour des parois rocheuses se comportant différemment, contribuant à affiner l'utilisation des distributions d'éboulements pour une approche quantitative de l'aléa diffus d'éboulement rocheux. Ce travail sera complété par d'autres détections sur d'autres sites, de lithologies différentes mais également identiques.

5.3.1.3 Autres influences

D'autres hypothèses ont été émises quant à la variation de l'exposant b . La différence entre types de mouvement de pente est évoquée (Brunetti *et al.*, 2009), en terme de matériaux, de mécanismes de rupture et de géométrie des pentes. Nous avons montré précédemment, en utilisant des bases de données affinées pour différents sites, que l'exposant b pouvait varier en fonction de la structure pour des roches compétentes. Différentes informations ont été collectées pour chaque éboulement, et ont été analysées en termes de loi puissance. L'idée est de voir si certains paramètres des éboulements ont une influence significative sur les relations fréquence/volume, ou non.

Lors de l'établissement de notre base de données pour le Mont Saint Eynard, nous avons fait la distinction entre deux mécanismes de rupture : glissement et basculement.

Les relations fréquence/volume pour ces deux types de mécanisme ont été étudiées. Il apparaît que l'exposant pour le meilleur ajustement est toujours de 0,8, pour les deux distributions (Fig. 5.15). Les courbes sont décalées, car il y a moins d'éboulements concernés par le glissement, mais la pente est la même. Les différences de mécanisme à structure et lithologie constante n'influent pas la loi puissance.

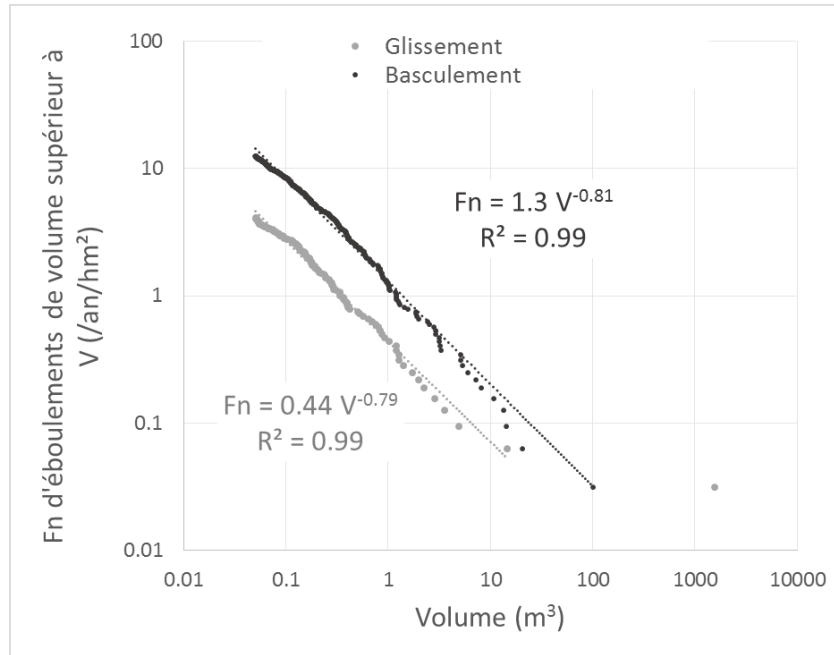


FIGURE 5.15 – Relations fréquence/volume pour les éboulements supérieurs à $0,05 \text{ m}^3$ de la falaise inférieure, avec distinction des mécanismes de rupture.

La géométrie de la pente a été évoquée dans la littérature concernant les variations d'exposant dans les lois puissance. Cette géométrie évolue au cours du temps. Dans le cas d'une falaise, on peut supposer que les processus d'éboulement conduisent à se rapprocher d'un profil d'équilibre. Nous avons tenté de localiser les éboulements par rapport au plan moyen de la falaise pour déterminer quelle est l'influence de leur position sur une coupe verticale de la falaise, en situation de saillie (ou de protrusion, Lim *et al.* (2010)) ou en situation de renforcement (en coupe verticale). La distribution des éboulements en situation de renforcement présente un exposant de 0,7, alors que la distribution des éboulements en situation de saillie montre un exposant de 0,9 (Fig. 5.16). Un fait intéressant à noter est le « roll-over » visible pour les gros volumes pour les éboulements en situation de saillie (ellipse rouge, Fig. 5.16) : cela semble indiquer un volume limite, au-delà duquel la situation de saillie devient impossible. Il faudra confirmer cette tendance avec les détections suivantes.

Une autre raison évoquée concernant les variations d'exposants entre éboulements rocheux et d'autres mouvements de pente est le fait que les éboulements rocheux sont liés à la fragmentation (fracturation) de la roche (Malamud *et al.*, 2004a). Dans notre

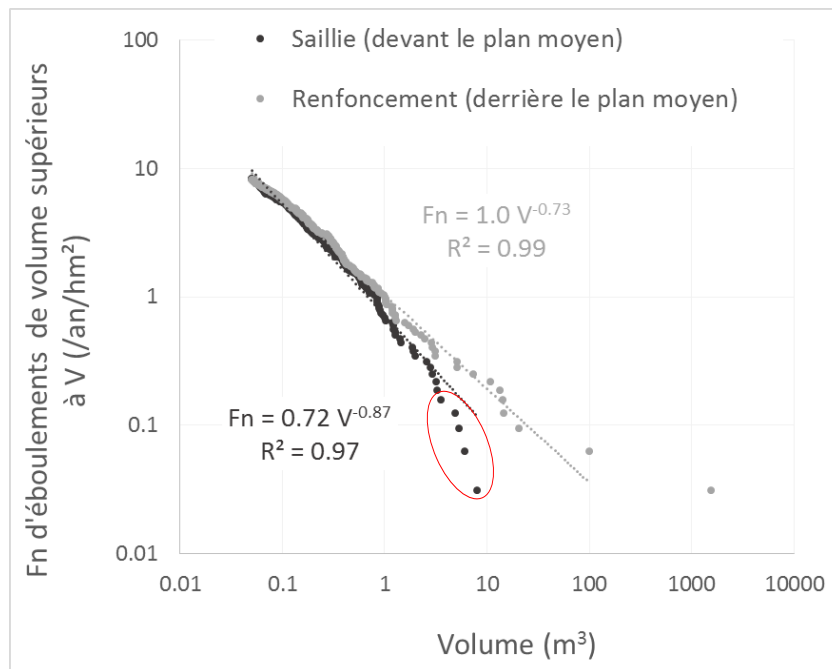


FIGURE 5.16 – Relation fréquence/volume pour des éboulements de volume supérieur à $0,05\text{m}^3$, en distinguant les compartiments en situation de saillie ou de renforcement.

cas, on peut considérer que les compartiments qui se sont éboulés sont déterminés par des fractures, qui conditionnent donc leur morphologie. La distribution des volumes pour différentes formes des compartiments a été étudiée. Les exposants varient entre 0,6 et 0,9 (Fig. 5.17). Un « roll-over » est à nouveau visible, pour les plus gros volumes des dalles horizontales. Cela peut être dû au fait que les compartiments dans cette catégorie sont des morceaux de strates, avec limitation de l'épaisseur donnée par l'épaisseur du banc concerné. On peut noter que les chutes de dalles horizontales se produisent préférentiellement dans les zones en saillie.

5.3.1.4 Conclusion sur les variations d'exposants des lois puissances

Les études basées sur la distribution des volumes de mouvements de pente sont construites la plupart du temps sur des inventaires historiques d'éboulements. Dans notre cas, la base de données d'éboulements a été établie pour un site particulier. La comparaison entre différents sites de lithologies différentes a montré une différence entre les fréquences d'éboulement, et entre les exposants b . D'autres facteurs pourraient expliquer cette variation, et nous nous sommes donc placés à lithologie constante pour voir l'effet de variations dues à d'autres propriétés morphologique ou mécaniques des éboulements. Aucune différence notable dans l'exposant de la loi puissance ajustée pour ces différentes distributions n'a été notée, bien qu'il y ait une variation entre 0,6 et 0,9. L'exposant trouvé pour l'autre site de calcaires lités (d'âge Valanginien) est également dans cet in-

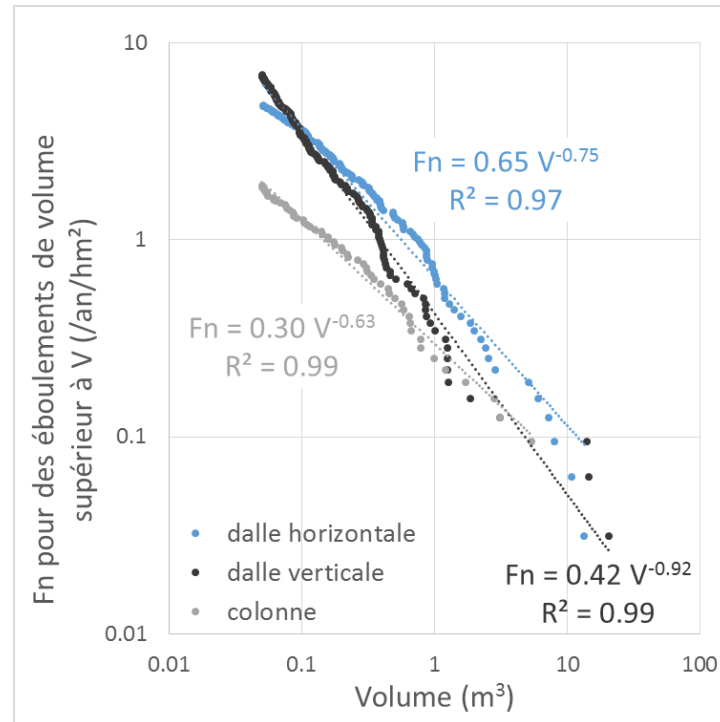


FIGURE 5.17 – Relation fréquence/volume pour des éboulements de volume supérieur à $0,05 \text{ m}^3$, avec distinction entre les différentes formes remarquables : colonne, dalle horizontale et dalle verticale.

tervalle (0,64 pour un ajustement sur des volumes supérieurs à $0,05 \text{ m}^3$, entre 2009 et 2012). On peut supposer que l'influence principale sur la variation des exposants des lois puissance est la structure. Ceci est à compléter par l'investigation d'autres sites, mais il semble néanmoins que la nature du matériau soit un élément à prendre en compte dans la variation de l'exposant.

Deux « roll-over » ont été remarqués dans les plus gros volumes : cela concerne les compartiments en situation de saillie, et les compartiments en forme de dalle horizontale. Il semble y avoir un volume maximal limite pour ces deux situations, que l'on a pu expliquer par des caractéristiques géologiques. Les compartiments se trouvant dans 99% des cas en situation de surplomb, plus ou moins marqué, on peut supposer qu'ils sont plus instables lorsqu'ils sont en position de saillie, devant le plan moyen.

L'utilisation de l'exposant d'une loi puissance a montré son utilité pour une évaluation quantitative de l'aléa éboulement rocheux par Hantz (2011). Il entre dans l'évaluation de la probabilité de rupture de compartiments pour une surface rocheuse donnée. On pourrait partir du principe que l'exposant donné par les bases de données historiques pour une région donnée peut suffire, étant donné qu'il semble y avoir un comportement similaire pour différentes bases d'éboulements rocheux (Dussauge *et al.* (2002), Malamud *et al.* (2004a)). Ceci étant, pour une falaise donnée, cette valeur peut être trop approximative pour une évaluation correcte, car les inventaires régionaux englobent différentes

lithologies et structures, qui en moyenne ne sont pas représentatives du mur rocheux étudié. Affiner les distributions selon le critère litho-structural semble réduire les incertitudes sur l'évaluation de l'aléa pour une paroi rocheuse d'une lithologie donnée. Les autres paramètres caractérisant les éboulements rocheux ne semblent pas pertinents à prendre en compte.

5.3.2 Analyse statistique des paramètres des éboulements

5.3.2.1 Corrélation entre les paramètres

A partir des paramètres de morphologie, distance, mécanismes obtenus pour chaque éboulement, nous avons étudié les corrélations entre ces différents paramètres, qui nous permettraient de mieux appréhender les configurations d'éboulements sur cette falaise. Dans un premier temps, la matrice de corrélations entre ces paramètres a été établie (Tableau 5.3).

Seuls la hauteur, la profondeur et le volume des blocs présentent une forte corrélation. Cela ne paraît pas surprenant dans la mesure où le volume dépend des dimensions (de petites dimensions ne peuvent pas donner un gros volume). La hauteur et la profondeur sont bien corrélées entre elles : cela confirme l'utilisation du rapport hauteur/largeur pour la discrimination des formes de compartiments rencontrés sur la falaise. La corrélation entre le volume et la profondeur caractérise bien une perte de matière dans la direction normale à la falaise, comme il est souvent supposé (Lim *et al.*, 2010).

	Volume	Z (Altitude)	Largeur	Profondeur	Hauteur	Distance au PM
Volume	1					
Z (Altitude)	-0,002	1				
Largeur	0,470	0,147	1			
Profondeur	0,871	0,064	0,673	1		
Hauteur	0,974	-0,004	0,539	0,908	1	
Distance au PM	0,005	-0,74	0,118	0,037	0,024	1

TABLE 5.3 – Matrice de corrélation entre différents paramètres caractérisant les compartiments éboulés, d'un point de vue morphologie et localisation.

Les autres paramètres montrent de moins bonnes corrélations entre eux voire même une absence totale de corrélation. De plus, la matrice de corrélation ne nous permet pas de prendre en compte les caractérisations discrètes caractérisées par des mots, telles que les mécanismes de rupture ou de régression.

5.3.2.2 Analyse en Composantes Principales

A première vue, il ne semble pas y avoir de relation significative entre tous ces paramètres (excepté le volume et les dimensions), ou elle est probablement plus complexe.

Afin d'étudier ces éventuelles relations entre paramètres nous permettant de mettre en évidence des processus morphologiques, nous nous sommes aidés d'une Analyse en Composante Principale, réalisée à l'aide du logiciel Tanagra (Rakotomalala, 2015).

Nous avons considéré les différents paramètres renseignant sur :

- La morphologie des compartiments : hauteur, largeur, profondeur, rapports h/l , h/p . La matrice de corrélation ayant montré une forte corrélation entre profondeur, hauteur et volume, afin d'éviter des redondances et choisir les variables les plus discriminantes, nous utiliserons surtout le rapport h/l , que l'on peut en outre relier à des classes de forme.
- Le volume (Vol)
- Les mécanismes : de rupture, de régression (variables discrètes)
- La localisation : position le long de la falaise (X), altitude (Z), la distance au plan moyen (dPM)

Dans un premier temps, les valeurs propres, qui permettent de définir les nouveaux axes, sont calculées et nous permettent de choisir les variables les plus significatives, à l'aide de plusieurs critères (Rakotomalala, 2015) :

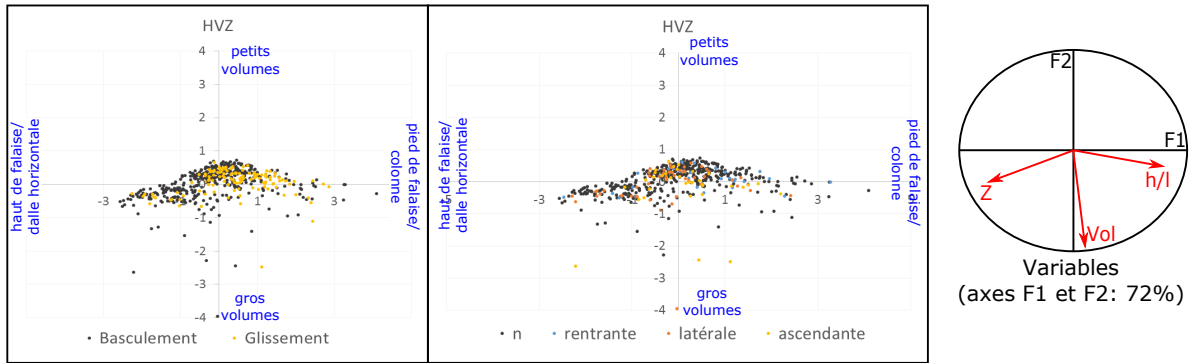
- Le pourcentage d'inertie (individuelle et cumulée) expliquée par les axes : les deux axes choisis doivent représenter une part conséquente des valeurs
- Les critères de Kaiser-Guttman et Karlis-Saporta-Spinaki, qui ne donnent qu'une appréciation globale des composants
- Le test des bâtons brisés (critère de Legendre-Legendre) : il définit une valeur seuil pour chaque axe qui permet de tester sa signification.

Ces tests sont effectués automatiquement par le logiciel. Ils permettent de faire un choix approximatif. Cela a été complété par le calcul de l'intervalle de confiance des valeurs propres par bootstrap (calcul effectué avec Tanagra). Il se base sur les bornes basses et hautes des valeurs propres, et montre si leur décalage est significatif ou non (lorsqu'il y a empiètement), et permet de déterminer plus rigoureusement des paramètres pertinents. Les variables à considérer ont dû être limitées en nombre pour obtenir des tests statistiques satisfaisants.

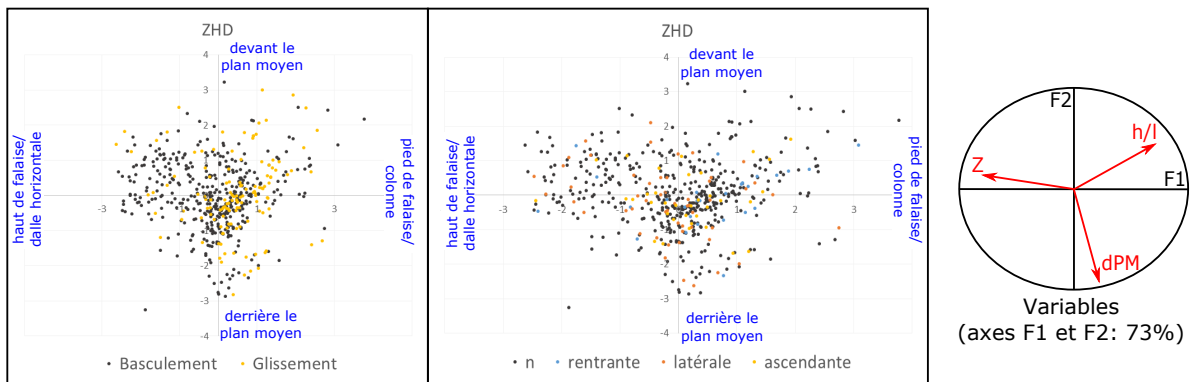
Nous avons donc fait plusieurs choix qui satisfaisaient ces tests et nous permettaient d'obtenir une information pertinente également, en essayant de lier au maximum des paramètres renseignant sur les différents points mentionnés précédemment. Afin de lier les données discrètes (mécanismes de rupture et mécanismes de régression), la distinction a été faite par le biais de couleur sur les points obtenus dans les nouveaux repères (5.18).

Aucune tendance ne s'établit de façon marquée : les points sont globalement dispersés autour du centre du cercle, que l'on considère uniquement les paramètres chiffrés ou également les paramètres discrets comme les mécanismes. Les variables ont pourtant été choisies pour être les plus discriminantes, en accord avec les tests statistiques, et notamment le bootstrap.

Rapport h/l - volume - altitude



Rapport h/l - altitude - distance au plan moyen



Volume - distance au plan moyen - localisation E/W

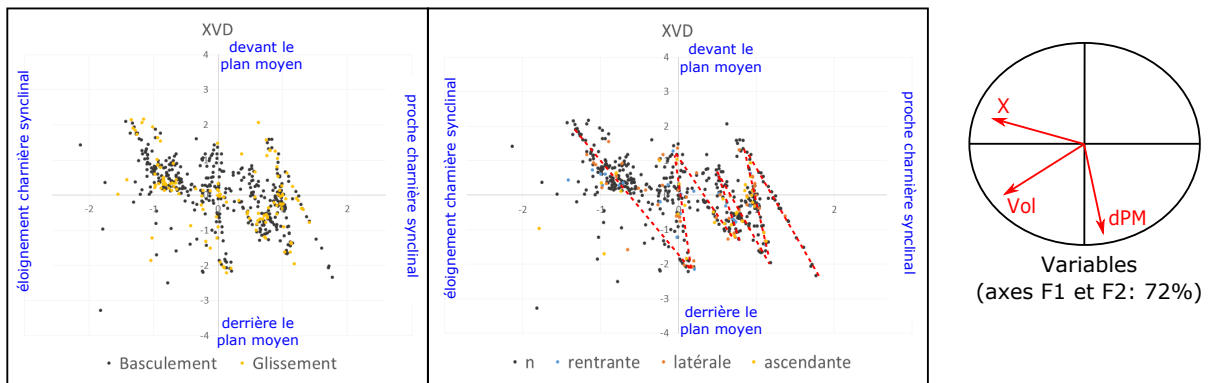


FIGURE 5.18 – Analyses en Composantes Principales pour différents paramètres caractérisant les compartiments éboulés. Graphique de gauche : en fonction du mécanisme de rupture ; graphique de droite : en fonction du mécanisme de régression (n : non précédé par un éboulement depuis 2009). Schéma de droite : représentation des variables dans le repère des nouveaux axes F1 et F2 basés sur les valeurs propres.

Toutefois, on observe que les éboulements ayant pour mécanisme le glissement s’étirent vers des plus fortes valeurs de h/l (ACP rapport h/l – volume – altitude) : le glissement

concerne préférentiellement les formes plus étirées, comme les colonnes et dalles verticales. Cela rejoint l'observation déjà faite plus tôt.

Une tendance s'observe également pour l'ACP avec volume, distance au plan moyen et localisation E/W : les points s'alignent sur des droites obliques qui montrent une indentation le long de l'axe F1. Cet axe est anti-corrélé avec les valeurs de X, indiquant la localisation E/W des compartiments, et les valeurs de volumes. L'axe F2 est anti-corrélé avec la distance au plan moyen. Cette oscillation semble liée à la situation devant/derrière le plan moyen de l'éboulement et la localisation le long de la falaise, correspondant en fait aux rentrants et éperons caractérisant la surface de la falaise inférieure. La distance au plan moyen d'un compartiment dépend de sa situation dans un éperon ou un rentrant, et il n'est donc pas étonnant de voir se dessiner une alternance devant/derrière le plan moyen le long de l'axe corrélé à la localisation de l'éboulement le long de la falaise. Cette analyse montre qu'il n'y a pas de lien réel entre le volume, le rapport h/l des compartiments, la distance au plan moyen, l'altitude, ou les mécanismes de rupture ou de régression impliqués.

5.3.2.3 Taux de recul en fonction de l'altitude

Comme mentionné dans la section 2, l'altitude moyenne des centres de gravité volumiques des éboulements (950 m) et l'altitude médiane (935 m) sont plus basses que l'altitude moyenne de la falaise. Il semblerait que les zones de départ d'éboulements ne soient pas homogènes verticalement sur la falaise. Considérant le volume cumulé par tranches d'altitude, rapporté à la surface de falaise dans cette tranche d'altitude, nous avons pu estimer le taux d'érosion en fonction de l'altitude (Fig. 5.19). La hauteur maximale des compartiments étant inférieure à 10 m (excepté l'éboulement de 1500 m³), les tranches d'altitudes ont été choisies de 20 m pour éviter un chevauchement. Pour l'évènement de grande ampleur, d'une hauteur de 75 m, nous avons découpé le volume concerné par chaque tranche d'altitude, afin d'extraire la quantité réelle de roche tombée pour une altitude donnée.

Il apparaît clairement que l'érosion est plus importante entre 920 et 1000 m d'altitude, ainsi qu'en haut de falaise au-dessus de 1100 m d'altitude. En considérant les relations fréquences/volumes pour ces deux zones (activité forte et faible), l'exposant n'est pas très différent, ce qui signifie que le plus faible taux de recul mesuré pour la partie supérieure n'est pas dû à une sous-représentation des gros éboulements (ce qui pourrait être le cas si l'exposant b était plus faible). Il n'est pas possible qu'en régime permanent, le bas de la falaise recule plus vite que le haut. On peut donc en déduire qu'il s'agit d'un régime transitoire. On peut proposer un scénario possible parmi d'autres : le retrait glaciaire aurait laissé une pente moyenne plus faible que la pente actuelle, et celle-ci est en train de se raidir du fait de l'érosion plus rapide en pied.

La distance entre les surplombs a été recensée sur un profil vertical de falaise pour estimer leur fréquence. Cela n'est pas représentatif de l'évolution de l'épaisseur des bancs, qui sont plus fins et pas facilement reconnaissables sur la surface reconstituée à partir des scans laser. On observe toutefois sur les photos à haute résolution que les bancs sont très

ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE DES ÉBOULEMENTS ROCHEUX

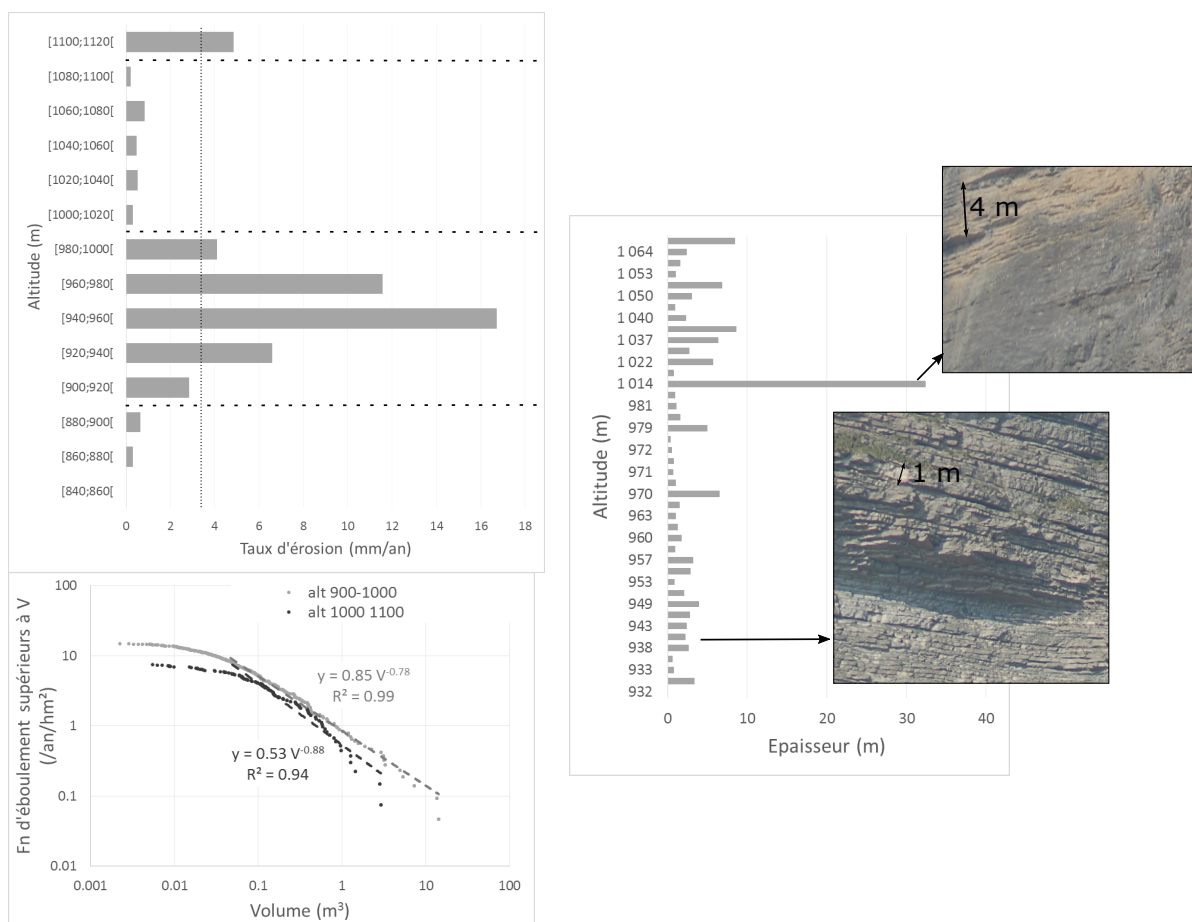


FIGURE 5.19 – A gauche, taux d'érosion (mm/an) en fonction de l'altitude, pour la falaise inférieure du Mont Saint Eynard. Ligne verticale discontinue : taux d'érosion moyen. Lignes horizontales en pointillés épais : limites entre zones de fort et de faible taux d'érosion. La distribution de droite montre la distance entre surplombs mesurée sur un profil vertical issu du LiDAR.

fins sur toute la hauteur, mais qu'ils ne sont pas distinguables dans le relief à certaines altitudes. Cela est notamment montré par la distance entre surplomb aux alentours de 1000 m, avec une zone sans surplomb d'une épaisseur de 30 m environ. Cette altitude correspond à la zone de faible taux d'érosion. Il ne s'agit pas de bancs plus massifs, mais probablement de l'absence totale de marnes entre les bancs, à l'inverse des bancs plus bas en altitude. Il faut en effet tenir compte que la zone de forte érosion est proche de la transition avec l'Argovien sous-jacent, où les marnes sont de plus en plus abondantes entre les bancs lorsque l'on descend dans la série, de façon progressive toutefois. Il peut y avoir une influence de la teneur en lits marneux, qui découpent mieux les bancs, qui sont visiblement fins et bien découpés.

Avec un fort taux d'érosion, on peut supposer que cette partie est plus renfoncée

que les autres (car plus soumise à l'érosion). Cependant, l'ACP a montré qu'il n'y a aucun lien évident entre l'altitude, le volume et la distance au PM. Le fait que les parties basses de la falaise sont plus actives et présentent un taux d'érosion jusqu'à 5 fois plus important que le taux d'érosion moyen corrobore les éléments morphologiques déterminés en considérant la falaise totale, où l'influence du ravinement sur la morphologie générale a été montrée.

Pour une altitude supérieure à 1100 m, le taux d'érosion est de nouveau supérieur à la moyenne, mais cela est dû à un seul éboulement d'une dizaine de m³.

5.4 Bilan sur la morphologie de la falaise et les processus d'éboulement

Le chapitre précédent a permis de caractériser la morphologie des falaises inférieure et supérieure. La falaise inférieure apparaît plus sensible à la fracturation, qui contrôle en partie sa morphologie, et ce chapitre a permis d'étudier l'influence des compartiments éboulés sur l'évolution de cette morphologie. Il s'agit là d'une estimation pour mettre en évidence des tendances : la période d'étude n'est pas suffisamment longue pour conclure sur des processus définitifs.

Différentes formes de compartiments ont été mises en évidence. Elles sont liées à la structure : les faces principales sont déterminées par des plans de fractures rencontrés partout sur la falaise (et qui peuvent avoir des extensions de plusieurs dizaines de mètres), et les faces inférieures et supérieures correspondent à des joints stratigraphiques. Il y a quasi perpendicularité entre les fractures et les bancs calcaires. La configuration principale de chute est le surplomb : une partie du mur de la strate est à l'air libre. Le mécanisme principal est le basculement (ou la chute libre) d'un bloc en surplomb, bien que 25% des compartiments aient glissé. Ceci étant, les zones les plus actives en termes d'éboulements ne sont pas les surplombs les plus marqués. Le taux d'érosion est le plus élevé en bas de falaise, où les bancs sont bien délimités, ce qui pourrait être dû à une présence de joints marneux plus importante.

La morphologie des blocs et les mécanismes de rupture montrent que les formes étirées sont plus soumises au glissement, alors que les formes plus allongées, type dalle horizontale, sont plus soumises au basculement. L'évolution de la distance au plan moyen en fonction de X (le long de la falaise), montre que la distance au plan moyen est aussi liée à la morphologie globale de la falaise avec un profil horizontal en dents de scie, combiné à un profil vertical qui est irrégulier lui aussi, convexe ou concave. Excepté en termes d'altitude où manifestement le taux d'érosion est plus important pour les altitudes basses de la falaise, toute la falaise peut déclencher des éboulements de tous volumes, de toutes morphologies, précédées ou non d'un autre éboulement récent. Les zones en situation de saillie (devant le plan moyen) peuvent être la source d'éboulements de volume limité, mais cette limite est à montrer avec des inventaires plus longs dans le temps.

La forte érosion en pied de falaise marque encore l'influence du ravinement. Nous avons montré que les compartiments sont découpés par les principales familles de discontinuités du massif : il n'est donc pas étonnant que la morphologie de la falaise y soit soumise. Cependant, on peut se demander si l'expression de ces éperons/retrants est héritée du ravinement, ou si le développement du ravinement est lié à la fracturation. Les éboulements en pied de falaise semblent résulter de l'érosion des marnes sous-jacentes, qui créent des situations de surplomb, qui vont se propager latéralement sur le banc et sur le banc sus-jacent.

En conclusion, la falaise inférieure semble dans un état de stabilité transitoire. L'érosion est plus forte en pied de pente, les torrents s'encaissent dans les formations marneuses sous-jacentes. Il a été montré que les pentes du Tithonique sont dans un état plus stabilisé que celles du Séquanien, de par son histoire (seul le pied de falaise a probablement été atteint par le dernier glacier), et sa situation « protégée » de l'érosion torrentielle. Cela se remarque également en considérant les fréquences d'éboulements, qui sont 20 fois moins importantes pour la falaise supérieure qu'inférieure sur la période d'étude. L'érosion par les agents extérieurs tels que l'eau ou les glaciations semble avoir un effet primordial sur les processus de recul des falaises et d'éboulements.

Plusieurs hypothèses peuvent être émises :

- La pente était initialement plus faible (lors du retrait du glacier par exemple) et l'érosion, notamment torrentielle, a rendu plus abruptes les pentes et déstabilisé les parois rocheuses. Cependant, les vallées glaciaires sont caractérisées par de fortes pentes proches de la verticale en bordure, donc cette hypothèse est peu plausible.
- Lors du retrait du glacier, les pentes en bord de la vallée glaciaire étaient très raides, et ont évolué et évoluent encore fortement par éboulisation pour arriver à une pente plus stable. La mise en place d'un réseau torrentiel accentue également cette érosion en pied de falaise.
- La morphologie irrégulière de la falaise inférieure et la forte influence de la fracturation sur son activité en terme d'éboulements peuvent être expliquées par la décompression post-glaciaire, qui a déjà été avancée comme explication de la déstabilisation de versants dans les Alpes.

Troisième partie

Influence des facteurs météorologiques sur la rupture

Chapitre 6

Contexte climatique - approche météorologique et datation des éboulements

L'étude des facteurs météorologiques et leur impact sur les fréquences d'éboulement doit être placée dans le contexte climatique et météorologique du site d'étude. Le contexte climatique de la zone urbaine de Grenoble met en évidence différentes influences provoquant des phénomènes météorologiques divers. En février 2014, un dispositif de mesures de température a été installé sur la paroi de la falaise supérieure du MSE. Ces températures seront analysées, et mises en relation avec les températures de la vallée. Nous verrons que le gradient moyen entre la vallée et la falaise est inférieur aux valeurs communément admises ($0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). A partir de ces données et analyses, la relation entre facteurs météorologiques et fréquences d'éboulements sera étudiée au Chapitre 7. Pour ce faire, la base de données d'éboulements (Chapitre 5) a été complétée par la datation des éboulements, dont la méthodologie est illustrée ici.

6.1 Contexte climatique et météorologique

6.1.1 Contexte climatique global

La ville de Grenoble (200 m d'altitude) se caractérise par plusieurs influences climatiques. On notera une influence climatique continentale, avec (Fig. 6.1) :

- Des hivers froids, notamment décembre – janvier – février avec des températures minimales moyennes (sur 30 ans) proches ou inférieures à 0°C . Les maximales ne dépassent pas 10°C .
- Des étés avec de longues périodes chaudes, présentant des maximales moyennes supérieures à 25°C en juillet et août, et de longues périodes d'ensoleillement.

CONTEXTE CLIMATIQUE - APPROCHE MÉTÉOROLOGIQUE ET DATATION DES ÉBOULEMENTS

L'influence climatique méditerranéenne est présente, avec des précipitations printanières, notamment en mai, et des précipitations automnales en septembre et octobre, avec des hauteurs de précipitations supérieures à 100 mm.

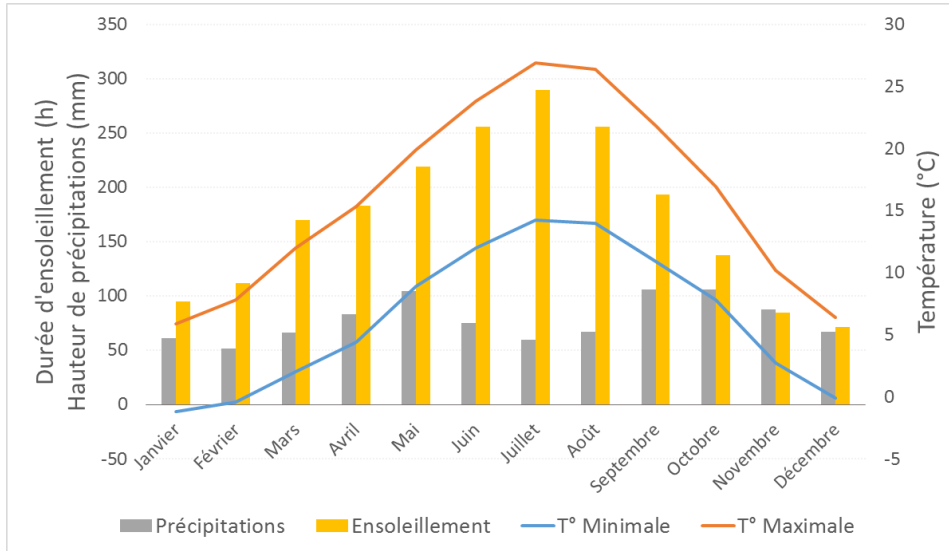


FIGURE 6.1 – Données climatiques mensuelles pour Grenoble, d'après les données de Météo France établies sur la période 1981-2010.

Les falaises du Mont Saint-Eynard, d'altitude comprise entre 800 et 1300 m, sont caractérisées par un climat montagnard. La principale caractéristique étant un fort contraste de relief, on admet généralement une diminution de $0,5^{\circ}\text{C}$ pour une augmentation de 100 m d'altitude. On retrouve donc en altitude des températures très froides, et des chutes de neige fréquentes (Météo France, 2015).

Les reliefs jouent un rôle important dans le climat local. L'influence océanique apporte des précipitations sur les reliefs occidentaux, plus arrosés en fonction de l'altitude. Bénévent (1926) soulignait que l'altitude atténue les influences continentales et que le climat devient plus « marin » avec l'altitude. La présence des reliefs influence les mouvements thermiques (Bénévent, 1926), par exemple aux changements de saison, avec un retard de l'arrivée du printemps et de l'automne, et un amortissement des oscillations de température. La présence du relief se fait également sentir lors des inversions de température, où les masses d'air froides sont tapies en fond de vallée alors que les masses d'air chaudes sont en altitude. L'exposition des versants est également importante (Bénévent, 1926) : aux versants exposés au sud (les adrets), bénéficiant de la meilleure insolation, et mis en valeur par les hommes.

6.1.2 Contexte météorologique du site

Le versant étudié du Mont Saint Eynard est exposé Sud à Sud Est, et présente une pente abrupte entre le fond de vallée et le sommet, avec un dénivelé d'environ

1150 m (200-1350 m). Cette situation topographique exerce une influence sur le régime thermique, montrant un effet de l'exposition et un effet d'abri.

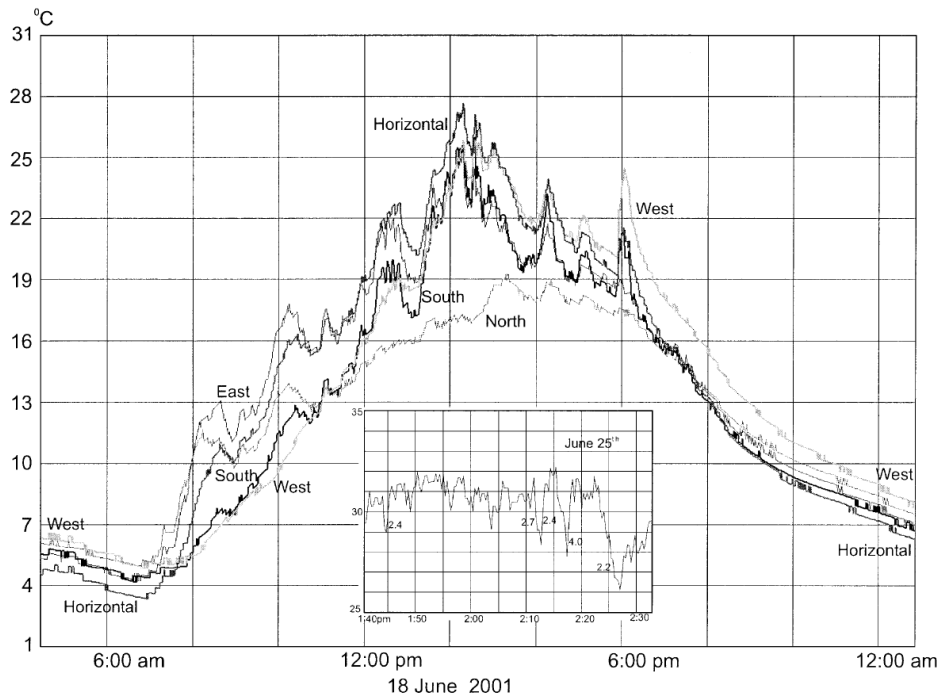


FIGURE 6.2 – Variations de température sur une journée, pour des versants de différentes expositions (Nord, Sud, Est, Ouest) et un versant horizontal. Le graphique en encart montre les variations de température sur le versant exposé Sud pour une période de 50 minutes, pendant laquelle les variations dépassent $2^{\circ}\text{C}/\text{min}$ à plusieurs reprises. Ce graphique concerne un site d'étude situé à environ 5000 m d'altitude sur le plateau tibétain (Hall *et al.*, 2005).

L'exposition influence en effet les variations de température tout au long de la journée (Hall *et al.*, 2005). Suivant l'orientation des versants, et également la valeur de la pente, les amplitudes thermiques sont plus importantes pour une surface proche de l'horizontale que pour une pente, ou pour un versant Sud que pour un versant Nord (Fig. 6.2). Hall *et al.* (2005) montrent également des variations de températures de forte intensité pour un versant Sud en très peu de temps (encart dans la Figure 6.2); qui peuvent être de l'ordre de $2^{\circ}\text{C}/\text{min}$ à 5000 m d'altitude, valeur correspondant au seuil de définition du choc thermique (Gunzburger et Merrien-Soukatchoff, 2011). Mais à notre connaissance, de telles variations n'ont pas été rapportées à des altitudes plus basses. Ces observations montrent clairement l'effet de l'exposition, qui dans le cas du Mont Saint Eynard est quasi constante vers le Sud Est. La fréquence d'acquisition des températures ne nous permet malheureusement pas d'observer des variations thermiques intenses et rapides sur cette falaise. L'effet de l'exposition dépend également de l'altitude considérée. Les parois rocheuses exposées au Sud sont également plus sujettes à l'alternance de gel-dégel

CONTEXTE CLIMATIQUE - APPROCHE MÉTÉOROLOGIQUE ET DATATION DES ÉBOULEMENTS

de courte durée, en comparaison aux faces Nord qui, en haute montagne sont plutôt soumises aux alternances gel-dégel saisonnières (Matsuoka *et al.*, 1997).

La caractérisation d'un régime thermique d'adret a été réalisée pour le versant du Mont Saint Eynard. Dans les années 1960, l'étude de la variation des gradients au cours de l'année, sur plusieurs stations localisées sur un profil N-S (Fig. 6.3) allant de l'Isère à Chamechaude a été réalisée (Jail (1966b), Jail (1966a)).

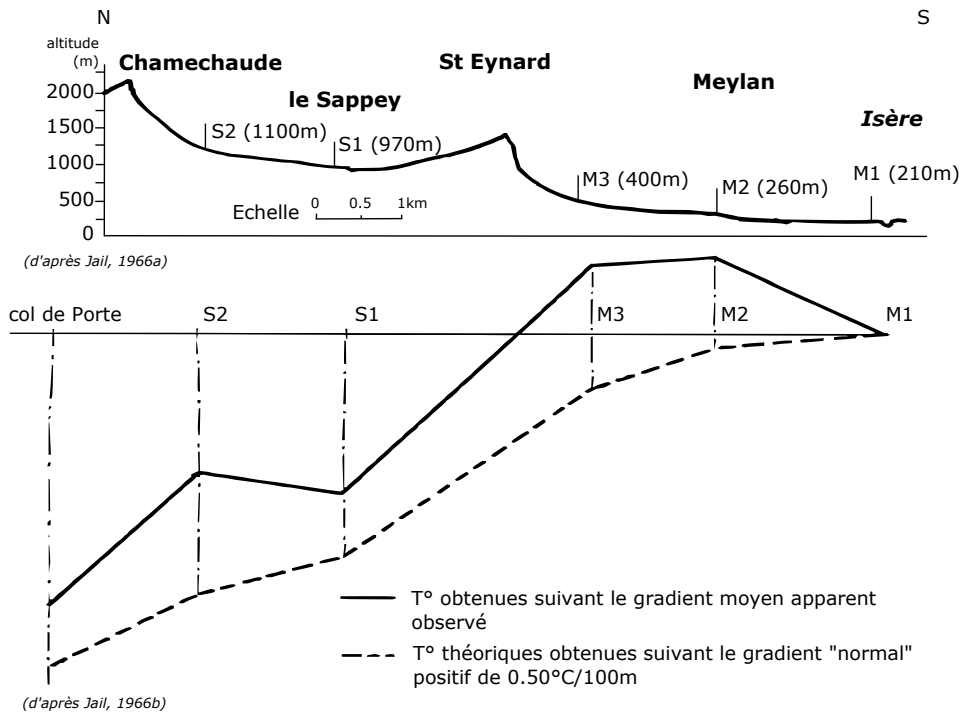


FIGURE 6.3 – Coupe topographique de la zone étudiée entre l'Isère et Chamechaude. Les stations météorologiques de l'étude sont indiquées sur la coupe. En bas, représentations des variations de températures calculées à partir des gradients observés et du gradient théorique « normal ». NB : le gradient est positif entre l'Isère et Meylan (d'après Jail (1966b), Jail (1966a)). Les graduations ne sont pas fournies sur la figure originale).

Les gradients entre stations varient au cours des années, bien qu'ils présentent des tendances globales caractérisées sur la Figure 6.3. On trouve un gradient positif entre le fond de vallée et le coteau, puis le gradient est négatif, faible entre le bas et le haut des coteaux (M2 et M3), mais plus fort lorsque l'on passe la falaise du Saint Eynard. Ceci étant, il reste en moyenne inférieur à la valeur de 0,5°C/100m communément admise pour les zones de montagne. La différence entre la station proche du pied de falaise (M3) et la station proche de la vallée (M2) montre que la différence d'altitude entre les deux stations a un effet. Cependant, il est en partie contrecarré par l'effet de l'exposition. En effet, l'ensoleillement donne généralement avantage à la partie supérieure des coteaux, qui est également favorisée par la proximité de la falaise, dont l'effet de réverbération

s'ajoute. En revanche, la présence de cette même falaise peut avoir l'effet inverse, dû à de légers courants frais qui en descendent.

Ces études confirment l'effet de l'exposition, de l'altitude et des variations topographiques plus ou moins marquées sur les conditions météorologiques rencontrées sur un adret. Le type de végétation s'en ressent également, comme l'indique le panneau explicatif sur le flanc Sud du Saint Eynard : « *La végétation du Saint-Eynard : le microclimat du Saint-Eynard résulte de 3 facteurs simultanés : orientation sud et sud-est, abri créé par la falaise (moins de vent) et sol d'éboulis calcaires perméables (réchauffement rapide). Cette niche de stations chaudes a permis l'installation d'espèces méditerranéennes éloignées de leur domaine habituel de végétation : le sumas fustet, l'alisier blanc et l'amélanchier* » (Martin, 2014).

6.2 Analyse des températures de la falaise du MSE

6.2.1 Comparaison des différentes températures mesurées en falaise

La station d'acquisition installée sur une vire quelques mètres sous le sommet de la falaise (Fig. 6.4) enregistre les données de capteurs de température installés dans deux fissures, et dans des forages à 20 cm et 50 cm de profondeur dans le rocher (calcaire tithonique). Les données sont exploitables depuis le 27/02/2014. Un capteur a été laissé à l'air libre pour les mesures de température extérieure, mais ce capteur était exposé au soleil pendant quasiment 6 mois, ce qui a induit de très fortes températures (jusqu'à 58°C!). De ce fait, ces données ne sont pas exploitables pour une majeure partie du temps.

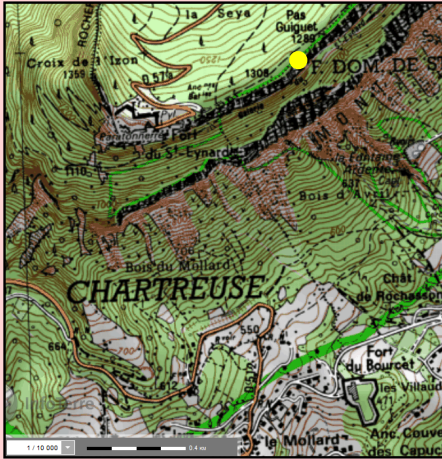
6.2.1.1 Températures et amplitudes

Pour la période allant du 27/02/2014 au 26/02/2015 (une année complète), les températures moyennes, maximales et minimales, ainsi que les amplitudes de température journalières moyennes, maximales et minimales ont été déterminées (Tableau 6.1).

Les deux fissures ont globalement la même direction (N135, subverticale), et les capteurs sont simplement dans les fissures, dont l'ouverture est de l'ordre de quelques centimètres (Fig. 6.4). Les capteurs sont positionnés contre une éponte et fixés à quelques centimètres de l'ouverture, en évitant l'exposition au soleil. Nous souhaitons avoir une estimation de la température d'une éponte de fissure superficielle afin de relier les valeurs de température à des processus lors du gel-dégel notamment. Ces valeurs nous ont semblé les plus proches de la réalité, bien que potentiellement un peu biaisées par des circulations d'air, d'autant plus que le capteur laissé à l'air libre présente des données fortement biaisées. Leurs températures présentent quelques disparités. La fissure de gauche présente des températures moyenne, maximale et minimale plus faibles que celle

Suivi des températures dans la falaise

Localisation



Equipement

5 sondes de température PT1000 Kino
1 station d'acquisition Campbell CR800
1 pyranomètre CS300 Campbell
1 panneau solaire

Opérationnel depuis le 27/02/2014

Schéma de l'installation

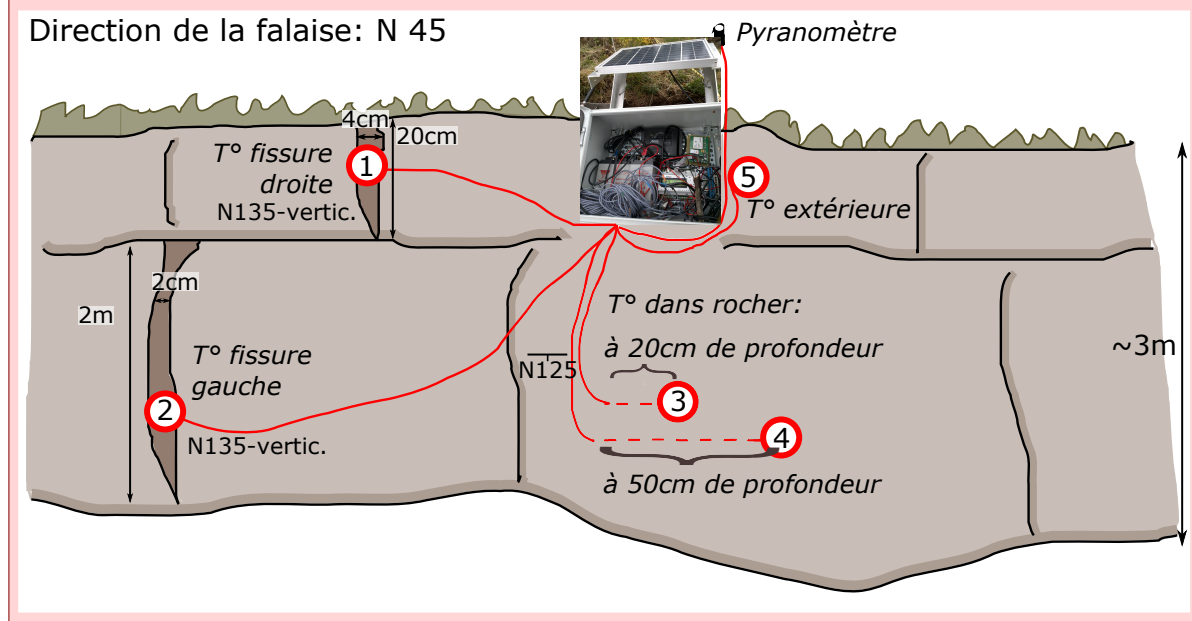


FIGURE 6.4 – Localisation, description et présentation de la station d'acquisition des températures sur la falaise supérieure du Mont Saint Eynard.

de droite. Les amplitudes de températures journalières montrent la même tendance : les amplitudes thermiques moyennes, maximales et minimales sont plus réduites pour la fissure de gauche, avec une amplitude journalière moyenne inférieure de presque 2°C. Cette différence peut s'expliquer par le fait que la fissure de gauche est plus abritée des

6.2 Analyse des températures de la falaise du MSE

		Fissure droite	Fissure gauche	Trou 20 cm	Trou 50 cm
Température	moyenne	11,82	10,53	10,94	11,55
	max	27,14	23,07	21,08	20,81
	min	-1,48	-4,93	-0,69	-0,18
Amplitude journalière	moyenne	4,55	2,81	1,74	0,94
	max	11,64	10,75	4,69	2,90
	min	0,31	0,38	0,09	0,07

TABLE 6.1 – Températures moyenne, minimales et maximales journalières, et amplitudes journalières de température moyenne, minimal et maximale, pour quatre capteurs de la station d’acquisition en falaise.

brises montantes qui chauffent la roche, car située dans un redan. Cette position tend également à rapprocher sa température de celle de la surface rocheuse. Dans la suite, cette température sera donc assimilée à celle de la surface rocheuse.

En ce qui concerne les capteurs installés dans des forages dans le rocher, la température moyenne est sensiblement la même, mais le capteur à 20 cm de profondeur présente une température maximale plus élevée, et une température minimale plus basse que celui à 50 cm. Il semble qu’il soit plus facilement soumis aux variations rapides de température extérieure. Cela est confirmé par l’étude des amplitudes thermiques journalières. Pour ces deux capteurs, elles sont nettement inférieures aux fissures, et l’amplitude moyenne journalière pour le capteur à 20 cm est quasiment deux fois plus importante que pour le capteur à 50 cm, où l’amplitude journalière moyenne est inférieure à 1°C. L’amplitude maximale journalière est inférieure à 3°C, ce qui est faible en comparaison des amplitudes de température dans les fissures (environ 4 fois moins). Il semble qu’en profondeur, la température varie peu au cours de la journée et donc subit peu les variations de température extérieure.

6.2.1.2 Gradients de température dans la roche

Grâce aux données dans le rocher, il est possible d’estimer le gradient thermique γ dans la roche. On donnera :

$$\gamma = \frac{t_{prof} - t_{fiss}}{\Delta d} \quad (6.1)$$

Avec t_{fiss} la température de la fissure gauche, t_{prof} la température en profondeur (en °C), et Δd la distance entre les points de mesure. En comparant les gradients obtenus entre la fissure gauche, le trou à 20 cm et le trou à 50 cm de profondeur (qui se situent tous trois dans le même banc calcaire), il apparaît que le gradient moyen est proche pour les trois différents points de mesure et est égal à 0,02°C/cm (Fig. 6.5).

CONTEXTE CLIMATIQUE - APPROCHE MÉTÉOROLOGIQUE ET DATATION DES ÉBOULEMENTS

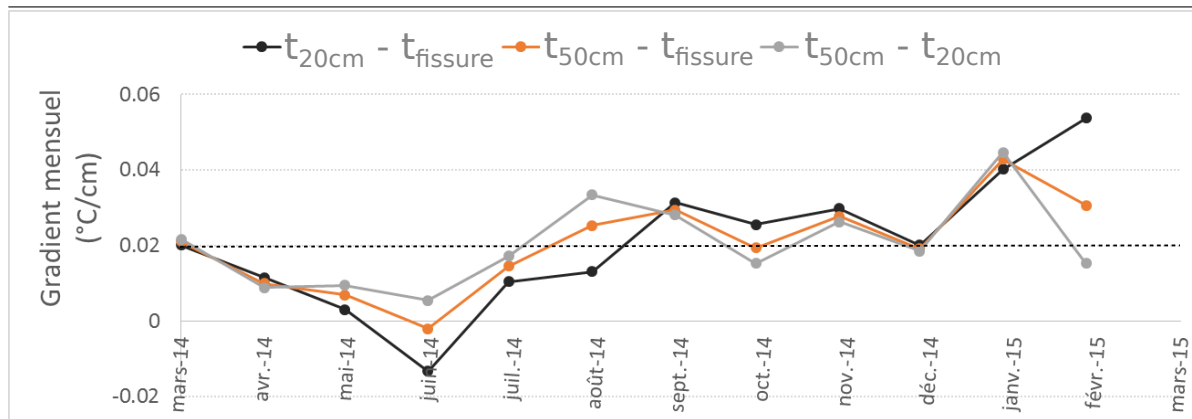


FIGURE 6.5 – Variation du gradient mensuel au cours d'une année, entre la fissure, 20 cm et 50 cm de profondeur. Ligne pointillée : gradient moyen annuel

Le gradient moyen est positif : cela signifie qu'en moyenne, la température en profondeur est supérieure à la température extérieure. Si les années se ressemblaient, il devrait être nul. La variation des gradients au cours de l'année montre que pour l'année 2014, il n'est négatif qu'en juin, où la température extérieure se réchauffe plus vite que la roche, à cause de son inertie thermique. On peut supposer qu'en comparant plusieurs années, on verrait probablement que le gradient est maximal en janvier et juillet, où les températures extérieures sont les plus froides ou chaudes, et quasi nul en octobre et avril. Des variations journalières peuvent être observées dans les gradients (Fig. 6.6), par exemple à la sortie de l'hiver. En effet, la roche s'étant refroidie en profondeur, la température extérieure est plus chaude, notamment la journée. On observe ainsi une alternance entre des gradients négatifs en journée (roche plus froide que l'air extérieur), et des gradients positifs la nuit (air extérieur plus froid que la roche). L'air extérieur se réchauffe plus rapidement que la roche, mais se refroidit plus rapidement aussi. Ce phénomène a été également relaté par Poulin (1994) pour des mesures dans les calcaires Urgonien de Chamechaude côté adret.

Dans le cadre de cette étude, les données de température seront utilisées pour étudier les liens entre les processus de gel-dégel et les fréquences d'éboulements. L'étude des gradients et températures peut aider à caractériser les périodes de gel dans la roche.

6.2.1.3 Focus sur un épisode de gel - introduction du Potentiel de Gel

Les mesures de température dans le rocher nous permettent d'évaluer le comportement thermique de la roche lors d'un épisode de gel. Les données ne nous permettent d'étudier que l'hiver 2014-2015, qui a été très doux, excepté une courte phase de gel du 30 janvier au 10 février (inclus). Nous nous focaliserons sur cette période. Comme on pouvait s'y attendre durant cette période froide, le gradient est positif vers l'intérieur

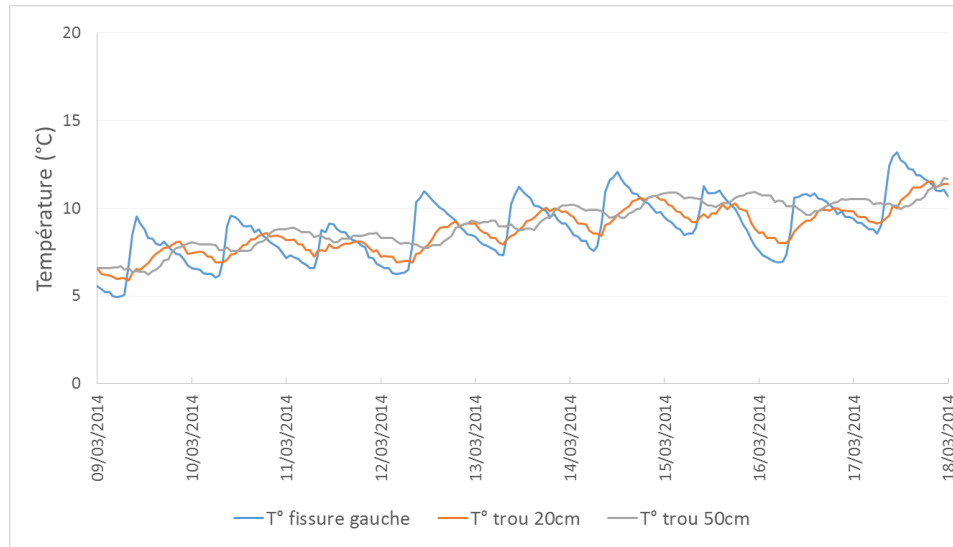


FIGURE 6.6 – Variations de température entre la fissure, 20 cm et 50 cm de profondeur au cours d'une période en sortie d'hiver.

du massif, avec un gradient moyen plus important entre la surface et 20 cm : du 30 janvier au 10 février, le gradient moyen est de $0,09^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ entre la surface et 20 cm, soit quasiment 5 fois le gradient moyen sur 2014-2015. Cependant, il est bien plus faible entre 20 et 50 cm, passant à $0,008^{\circ}\text{C}/\text{cm}$, soit 2,5 fois moins que le gradient moyen 2014-2015. On peut cependant noter que l'écart-type est important pour ce gradient (Tableau 6.2).

Gradient ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$) sur la période 30/01/2015 - 10/02/2015			
	surface - 20 cm	20 cm - 50 cm	surface - 50 cm
moyenne	0,0919	0,0075	0,0413
écart type	0,0568	0,0159	0,0249

TABLE 6.2 – Valeurs des gradients moyens sur une période de gel, entre la surface de la falaise et 50 cm de profondeur.

Cela peut s'expliquer par un fort contraste thermique entre la roche positive et l'air extérieur négatif. La température de l'air extérieur peut diminuer rapidement contrairement à la roche. En considérant l'évolution des températures dans le temps, on constate qu'il y a un délai entre le moment où les températures extérieures deviennent négatives et le moment où les températures en profondeur deviennent négatives. Les températures à 20 cm de profondeur deviennent négatives après un gel extérieur de 182 h ; les températures à 50 cm deviennent négatives après un gel extérieur de 187 h. De façon surprenante, le délai entre le gel à 20 cm et à 50 cm est très court et rejoint le gradient très faible trouvé entre ces deux points pour cette période. Cependant, on remarque que la température à 20 cm de profondeur stagne pendant deux jours aux alentours de $0,4^{\circ}\text{C}$, bien

CONTEXTE CLIMATIQUE - APPROCHE MÉTÉOROLOGIQUE ET DATATION DES ÉBOULEMENTS

que la température extérieure varie (Fig. 6.7). Avant de devenir négative, elle est même plus chaude qu'à 50 cm de profondeur. Plusieurs explications peuvent être avancées.

- La présence de neige peut isoler la roche des variations de température extérieure
- L'effet de circulations d'air dans le réseau de fissures, qui peut être connecté au forage. Le front de gel ne se propage pas de la même manière dans une roche saine que dans une roche fracturée.
- Le passage de l'eau en glace qui libère la chaleur latente (Hasler *et al.*, 2011). En effet, la température extérieure est négative depuis plusieurs jours lorsque la température en profondeur commence à stagner : de la glace peut se former à partir d'eau qui ruisselle dans le réseau de fissure proche de la surface rocheuse.

Le gel à 50 cm ne dépasse pas les -1°C toutefois. Le passage en température négative en profondeur est précédé d'une chute de la température extérieure de quasiment 3°C en quelques heures, puis celle-ci remonte assez rapidement ensuite.

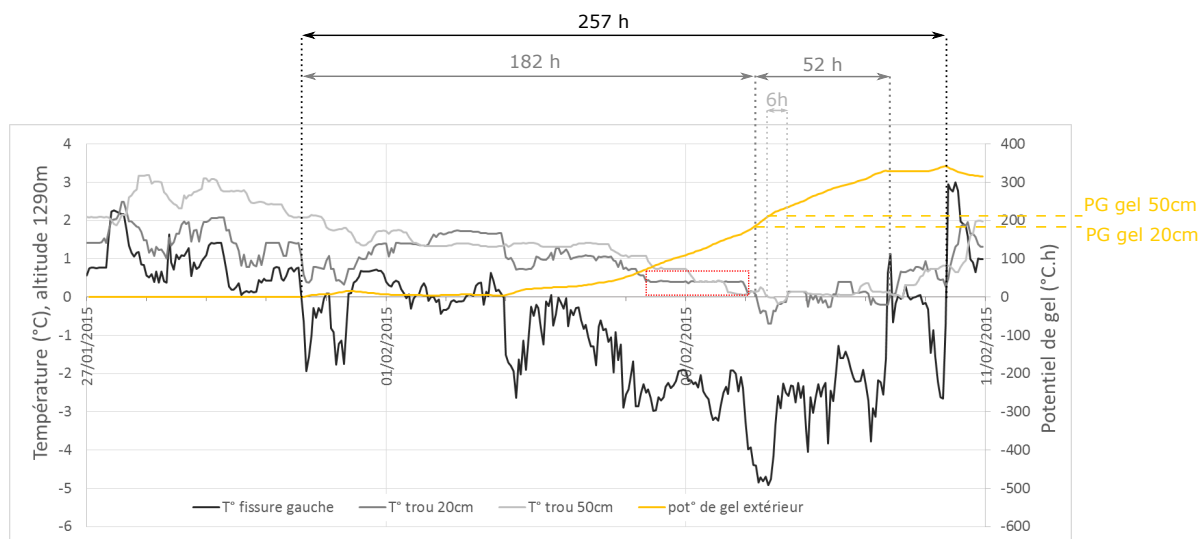


FIGURE 6.7 – Variations des températures pour la fissure, et à 20 et 50 cm de profondeur, sur l'épisode de gel. La courbe jaune indique la variation du potentiel de gel obtenu à partir de la température de la fissure (considérée comme celle de la surface rocheuse). Encadré rouge pointillé : période de stagnation de la température à 20 cm aux alentours de $0,4^{\circ}\text{C}$.

Afin de définir des épisodes de gel-dégel avec un critère objectif, nous avons utilisé le potentiel de gel (PG) adapté d'après la définition de Montagnat *et al.* (2010) :

$$\begin{cases} Si \int_{t_0}^t (T_f - T(t)) dx < 0, alors PG = 0 \\ Si \int_{t_0}^t (T_f - T(t)) dx > 0, alors PG = \int_{t_0}^t (T_f - T(t)) dx \end{cases} \quad (6.2)$$

Avec T_f , la température de gel de l'eau (considérée ici à 0°C) et $T(t)$ la température au temps t . Il peut être considéré comme un indicateur de la quantité de glace potentiellement produite dans le massif, ou sur des cascades de glaces comme étudié par Montagnat *et al.* (2010) : ils montrent que le potentiel de gel est le principal facteur influençant la croissance des cascades de glace, c'est-à-dire l'augmentation de la quantité de glace (volume). Le PG sera utilisé dans le Chapitre 7 pour définir précisément des épisodes de gel et de dégel, et notamment la durée de dégel, qui est considérée comme une période de température négative pendant laquelle le PG est positif mais décroît. Lorsque le PG est retourné à 0°C.h , il est considéré qu'il n'y a plus de glace. Cela permet de déterminer des cycles intra-saisonniers de gel-dégel, mais également les cycles de gel-dégel plus courts (journaliers par exemple) qui peuvent s'y produire (Fig. 6.8). Comme il peut être calculé à partir de la température extérieure, nous avons pu utiliser la température estimée à l'altitude de la falaise pour calculer le PG avant que le suivi de température en falaise ne soit installé. Pour l'hiver 2012-2013, qui a été assez long, la représentation graphique du potentiel de gel nous permet de voir de larges périodes de gel, avec des périodes de gel intense (fortes pentes, quasi linéaires), ainsi que des périodes avec des alternances gel-dégel où l'on peut voir des petites variations au sein même d'un cycle (Fig. 6.8).

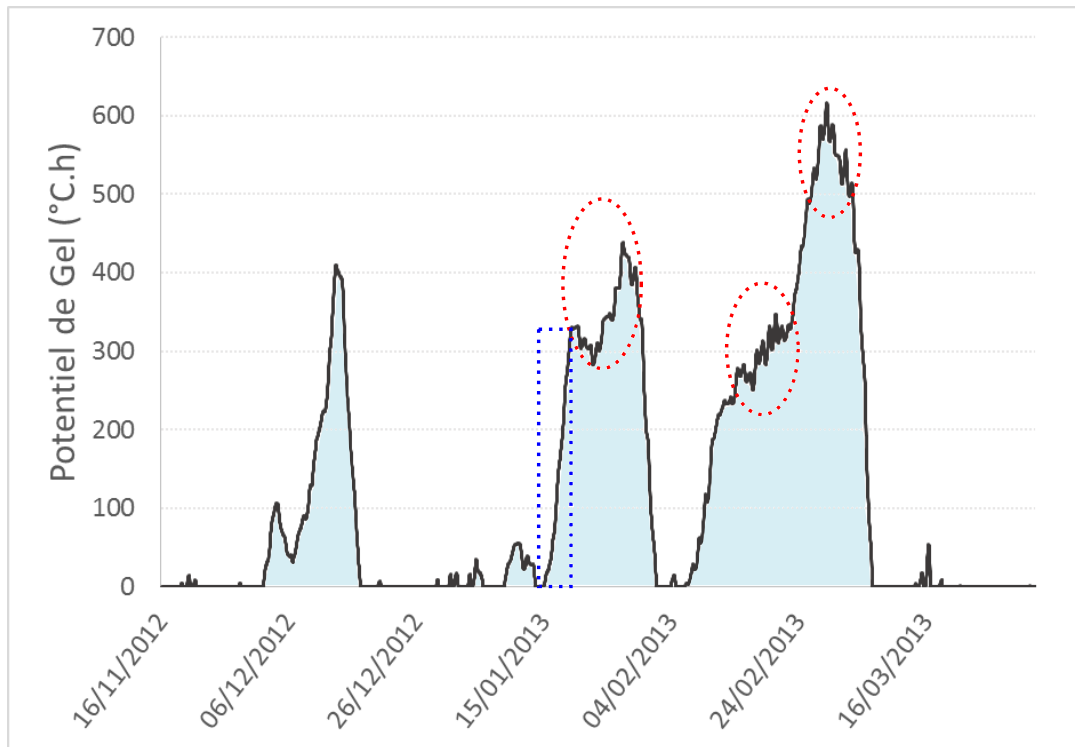


FIGURE 6.8 – Variations du potentiel de gel sur l'hiver 2012-2013. L'aire en bleu souligne les périodes pendant lesquelles il y a potentiellement présence de glace dans le massif et le PG peut être assimilé à la quantité de glace. Cercles rouges discontinus : périodes d'alternance gel-dégel au sein d'un cycle de gel global. Encadré bleu discontinu : gel intense et brutale augmentation du potentiel de gel.

CONTEXTE CLIMATIQUE - APPROCHE MÉTÉOROLOGIQUE ET DATATION DES ÉBOULEMENTS

Le Potentiel de Gel (PG) est représenté sur la Figure 6.7 par la courbe jaune pour la période de gel-dégel de l'hiver 2015. On remarque ainsi que le gel est atteint dans la roche considérée saine (non fissurée) à 20 cm de profondeur pour un PG de 191°C.h, et à 50 cm pour un PG de 215°C.h. L'équation de Berggren modifiée propose une formulation de la profondeur du front de gel dans la roche, intégrant différents paramètres caractérisant la roche et le gel (Matsuoka (1994)) :

$$D_f = \lambda \sqrt{\frac{2K_f A_f}{Lw\rho_d}} \quad (6.3)$$

Avec D_f la profondeur de gel (en m), K_f la conductivité thermique de la roche gelée, L la chaleur latente de fusion (3,34.105 J.kg⁻¹), w la teneur en eau de la roche, ρ_d la masse volumique sèche de la roche, λ une constante de correction déterminée à l'aide d'une table (Sanger, 1963). A_f est l'Index de Gel en surface (surface freezing index), et correspond à l'intégrale des températures inférieures à la température de fusion. Il est donc semblable au PG, à la différence près que cet index de gel ne prend pas en compte le dégel, caractérisé par un Index de Dégel A_t (surface thawing index). Matsuoka (1994) a utilisé ces indices pour déterminer les profondeurs de gel et dégel (indépendamment) dus aux alternances gel-dégel journalières. A_f correspond simplement au PG pour des valeurs de températures inférieures à 0°C.

Les températures à différentes profondeurs nous permettent d'estimer la propagation du front de gel dans la roche. Afin de comparer l'évolution théorique du front et les données de terrain, nous avons calculé l'évolution du front de gel à l'aide de la formule de Berggren. On constate qu'au moment où la température devient négative au capteur placé à 50 cm de profondeur (avec PG=215 °C.h), la profondeur de gel théorique donnée par l'équation de Berggren est de 47 cm. Ce résultat est tout à fait concordant avec les données de terrain. Il faut cependant remarquer que la profondeur théorique calculée pour un PG de 191 °C.h, correspondant au moment où la température à 20 cm devient négative, est de 44 cm : cela n'est pas en accord avec les données de température à 20 cm. Comme mentionné précédemment, on pourra remarquer qu'avant de devenir négative, la température à 20 cm reste constante à un palier d'environ 0,4 °C pendant quasiment deux jours. L'incohérence entre la valeur mesurée du front de gel et la valeur théorique calculée peut être due à une perturbation naturelle. La valeur théorique du PG pour un front de gel théorique à 20 cm de profondeur est de 40 °C.h.

Etant donné que D_f est proportionnel au PG (pour $T < 0$ °C), pour le cas étudié en Figure 6.7, le front de gel devrait théoriquement se propager au-delà de 50 cm, car le PG (et par conséquent D_f) continue d'augmenter (bien que faiblement). Cependant, les données de terrain indiquent un retour rapide à une température négative à 50 cm, ce qui fait supposer que le front de gel ne se propage plus (Fig. 6.9). Cela peut être expliqué par la modification d'un autre paramètre de l'équation de Berggren. En effet, si l'on part du principe qu'il y a création de glace au passage du front de gel, la présence de glace dans les pores et les fissures modifie la teneur en eau, la porosité et la perméabilité de la roche. D'autre part, la présence de glace modifie aussi la conductivité thermique, car

la glace a une conductivité thermique supérieure à celle de la roche ; de même que la présence de neige peut aussi isoler la roche et maintenir une température proche de 0 °C.

Paramètre	Unité	Valeur
λ		0,6 ^a
w		0,01
ρ_d	kg/m ³	2700
Kf	W/cm/°C	0,036 ^b
L	J/kg	334000

TABLE 6.3 – Valeurs des paramètres utilisés pour calculer la propagation théorique du front de gel dans une roche de faible porosité. a : Bost (2008) ; b : Sanger (1963)

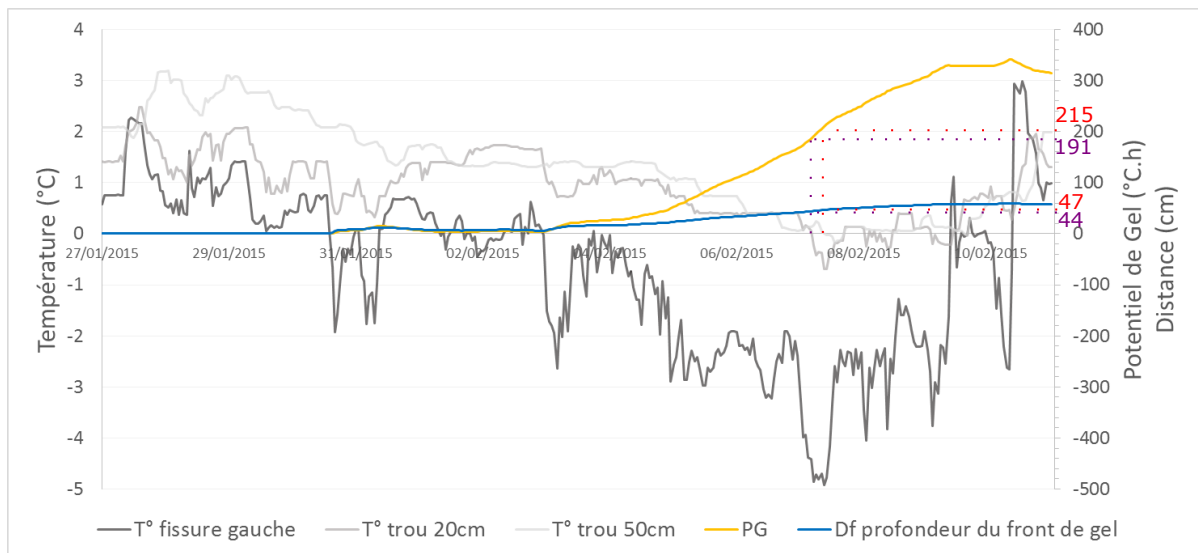


FIGURE 6.9 – Variation des températures mesurées, détermination du Potentiel de Gel associé, et calcul de la profondeur du front de gel théorique à partir de l'équation de Berggren, en lien avec les profondeurs de gel mesurées (20 cm (violet) et 50 cm (rouge)).

Nous pouvons donc considérer que le Potentiel de Gel est un paramètre qui peut renseigner d'une part sur la quantité de glace potentiellement produite, comme relaté par Montagnat *et al.* (2010) pour les cascades de glace ; et d'autre part, il peut renseigner sur la profondeur du front de gel, comme étant un paramètre de l'équation modifiée de Berggren (Matsuoka, 1994). Il apparaît donc comme un indicateur pertinent de la présence de glace dans le massif et permet de quantifier la durée des phénomènes de gel-dégel simplement à partir des données de température.

6.2.1.4 Rayonnement solaire

Un pyranomètre (ou capteur de flux thermique) installé à proximité des capteurs mesure la puissance du rayonnement solaire reçu en surface par la falaise. La puissance de ce rayonnement est mesurée en W/m^2 , et évolue au cours de l'année (Fig. 6.10). Le rayonnement global dépend de différents paramètres (Gunzburger et Merrien-Soukatchoff, 2011) :

- L'irradiance solaire (ou éclairement énergétique) qui atteint la surface terrestre, aussi connue comme la constante solaire ($1370 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) ;
- L'angle dû à l'altitude locale du soleil dans le ciel au-dessus de l'horizon. Cet angle dépend de la déclinaison du soleil et de l'angle horaire, qui indiquent la position du soleil par rapport à la Terre. Il détermine le coefficient d'incidence des rayonnements solaires sur une surface horizontale. Etant donné que cet angle varie au cours de l'année, cela influe sur la puissance du rayonnement, comme le montre la Figure 6.10 : l'énergie apportée par le rayonnement solaire est moins importante en hiver ;
- Les atténuations atmosphériques, dues aux gaz, aérosols et vapeur d'eau présents dans l'atmosphère. Cela dépend de l'épaisseur de la section d'air et de l'opacité de l'atmosphère traversées par les rayonnements solaires.

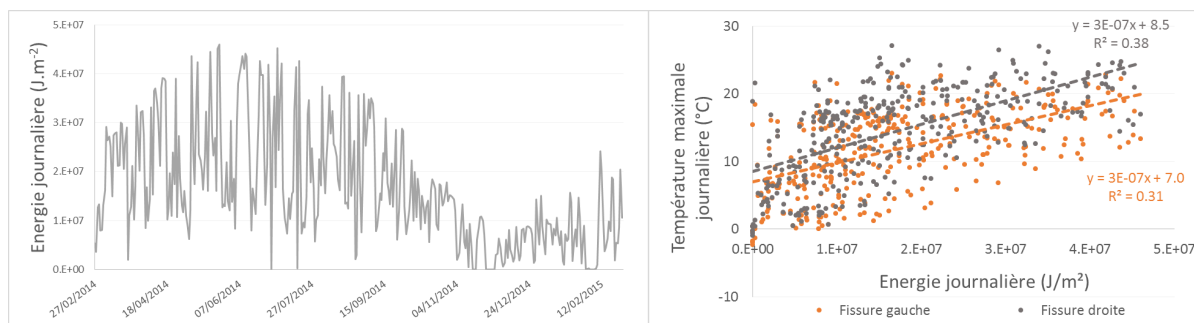


FIGURE 6.10 – Gauche : Variation de l'énergie journalière apportée par le rayonnement solaire au cours de la période de suivi. Droite : Régression linéaire entre la température des deux fissures et l'énergie journalière.

L'énergie apportée par le rayonnement solaire varie d'une journée à l'autre. La période de ces variations correspond également aux oscillations de température, excepté les jours de forte couverture nuageuse ou lorsque le capteur est recouvert de neige : l'influence du rayonnement est nulle toute la journée. Cependant, la corrélation entre l'énergie journalière apportée par rayonnement et les températures des fissures de droite ou de gauche est faible (Fig. 6.10), et elle est nulle avec les températures en profondeur. Ceci peut être dû soit à la situation d'abri des capteurs à l'entrée des fissures, ce qui pourrait également expliquer qu'il n'y a aucune corrélation entre les amplitudes journalières dans les fissures et le rayonnement solaire ; soit aux conditions topographiques de la paroi de la falaise (verticale), le rayonnement solaire étant mesuré horizontalement.

Il a été montré précédemment que les amplitudes thermiques diminuaient avec la profondeur. Ceci a aussi été montré par des mesures *in situ* effectuées par Gunzburger et Merrien-Soukatchoff (2011), qui ont complété ces résultats par une estimation numérique des températures en profondeur à partir des flux de chaleur dans la roche dus aux rayonnements solaires. Les résultats numériques sont en accord avec les mesures : il y a peu de variations de température liées aux rayonnements solaires en profondeur (variations quasi nulle à 50 cm de profondeur). L'action du rayonnement solaire reste superficielle, mais a cependant un rôle dans l'échange de flux de chaleur à la surface rocheuse et dans les processus de fatigue thermique des roches (Chapitre 2).

6.2.2 Comparaison avec la vallée - détermination du gradient moyen

6.2.2.1 Gradient de température entre vallée et falaise

La station d'acquisition des données de température en falaise n'ayant été opérationnelle qu'après le début de l'étude, les températures utilisées pour la période allant du 16/11/2012 (date de l'acquisition LiDAR) au 27/02/2014 (date de mise en place du suivi de température) proviennent d'une station de particulier à Meylan (245 m d'altitude) jusqu'au 27/01/2014 puis d'une station météo du réseau Météo France installée au Versoud (220 m d'altitude). Elles mesurent donc la température dans la vallée. Afin de corrélérer ces températures avec celles mesurées en falaise, nous avons étudié les gradients de température moyenne journalière entre la station du Versoud et la station en falaise, pour la période du 27/02/2014 au 22/04/2015 (Fig. 6.11).

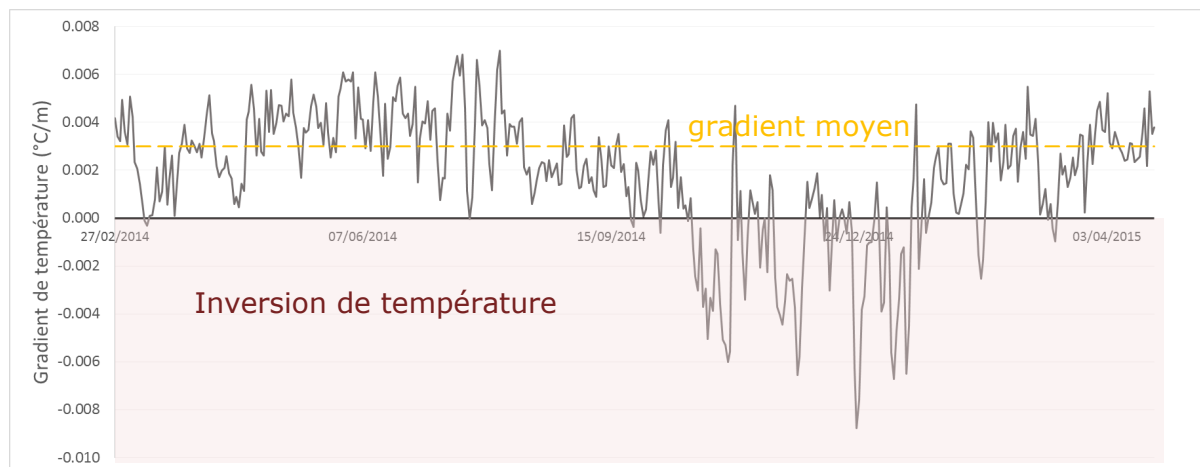


FIGURE 6.11 – Variation du gradient de température entre la vallée (220 m d'altitude) et le haut de la falaise (1290 m d'altitude) mettant en évidence des périodes d'inversion de température.

CONTEXTE CLIMATIQUE - APPROCHE MÉTÉOROLOGIQUE ET DATATION DES ÉBOULEMENTS

Il apparaît que certains jours présentent un gradient de température négatif entre la vallée et le haut de la falaise (Fig. 6.11) : ceci indique des inversions de température, qu'il est courant de rencontrer dans le Grésivaudan notamment en hiver. Ces périodes peuvent être ponctuelles (une journée, exemple début mars 2014) ou durer sur plusieurs jours (longues périodes en octobre, novembre et décembre 2014). Lors de ces périodes, il n'est malheureusement pas possible de déterminer à quelle altitude se produit l'inversion à partir des données dont nous disposons. De ce fait, il nous a paru plus pertinent de travailler avec les données de la falaise dès que possible pour éviter ce biais et ainsi estimer au plus proche la température réelle à l'altitude de la zone d'étude. La falaise inférieure présentant une fréquence élevée de chutes, nous avons estimé les températures à l'altitude moyenne des éboulements sur cette falaise, c'est-à-dire 900 m. Pour ce faire, nous avons utilisé l'équation :

$$T = T_m - \gamma(Z - Z_m) \quad (6.4)$$

Où γ est la valeur absolue du gradient de température en $^{\circ}\text{C}/\text{m}$, T est la température à 900 m, T_m la température mesurée, Z l'altitude 900 m et Z_m l'altitude de la station de mesure. La valeur de γ a été choisie comme la valeur moyenne des gradients hors périodes d'inversion de température, ici $0,003^{\circ}\text{C}/\text{m}$, matérialisé par la ligne jaune discontinue sur la Figure 6.11. C'est la valeur de gradient pour laquelle la corrélation est la meilleure, lorsqu'on compare la température mesurée à 1290 m et la température estimée à 1290 m à partir des températures de la vallée (Fig. 6.12). Cette valeur est proche des valeurs de gradients déterminés par Jail (1966a), ou par Poulin (1994), qui a établi un gradient moyen de $0,0026^{\circ}\text{C}/\text{m}$ entre le col de Porte (proche du Sappey) et Chamechaude (localisés Fig. 6.3). Le coefficient de détermination R^2 est sensiblement réduit par les périodes d'inversion de température, où l'on peut voir que les valeurs estimées sont en dessous des valeurs mesurées (Fig. 6.12), mais il reste cependant élevé. En théorie, la pente de la droite de régression devrait être proche de 1, pour une valeur estimée quasi égale à la valeur mesurée, mais elle est ici égale à 0,75 : ceci est dû au fait que la formule utilisée ne tient pas compte de l'amplitude des températures, qui est plus importante dans la vallée qu'en falaise. Cela a été montré par Bénévent (1926), avec une diminution moyenne d'amplitude thermique de $0,9^{\circ}\text{C}$ pour 500 m d'altitude, établie entre Grenoble et Villard de Lans.

A partir de cette valeur de gradient, les températures à l'altitude de 900 m ont été estimées à partir des températures de la vallée puis des températures de la falaise supérieure. Elles ont été utilisées pour déterminer des épisodes de gel-dégel présentés dans le Chapitre 7. On constate qu'au début de l'hiver 2014-2015 (période d'inversion de température), la température estimée à 1290 m est trop basse, ce qui signifie que le gradient utilisé est trop élevé pour cette période (d'environ $0,002^{\circ}\text{C}/\text{m}$). La température estimée à 900 m, à partir de celle mesurée à 1290 m, est donc trop élevée d'environ $0,8^{\circ}\text{C}$, ce qui conduit à sous-estimer la durée des épisodes de gel.

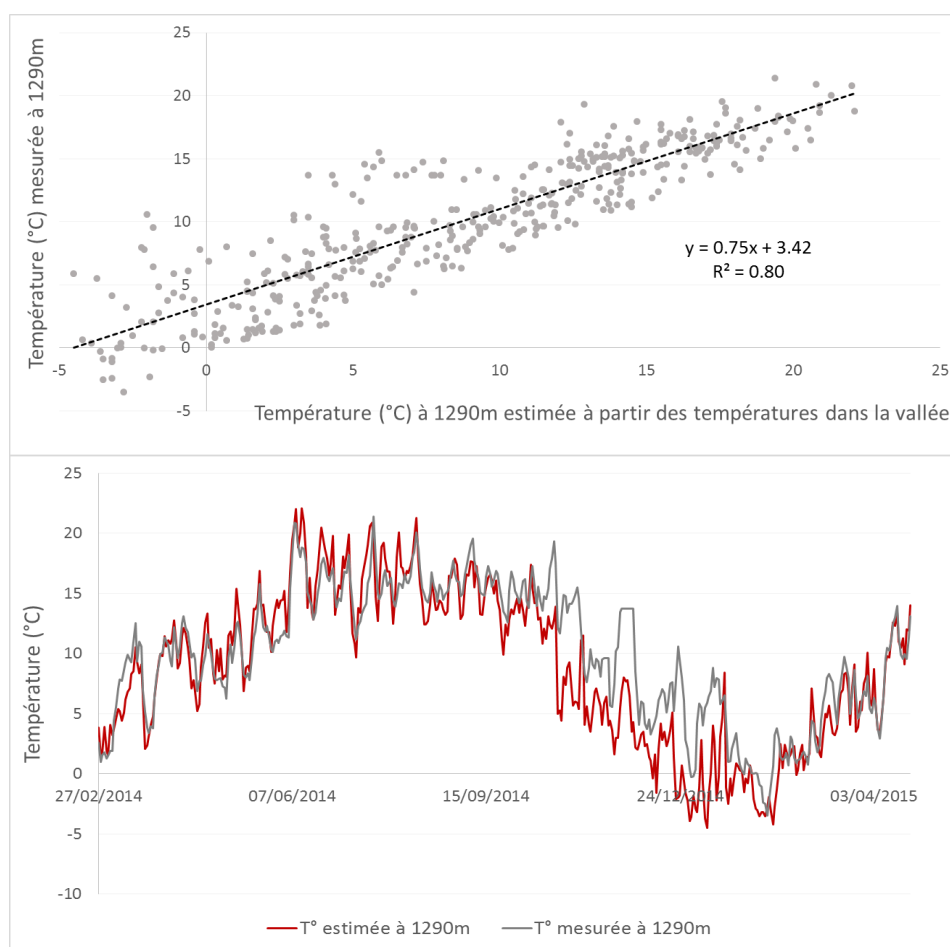


FIGURE 6.12 – Haut : Corrélation entre la température estimée à 1290 m d'altitude à partir des températures de la vallée et pour un gradient de $0,003^{\circ}\text{C}/\text{m}$, et la température réelle mesurée à 1290m d'altitude. Bas : Températures estimées et mesurées à 1290 m en fonction du temps.

6.2.2.2 Pluviométrie en pied de falaise

La station météorologique fournissant les données de pluviométrie est située proche du pied de falaise, à environ 800 m de distance et environ 300 m plus bas en altitude. On peut considérer que les valeurs mesurées sont proches de la pluie tombant en pied de falaise. Si l'on considère un gradient de pluviométrie de 28 mm par an déterminé pour cette zone (Douguédroit et Saintignon, 1984), cela signifie qu'il y a une différence de l'ordre de 112 mm par an par rapport à ce qui tombe réellement à 900 m d'altitude. Cela signifie donc que les quantités de pluie considérées minimisent la quantité tombée à l'altitude de la falaise de 11%. La donnée enregistrée correspond au nombre de basculements d'augets (de capacité 0,2 mm) sur l'intervalle de mesure, soit une heure (Bertrand-Krajewski, 2007).

CONTEXTE CLIMATIQUE - APPROCHE MÉTÉOROLOGIQUE ET DATATION DES ÉBOULEMENTS

Pour la période novembre 2012 – avril 2015, les quantités mensuelles de pluie sont données sur la Figure 6.13. On constate que de nombreuses périodes présentent des hauteurs de pluie mensuelles supérieures à 100 mm (ligne bleue). D'autre part, elles sont supérieures aux normales mensuelles mesurées à Grenoble. Certaines périodes montrent une hauteur de pluie cumulée supérieure à 150 mm (ligne jaune). Ces périodes de pluies importantes se produisent essentiellement en automne (octobre - novembre), au printemps (avril-mai), et également en juillet. Les mois de juillet 2013 et 2014 ont été anormalement pluvieux dans la région et ailleurs en France. D'autre part, les adrets sont, d'une manière générale, plus arrosés que les ubacs, qui bénéficient d'une position d'abri par rapport aux flux d'ouest ou de sud (Poulin, 1994). Or Meylan est situé plus près du pied de versant que la station météo de Grenoble-Saint-Martin d'Hères et le relief la dominant est plus élevé que celui qui domine Grenoble.

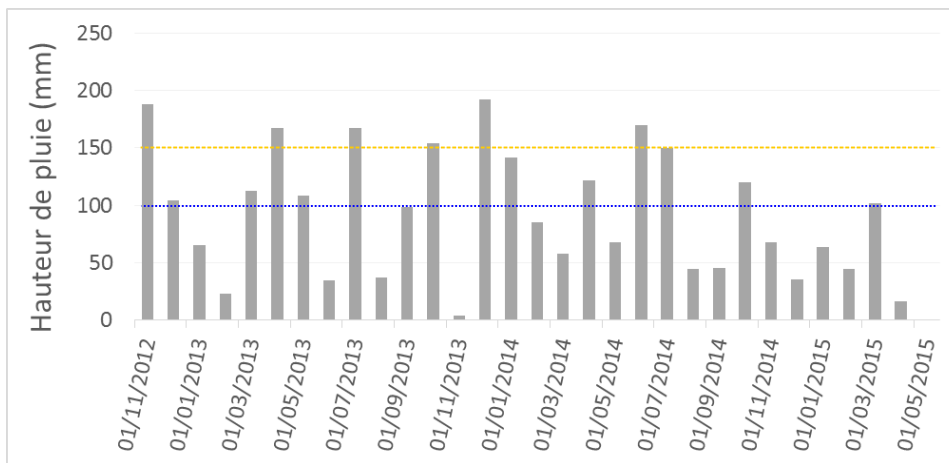


FIGURE 6.13 – Hauteur de pluie mensuelle sur la période de novembre 2012 à avril 2014. Ligne bleue : 100 mm de pluie cumulée ; ligne jaune : 150 mm de pluie cumulée.

6.3 Datation des éboulements par suivi photographique

Les informations météorologiques obtenues vont être corrélées avec les occurrences d'éboulements rocheux. Il faut toutefois connaître la date plus ou moins précise des éboulements. Pour compléter la base de données d'éboulements détectés par comparaison de nuages de points LiDAR (Chapitre 5), une datation est effectuée à l'aide d'un suivi photographique ponctuel et continu. Le suivi photographique ponctuel est réalisé sur des intervalles plus ou moins longs, de 2 à 11 semaines. L'appareil photo utilisé est un Nikon D50 équipé d'un objectif de focale 300 mm, permettant d'obtenir des photographies de haute résolution. Cependant, la datation est peu précise car les clichés sont pris ponctuellement à plusieurs semaines d'intervalle. Le dispositif de suivi photographique continu,

d'intervalle 10 minutes est présenté sur la Figure 6.14, et les caractéristiques techniques des appareils photo utilisés sont fournies en Annexe A. Un calendrier récapitulatif des périodes de suivi photographique continu, les prises ponctuelles avec le téléobjectif, les acquisitions LiDAR et le suivi continu des températures en falaise est fourni en Annexe B.

Pour chaque éboulement détecté et reconstitué à partir des nuages de points LiDAR, la datation des éboulements se fait en plusieurs temps (Fig. 6.15) :

- **Datation de l'éboulement en périodes** : les périodes sont définies par les dates de suivi ponctuel au téléobjectif 300 mm. À partir de la localisation du compartiment éboulé obtenue par la détection laser, les photos de chaque date de prise de vue sont auscultées de manière à trouver la période durant laquelle a eu lieu la chute. Cette étape est également une étape de vérification : la précision de l'appareil photo permet d'observer des chutes de très petits volumes. Grâce à cela, la chute des éboulements détectés par LiDAR est confirmée par les photographies. TOUS les éboulements étudiés dans ce travail sont réellement tombés, et ne correspondent pas à des artefacts de modélisation.
- **Datation précise de l'éboulement** : à partir des photos du suivi photographique continu, et connaissant la période de chute, les photos sont auscultées de manière à trouver un couple de photos qui encadre avec certitude la chute effective du bloc : une photo avant la chute, une photo après la chute. Les dates et heures des photos donnent l'intervalle dans lequel est survenue la chute. Les heures sont en Temps Universel (TU), de manière à être directement compatibles avec les données météorologiques fournies en TU. Cette étape de datation précise n'est pas toujours possible, soit à cause du volume trop petit de l'éboulement, soit à cause des conditions météorologiques très mauvaises sur une longue période (nuages, neige, ombres portées).

Les avantages et inconvénients de cette technique de datation sont discutés au Chapitre 7.

6.4 Conclusion

Ce chapitre a présenté le contexte « morphométéorologique » du site d'étude, en mettant en lien les données météo avec la morphologie du site et les processus d'érosion, qui seront étudiés plus en détail dans le Chapitre 7. Le Mont Saint Eynard a la particularité d'être un versant très abrupt orienté Sud à Sud Est. Il peut engendrer une situation d'abri et de réverbération pour la pente sous la falaise, et le gradient moyen entre la vallée et le haut de la falaise est inférieur aux valeurs communément admises en montagne (0,003 °C/m ici contre 0,005 °C/m en moyenne). Il s'agit d'un fort relief, qui est plus facilement soumis aux précipitations (pluie et neige) qu'en vallée. Grâce au suivi de températures installé en falaise, nous avons pu caractériser le comportement thermique de la roche, et définir le potentiel de gel, qui s'avère être un bon paramètre pour caractériser la quantité

CONTEXTE CLIMATIQUE - APPROCHE MÉTÉOROLOGIQUE ET DATATION DES ÉBOULEMENTS



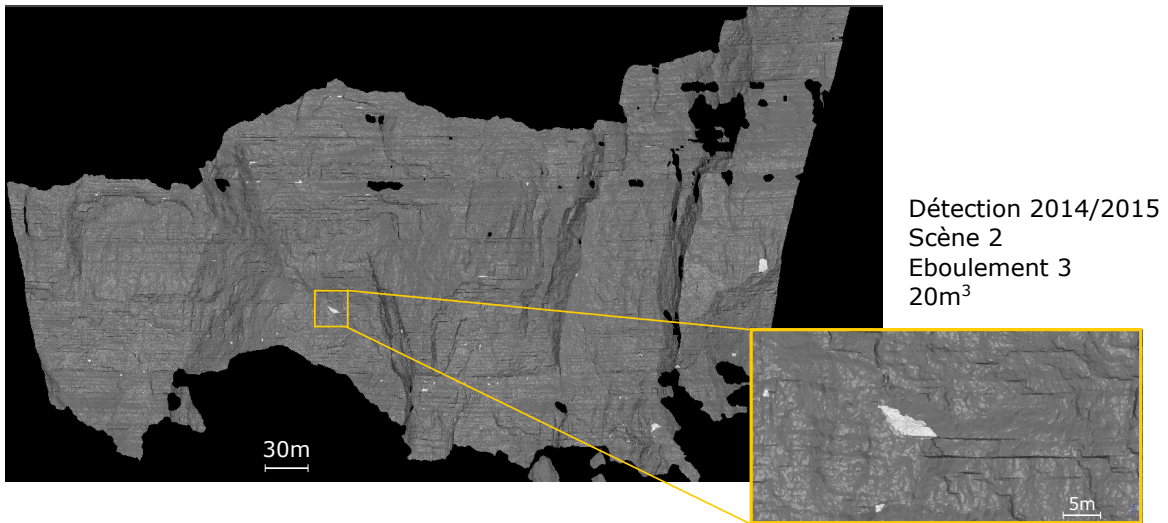
FIGURE 6.14 – Localisation et description de l'installation du suivi photographique continu de la partie Sud du Mont Saint Eynard.

de glace qui peut se former dans le massif (en présence d'eau) et la propagation du front de gel, ce qui est important pour la caractérisation des processus de rupture liés aux gel-

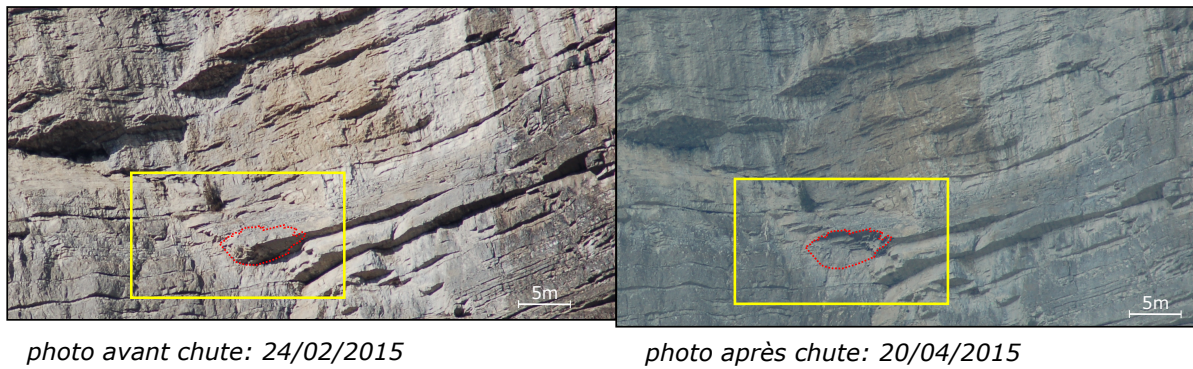
dégel. Afin de déterminer l'influence de ces paramètres météorologiques sur l'occurrence d'éboulements rocheux, nous avons daté les éboulements détectés par LiDAR, selon la procédure décrite dans ce chapitre.

CONTEXTE CLIMATIQUE - APPROCHE MÉTÉOROLOGIQUE ET DATATION DES ÉBOULEMENTS

1) Choix d'un compartiment



2) Datation par période: couple de photos avant/après prises avec objectif 300mm



3) Datation précise: couple de photos avant/après prises lors du suivi continu

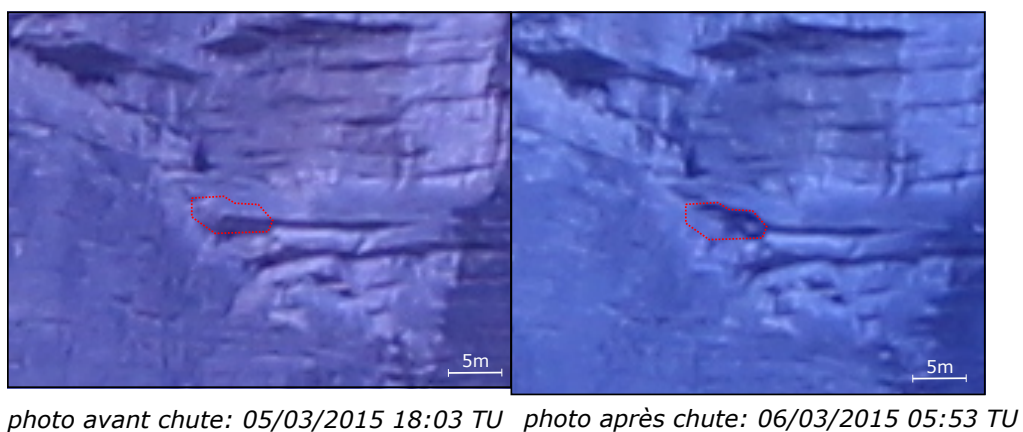


FIGURE 6.15 – Exemple de datation d'un éboulement, à partir de sa localisation obtenue par scanner laser (1), puis datation en périodes sur photos de haute résolution (2), et enfin datation plus précise avec le suivi continu, de fréquence de photo élevée mais de moindre résolution (3).

Chapitre 7

Influence des facteurs météorologiques sur les fréquences d'éboulements rocheux

Influence of meteorological factors on rockfall occurrence on a middle mountain limestone cliff

J. D'Amato¹, D. Hantz¹, A. Guerin³, M. Jaboyedoff³, L. Baillet¹, A. Mariscal^{1,2}

¹ Univ. Grenoble Alpes, ISTerre, F-38041 Grenoble, France

² IRD, ISTerre, F-38041 Grenoble, France

³ Center for Research on Terrestrial Environment (CRET), Faculty of Geosciences and Environment, University of Lausanne, Unil-Mouline, Geopolis, 1015 Lausanne, Switzerland

7.1 Introduction et résumé en français

Introduction

Le chapitre 2 a présenté les processus par lesquels les facteurs météorologiques peuvent déclencher les éboulements rocheux. La caractérisation de ces processus sur le terrain reste complexe car beaucoup d'inconnues entrent en jeu. Cependant, les processus liés à la température ou la pluie peuvent être reliés au déclenchement d'éboulements rocheux par l'utilisation de critères précis, permettant d'étudier des éboulements *a posteriori*. Le chapitre 6 montre l'utilité du Potentiel de Gel pour définir les épisodes de gel, et donner un critère objectif pour déterminer la fin du dégel. Nous avons montré qu'il entre également dans la caractérisation de la propagation du front de gel dans la roche, ce qui en fait un bon indicateur pour évaluer l'intensité du gel. Dans le cas de l'étude d'un aléa de rupture diffus, il est important de pouvoir estimer les fréquences d'éboulements, et

INFLUENCE DES FACTEURS MÉTÉOROLOGIQUES SUR LES FRÉQUENCES D'ÉBOULEMENTS ROCHEUX

lorsque l'on cherche à relier ces fréquences avec des facteurs météorologiques précis, il est nécessaire de travailler avec une base de données d'éboulements la plus complète et la plus précise possible en termes de datation des événements. Le chapitre 6 montre la procédure utilisée pour dater les éboulements datés par scanner laser, dans le but d'obtenir une base de données d'éboulements rocheux exhaustive pour une gamme de volumes donnée, pour une période d'étude donnée. Ce chapitre présente la méthodologie et les résultats obtenus par l'analyse d'une base de données d'éboulements datés en lien avec les facteurs météorologiques agissant sur la falaise. Une revue de travaux antérieurs basés sur des bases de données d'éboulements rocheux en lien avec les facteurs météorologiques est également présentée en introduction. Il s'agit d'un article à paraître dans la revue *Natural Hazard and Earth System Science*, sous le titre : « Influence of meteorological factors on rockfall occurrence on a middle mountain limestone cliff ».

Résumé

L'influence des conditions météorologiques sur le déclenchement d'éboulements rocheux a souvent été mise en évidence, mais la connaissance des processus impliqués n'est à l'heure actuelle pas suffisante, en raison entre autres du manque d'inventaires précis et exhaustifs d'éboulements rocheux. Dans cette étude, les éboulements rocheux ont été détectés par des scans laser terrestres annuels sur une falaise calcaire, et ont été datés par un suivi photographique pendant 2,5 ans. Un suivi quasi-continu (1 photo toutes les 10 min), avec un objectif à angle large a permis de dater 214 éboulements de plus de 0,1 m³. Un suivi mensuel, avec un téléobjectif, a permis de dater 854 éboulements de plus de 0,01 m³. L'analyse de ces deux bases de données montre que la fréquence d'éboulements rocheux peut être multipliée par 7 lors d'un épisode de gel-dégel, et 26 lors d'une pluie dont l'intensité depuis le début de l'épisode est supérieure à 5 mm/h. À partir de ces résultats, une échelle de 3 niveaux d'aléa a pu être proposée pour la prédiction de l'aléa. La base de données plus précise et la définition des épisodes de gel-dégel ont permis de distinguer différentes phases dans un épisode de gel-dégel : refroidissement à température négative, réchauffement à température négative, et dégel (à température positive). Il apparaît que les éboulements rocheux se produisent plus fréquemment lors des périodes de réchauffement et de dégel que lors des périodes de refroidissement. Il peut être suggéré que les éboulements sont causés par la dilatation thermique de la glace plutôt que par la dilatation due au changement de phase. Ils peuvent cependant ne se produire que lors du dégel, car la cohésion de l'interface roche-glace peut rester suffisante pour tenir le bloc.

7.2 Abstract

The influence of meteorological conditions on rockfall occurrence has been often highlighted, but knowledge of it is still not sufficient due to the lack of exhaustive and precise rockfall databases. In this study, rockfalls have been detected in a limestone cliff by annual terrestrial laser scanning, and dated by photographic survey over a period of 2.5

years. A near-continuous survey (one photo every 10 min) with a wide-angle lens has made it possible to date 214 rockfalls larger than 0.1 m^3 , and a monthly survey with a telephoto lens has dated 854 rockfalls larger than 0.01 m^3 . Analysis of the two databases shows that the rockfall frequency can be multiplied by a factor as high as 7 during freeze–thaw episodes and 26 when the mean rainfall intensity (since the beginning of the rainfall episode) is higher than 5 mm.h^{-1} . Based on these results, a three-level scale has been proposed for predicting the temporal variations of rockfall frequency. The more precise database and freeze–thaw episode definition make it possible to distinguish different phases in freeze–thaw episodes : negative temperature cooling periods, negative temperature warming periods and thawing periods. It appears that rockfalls occur more frequently during warming and thawing periods than during cooling periods. It can be inferred that rockfalls are caused by thermal ice dilatation rather than by dilatation due to the phase transition. But they may occur only when the ice melts, because the cohesion of the ice–rock interface can be sufficient to hold the rock compartment which has been cut.

7.3 Introduction

Rockfalls are sudden phenomena, usually non-predictable in time but sometimes in space, which can cause human or material damages. The geological and morphological context of a given site affects the rockfall activity, but rockfalls can be triggered by external factors (Cruden et Varnes, 1996) such as meteorological factors (see references in Table 7.2, earthquakes (Kobayashi *et al.* (1990); Malamud *et al.* (2004b); Yin *et al.* (2009)), volcanic eruptions (Hale *et al.* (2009), DeRoin et McNutt (2012)), sea waves (Rosser *et al.*, 2005) and human activity. Several studies have highlighted the influence of these different triggering factors, but triggering mechanisms are still not well understood or quantified, especially considering the influence of meteorological factors. We need to better understand the triggering mechanisms of rockfalls, to enhance the quantitative assessment of rockfall hazard and the prediction of high-hazard periods according to the meteorological forecast. Moreover, this is an important step to assess the influence of climate change on rockfall hazard (Huggel *et al.* (2012b); Sass et Oberlechner (2012)).

Rockfalls are a result of a long geological process (tectonic, weathering, etc.) (Viles, 2013), but the fall is sudden. The most asked question is, why does the rock fall at a given time? Behind this, the real question is, what makes it fall (what factors), and how (what mechanisms)? For a meteorological factor, several physical mechanisms can be involved, which can manifest as rockfalls initiated by a slide or a topple (Luckman, 1976). In Table 7.1, we propose some physical processes associated with different meteorological events, which can trigger a rockfall, and the associated relevant meteorological parameters.

Most works concerning these factors are based either on a single event study (Yamagishi (2000); Wei *et al.* (2014)), or on a rockfall inventory. Some examples of studies based on a rockfall inventory are given in Table 7.2. They show the influence of meteorological factors, but it is not possible to conclude on a dominating triggering factor,

INFLUENCE DES FACTEURS MÉTÉOROLOGIQUES SUR LES FRÉQUENCES D'ÉBOULEMENTS ROCHEUX

Weather event	Processes proposed for rockfall triggering	Relevant meteorological parameter
Rainfall (intense or prolonged)	Water pressure in rock joint	Intensity (mm/h), amount (mm)
	Clay swelling in rock joint	Duration (h)
	Dissolution (chemical action)	
	Leaching (mechanical action)	
Freeze-thaw	Ice frost wedging : ice pressure due ice formation (confined dilatation) + sealing of cracks leading to water pressure	Negative temperature (°C), negative gradient (°C/h)
	Ice thermal wedging : ice pressure due to confined thermal dilatation	Negative temperature (°C), positive gradient (°C/h)
	Ice melting : loss of cohesion	Positive temperature (°C)
Snow and ice melt	Water pressure in rock joint	Positive temperature (°C) and gradient (°C/h), solar radiation (W/m ²)
Sunshine	Thermal stresses which propagate cracks	Temperature (°C), solar radiation (W/m ²)

TABLE 7.1 – Meteorological factors and triggering mechanisms.

partly because these studies present several disparities concerning :

- the geological and climatic context (from coastal to high mountain) ;
- the size and completeness of the rockfall inventory (from 10 to almost 1000 events) ;
- the precision of dating (from day to year) ;
- the precision of meteorological data, in time and space (frequency of the measures, distance to the site) ;
- the method of analysis, e.g. thawing periods not precisely defined.

This study deals with a quasi-exhaustive rockfall inventory, obtained by Terrestrial Laser Scanner (TLS), now generally used for rockfall surveys (see reviews in Jaboyedoff *et al.* (2012) ; Abellan *et al.* (2014)), combined with a photographic survey. The study site is a cliff with homogeneous lithology, avoiding geological, geomorphological and climatic bias. We use two levels of dating precision. In addition, we have defined new precise meteorological parameters in order to better evaluate triggering processes related to meteorological factors, especially considering freeze and thaw which are not often clearly defined in the literature.

Author	Country	Elevation (m ASL)	Geology	Detection method	Duration (years)	Nb of RF	Dating precision	Volume range (m ³)*	Results on influence of meteorological factors
Luckman (1976)	Canada	1800-2500	sandy and calcareous limestone	direct observation, deposit observations	8	239	Hour or more		Diurnal occurrence of rockfall. RF activity : max in spring and during storms in the summer
Douglas (1980)	Ireland	0-100	basalt	collection of rock debris on square or in a box	4		Week	0,0004-0,002 (T)	Correlation between nb of freeze-thaw event and RF, and % of period below 0°C and RF.
Sandersen <i>et al.</i> (1996)	Norway	0-2400	crystalline rocks	newspaper report	1	91	Day		Continental climate : higher activity during snowmelt season ; marine climate : higher activity during autumn. Many RF not correlated with weather factors.
Matsuoka et Sakai (1999)	Japan	2800-3200	sandstone and shale	rock debris on snow	14			0-18 (A)	Max RF activity : about 10 days after meltout (seasonal thawing). No correlation with precipitation or diurnal frost cycles.
Chau <i>et al.</i> (2003)	Hong Kong	0-957	Volcanic and granitic rocks	deposit on human infrastructures	15	368		1-1000 (E)	Influence of rainfall, lower threshold of daily rainfall 150-200mm
Frayssines et Hantz (2006)	France (Sub-alpine Ranges)	200-2000	limestone	historical inventory	34	46	Day	10-30.10 ³ (E)	Influence of freeze-thaw cycles, slight influence of rainfall and no influence of earthquakes
Perret <i>et al.</i> (2006)	Switzerland	1200-1700	limestone	dendrogeomorphic dating	121	250	Season		Rockfall activity increased over last century. Seasonal occurrence of RF : early spring. Positive correlation with temperature. No correlation with precipitations
Ravanel (2010)	France (Mont Blanc Massif)	2600-3700 2200-4200	granite	old photographs, direct observations and TLS	150 - 4	50 - 321	Decade to Day	350-265.10 ³ (E) 0,1-50.10 ³ (E)	Influence of permafrost retreat and loss of glacier buttressing
Sass et Oberlechner (2012)	Austria	300-2700	?	historical inventory	102	252	Year	< 10 ⁶ (E)	No increase of RF frequency below permafrost due to global warming
Brazdil <i>et al.</i> (2012)	Czech Republic	600-970	sandstone, claystone, mudstone	dendrogeomorphic dating	78 max	989	Year	5m ³ (B)	No conclusion on the influence of climatic factors (bias in the Rockfall Rate time series)
Mateos <i>et al.</i> (2012)	Majorca Island	200-700	limestone and dolostone	deposits on roads	2	14	Day	2-300.10 ³ (E)	Influence of intense rainfall >90mm/24h. Influence of antecedent rainfall over 800mm, and freeze-thaw cycles.
Letortu (2013)	France (Normandie Coast)	0-200	limestone	deposit observation and historical inventory	7	331	Week	1-236.10 ³ (E)	Influence of effective precipitations, then freeze-thaw cycles. Sea agitation and tide coefficients can have effects.
Delonca <i>et al.</i> (2014)	France (Réunion, Burgundy, Auvergne)	0-200 300-400 700-900	basalt, limestone, granite	deposit on french railway network	0,3 to 1,4	949 135 142	Day	2-27.10 ³ (E) 8-8.10 ³ (E) 2-6.10 ³ (E)	Réunion : correlation with rainfall. Burgundy : correlation with rainfall. Auvergne : correlation with daily minimum temperature
This paper	France (Sub-alpine Ranges)	800-1300	thinly bedded limestones	TLS + photographic survey of scars	2.4	854	10min to month	0,001-1500 (E)	Highest rockfall frequency during freeze-thaw episodes, especially during thawing periods. Secondary influence of rainfall.

TABLE 7.2 – Presentation of main informations and results of several studies based on rockfall inventories and meteorological factors. (E) : volume of event ; (B) : volume of individual block ; (T) : total volume on period ; (Y) : yearly volume

7.4 Study site

The Mont Saint-Eynard (MSE) is located northeast of Grenoble, Isère, French Alps (Fig. 7.1). It is a long double cliff, making up the western border of the Isère Valley and the oriental edge of the Chartreuse Massif. The lower cliff is 240 m high, separated from the 120 m high upper cliff by a ledge covered with forest. The upper cliff consists of massive limestone (bed thickness > 1 m) of the Tithonian stage. The lower cliff consists of fractured thin bedded (10-50 cm) limestone, of the Sequanian stage. The bedding planes dip inside the cliff. This anacinal configuration, completed by subvertical fractures, produces overhanging compartments falling mainly by toppling.

This SW–NE trending cliff belongs to the eastern side of the Sappey syncline, which dips north in the direction N10. Two subvertical dextral faults cut the cliff (Gidon, 1990), with a direction of about N60-70. Note that the global direction of the Saint Eynard Cliff (N45) is different from the syncline axis (N10).

A 750 m long zone of interest (photograph in Fig. 7.1) has been yearly surveyed by TLS since 2009 (Guerin *et al.*, 2014). This study focuses on the MSE lower cliff for several reasons :

- high rockfall activity compared to the upper cliff (Fig. 7.1) ;
- large volume range : from 0.001 m^3 to more than 1000 m^3 (exceptional event) ;
- lithological homogeneity ;
- the entire cliff faces south : homogeneous sun exposition.

The climate of the Grenoble town is characterized by a mean annual precipitation of 934 mm, a mean minimal temperature of 6°C and a mean maximal temperature of 16°C (measured from 1981 to 2010 at an elevation of 200 m). At the elevation of the MSE lower cliff (800-1050 m), the precipitation is higher : the gradient is of $28 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1} / 100 \text{ m}$ in this zone (Douguédroit and Saintignon, 1984). Also, the mean annual temperature is lower than in Grenoble : a temperature gradient of $0.6^\circ\text{C} / 100 \text{ m}$ is usually considered, but our temperature measures on the cliff show a lower gradient of $0.3^\circ\text{C} / 100 \text{ m}$, due to the southern exposition of the cliff and the morphology of the Isère valley (Jail, 1966a).

7.5 Methodology

7.5.1 Rockfall detection by TLS

Rockfall detection is carried out by a diachronic comparison of point clouds of the cliff acquired in November 2012 and April 2015, by terrestrial laser scanning. A laser scanner Optech Iris-LR has been used (Optech, 2015). Four acquisitions were carried out at the dates : 16 November 2012, 26 November 2013, 15 July 2014 and 22 April 2015.

The raw point clouds are cleaned, in order to remove vegetation noise and keep only the rock surface (Abellan *et al.*, 2014). They are georeferenced using a georeferenced 1

m spacing DEM (from the IGN, French national institute of geography) of the site. A mesh is built with the point cloud acquired in year Y . For detection of rockfalls, this mesh is registered with the point cloud of the previous year, $Y - 1$, using the software 3DReshaper[©]. Positive deviations higher than 10 cm are considered as rockfalls. The point clouds defining a fallen compartment are meshed, making it possible to calculate the volume of the compartment and to get dimensions and gravity centre. The method is described in more detail in Guerin *et al.* (2014). It allows exhaustive detection of rockfalls larger than 0.05 m³.

7.5.2 Rockfall dating by photographic survey

A photographic survey from 1 km of the cliff makes it possible to date the occurred rockfalls. It consists of high-resolution photographs taken every several weeks (periodic survey) and lower resolution photographs taken every 10 min (continuous survey, with an autonomous snapping system). Technical information is given in the Table 7.3.

854 rockfalls have been detected in the period between 16 November 2012 and 22 April 2015 (887 days). Each rockfall was dated by comparing high-resolution photographs, taken every 2 to 11 weeks (37 days on average). They constitute database 1 (DB1). Rockfalls were considered only when there were evident clues of the fall on the photographs : visible scar, obvious change in colour, shadow or relief (Chanut *et al.*, 2011).

From 1 February 2013 to 22 April 2015, this periodic high-resolution photographic survey was complemented by a low-resolution quasi-continuous survey (one photo every 10 min). 214 rockfalls have thus been dated more precisely in intervals of between 10 min and 25 days. They constitute database 2 (DB2). Only 25% of the DB1 events were dated precisely, mainly due to the photographic resolution : the smallest rockfalls are hardly identified on low-resolution photographs. Schematically, one pixel of a photograph from the continuous survey corresponds to a surface area of 0.04 m². It is thus not surprising that the smallest rockfalls of DB2 have volumes of 0.04 m³, while the smallest ones in DB1 have volume of 0.002 m³. The volume distributions for the two databases are given on Figure 7.2. Obviously, rockfalls occurring during the night cannot be dated with a precision better than about 12 h. Moreover, the dating uncertainty may be higher due to the meteorological conditions : the entire cliff face or part of it can be hidden (clouds, fog, snow). On sunny days, strong shadows can also mask the compartment location for a long time. The dating uncertainty can also be due to technical issues : the snapping system sometimes stopped for several days. It ensues that only 70% of DB2 rockfalls (144 events) have been dated in periods of 10 min to 20 h.

Data base	DB 1	DB 2
Camera type	Nikon 50D	Canon EOS Rebel T3 1100D
Lens focale distance	300 mm	24 mm
Sensor size	6 Mpx	12 Mpx
Approximate pixel size	3 cm real	21 cm real
Photo precision	High	Low
Minimal detected volume (m ³)	0.002	0.04
Photo interval	Month	10 mn
Datation precision	Low	High
Number of rockfalls	854	214
Number of days	887	810

TABLE 7.3 – Technical information of rockfall databases.

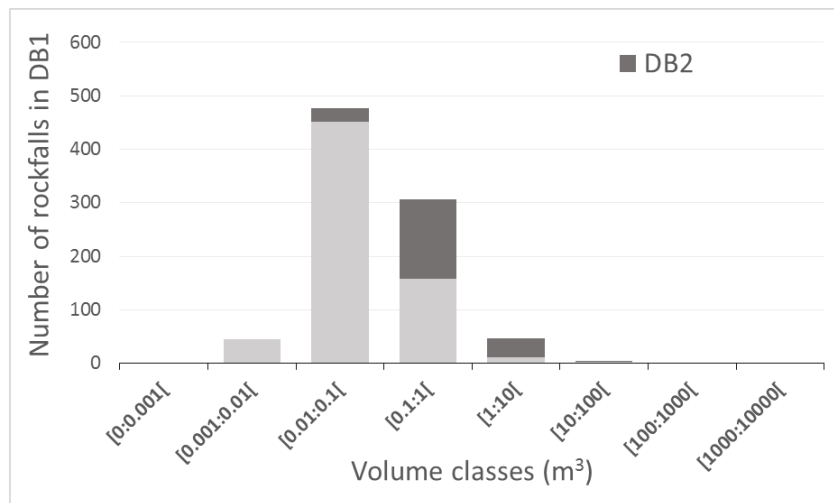


FIGURE 7.2 – Volume distribution of the two databases.

7.5.3 Meteorological data acquisition and treatment

7.5.3.1 Meteorological data

The meteorological data come from weather stations of the Météo France network around the cliff, and since February 2014, from temperature sensors which have been placed on the upper cliff (1290 m a.s.l.) and inside the rock.

Rainfall data are given by a rain gauge located 900 m from the cliff face, with an hourly frequency. The raw data correspond to the number of gauge runnel (0.2 mm) swaying per hour.

The valley temperature is measured at a station located around 2 km from the cliff face at an elevation of 245 m. The temperature has been measured (each 10 min) on

INFLUENCE DES FACTEURS MÉTÉOROLOGIQUES SUR LES FRÉQUENCES D'ÉBOULEMENTS ROCHEUX

the upper cliff (1290 m elevation) only since February 2014, with temperature sensors in open rock joints (2-4 cm opening) at a depth of about 10 cm, and in two sealed boreholes at depths of 20 and 50 cm. Because we study the action of the ice in rock joints, we have considered the air temperature in the open joints (almost always in the shade). To have a constant method to estimate this temperature at the elevation of the lower cliff, the mean temperature gradient has been determined between the valley temperature and the upper cliff temperature, over the period from February 2014 to April 2015. The value obtained ($0.003^{\circ}\text{C m}^{-1}$) is lower than the average temperature gradient usually known ($0.006^{\circ}\text{C m}^{-1}$), due to the south exposition of the slope and the topographic setting, but close to the value obtained by Jail (1966b) for the MSE slope. The lower cliff temperature T is estimated from the temperature gradient and the valley temperature, using

$$T = T_m - 0.003 (Z - Z_m), \quad (7.1)$$

with T_m the temperature measured in the valley, Z the mean elevation of the rockfall sources in the lower cliff (900 m), and Z_m the elevation of the measuring station.

7.5.3.2 Definition of rainfall episodes

Rainfall episodes have been defined in order to better estimate the influence of rain. The beginning of a rainfall episode is associated with the first record of the rain gauge following a given period without rain (Bertrand-Krajewski, 2007). This first record occurs when the runnel capacity (0.2 mm) is reached. It follows that, beside the uncertainty due to the recording frequency, there is a delay between the true beginning of a rainfall and the first record. Moreover, rainfalls smaller than 0.2 mm are not detected.

A rainfall episode begins when it begins to rain after a given length of time without rain (Bertrand-Krajewski, 2007). This length has been chosen so that the rainfall episodes are independent. We have considered that two rainfall episodes are independent if the effects of the first episode stop before the second episode begins (Fig.7.3). The direct influence of rain starts when falling on the cliff, but we have to also take into account water which falls on the forested ledge, and goes through soil and rock to reach the cliff surface and flow on it. The period of influence has been chosen from field observation of water seepage on the cliff (photographs). We have assumed that after around 24 h, the rainwater has entirely flown from the cliff (Fig.7.3).

With this definition, 148 rainfall episodes during 2.4 years have been determined. The distribution of the duration of these episodes is given in Figure 7.4. The total duration of the rainfall episodes represents 24% of the observation period.

The data do not distinguish between rainfall and snow, with both considered as precipitation (Bertrand-Krajewski, 2007). As a first approximation, we can assume that snow occurs when temperature is negative with precipitation. This concerns less than 1 % of the precipitation time. So, snow falls were not considered.[Determined rainfall episodes are given in Annexe E].

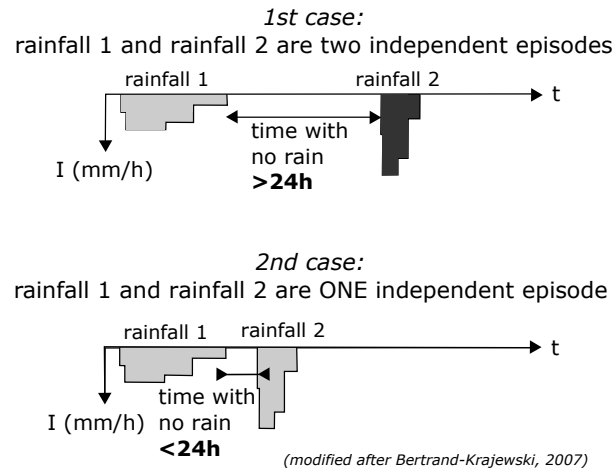


FIGURE 7.3 – Schematic representation of the definition of an independent rainfall episode.

7.5.3.3 Definition of freeze-thaw episodes

The influence of ice on rockfall occurrence can be explained by the pressure it exerts in rock discontinuities (Davidson et Nye (1985) ; Walder et Hallet (1985) ; Bost (2008)), either when the ice forms in a confined environment (joints, cracks or pores), or when it dilates during heating episodes. But it has also been observed that rockfalls frequently occur after a freezing period, when the temperature is positive (Matsuoka et Sakai, 1999). In order to investigate these processes, the freeze–thaw episodes have been divided into three period types : cooling periods (when the negative temperature decreases), warming periods (when temperature increases but remains negative) and thawing periods (when temperature is positive and ice melts).

Our observations show that ice is produced where water seeps slowly on crack walls and when the temperature of the rock surface is negative. This accretion process can go on for several days because the temperature inside the rock mass remains positive, allowing water seepage and migration to continue (Tharp (1987) ; Murton *et al.* (2006) ; Hallet (2006)). Assuming that water seepage in the rock mass is constant, it is considered that the ice production is reflected by the freezing potential (FP), which has been used by Matsuoka (1994) for studying the freeze depth and by Montagnat *et al.* (2010) for studying the formation of ice columns. For a freeze–thaw episode beginning at t_0 , FP is defined by :

$$\text{If } \int_{t_0}^t (T_f - T(t)) dt < 0, \text{ then FP} = 0.$$

INFLUENCE DES FACTEURS MÉTÉOROLOGIQUES SUR LES FRÉQUENCES D'ÉBOULEMENTS ROCHEUX

$$\text{If } \int_{t_0}^t (T_f - T(t)) dt > 0, \text{ then FP} = \int_{t_0}^t (T_f - T(t)) dt, \quad (7.2)$$

with T_f the freezing point of water (0°C) and $T(t)$ the temperature at the time t . As a first approximation, we consider that the ice has entirely melted when FP returns to zero. This point defines the end of the freeze-thaw episode (Fig.7.5). A freeze-thaw episode begins when the temperature becomes negative and no freeze-thaw episode is in progress (there is no more ice in the rock mass).

A freezing period begins when the temperature becomes negative ($t = t_0$). The FP becomes positive. It ends when the temperature becomes positive again. At this point the FP starts to decrease. A freezing period may include several cooling and warming periods. During cooling periods, the thermal contraction of existing ice tends to decrease the ice pressure. On the other hand, ice expansion occurs during negative warming periods and is proportional to the temperature increase. Ice melting occurs when the temperature becomes positive (thawing period). A thawing period ends either when the temperature becomes negative again (new freeze period), or when FP reaches 0 (no more ice). Note that a freeze-thaw episode may include several freezing and thawing periods. Figure 7.4 show the distribution of the duration of freezing and thawing periods. [Determined freeze-thaw episodes are given in Annexe E].

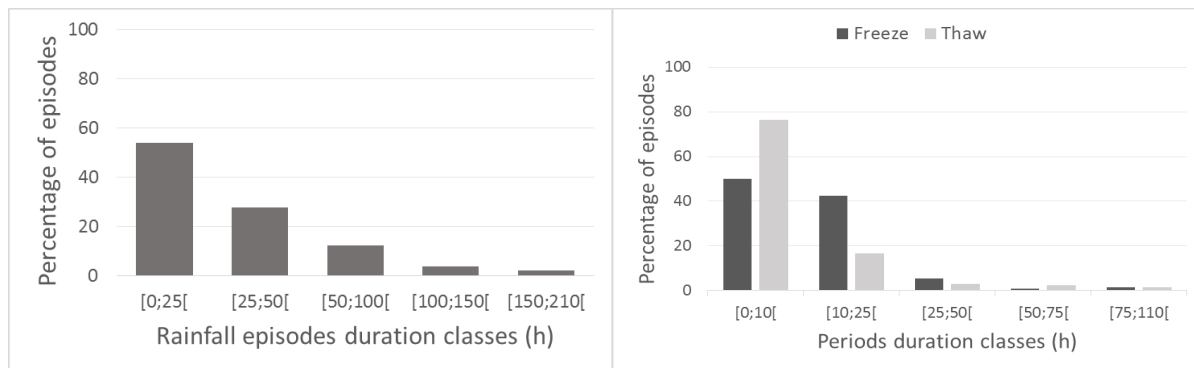


FIGURE 7.4 – Distribution of rainfall episodes duration, and freezing and thawing periods duration. More than 80% of thawing episodes are shorter than 12h, and almost 95% of thawing periods are shorter than 24h. Long thawing periods occurred only at the end of the winter, when no freeze occurs anymore.

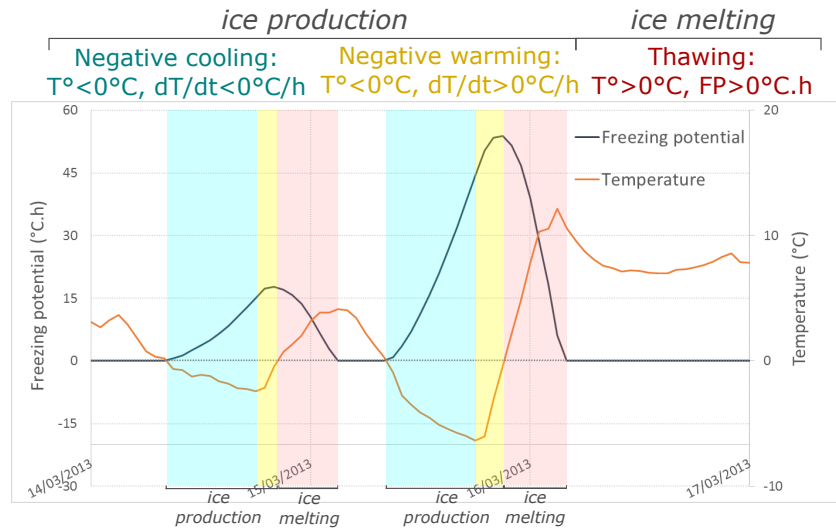


FIGURE 7.5 – Definition of the three types of period within a freeze-thaw episode.

7.6 Results

7.6.1 Results on the DB1

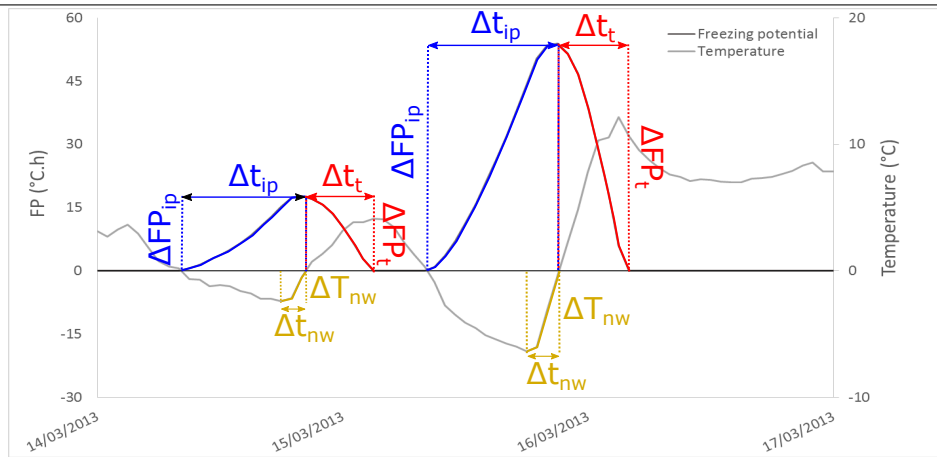
The rockfall frequency (h^{-1}) is given for each observation period in Figure 7.7. As the dating periods have different lengths, we have not considered the absolute rainfall and freeze-thaw durations, but the time proportion of rainfall and freeze-thaw (respectively R_{rd} and R_{ftd}) in each dating period. It was calculated by adding the durations of all the rainfall or freeze-thaw periods occurring during a dating period, and dividing the total rainfall or freeze-thaw duration by the length of the dating period (Fig. 7.6). In the same way, rainfall and freeze-thaw amount ratios (respectively R_{ra} and R_{fta}) were determined for each dating period by adding all the rainfall amounts or the amplitudes of the FP variations (positive and negative), and dividing the sum by the length of the dating period (Fig. 7.6). Using these ratios, the relation between the rockfall frequency and the rainfall or freeze-thaw can be analysed in Figure 7.7.

A first approach allows us to visually highlight the influence of some factors. It can be seen that the seven periods with the highest proportions of freeze-thaw, in duration or amount, give the highest rockfall frequencies. This indicates a strong influence of freeze-thaw on rockfall frequency. However, the influence of rainfall is not so clear. One can observe a factor of 10 between the highest and the lowest rockfall frequencies, which occur in periods with little rain.

In order to better quantify the relative influence of these factors, we used a multiple linear regression (Rakotomalala, 2015). This consists of explaining the rockfall frequency with rainfall and freeze-thaw duration ratios or amount ratios. The results are summarized in Table 7.4.

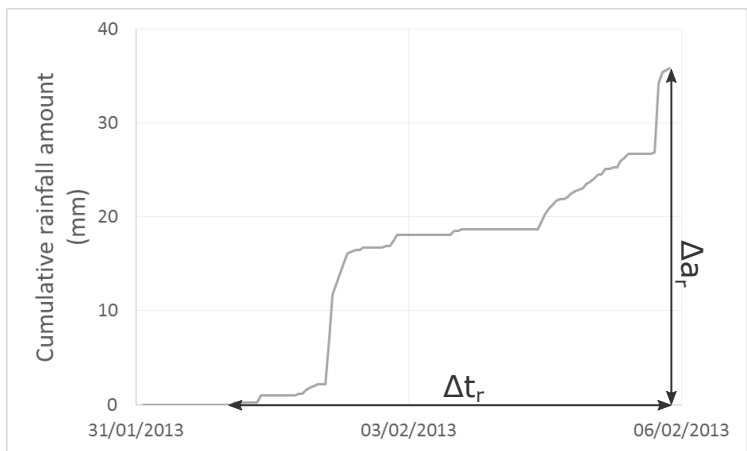
INFLUENCE DES FACTEURS MÉTÉOROLOGIQUES SUR LES FRÉQUENCES D'ÉBOULEMENTS ROCHEUX

FREEZE - THAW



<p><i>ice production</i> $dFP/dt > 0$</p> <p><i>negative warming</i> $dT/dt > 0, T < 0$</p> <p><i>thawing</i> $dFP/dt < 0$</p> <p><i>freeze-thaw</i> $FP > 0$</p>	<p>$R_{ipd} = \Sigma(\Delta t_{ip}) \text{ on period} / \Delta t_{\text{period}}$</p> <p>$R_{nwd} = \Sigma(\Delta t_{nw}) \text{ on period} / \Delta t_{\text{period}}$</p> <p>$R_{td} = \Sigma(\Delta t_t) \text{ on period} / \Delta t_{\text{period}}$</p> <p>$R_{ftd} = \Sigma(\Delta t_{ip} + \Delta t_t) \text{ on period} / \Delta t_{\text{period}}$</p>	<p>$R_{ipa} = \Sigma(\Delta FP_{ip}) \text{ on period} / \Delta t_{\text{period}}$</p> <p>$R_{nwa} = \Sigma(\Delta T_{nw}) \text{ on period} / \Delta t_{\text{period}}$</p> <p>$R_{ta} = \Sigma(\Delta FP_t) \text{ on period} / \Delta t_{\text{period}}$</p> <p>$R_{fta} = \Sigma(\Delta FT_{ip} + \Delta FT_t) \text{ on period} / \Delta t_{\text{period}}$</p>
--	--	--

RAINFALL



$R_{rd} = \Sigma(\Delta t_r) \text{ on period} / \Delta t_{\text{period}}$

$R_{ra} = \Sigma(\Delta a_r) \text{ on period} / \Delta t_{\text{period}}$

FIGURE 7.6 – Description of ratios used to quantify freeze–thaw and rainfall amount and duration for each dating period of the DB1. These ratios are used for the multiple linear regression.

The test of the multiple regression, using the Fischer test, is significant : $F(\text{duration}) = 9.45$ and $F(\text{amount}) = 9.71$, in comparison with $F(0.05; 2; 20) = 3.49$ at the 0.05 significance level, 2 degrees of freedom and around 20 observations (here 24). We can then consider that the determination coefficient for the multiple regression R^2 , close to

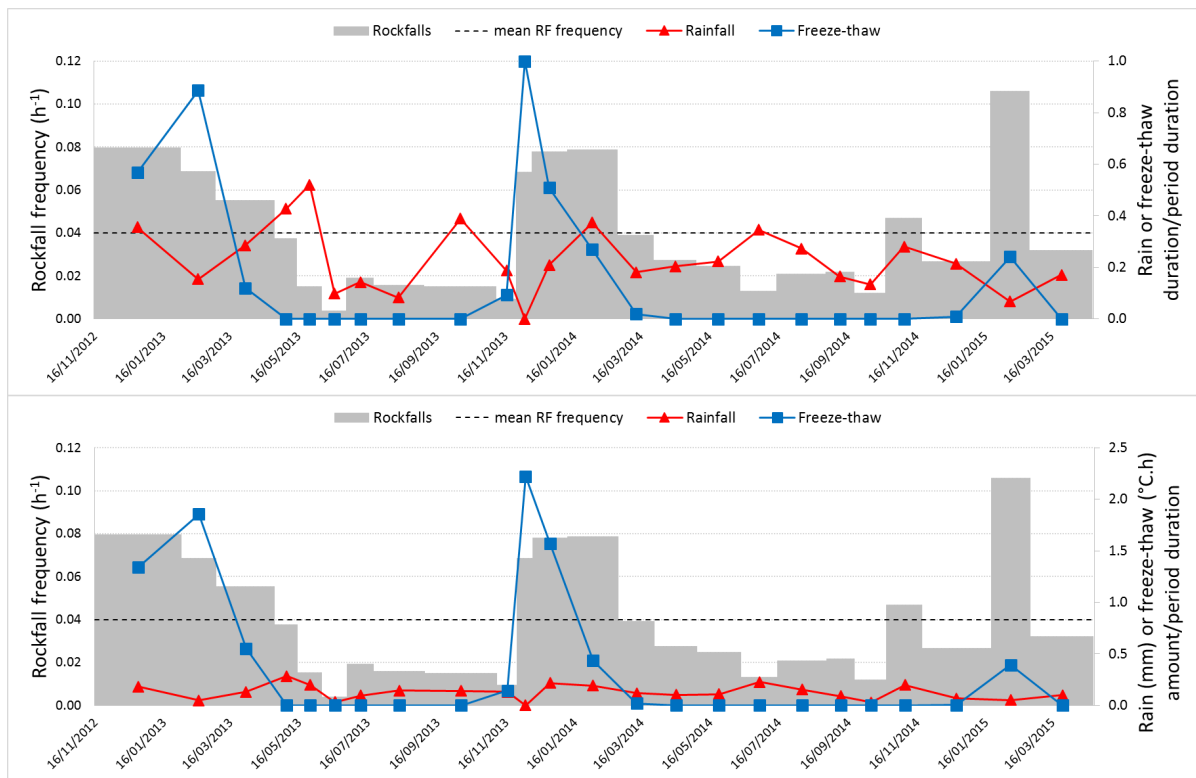


FIGURE 7.7 – Rockfall frequency for the different observation periods, with rainfall and freeze-thaw duration ratios (up) or rainfall and freeze-thaw amount ratios (down).

0.5, is also significant. This means that around 50 % of the variability of rockfall frequency can be explained by the variability of rainfall and freeze–thaw duration or amount. This means that about 50 % of the rockfalls are not triggered by rainfall or freeze–thaw and may occur at any time. The number of these rockfalls is then (from Tables 7.3 and 7.4) about 406 for an observation period of 887 days, and their frequency (base frequency) is about $0.019 \text{ rockfall.h}^{-1}$. The standardized regression coefficients help to estimate the “weight” of each variable on the variability of rockfall frequency. These are given in Table 7.4. We can see that the contribution of freeze-thaw ($R_{\text{ftd}_{\text{st}}}$ and $R_{\text{fta}_{\text{st}}}$) to explain the variability of the rockfall frequency is 5-7 times higher than those of rainfall.

Based on the Student test, the influence of freeze-thaw (duration ratio or amount ratio) is significant at the 0.05 significance level, but the hypothesis of no influence of the rain (H_0) cannot be rejected. This clearly shows that freeze–thaw influence is more important than rain influence. It confirms the visual observations of Figure 7.7. These results are consistent with Frayssines et Hantz (2006) who showed that freeze-thaw had a major influence on big historical rockfalls which occurred in subalpine limestone cliffs.

In order to distinguish different potential triggering mechanisms in the freeze-thaw cycle (Fig.7.4), we determine the duration ratios of ice production (R_{ipd}), negative war-

INFLUENCE DES FACTEURS MÉTÉOROLOGIQUES SUR LES FRÉQUENCES D'ÉBOULEMENTS ROCHEUX

ming (Rnwd) and thawing (Rtd), and also the amount ratios (Ripa, Rnwa, Rta) (Fig.7.6). A multiple linear regression cannot be correctly performed on these types of data because of their collinearity (Rakotomalala, 2015) in fact, ice production, negative warming and thawing are not independent of each other. We performed the multiple regression on pairings formed by each of these parameters with rain (r), in order to determine the parameter having the strongest influence on rockfall frequency. The highest determination coefficient and the lowest Akaike criterion (AIC) (Rakotomalala, 2015) were used to determine the best coupling. For both duration and amount ratios, thawing showed the best regression and correlation coefficients, and the lowest AIC. R^2 for the regression is again close to 0.5 (Table 7.4).

Considering the standardized regression coefficient, thawing shows a clear influence on rockfall frequency, with a contribution on rockfall frequency more than 7 times higher than rainfall. Again, the hypothesis of no rain influence (H_0) cannot be rejected for the rain duration and amount, using a Student test. It can be noted that for all the multiple regressions, the constant of the regression represents the rockfall frequency for periods without either rainfall or freeze-thaw (base frequency), which cannot be estimated directly because there is no period without freeze-thaw or rainfall. Its value is around 0.021 [0.011-0.031] h^{-1} (Table 7.4). Note that the confidence interval includes the previously estimated value of 0.019.

From this value, one can estimate for the observation periods including freeze-thaw episodes, the number of rockfalls which occur when there is no freeze-thaw, and then the number of those which occurs during freeze-thaw (neglecting the rockfalls due to rain, because they are much less frequent and precipitation is snow during freezing periods). An estimate of the rockfall frequency during freeze-thaw episodes can then be obtained by dividing the number of rockfalls during freeze-thaw by the effective duration of freeze-thaw. A value of 0.147 [0.127-0.167] rockfalls. h^{-1} is obtained, which is 7 [4-15] times higher than without freeze-thaw or rainfall. In the same way, one can obtain an estimate of the rockfall frequency during rainfall episodes by considering only the periods without freeze-thaw. In this case, a simple regression can be carried out, giving a constant of 0.012 h^{-1} (Fig.7.8). However, the determination coefficient is low. A value of 0.054 rockfalls. h^{-1} is obtained for the rockfall frequency during rainfall, which is 4.5 higher than without rainfall. However, it should be noted that this value is obtained from a poor-quality regression and the hypothesis of no rainfall influence cannot be rejected.

A similar analysis has been carried out keeping only the rockfalls bigger than 0.1 m^3 . The influence factors become 5.8 (instead of 7) for freeze-thaw and 6.5 (instead of 4.5) for rainfall. Again the hypothesis of no rainfall influence cannot be rejected. According to the uncertainties, no significant conclusion can be drawn.

7.6.2 Results on the DB2

Out of the 214 rockfalls forming DB2, we have studied 144 rockfalls, whose date is known with an uncertainty lower than 20 h. This choice induces a bias because the

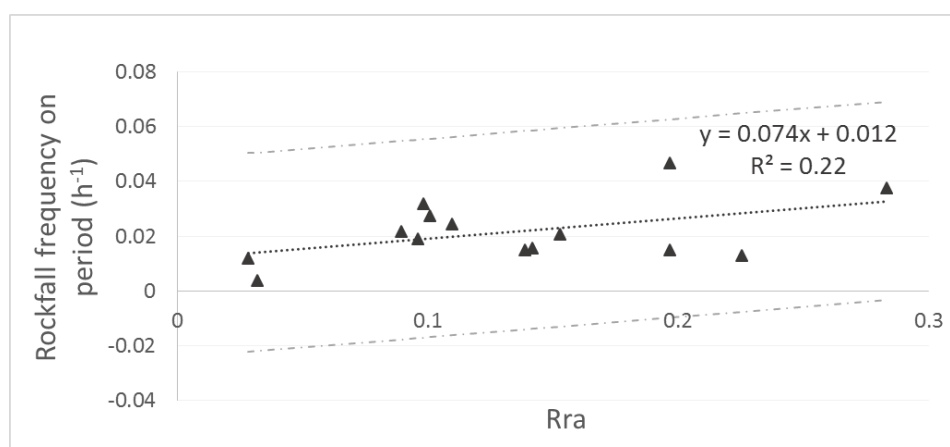


FIGURE 7.8 – Simple linear regression between rainfall amount ratio (Rra) and rockfall frequency for dating periods without freeze– thaw. Dashed grey lines : 95% interval confidence.

rockfalls occurring during freeze–thaw periods are dated with a higher uncertainty (associated with snow cover, ice cover or fog, which disturb the identification of scars on the photographs). It follows that the rockfall frequency during freeze–thaw periods is underestimated and then DB2 is less relevant than DB1 for comparing the influences of rainfall and freeze–thaw. But thanks to its higher dating precision, it is possible to study more precisely the influence of the different processes occurring during a freeze–thaw episode, and the period of influence of a rainfall episode.

Different meteorological conditions have been studied. Two types of frequency were considered (Table 7.5). The “certain” frequencies are obtained by considering only the rockfalls whose the dating interval is entirely included in an episode of freeze–thaw or rainfall, in a period of negative cooling, negative warming or thawing (Fig. 7.4), within different periods following a rainfall episode (0–24, 24–48 or 48–72 h) or in a period with none of these conditions. The “statistical” frequencies are obtained by also considering those rockfalls whose dating interval belongs to several meteorological periods. For these rockfalls, the middle of the dating interval has been considered.

It can be seen from Table 7.5 that the rockfall frequency (certain or statistical) during freeze–thaw episodes or rainfall episodes is clearly higher than in periods with no particular meteorological condition. The frequency during rainfall episodes is even higher than during freeze–thaw episodes, but that is underestimated in DB2. Moreover, it appears that the statistical frequencies within the days following a rainfall episode are not significantly higher than during periods with no particular meteorological condition (they are even lower when considering the certain frequencies).

It appears that during freeze–thaw episodes, rockfalls can occur during the three different types of period, but the rockfall frequency during negative cooling periods is not significantly higher than without any meteorological event (higher for the statistical

INFLUENCE DES FACTEURS MÉTÉOROLOGIQUES SUR LES FRÉQUENCES D'ÉBOULEMENTS ROCHEUX

(1) Rainfall and freeze-thaw vs.rockfall frequency						
Duration				Amount		
Multiple regression				Multiple regression		
R^2	0.47			R^2	0.48	
R^2 adjusted	0.42			R^2 adjusted	0.43	
Multiple regression coefficients :				Multiple regression coefficients :		
	Rftd	Rrd	constant		Rfta	Rra constant
b	0.068	0.022	0.022	b	0.030	0.059 0.020
σb	0.016	0.037	0.010	σb	0.007	0.064 0.010
Standardized regression coefficients :				Standardized regression coefficients :		
	Rftd _{st}	Rrd _{st}			Rfta _{st}	Rra _{st}
β	0.71	0.10		β	0.71	0.15
$\sigma\beta$	0.16	0.16		$\sigma\beta$	0.16	0.16

(2) Rainfall and thaw vs. rockfall frequency						
Duration				Amount		
Multiple regression				Multiple regression		
R^2	0.51			R^2	0.51	
R^2 adjusted	0.46			R^2 adjusted	0.47	
Multiple regression coefficients :				Multiple regression coefficients :		
	Rtd	Rrd	constant		Rta	Rra constant
b	0.181	0.018	0.023	b	0.071	-0.003 0.027
σb	0.039	0.035	0.010	σb	0.015	0.060 0.009
Standardized regression coefficients :				Standardized regression coefficients :		
	Rtd _{st}	Rrd _{st}			Rta _{st}	Rra _{st}
β	0.73	0.08		β	0.72	-0.01
$\sigma\beta$	0.16	0.16		$\sigma\beta$	0.15	0.15

TABLE 7.4 – Multiple linear regression values, considering rainfall and freeze-thaw, and rainfall and thaw only.

frequencies, but lower for the certain frequencies). On the other hand, it is clearly higher during negative warming periods and mostly during thawing periods.

The amount and the duration of rainfall since the beginning of the rainfall episode until the compartment falls have been determined for each rockfall that occurred in a rainfall episode. Rockfalls were supposed to occur at the middle of the uncertainty interval. Instantaneous (hourly) rainfall intensity and mean rainfall intensity (since the beginning of the episode) have also been determined. For each class of rainfall amount, duration and intensity, rockfall frequency has been determined (Fig. 7.9).

Considering the rainfall amount, the class [30,40] mm shows the highest frequency. Remarkably the frequency decreases for the class [40,80]. Considering the rainfall duration, the rockfall frequency is the highest for durations shorter than 25 h. It appears that most rockfalls occur during the first 25 h of a rainfall episode. Remarkably, rainfall durations longer than 50 h do not trigger more rockfalls than no rain. Considering the rainfall intensity, surprisingly the frequency is the highest for the lowest hourly intensity

	Certain frequency			Statistical frequency		
	Duration (h)	Number of rockfalls	Rockfall frequency (h^{-1})	Number of rockfalls	Rockfall frequency (h^{-1})	
Complete period	19440	98	0.0050	144	0.0074	
Rainfall episodes	4282	51	0.0119	62	0.0145	
within 24h after rainfall	3288	9	0.0027	21	0.0064	
24 to 48h after rainfall	3288	8	0.0024	19	0.0058	
48 to 72h after rainfall	3288	2	0.0006	8	0.0024	
Freeze-thaw episodes	2084	14	0.0067	25	0.0120	
No meteorological factor	3243	14	0.0043	18	0.0056	
<i>Rainfall and freeze-thaw</i>	<i>221</i>	<i>0</i>	<i>0.0000</i>	<i>1</i>	<i>0.0045</i>	
<i>Negative cooling periods</i>	<i>846</i>	<i>2</i>	<i>0.0024</i>	<i>8</i>	<i>0.0095</i>	
<i>Negative warming periods</i>	<i>374</i>	<i>2</i>	<i>0.0053</i>	<i>5</i>	<i>0.0134</i>	
<i>Thawing periods</i>	<i>864</i>	<i>10</i>	<i>0.0116</i>	<i>12</i>	<i>0.0139</i>	

TABLE 7.5 – "Certain" and "statistical" rockfall frequencies based on the DB2 for different meteorological conditions.

class. It appears that 1 h of high-intensity rain is not sufficient to trigger rockfalls. However the mean rainfall intensity appears to be a very significant parameter because the rockfall frequency becomes very high when this parameter exceeds $5 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

The FP when the rockfall occurred has been determined for each rockfall which occurred in a freeze-thaw episode. Freezing periods (assumed to be ice production periods) and thawing periods have been distinguished (Fig.7.10).

It is notable that rockfall frequency is slightly higher for low FP (between 0 and 100°C h^{-1}) when considering the freezing periods, but is much higher for high FP ($400\text{-}800^\circ\text{C h}^{-1}$) when considering the thawing periods. This suggests that rockfalls occurring during thawing are the most frequent at the beginning of thawing (when the FP is still high) and after a long or intense freezing period. Note that these results are drawn from only 25 rockfalls which occurred during freeze-thaw episodes.

No correlation has been observed between the rockfall frequency and the daily thermal amplitude, the maximal or the minimal daily temperature.

INFLUENCE DES FACTEURS MÉTÉOROLOGIQUES SUR LES FRÉQUENCES D'ÉBOULEMENTS ROCHEUX

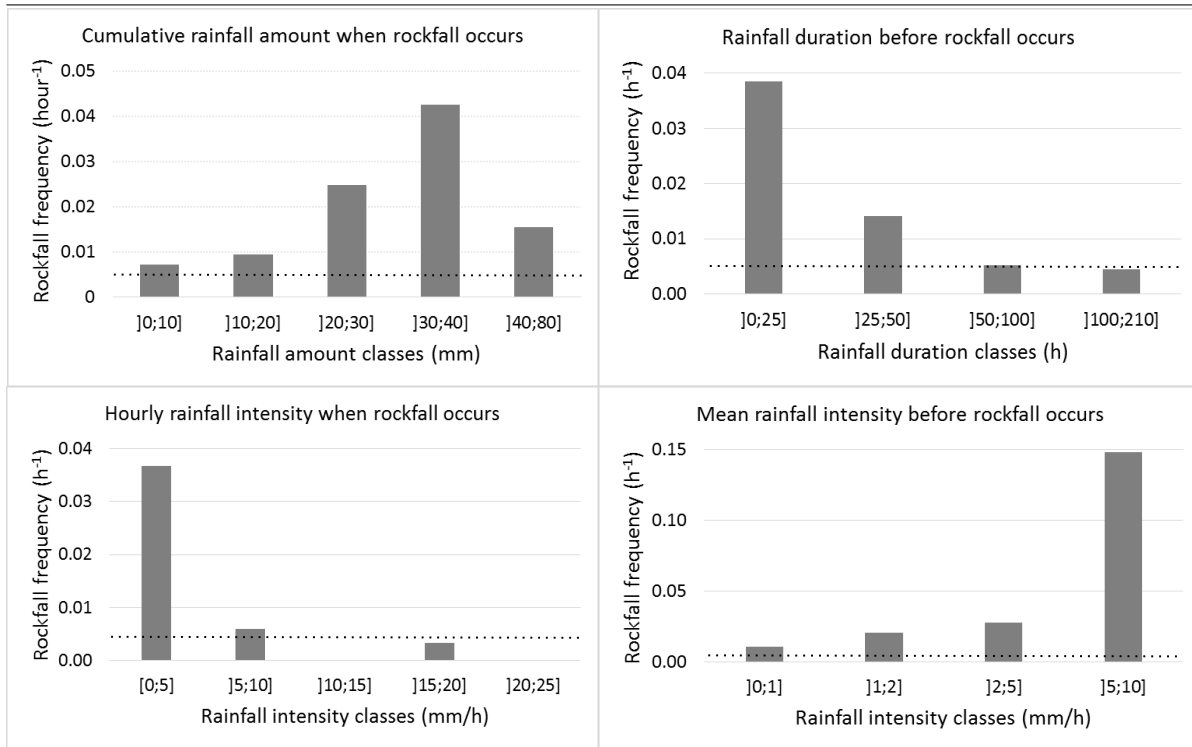


FIGURE 7.9 – Rockfall frequency for different rainfall amount, rainfall duration and rainfall intensity. Dashed black lines show rockfall frequency without meteorological perturbations.

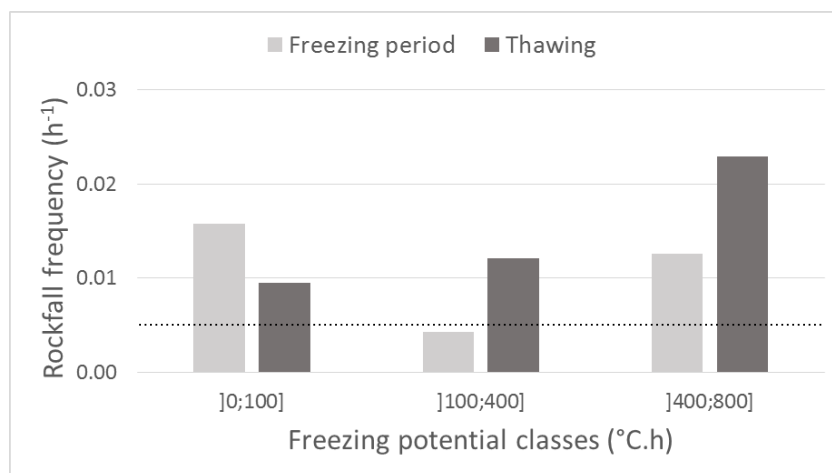


FIGURE 7.10 – Rockfall frequency according to the freezing potential for freezing periods and thawing periods.

7.7 Discussion

7.7.1 Analysis of freeze-thaw influence

The global influence of freeze-thaw has been analysed from DB1, because DB2 underestimates this influence. Considering DB1, it appears that the rockfall frequency is about 7 times higher during freeze-thaw episodes than without freeze-thaw. To be of practical use in terms of rockfall hazard assessment (Hantz, 2011), the rockfall frequency must be associated with the minimal rockfall volume for which the detection is exhaustive and with the surveyed cliff area. For rockfall volumes larger than 0.05 m^3 and for a cliff area of $129\,646 \text{ m}^2$, the rockfall frequency during freeze-thaw episodes has been estimated to be $0.065 \text{ rockfalls.h}^{-1}$.

DB2 enables us to compare the influence of different types of period during a freeze-thaw episode (Table 7.5). During freezing periods (negative temperature), our results show that rockfalls occur rather during warming periods than during cooling periods. This result is surprising because it is often assumed that the ice influence is due to the pressure exerted by ice during the phase transition (Davidson et Nye (1985); Bost (2008)). In laboratory, Bost (2008) has measured an ice pressure of several MPa when water freezes in an artificial crack in a limestone block. This pressure decreases with time due to the viscous behaviour of ice, but it increases again when the temperature increases, due to the thermal ice dilatation. It is noteworthy that this test was carried out with a crack which is initially full of water. However, the authors think that this initial condition does not reflect what really happens in the MSE cliff. It appears from field observation that ice forms by an accretion process due to freezing of water drops slowly seeping on rock or ice surface in a non-confined environment (Fig. 7.11). Note that it is different from that which occurs in permafrost where ice segregation is mainly invoked (Matsuoka (2001a); Dash *et al.* (2006); Murton *et al.* (2006)). D'Amato (2015) has carried out laboratory tests with different processes of ice formation in artificial cracks or holes in a limestone block. It appears that no pressure is exerted by ice when water is poured progressively in the discontinuity. This result explains why the rockfall frequency is not significantly higher during negative cooling than without meteorological factor. However, negative cooling induces rock contraction, which can result in crack propagation (shrinkage). During negative warming, a crack can propagate due to the expansion of ice, creating an unstable situation. But the rockfall resulting does not necessarily occur immediately because the cohesion or tensile strength of the ice-rock interface (Fiorio *et al.*, 2002) may be sufficient to maintain the rock compartment until the ice has melted. Then rockfalls due to ice thermal expansion may be delayed and occur during the thawing period. However, Davies *et al.* (2001) and Gunzel (2008) have shown that the shear strength of ice-filled discontinuities begins decreasing when the temperature reaches $-5 \text{ }^\circ\text{C}$. On the other hand, when a thawing period begins, the ice begins melting at the ice-air interface, but not immediately at the ice-rock interface, and the thermal expansion continues for some time. It follows that the frequency of rockfalls resulting from thermal ice expansion is probably underestimated. The direct influence

INFLUENCE DES FACTEURS MÉTÉOROLOGIQUES SUR LES FRÉQUENCES D'ÉBOULEMENTS ROCHEUX

of thawing is associated with the production of water (from ice or snow melting), which can act like rainwater.

Several authors have described a correlation between rockfalls and freeze-thaw, using the occurrence of a freeze-thaw cycle (Douglas (1980); Frayssines et Hantz (2006); Mateos *et al.* (2012); Letortu (2013)) or the daily minimum temperature (Delonca *et al.*, 2014). From the data of Frayssines et Hantz (2006) related to rockfalls in limestone cliffs of the French subalpine ranges with volumes between 10 and $10^5 m^3$, one can derive that the rockfall frequency is 2.4 times higher on days with freeze-thaw than on days without freeze-thaw (and 1.7 times the mean frequency). Delonca *et al.* (2014) determined the rockfall frequency for rock cliffs in magmatic rocks (Auvergne, France) and rockfall volumes between 2 and $6000 m^3$. The daily rockfall frequency 2 days after a strong freezing ($-20^\circ C < T < -10^\circ C$) is 3.9 times higher than the frequency without freezing (3.4 times the mean frequency). These factors should be smaller if one considers the frequency 2 days after a freezing day ($T < 0^\circ C$) but they are not given by Delonca *et al.* (2014). The influence factors obtained by Frayssines et Hantz (2006) and Delonca *et al.* (2014) are smaller than the influence factors we derived from DB1, which are of 7 (and 3.7) (Table 7.6). This can be explained by different rock mass characteristics or/and the different rockfall volume ranges. It would not be surprising to find that the influence of air temperature decreases when the volume (and the depth) of the rockfalls increases.

The overall influence of freeze-thaw on rockfalls appears to be clearly recognized, but the influences of the different phases of freeze-thaw are not well known. In Alpine high mountains, Francou (1982) observed that the rockfall activity in a north-facing wall is maximal in spring when the number of freeze-thaw cycles is maximal, and minimal in winter when the temperature is rarely positive. Sandersen *et al.* (1996) have shown that the rockfall activity (volume $< 1000 m^3$) in Norwegian mountains is maximal in early spring when the temperature increases and lower in winter when the temperature is the lowest. Matsuoka et Sakai (1999) observed the maximal rockfall activity in the Hosozawa cirque (Japanese high mountain) 5-15 days after the melt out of the cirque wall, which represents the delay for thaw penetration to a depth of about 1 m. It appears from these results that a temperature increase causes more rockfalls than freezing, which is consistent with our results. By using the FP, our study suggests a quantitative method to estimate the duration of thawing and then of the most active period for rockfalls.

At a multi-year scale, several authors have observed that permafrost thawing due to climate change increases the rockfall frequency in high mountain cliffs, especially during extremely warm summers as in 2003 (Ravanel (2010); Huggel *et al.* (2012a)). From these observations, it is difficult to identify the processes which have caused the rockfalls.

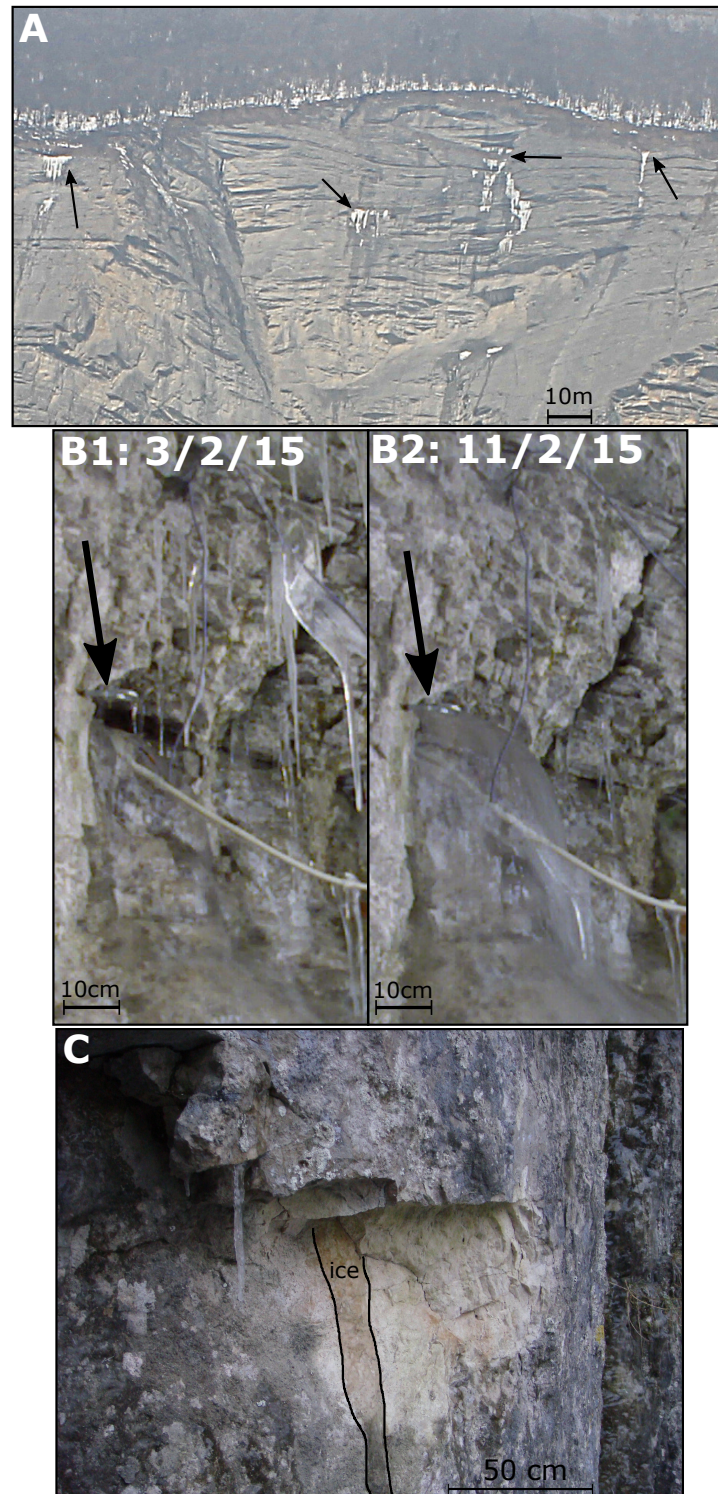


FIGURE 7.11 – A : MSE at the beginning of a thawing period. Ice formed by water coming from the forested ledge or from joints is still visible (black arrows). B : Photographic survey of a crack in the Vercors Massif. B1 : the crack is still open and the water can flow. B2 : The crack is totally filled with ice. C : Ice slab on a rockfall scar (Vercors Massif).

7.7.2 Analysis of rainfall influence

The influence of rainfall on rockfall occurrence has not been clearly established from DB1 but the analysis of DB2 has shown that rainfall frequency during rainfall episodes is 2.5-3 times higher than without meteorological event (Table 7.5). But this influence factor is higher at the beginning of a rainfall episode (Fig. 7.7) : it amounts to 7 in the first 25 h and then decreases to about 1 after 50 h. Considering the mean intensity since the beginning of the episode, the influence factor amounts to 27 if the intensity is higher than 5 mm.h⁻¹. Considering the rainfall amount, it amounts to 7.5 if the rainfall amount is between 30 and 40 mm.

The influence of rainfall has been also shown by several authors (Chau *et al.* (2003) ; Mateos *et al.* (2012) ; Delonca *et al.* (2014)). From a database with a daily precision, Delonca *et al.* (2014) determined rockfall frequency for different rainfall conditions and for two transportation routes in Burgundy and La Réunion (France), with respectively limestone and volcanic rocks. They found that the most influential parameters are respectively the rainfall fallen in a 3-day or 2-day interval including the day of the rockfall. This means that the corresponding rainfall periods are statistically 2 days or 1 day long. At the MSE, we found an influence of the rain fallen in rainfall episodes whose length varies between 15 and 205 h (Fig.7.5). Considering rainfall episodes, 75% of rainfall episodes have a duration between 0 and 50 h, which corresponds to 1-2 days with rainfall, as also shown in Delonca *et al.* (2014).

From the results of Delonca *et al.* (2014) for the limestone cliffs, it can be derived that the mean annual rockfall frequency is multiplied by 6 when the rainfall intensity of the 2-day rainfall period preceding the rockfalls is between 1.5 and 3 mm.h⁻¹ (maximal value observed). For the volcanic cliffs, the mean annual rockfall frequency is multiplied by 8 when the rainfall intensity of the 2-day rainfall period preceding the rockfalls is between 5 and 8 mm.h⁻¹, and this influence factor decreases for higher rainfall intensities. In our study, we have found an influence factor of 20 when the rainfall intensity since the beginning of the rainfall episode is between 5 and 10 mm.h⁻¹ (Table 7.6). The MSE seems more sensitive to rainfall than the La Réunion cliffs. This may be due to the different characteristics of the rock masses and to the different rockfall volume ranges (over 0.1 m³ for our DB2, over 2 m³ for La Réunion). Comparing the MSE and Burgundy is more difficult because the intensity intervals are very different. However, if one assumes that the frequency increases linearly with the rainfall intensity, it appears that the sensibilities of both sites are close to each other.

In rock slope design, the influence of water on slope stability is usually modelled by a pressure exerted by water which partially fills the joints (Hoek and Bray, 1981). This process requires that the joints be sealed so that water level can rise. In the MSE cliff, this situation seems very improbable because the joints are sufficiently permeable to allow water to flow outside the rock mass. The authors suggest that water acts by chemical weathering including limestone dissolution and weathering of thin marly layers.

Approach	Statistical	Statistical	Certain
Data base	DB1	DB2	DB2
Volume range (m ³)	0.01-10 ³	0.1-10 ³	0.1-10 ³
Rockfall number	854	144	98
Mean frequency (h ⁻¹)	0.04	0.0074	0.005
Frequency without rainfall or freeze-thaw (h ⁻¹)	0.021	0.0056	0.0043
Frequency during freeze-thaw (h ⁻¹)	0.147	bias	bias
Freeze-thaw factor 1	3.7	bias	bias
Freeze-thaw factor 2	7.0	bias	bias
Frequency during rainfall (h ⁻¹)	bias	0.0145	0.0119
Rainfall factor 1	bias	2.0	2.4
Rainfall factor 2	bias	2.6	2.8
Mean frequency for periods without freeze-thaw (h ⁻¹)	0.022		
Frequency without rainfall for periods without freeze-thaw (h ⁻¹)	0.012		
Frequency during rainfall for periods without freeze-thaw (h ⁻¹)	0.054		
Rainfall factor 1	2.5		
Rainfall factor 2	4.5		
Frequency for mean rainfall intensity > 5 mm/h		0.15	
Rainfall factor 1		20.3	
Rainfall factor 2		26.8	

TABLE 7.6 – Influence factors for different situations. Factor 1 is related to the mean frequency of rockfalls. Factor 2 is related to the frequency without rainfall or freeze–thaw.

7.7.3 Other causes of rockfalls

It can be seen in Table 7.6 that the frequency of rockfalls occurring outside rainfall or freeze-thaw episodes has been estimated to 0.021 h⁻¹ from DB1. These rockfalls are caused by other factors, but these factors also act during rainfall or freeze-thaw. The number of rockfalls they have caused can be determined by multiplying the last frequency by the length of the observation period. This represents 52% of the 854 rockfalls that occurred. Earthquakes are often cited as a frequent cause of rockfalls, but this does not appear to be significant at the MSE : none of the 89 stronger earthquakes (magnitude range 1-4.9) which occurred in the Alpine region falls in one of the rockfall dating intervals (< 20 h) of DB2. Other possible processes which can be invoked for causing the MSE rockfalls are tectonic deformations and microcrack propagation. Progressive microcrack propagation which occurs during tertiary creep (Scholz, 1968) appears to be the main cause of rockfalls occurring outside rainfall or freeze–thaw episodes. Sandersen *et al.* (1996) also noted that many rockfalls are not correlated with meteorological factors.

7.7.4 Problem of close rockfalls

When studying the rockfall frequency or the rockfall volumes from periodic surveys, the question arises of whether a rock volume has fallen in one or several events (Abellan *et al.*, 2010). Ideally, a truly continuous survey should be required to distinguish events which are close to each other. In the more favourable periods, our method makes it possible to distinguish events which are as close as 10 min. From the 854 rockfall scars detected between 2012 and 2015, less than 1% have been found to result from several distinct rockfalls. Moreover, all the 214 rockfall scars which have been more precisely dated in DB2 appear as single events in both cases. This means that a rockfall is rarely followed by an adjacent one occurring in the next hours, days or weeks.

Francou (1982) and Krautblatter et Moser (2009) also pointed out the storage effect which causes secondary rockfalls. In our case, as we work with the fallen compartment directly detected on the rock face, we know the rupture configuration of the compartment, and we date the moment between the presence/absence of the compartment on the cliff, without considering the deposits.

7.7.5 Dating precision of rockfall inventories

Comparison of results obtained with DB1 and DB2 shows the necessity of a precise rockfall database to study the influence of different meteorological and physical triggering processes. We show that combining TLS detection and photographic survey allows to create more precise temporal inventories and to collect a significant number of events occurring in a precise geological and climatic context. This avoids bias which often occur in databases including rockfalls which have occurred in different sites. Interesting results could be obtained by applying this methodology to other sites in different geological and climatic conditions.

7.7.6 Temporal hazard prediction

It can be seen from Table 7.5 that the rockfall frequency rapidly falls down to its "base" level (i.e. rockfall frequency without rainfall or freeze-thaw) in a matter of hours (much less than 25 h) after a rainfall episode. It can also be seen in Figure 7.5 that the thawing periods are usually shorter than 25 h. A simple rule can be drawn from these observations : the rockfall frequency in the MSE is not influenced by the meteorological factors 1 day after the end of rainfall or freezing. On the other hand, one can consider that the rockfall frequency begins to increase at the beginning of rainfall and when the temperature increases during a freezing period.

Our results make it possible to propose a more precise temporal frequency prediction based on meteorological parameters. We suggest the following frequency levels, which correspond to different values of the influence factor (with respect to the frequency without rainfall or freeze-thaw) :

- low frequency : no rainfall or freeze-thaw episode in progress for at least 24 h ;
- medium frequency (influence factor > 4) : during negative warming, thawing (defined using the freezing potential) or if the cumulative rainfall since the beginning of the rainfall episode is higher than 20 mm ;
- high frequency (influence factor > 16) : rainfall intensity since the beginning of the rainfall episode higher than 5 mm.h^{-1} .

7.8 Conclusion

The terrestrial laser scanner associated with the photographic survey makes it possible to study precisely the influence of meteorological factors on rockfall occurrence. Rockfalls bigger than 0.01 m^3 can be dated with a monthly precision and rockfalls bigger than 0.1 m^3 with an hourly precision (or daily precision by cloudy weather).

Rainfall or freeze-thaw appears to have caused about half of the 854 rockfalls which occurred during 887 days, but these rockfalls are concentrated in short periods. These periods have been precisely defined, allowing a quantitative prediction of the rockfall frequency depending on the weather forecast. Rockfalls caused by rainfall occur without significant delay after the last rainfall of the episode. Rockfalls caused by freeze-thaw mainly occur when the air temperature increases and until the freezing potential decreases to zero. It can be inferred that rockfalls are triggered by thermal ice dilatation rather than by dilatation due to the phase transition. But they generally occur only when the ice has melted, because the cohesion of the ice-rock interface can be sufficient to hold the rock compartment which has been cut.

The rockfall frequency can be multiplied by an influence factor as high as 7 during freeze-thaw episodes and 26 when the mean rainfall intensity (since the beginning of the rainfall episode) is higher than 5 mm.h^{-1} . Based on our results, a three-level frequency scale has been proposed for hazard prediction.

7.9 Acknowledgements

The authors thank the Région Rhône Alpes and Fédération VOR for funding, Météo France and Pierre Hyvrard for providing meteorological data and Gérard Kluczinsky for allowing us to take pictures from his property.

Edited by : T. Glade

Reviewed by : R. Poisel and J. Corominas

Chapitre 8

Etude expérimentale de processus susceptibles de déclencher des éboulements

Comme cela a été présenté dans l'analyse bibliographique au Chapitre 2, puis évoqué dans le Chapitre 7, les processus qui s'activent lors du gel-dégel sur une falaise sont relativement mal connus ou connus de manière théorique, et des inconnues subsistent. Notamment, les expériences de laboratoire sont parfois trop simplificatrices par rapport à ce qui se passe réellement sur le terrain. Le gel de l'eau dans des fissures confinées, par exemple, est finalement peu rencontré dans les falaises des massifs subalpins. La glace formée dans les discontinuités semble plutôt se former par accrétion de films de glace due au ruissellement de l'eau sur les parois des discontinuités.

Ce chapitre présente des résultats préliminaires obtenus lors d'expériences *in situ* et en laboratoire. Elles demandent à être approfondies, mais ont cependant permis de mettre en évidence certains points.

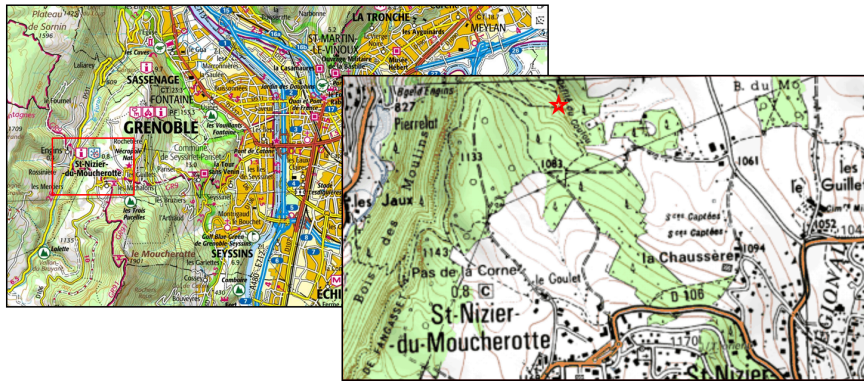
8.1 Mesures *in situ*

8.1.1 Description du site

Un site a été instrumenté à Saint Nizier dans le Vercors afin de caractériser le comportement de la glace dans une discontinuité *in situ*, par le biais de mesures de pression par un capteur surfacique (Keller 9L), de capteurs de température PT1000, et d'un suivi photographique par une caméra Time-Lapse (Brinno). Les caractéristiques techniques de ces instruments sont présentées en Annexe A. Les deux hivers d'instrumentation (2013/2014 et 2014/2015) ont malheureusement été doux et seules quelques courtes périodes de gel avec production de glace ont pu être enregistrées, début janvier 2015, puis une période plus longue en février/mars 2015.

ETUDE EXPÉRIMENTALE DE PROCESSUS SUSCEPTIBLES DE DÉCLENCHER DES ÉBOULEMENTS

Localisation géographique



Cadre géologique



C6-7: **Calcaires à silex (Campanien terminal - Maastrichtien)**: dans la partie Est du Vercors inférieur, le Sénonien se termine par une formation puissante de 50 à 100 m qui est formée par des calcaires lités gris-beige à surface gondolée, renfermant parfois d'assez nombreux bryozoaires, et à nombreux petits silex d'allure contournée.

Fissures instrumentées

hiver 2013-2014



hiver 2014-2015



FIGURE 8.1 – Cadre géographique et géologique du site de Saint Nizier du Moucherotte. Deux types de fissures ont été instrumentées lors de l'hiver 2013-2014 et l'hiver 2014-2015 (description géologique d'après Barfety *et al.* (2000)).

Deux capteurs de température ainsi que deux capteurs de pression ont été installés dans deux discontinuités d'environ 10 cm d'ouverture, situées dans des calcaires à silex du

Sénonien. Il s'agit de deux ouvertures au niveau d'un plan de stratification d'orientation globale N 20/20 SE (anaclinal). De l'eau s'écoule régulièrement de ces discontinuités par temps humide. De ce fait, de la glace se forme en leur sein lorsqu'il gèle. Le suivi photographique journalier a permis de suivre l'évolution de cette glace. La falaise est située dans un talweg encaissé de direction E/W et est orientée vers le Nord. Le joint instrumenté se trouve sous un abri sous roche.

Une seule fissure a été instrumentée avec un capteur de température. Le suivi des températures montre peu de variations dans la fissure, avec une température toujours positive qui ne descend jamais au-dessous de 1°C (Fig. 8.2). Cela paraît surprenant alors que la température extérieure est pour une longue période négative, jusqu'à -6°C . Les amplitudes thermiques sont également plus réduites : cela peut être dû à la situation particulière du joint (abri sous roche), ou à des circulations d'air venant du massif. Il faut également noter que le capteur, d'une longueur de 15 cm, est fixé par un mélange de scellement qui peut isoler une partie sensible. Bien que la température mesurée ne soit jamais négative (même quand le capteur est dans la glace), de la glace se forme quand même lorsque la température extérieure est négative. Afin de caractériser l'influence du potentiel de gel (PG) sur l'englacement d'un massif tel que défini dans le Chapitre 6, nous nous focaliserons sur la température extérieure, mesurée sous la boîte d'acquisition située environ 1 m au-dessus de l'abri sous roche.

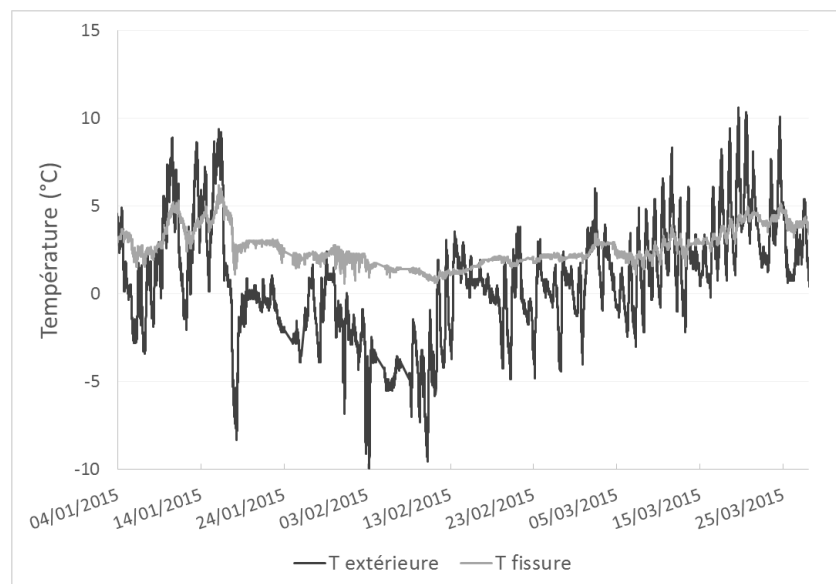


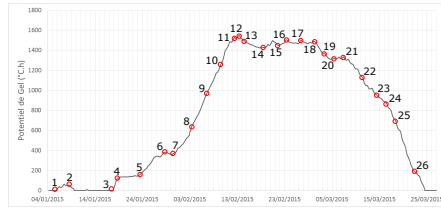
FIGURE 8.2 – Evolution de la température extérieure et dans la fissure pour l'année 2015.

8.1.2 Lien Potentiel de Gel et formation de glace : analyse qualitative

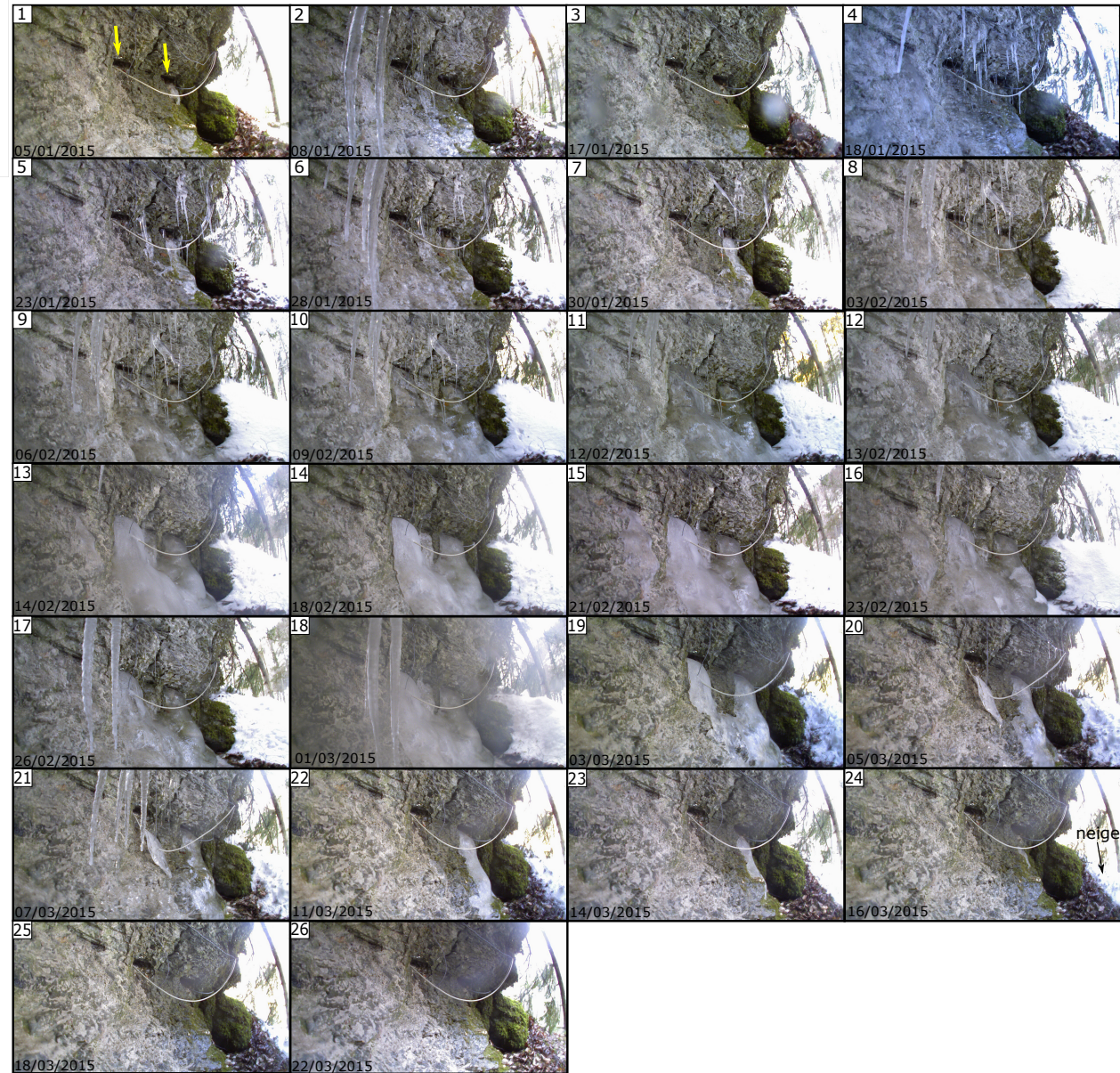
Une première analyse qualitative basée sur le suivi photographique journalier nous a permis de voir l'évolution de la formation de la glace, en lien avec le PG, qui s'avère être une base utile pour visualiser dans son ensemble une période longue de gel et dégel (Fig. 8.3).

Lorsque le Potentiel de gel est très fort, la quantité de glace est maximale, les fissures sont comblées et les roches sous-jacentes sont couvertes d'une épaisse couche de glace, dans laquelle les différentes épaisseurs de glace qui se sont accumulées se distinguent parfois. Des stalactites de glace se forment à la sortie de petites discontinuités. Plusieurs observations ont été faites :

- Lorsque l'eau gèle, la glace est bien translucide, et parfois difficile à distinguer. En revanche, lorsqu'il y a une période de dégel, elle devient systématiquement trouble. Ce qui n'a pas fondu redevient transparent lorsque la température redevient négative (le potentiel de gel augmente à nouveau). Les variations de température semblent donc avoir une influence sur la structure de la glace formée par accrétion. Cela peut être dû à des petits chenaux internes où coulent de l'eau, qui sont plus importants lors du dégel.
- La glace se forme quasiment toujours de la même manière à la sortie des joints, les chenaux d'écoulements sont constants. La glace commence à se former plutôt sur la paroi subhorizontale sous la fissure et se crée progressivement à l'intérieur de la fissure. En revanche, les petites stalactites tombant du toit de l'abri sous roche ne se forment jamais au même endroit : il n'y a apparemment pas (ou peu) de chenaux préférentiels d'écoulement, ou alors le calcaire est très fissuré et il y a présence de multiples conduits.
- La quantité de glace semble proportionnelle au potentiel de gel : lorsque le PG est maximal, la quantité de glace sortant des fissures l'est également. Elles sont même comblées un peu avant le pic de PG, mais l'accrétion en sortie de fissure continue. Lorsqu'il diminue, la quantité de glace également.
- Lors du dernier dégel, la glace des joints disparaît complètement 7 jours avant que le PG ne s'annule. Il semble donc que le PG surestime la période critique de dégel. Mais cette différence peut s'expliquer par le fait que le PG est calculé à partir de la température extérieure et pas de celle dans le joint. D'autre part, il subsiste de la neige (Fig. 8.3) jusqu'à 2 jours avant la fin calculée du dégel : cela montre bien que dans certaines configurations, de la glace pourrait également rester plus longtemps. Ce peut être le cas dans certaines zones du rocher dans lesquelles le front de gel est allé profondément et dans lesquelles il met plus longtemps pour se propager Matsuoka (1994).



Numéro	Observations
1	Pas de glace dans les discontinuités, ne subsiste qu'un petit vestige de la précédente petite période de gel
2	Stalactites de glace proches des discontinuités, la glace recouvre la roches sous les fissures
3	Absence de glace
4	Stalactites de glace petites et nombreuses. La glace recouvre la roche sous les discontinuités.
5	Fonte de la glace en partie sous les fissures, quelques stalactites subsistent
6	Glace translucide sous les fissures et sur la roche. Grandes stalactites
7	Plus de glace sauf vestige dans la discontinuité de droite, trouble. Encore quelques stalactites
8	Retour de la glace et stalactites + neige épaisse à droite
9	Augmentation de la glace
10	Augmentation de la glace, discontinuité de droite quasiment comblée
11	Deux discontinuités comblées, stalactites.
12	Idem
13	Discontinuités comblées, glace trouble, plus de stalactites.
14	Moins de glace trouble, un peu décollée du rocher par endroit
15	Retour de la glace, un peu plus translucide
16	Glace translucide avec petit dépôt de neige
17	Grandes stalactites, discontinuités comblées, glace globalement translucide
18	La glace se trouble
19	Réduction de la glace trouble, réouverture des discontinuités
20	Discontinuité de gauche sans glace, discontinuité de droite encore un peu de glace.
21	Augmentation de la glace dans la fissure de droite, translucide. Stalactites
22	Glace seulement dans la fissure de droite, trouble
23	Glace trouble sous la fissure de droite
24	Encore un peu de glace trouble
25	Plus de glace, mais encore de la neige (droite)
26	Absence de glace et neige



8.1 Mesures *in situ*

FIGURE 8.3 – Evolution de la glace à la sortie de la discontinuité, en lien avec le potentiel de gel.

8.1.3 Lien Potentiel de Gel et formation de glace : analyse quantitative

Afin de caractériser le lien entre formation de la glace, température et pression, la hauteur de glace à l'entrée de la fissure de gauche a été estimée à partir de l'analyse des photographies. Il s'agit d'une estimation assez grossière au vu de la qualité des photos. Cette analyse se focalise sur la période de gel la plus importante, sur la discontinuité de gauche, pour laquelle le capteur de pression a correctement fonctionné. Montagnat *et al.* (2010) ont proposé une équation simple pour relier l'épaisseur de glace produite dans une cascade de glace avec le PG et des caractéristiques physiques et thermiques de la glace, pour une géométrie simple. Cette approche a été appliquée pour estimer l'épaisseur de glace dans la fissure de façon analogue, considérant que la glace se forme, comme pour une cascade de glace, par accretion successive de glace issue de l'eau qui s'écoule : une couche de glace d'épaisseur h et de conductivité thermique k , isole l'eau circulant entre la glace et la paroi rocheuse, de l'air ambiant. La différence réside dans le fait que dans le cas étudié, la surface rocheuse n'est pas verticale (Fig. 8.4).

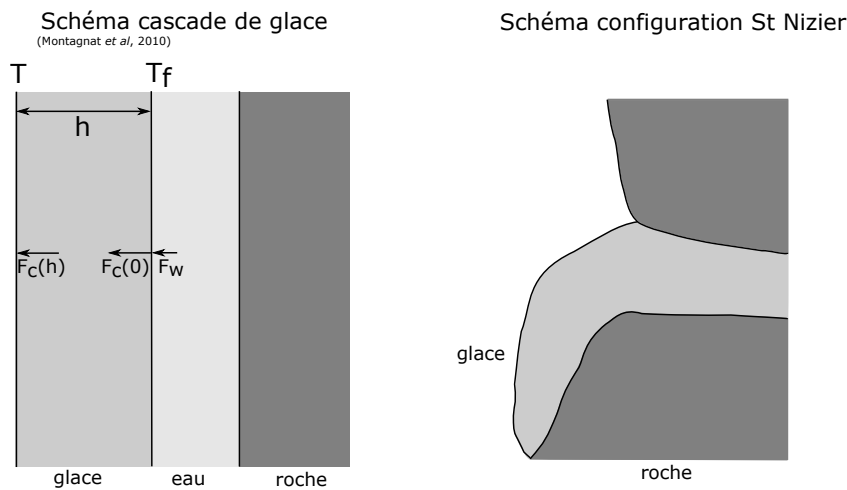


FIGURE 8.4 – Schéma de la formation d'une cascade de glace (Montagnat *et al.*, 2010), assimilée à la croissance de la glace lorsque l'eau s'écoule d'une fissure, comparé à la situation du site de Saint Nizier.

Il est considéré qu'à l'interface eau/glace, la température est T_f . On considère un gradient de température constant au sein de la glace, et que le taux de croissance de la couche de glace est déterminé par l'équilibre énergétique entre les flux thermiques de la glace et de l'eau. Le flux thermique de l'eau est considéré négligeable, ce qui donne l'expression (Montagnat *et al.*, 2010) :

$$h(t)^2 = \frac{2k}{\rho_i L_w} \int_{t_0}^t (T_f - T(t)) dt = \frac{2k}{\rho_i L_w} PG \quad (8.1)$$

Cette équation nous a permis de calculer théoriquement, à partir du PG issu des mesures de température extérieure, l'épaisseur de glace formée dans la fissure (Fig. 8.5). Cela a été confronté aux mesures effectuées à partir du suivi photographique journalier.

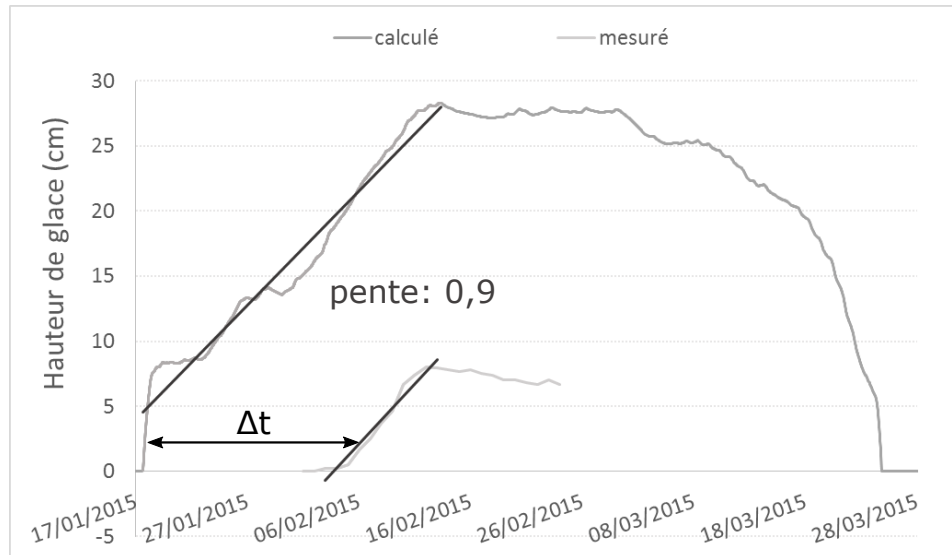


FIGURE 8.5 – Hauteurs de glace mesurée et calculée. Les pentes des droites lors de la formation de la glace sont similaires.

Cette estimation reste assez simpliste, et on remarquera que l'épaisseur de glace mesurée à partir des photos montre un retard Δt par rapport à l'évolution théorique (Fig. 8.5). De plus, l'épaisseur de glace à la sortie de la discontinuité est évidemment limitée par l'ouverture de celle-ci. La valeur maximale mesurée, qui est de 8 cm, est donc forcément inférieure à valeur théorique de 28 cm. Si l'on se focalise sur la phase de croissance de la glace, la pente de la droite moyenne est de 0,9 cm/jr dans les deux cas : il y a similitude entre les vitesses théorique et mesurée de la croissance de la glace, ce qui signifie que dans la réalité, la hauteur de glace produite évolue bien en fonction du PG, selon la formule théorique. La limite en termes de hauteur est ici due à l'ouverture de la discontinuité. Les pentes étant identiques et la différence de hauteur expliquée, il reste à expliquer le décalage temporel. Plusieurs explications peuvent être fournies :

- La température du rocher sur lequel se forme la glace, diminue probablement avec un certain retard sur la température extérieure qui est utilisée pour calculer le PG.
- Les mesures sur les photos restent peu précises : il s'agit d'une conversion du nombre de pixels vers une dimension en centimètres. De plus, lorsque la glace est très translucide, il n'est pas évident de déterminer son extension.
- Le flux thermique de l'eau est inconnu et n'est pas prise en compte dans l'équation, de même que la géométrie prise en compte pour déterminer l'expression est simpliste ((Montagnat *et al.*, 2010).

ETUDE EXPÉRIMENTALE DE PROCESSUS SUSCEPTIBLES DE DÉCLENCHER DES ÉBOULEMENTS

L'utilisation de l'épaisseur de glace mesurée comme indicateur du volume de glace est également une approximation. Cependant, Montagnat *et al.* (2010) ont testé si l'épaisseur h mesurée pouvait être approchée avec le calcul du taux de croissance de la cascade, à l'aide d'une équation issue d'équations thermodynamiques, de la forme :

$$\text{Tauxdecroissance} = \left(\frac{A}{h}\right)(T_f - T) - B \quad (8.2)$$

Où A et B sont des constantes. La courbe de croissance de la glace dans la fissure a également pu être approximée par cette formule (Fig.8.6), mais pour des constantes A et B négatives, alors que Montagnat *et al.* (2010) montraient des constantes positives. Bien que les courbes soient proches, les processus thermodynamiques impliqués dans la formation de la glace à travers une discontinuité sont plus complexes que ce que nous permet d'approcher cette formule simple.

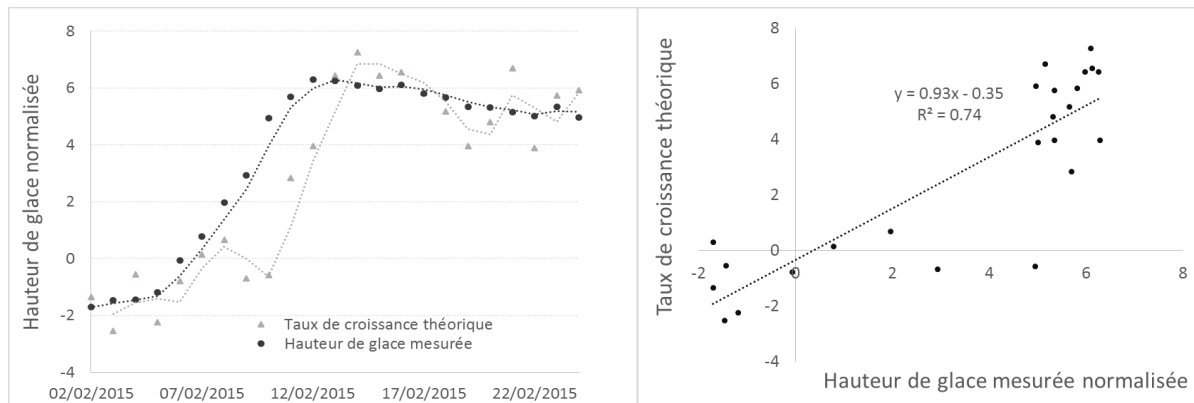


FIGURE 8.6 – Taux de croissance théorique pour $A=-32$ et $B=-5,5$, et hauteur de glace mesurée.

L'évolution de la pression dans la discontinuité a pu être donnée par un capteur de pression unidirectionnel, posé sur la surface horizontale du joint, de manière à mesurer la contrainte verticale exercée sur celle-ci. La pression augmente avec le PG, mais diminue avant que le PG soit maximum, de même pour la hauteur : étant donné que le capteur est à l'intérieur de la discontinuité, la pression maximale est atteinte quand elle est remplie, mais la glace peut toujours croître à l'extérieur où elle a plus de place pour s'étendre (Fig. 8.7). Un second petit pic apparaît lorsqu'il y a un léger dégel, mais après cela la pression n'évolue plus.

Le premier pic de pression, qui atteint 1,5 bars (0,15 MPa), semble dû à la formation de la glace dans le joint, puisqu'il concorde pratiquement avec son remplissage complet. Mais on remarque que la pression commence à augmenter dès que l'épaisseur de glace atteint 3,5 cm (moins de la moitié du remplissage complet), alors que la glace n'est pas confinée, et que sa valeur avant le remplissage complet correspond déjà à une épaisseur

de glace de plusieurs mètres. Il est donc possible que cette augmentation soit due à un défaut de fonctionnement du capteur.

Le second petit pic, qui atteint 0,6 bar (0,06 MPa ou 6 m de hauteur d'eau), concorde dans le temps avec une petite phase de dégel. Cette augmentation de pression avec le dégel peut être due à une dilatation thermique de la glace en présence, ce qui est plausible vu l'épaisseur de glace encore présente lors du pic (voir Figure 8.3, photo 14).

La pression reste quasiment nulle après ce pic, bien qu'il y ait encore de la glace en présence et qu'il y ait encore alternance entre courtes périodes de gel et dégel. A noter également qu'il n'y a pas de pression qui se développe lors du dernier dégel. Ce type de mesures *in situ* reste très délicat car il n'est pas possible de savoir comment circule l'eau à l'intérieur du massif, ou par où s'amorce le dégel.

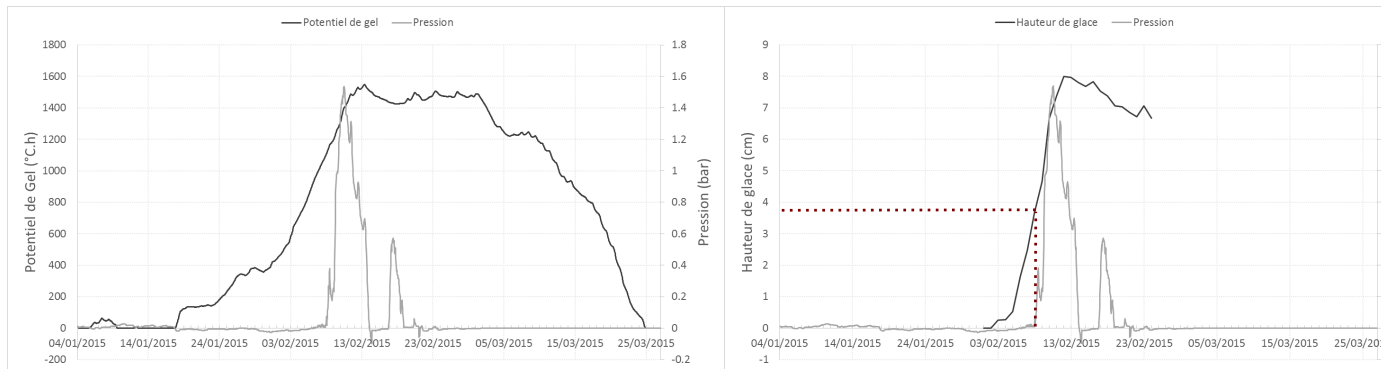


FIGURE 8.7 – Evolution de la pression et du potentiel de gel. Evolution de la pression et de l'épaisseur de glace.

Ces résultats nous montrent, qu'en première approximation, le potentiel de gel est relié à la quantité de glace formée dans une discontinuité d'un massif rocheux. Cela nécessite d'être approfondi par des suivis plus précis, notamment en ce qui concerne la quantité de glace, le suivi de pression (discuté dans la Section 8.2) et la microstructure de la glace.

8.2 Mesures de pression de laboratoire

8.2.1 Qualité des mesures

Des tests en laboratoire ont été effectués sur des éprouvettes de calcaire urgonien (calcaire micritique peu poreux proche des calcaires tithonique et séquanien), avec deux types de capteurs de pression (cylindrique et plat, Fig. 8.8), et des sondes de température PT1000, le tout placé dans un congélateur standard. Différents tests ont permis de mettre en évidence certains aspects du comportement de la glace dans une fissure.

ETUDE EXPÉRIMENTALE DE PROCESSUS SUSCEPTIBLES DE DÉCLENCHER DES ÉBOULEMENTS

Cependant, la réaction des capteurs de pression aux conditions englacées n'était pas toujours satisfaisante et ni reproductible. Les deux types de capteur montrent des valeurs de pression négatives, jusqu'à parfois 2 MPa (Fig 8.8, 8.9, 8.11) lorsque la température de l'eau/glace diminue, et ceci bien que la conversion prend en compte l'étalonnage en température, effectué par le fabricant et vérifié au laboratoire. Il semblerait que les capteurs ne réagissent pas de la même manière à la température de l'air et la température de l'eau/glace. Il n'est cependant pas évident d'effectuer un étalonnage avec différentes températures d'eau/glace en étant sûr d'avoir une pression nulle. Des pressions négatives (jusqu'à 50 kPa) ont également été mesurées par Bost (2008) avec un matériel similaire à nos capteurs plats.

Le capteur cylindrique a été utilisé par Weiss *et al.* (2011) pour mesurer les variations de pression au sein d'une cascade de glace « free standing » (glace en contact avec le rocher uniquement au sommet et au pied de la cascade, pas de contacts latéraux). Il a été adapté par le fabricant pour effectuer des mesures dans la glace. Des pics négatifs ou fortes chutes de pression vers des valeurs négatives (< 5 kPa) ont également été enregistrées lors de ce suivi de cascade (Weiss *et al.*, 2011). D'un point de vue mécanique, les valeurs négatives ne peuvent pas être interprétées. Elles ne correspondent pas à des forces de traction que ce soit pour le capteur cylindrique ou le capteur surfacique.

Ces valeurs de pressions négatives peuvent s'expliquer par le principe de mesure des capteurs. Pour les deux capteurs, la glace est en contact avec une membrane qui renferme une huile dans laquelle se trouve le capteur piézoélectrique. Lorsqu'une pression est exercée sur la membrane, l'huile est mise sous pression, ce qui met le capteurs piézoélectrique en pression aussi. Une explication qui peut être avancée est le fait que la glace peut adhérer à la membrane et alors la déplacer ou l'aspirer, créant alors une dépression dans l'huile et faussant les mesures.

Nous nous focaliserons surtout sur la façon dont varient les pressions en fonction de différents paramètres, plutôt que sur les valeurs obtenues. Ces résultats méritent d'être complétés par d'autres expériences avec éventuellement un matériel plus adapté.

8.2.2 Gel d'une eau stagnante

Un forage de 40 mm de diamètre et une quinzaine de cm de profondeur a été effectué dans un bloc de calcaire d'une vingtaine de centimètres de côté pour y placer les capteurs de pression. L'influence de la température du rocher a pu être étudiée par le biais de deux expériences, avec une eau stagnante.

Dans un premier temps, le trou est rempli d'eau et les capteurs placés à l'intérieur. Le tout, initialement à température ambiante, est placé dans le congélateur à température ambiante également. Le congélateur est ensuite mis en route pour un cycle de gel puis de dégel. La température diminue, et lorsque la température de l'eau arrive à 0°C, un premier pic de pression est visible. Il semble lié au changement de phase de l'eau en glace, qui crée une pression par augmentation volumique. La pression redescend assez rapidement : il semble que la glace ait suffisamment d'espace (notamment au niveau de l'ouverture

de la fissure) pour fluer ou en tout cas accommoder la déformation. Notons que pour un confinement total (enceinte parfaitement rigide), la pression due au changement de phase serait de plus de 800 MPa (valeur obtenue avec un module de compressibilité de 9 GPa). Le congélateur est ensuite éteint, et la température remonte dans l'enceinte du congélateur. Un second pic de pression, d'amplitude proche du premier pic, apparaît lorsque la température approche 0°C. Ce second pic peut être attribué à la dilatation thermique de la glace. La pression chute de nouveau rapidement après lorsque la glace fond.

Cette expérience a été faite avec deux types de capteur différents : soit mesurant la pression exercée sur une petite surface circulaire, soit mesurant la pression exercée sur une surface cylindrique (Fig. 8.8). Dans les deux cas, la pression mesurée correspond à la contrainte normale horizontale dans la glace. Le principe de fonctionnement des capteurs est le même : la glace exerce une pression sur une membrane renfermant de l'huile, qui met un capteur piézorésistif en pression de manière à transformer la pression en signal électrique. Les deux expériences montrent le même type de comportement, avec deux pics de pression distincts lors du gel et du dégel, mais l'ordre de grandeur des pressions mesurées n'est pas le même. Pour expliquer cette différence, une première explication peut être proposée. Avec le capteur cylindrique, le volume occupé par la glace est un cylindre creux dont la surface extérieure est en contact avec la roche et la surface intérieure avec une membrane en caoutchouc remplie d'huile, qui constitue une inclusion rigide. Le capteur plat, quant à lui, est inséré dans une pièce en plastique en forme de demi-cylindre, qui est probablement beaucoup moins rigide que le capteur cylindrique. La glace peut donc se dilater horizontalement plus facilement avec ce capteur qu'avec le premier, ce qui explique que la pression soit plus faible.

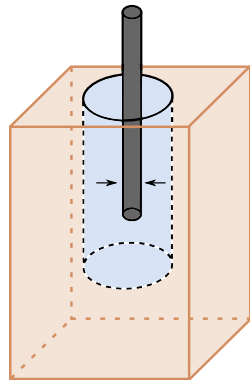
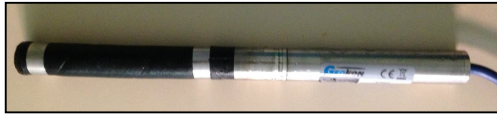
D'autre part, on remarque que, dans les deux expériences, les deux pics de pression ont à peu près la même amplitude, ce qui évoque un phénomène de seuil. L'augmentation de volume (due au changement de phase ou à la dilatation thermique) est déterminée, dans la direction horizontale, par la raideur normale des parois verticales. Dans la direction verticale, elle peut se faire plus facilement (phénomène d'extrusion), sauf à proximité des interfaces verticales, qui ont une certaine raideur tangentielle et une résistance au cisaillement. C'est cette dernière qui pourrait limiter la pression à une valeur maximale, qui dépendrait donc des propriétés des surfaces verticales. Dans la première expérience, la surface verticale "résistante" est constituée par l'interface glace-roche. Dans la seconde, l'interface glace-roche représente 63%, le reste étant principalement une interface glace-plastique. Si celle-ci a une résistance au cisaillement plus faible que l'interface glace-roche, cela pourrait expliquer la différence entre les valeurs des pics de pression des deux expériences. Or Bost (2008) a réalisé des expériences de gel dans des fentes rocheuses et dans des tubes en cuivre et en PVC, qui montrent que la résistance de l'interface glace-PVC est plus faible que l'interface glace-roche. D'autre part, Davidson et Nye (1985) ont réalisé des expériences similaires avec une fente dans du plexiglass, et obtenu par une méthode photoélastique, des pressions de glace de quelques bars, comme dans notre seconde expérience.

Cependant, l'existence d'un seuil n'explique pas que la pression durant la période de

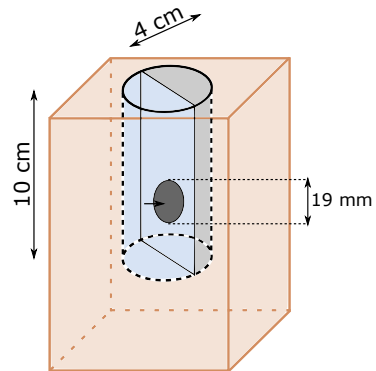
ETUDE EXPÉRIMENTALE DE PROCESSUS SUSCEPTIBLES DE DÉCLENCHER DES ÉBOULEMENTS

gel, diminue ensuite jusqu'à une valeur nettement plus basse. Cette diminution importante peut s'expliquer par un phénomène de relaxation lié au comportement visqueux de la glace.

Capteur Geokon



Capteur Keller 9L



glace
roche

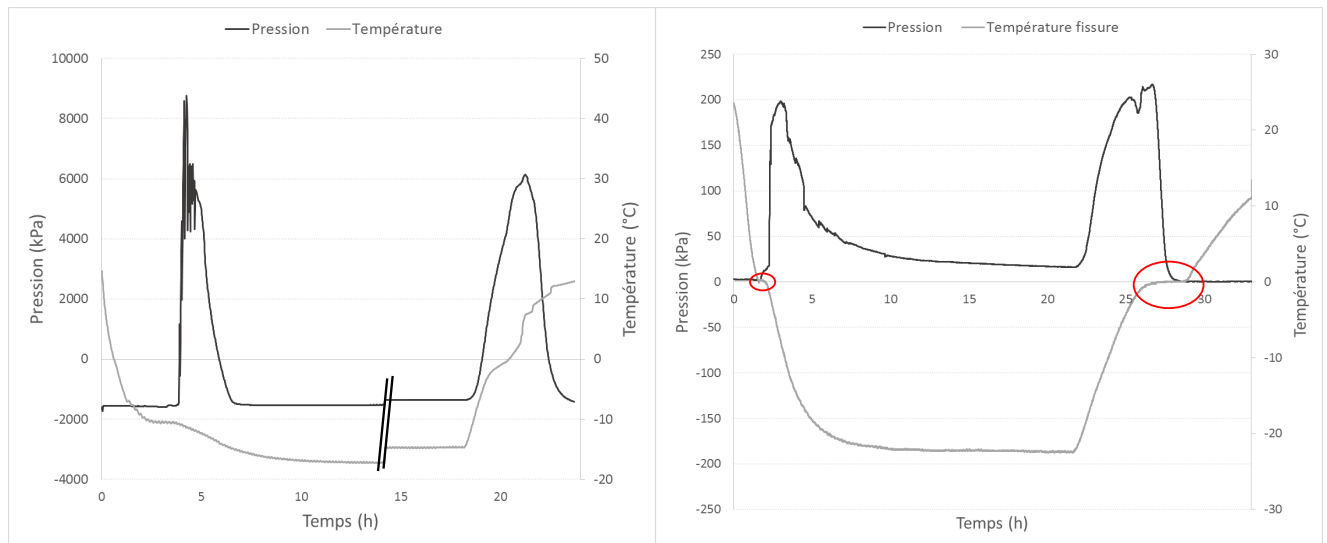


FIGURE 8.8 – Présentation des capteurs, de l'éprouvette et des résultats obtenus dans le cas d'une eau stagnante, avec congélateur et roche à température ambiante au début de l'expérience. La césure sur la courbe de gauche correspond à une longue période de plusieurs heures à température quasi constante (variation de $+2^{\circ}\text{C}$).

Le comportement de la glace dans une fissure rocheuse a été mesuré avec des capteurs de pression dans des entailles de largeur millimétrique (voir revue dans le Chapitre 2) par Bost (2008), avec un capteur surfacique proche de celui utilisé dans notre expérience

(mais de dimension plus grande : Φ 19 mm contre 5 mm). Les résultats obtenus montrent également des pics de pression de quelques MPa (6 MPa) lors du gel, et lors du dégel. Dans le cas de notre expérience, où l'ouverture dans le bloc rocheux est de quelques centimètres, les pics de pression obtenus sont de l'ordre de quelques bars. Un ordre de grandeur de pression sépare les résultats de Bost (2008) des nôtres. Cela peut s'expliquer par un effet de taille : l'ouverture du bloc rocheux pour le cas de notre expérience est supérieure d'un ordre de grandeur en comparaison à celle de Bost (2008). Il peut y avoir un effet de la dimension de l'ouverture des fissures sur les pressions générées par la glace. Tharp (1987), par le biais de calculs numérique, a mis en évidence l'influence de la géométrie des fissures sur les pressions de glace suffisantes pour propager la fissure. On peut supposer à partir de ces informations que cela peut inclure les dimensions des fissures. L'ordre de grandeur des pressions mesurées, pour une expérience simple (gel d'une eau stagnante dans une entaille rocheuse) semble dépendre de nombreux paramètres : localisation et géométrie de la cellule de mesure, dimensions de l'éprouvette. Cela montre la complexité de telles mesures.

8.2.3 Influence de la température du rocher

Une expérience similaire a été réalisée avec le capteur cylindrique, mais en refroidissant la roche (et les capteurs) au préalable dans le congélateur avant de verser l'eau dans le trou. Lorsque l'eau liquide est introduite, la roche et l'air de l'enceinte du congélateur sont à température négative. Lors de la mise en eau, la pression monte à 150 kPa, puis diminue avec la température (Fig. 8.9). Ceci peut être dû à la sensibilité du capteur aux températures positives, car l'eau insérée est à température ambiante. En effet, le capteur est conçu pour fonctionner à une température négative et l'étalonnage a montré qu'à partir de 15°C environ, une pression "artificielle" est observée. Si l'on ne tient pas compte de ce pic "artificiel", on observe pendant la phase de gel une pression constante d'environ 15 kPa qui se dissipe lorsque la température commence à remonter. Elle peut correspondre à un seuil viscoplastique en dessous duquel la relaxation ne se produit pas, la valeur de ce seuil pouvant diminuer lorsque la température remonte.

Lorsque la température remonte on observe un pic d'environ 50 kPa, qui lui, n'est pas artificiel car il se produit à température négative (donc dans la plage de fonctionnement normal du capteur). On peut noter qu'un palier de température à 0°C est observable sur la courbe de la température, que l'on peut expliquer par la chaleur latente de fusion.

La différence avec les résultats précédents peut s'expliquer par la façon dont la glace se forme dans le bloc. Lorsque le bloc est initialement à température ambiante, l'air se refroidit beaucoup plus vite que la roche lorsque l'on branche le congélateur, l'eau va donc commencer à geler à partir de sa surface libre (et plutôt de l'intérieur vers l'extérieur). Cela crée un bouchon de glace qui met en pression l'eau sous-jacente (Davidson et Nye (1985) ; Bost (2008)), qui se retrouve dans une situation de confinement jusqu'à ce que la résistance au cisaillement de l'interface glace-roche soit atteinte. Au contraire, lorsque la roche est initialement froide, l'eau commence à geler à l'interface glace-roche, donc plutôt à partir du bas et des côtés, sans être gênée par un bouchon de glace. Par contre, cet effet

ETUDE EXPÉRIMENTALE DE PROCESSUS SUSCEPTIBLES DE DÉCLENCHER DES ÉBOULEMENTS

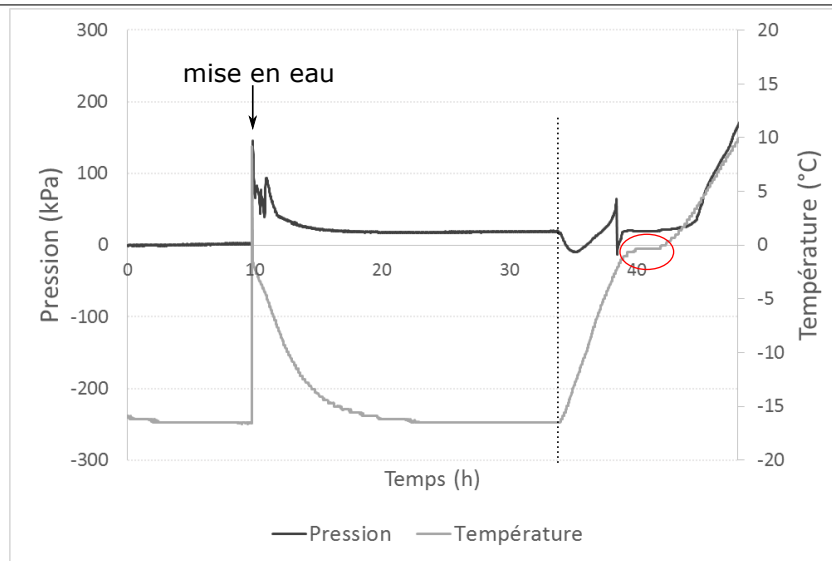


FIGURE 8.9 – Variation de la pression lorsque l'eau est introduite dans une éprouvette gelée. Cercle rouge : palier à 0°C.

”bouchon” existe lorsque la température remonte et il est normal que la pression monte également. Mais le pic de pression observé est beaucoup plus faible que dans la première expérience. Cette faible pression peut être liée à l'orientation des cristaux de glace, qui ne prennent peut-être pas la même direction en fonction de la façon dont ils se forment, notamment sur l'interface glace-roche. On peut aussi imaginer que lorsque la glace se forme en condition confinée, elle pénètre mieux dans les pores de la roche, conférant à l'interface une résistance au cisaillement plus élevée qu'en condition non confinée. Il n'est alors pas étonnant que la valeur du pic de pression, qui dépend de cette résistance, soit plus faible en condition non confinée. Cette observation, qui nécessite toutefois d'être confirmée par d'autres expériences similaires, rappelle le suivi de terrain effectué à Saint Nizier. En effet, la pression s'est développée au début de l'épisode de gel, lorsque la roche n'était pas non plus gelée. Au cours de l'épisode, le PG augmente. Comme vu au Chapitre 6, l'évolution de la profondeur du front de gel est proportionnelle à la racine carrée du PG. Malgré quelques courtes périodes de dégel, le PG augmente considérablement, ce qui signifie que la profondeur du front de gel augmente. Lors de périodes de dégel, puis de regel (points 15 à 17, Fig. 8.3), aucune pression ne se développe, bien qu'on pourrait s'y attendre, étant donné que la quantité de glace augmente. A ce moment-là, le front de gel dans le rocher est toujours en profondeur : la situation est proche de celle réalisée dans l'expérience où la roche était déjà gelée lors de l'introduction d'eau liquide, qui peut être assimilée à une eau de fonte. Lors du dégel global, aucune pression n'est mesurée non plus, peut être dû à la façon dont l'eau de fonte a regelé dans le rocher gelé.

8.2.4 Température dans la glace

La température de l'air et la température de l'eau/glace n'évoluent pas de façon analogue, comme le montre la Figure 8.10 (expérience avec bloc et eau initialement à température ambiante) :

- Lors de la diminution de la température (gel), elle présente un retard par rapport à la température de l'air. Elle présente également un retard lors de l'augmentation de la température. Ces retards ne sont toutefois pas égaux : ce retard est plus important lors du gel que du dégel. Ceci est dû notamment à la vitesse de refroidissement de la température, qui est de $-19^{\circ}\text{C}/\text{h}$ pour l'air, alors qu'elle n'est que de $-7^{\circ}\text{C}/\text{h}$ pour la fissure remplie d'eau puis de glace. Un refroidissement brutal de la température n'entraîne pas nécessairement un fort gradient de température dans l'eau/glace. Lors du réchauffement, la température remonte à une vitesse de $20^{\circ}\text{C}/\text{h}$ dans l'enceinte, et de $18^{\circ}\text{C}/\text{h}$ pour la fissure remplie de glace puis d'eau : la variation de température est plus rapide au réchauffement qu'au refroidissement, mais toujours inférieure aux variations de température dans l'air.
- La température dans l'eau/glace présente deux paliers aux alentours de 0°C : pendant quelques minutes ou heures, la température stagne à quasiment 0°C , observable à chaque expérience. C'est lors du palier au refroidissement que se développe la pression lors de la formation de la glace (Fig. 8.8) : l'eau/glace en formation exerce une pression lors de ces périodes, indiquant une dilatation due soit à la transition liquide/solide. En revanche, lors du réchauffement, la pression se développe avant ce palier, lorsque la température est encore négative mais augmente. Le premier palier correspond à l'évacuation de chaleur latente lors du changement de phase liquide-solide de l'eau (voir Chapitre 2), qui contrecarre la diminution de température. Le second palier correspond à la consommation de chaleur pour le passage solide-liquide de l'eau, qui contrecarre l'augmentation de la température. On peut noter que ces paliers de température de l'eau/glace infléchissent dans une moindre mesure la courbe de température de l'air.

8.2.5 Remplissage progressif

De manière à s'approcher de la façon dont se forme la glace dans les fissures *in situ*, l'expérience a été réalisée en remplissant le trou de façon progressive dans de la roche à -15°C . Ce test a été réalisé avec les deux types de capteur, pour différentes quantités d'eau versées à intervalles réguliers (Fig. 8.11). Lors des expériences réalisées avec les capteurs surfaciques, le signal de pression se décale de 50 kPa dans le négatif pendant le remplissage progressif, puis montre lors du dégel, un pic de pression d'environ 150 kPa, proche de celui obtenu avec l'eau stagnante. Cela montre que même si la glace s'est formée par accrétion, lorsque la fissure est comblée de glace et que la température augmente, la glace exerce une pression en se dilatant. Le capteur cylindrique, quant à lui, montre un important pic négatif qui semble un artefact (visible aussi chez Weiss *et al.* (2011)). Dans chaque cas, aucune variation significative de la pression n'a été enregistrée

ETUDE EXPÉRIMENTALE DE PROCESSUS SUSCEPTIBLES DE DÉCLENCHER DES ÉBOULEMENTS

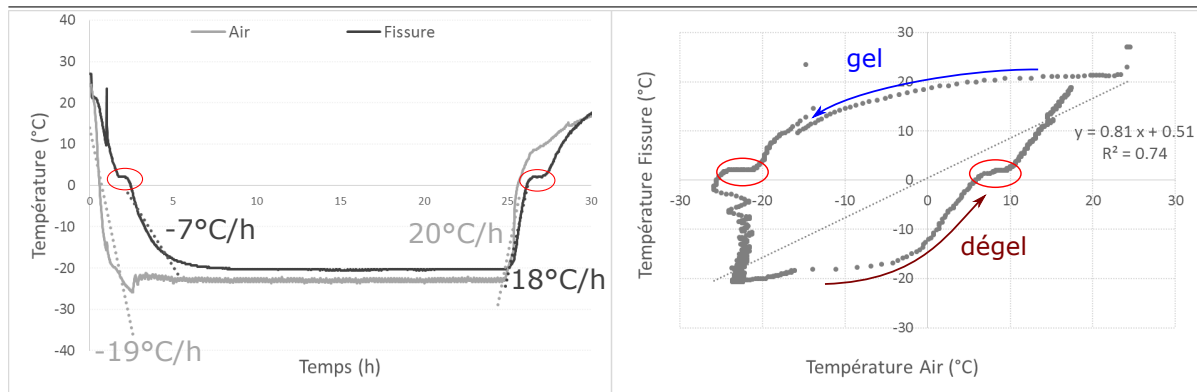


FIGURE 8.10 – Evolution de la température de l’air et de la température dans la fissure (c’est-à-dire dans l’eau/glace) lors d’un cycle gel-dégel dans un congélateur.

lors du gel des quantités d’eau versées, elles ont suffisamment de place pour se dilater lors du changement de phase liquide-solide.

En comparaison avec la discontinuité instrumentée à Saint Nizier, l’accrétion n’est cependant pas identique. Sur le site, l’accrétion des couches de glace se fait petit à petit, parallèlement aux parois de la discontinuité jusqu’à la combler. Dans ce dispositif expérimental, les lames d’eau versées sont perpendiculaires aux parois, et le remplissage se fait jusqu’en haut du trou.

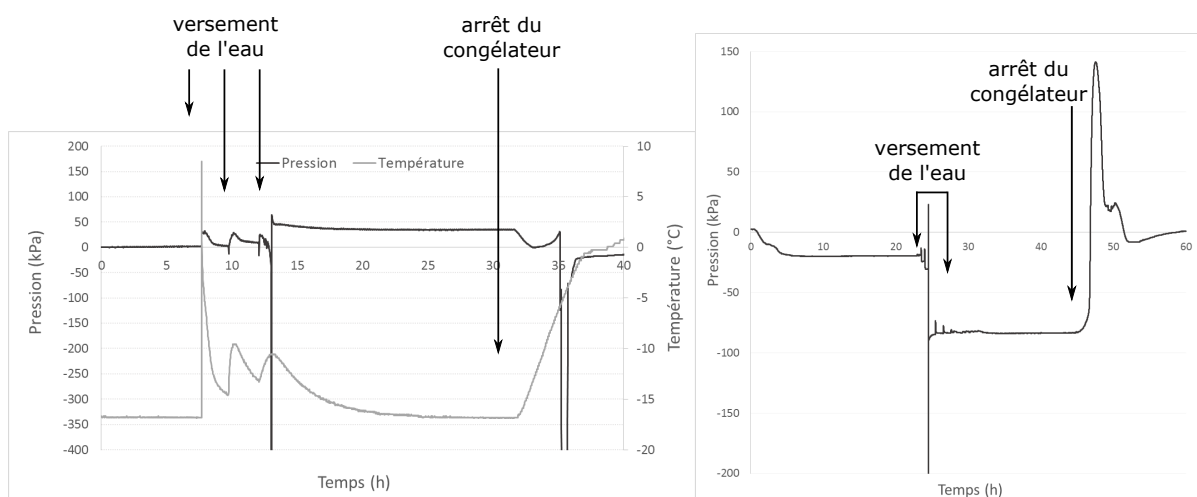


FIGURE 8.11 – Gauche : versement progressif de l’eau, mesures avec capteur cylindrique. Droite : versement progressif de l’eau, mesures avec capteur surfacique.

8.2.6 Conclusion sur les expériences

Ces expériences simples semblent montrer diverses influences sur le développement d'une pression lors de la formation de glace dans un bloc rocheux :

- L'intensité de la pression peut varier d'au moins un ordre de grandeur selon le type d'interface glace-paroi et selon la géométrie.
- Le contexte thermique dans lequel l'eau gèle a un rôle : si le rocher est à température positive, la glace ne se forme apparemment pas de la même manière que s'il est à température négative.
- La formation de la glace par accréation montre une absence de pic de pression lors de la mise en eau progressive.

Le matériel utilisé a une influence non négligeable sur les valeurs mesurées, mais la glace est un matériau qui rend complexe son instrumentation aussi bien sur le terrain qu'en laboratoire.

8.3 Influence de l'eau sur la résistance des calcaires du Mont Saint Eynard

Le Chapitre 7 montre que l'effet du gel-dégel est prépondérant sur les fréquences d'éboulements rocheux sur la falaise du Mont Saint Eynard, principalement la falaise inférieure pour laquelle nous avons suffisamment de données. Les précipitations semblent avoir un effet important également.

Afin de tester l'influence de l'eau sur la résistance mécaniques des calcaires Séquanien et Tithonique, des tests de résistance à la traction ont été réalisés avec des échantillons témoins et des échantillons émergés dans l'eau pendant 24h. Pour une même carotte, deux éprouvettes ont été taillées, l'une pour le test à sec, l'autre pour le test après immersion dans l'eau. L'immersion pendant 24h ne correspond pas nécessairement à un échantillon saturé en eau, mais l'objectif étant d'estimer l'impact d'une pluie, nous avons estimé qu'une simple immersion pendant un temps donné était plus représentative du terrain qu'une saturation à vide.

En considérant les valeurs moyennes de résistance à la traction par essai Brésilien, il apparaît que les valeurs moyennes sont plus élevées pour les échantillons humides que pour les échantillons secs (Tableau 8.3). Cela concernait 17 échantillons de calcaire Séquanien, et 10 échantillons de calcaire Tithonique.

Pour réaliser un test de Student, trois conditions doivent être remplies :

- Les échantillons doivent suivre une loi normale
- Les échantillons doivent avoir la même variance
- Les échantillons doivent être indépendants

ETUDE EXPÉRIMENTALE DE PROCESSUS SUSCEPTIBLES DE DÉCLENCHER
DES ÉBOULEMENTS

SEQUANIEN			
Etat	σ_t moyenne (MPa)	Variance (MPa ²)	Ecart type (MPa)
Sec	6,01	3,74	1,93
Humide	6,93	2,83	1,68
TITHONIQUE			
Etat	σ_t moyenne (MPa)	Variance (MPa ²)	Ecart type (MPa)
Sec	6,25	3,85	1,96
Humide	7,24	6,89	2,63

TABLE 8.1 – Valeurs moyennes des résistances à la traction pour les calcaires du Séquanien et du Tithonique à l'état sec et humide.

La seconde condition a été vérifiée à l'aide d'un test de Fisher-Snedecor, où les valeurs de F obtenues pour chaque calcaire sont de 1,320 pour le Séquanien, et de 1,792 pour le Tithonique. Ces valeurs sont à comparer avec les valeurs de la table de Fischer adaptée aux populations étudiées, pour un niveau de signification de 5% :

$$F_{(16,16;0.025)} = 2.761$$

$$F_{(9,9;0.025)} = 4.026$$

Etant inférieurs aux valeurs de F, l'hypothèse nulle ne peut pas être rejetée, et donc l'égalité des variances ne peut pas être rejetée non plus. Le test de Student peut alors être appliqué, les hypothèses à tester sont :

$$H_0 : \mu_d = 0$$

$$H_1 : \mu_d \neq 0$$

On calcule différents paramètres permettant de calculer le t de chaque calcaire à comparer avec les valeurs données par la table pour une signification de 5% (Tableau 8.3).

A comparer avec les valeurs données par la table :

$$t_{(16,\alpha/2=0.025)} = 2.093$$

$$t_{(9,\alpha/2=0.025)} = 2.262$$

Les deux valeurs de t calculées sont inférieures aux valeurs données par la table : l'hypothèse nulle ne peut donc pas être rejetée, et il n'est pas possible de conclure sur une différence significative de résistance à la traction entre des échantillons humides et secs issus d'une même carotte. Ce résultat peut paraître surprenant, mais il s'explique par le fait que ces calcaires sont très peu perméables et qu'une immersion de 24 h ne suffit pas pour que de l'eau pénètre dans les pores. En effet l'immersion n'a pas modifié le poids volumique des éprouvettes.

Etant donné que la résistance d'un calcaire humide n'est pas diminuée par rapport au calcaire en état « normal », d'autres mécanismes déclencheurs ont été évoqués dans le Chapitre 7 pour expliquer les fréquences d'éboulement liées aux précipitations.

	SEQUANIEN	TITHONIQUE
$\bar{d} = \sum_{i=1}^n \frac{d_i}{n}$	0,92	1,13
$\sum_{i=1}^n d_i$	15,69	11,32
$\sum_{i=1}^n d_i^2$	87,69	63,64
$SCE_d = \sum_{i=1}^n d_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n d_i)^2}{n}$	87,64	50,84
$t = \frac{\bar{d}}{\sqrt{\frac{SCE_d}{n(n-1)}}}$	1,78	1,51
ddl	16	9

TABLE 8.2 – Paramètres calculés pour calculer le t de chaque calcaire

Une hypothèse couramment faite est la mise en pression hydraulique des joints. Cependant, cela requiert des conditions particulières où l'eau ne peut pas s'échapper des joints vers d'autres joints. Or, la configuration principale des compartiments rocheux sur la falaise du Mont Saint Eynard montre des familles de fractures subverticales, recoupant des plans de stratifications peu pentés : ces familles sont quasiment perpendiculaires entre elles et montrent des configurations qui amènent plus facilement l'eau à s'écouler.

L'eau exerce aussi une altération chimique, qui est facilement caractérisée sur la falaise du Mont Saint Eynard. La cassure fraîche du calcaire Séquanien (de la falaise inférieure) est grise très sombre. Or, on observe souvent des cicatrices jaunes claires : elles seraient dues à une croûte de calcite précipitée dans la discontinuité, par le biais d'un fluide sursaturé qui s'est chargé en carbonates en circulant dans d'autres fissures, ou qui s'est chargé localement par des phénomènes de dissolution sous contrainte. Ce dépôt de calcite est également visible sur un bloc déposé en bas de pente lors d'un éboulement rocheux de volume important en février 2014 (plus de 1500 m³) (Fig. 8.12)

8.4 Conclusion

Ces expériences préliminaires ont surtout permis de mettre en évidence les problèmes inhérents aux mesures de pression de la glace et à la réalisation de ces mesures *in situ*. Outre la question du matériel et de la qualité des mesures, travailler avec la glace en milieu naturel dépend principalement des conditions météorologiques. Le seul hiver qui a permis d'avoir des résultats était relativement doux en comparaison aux normales. D'autres hivers doivent être suivis pour réellement caractériser le comportement d'un massif rocheux soumis à la formation de glace dans ses discontinuités.

ETUDE EXPÉRIMENTALE DE PROCESSUS SUSCEPTIBLES DE DÉCLENCHER DES ÉBOULEMENTS

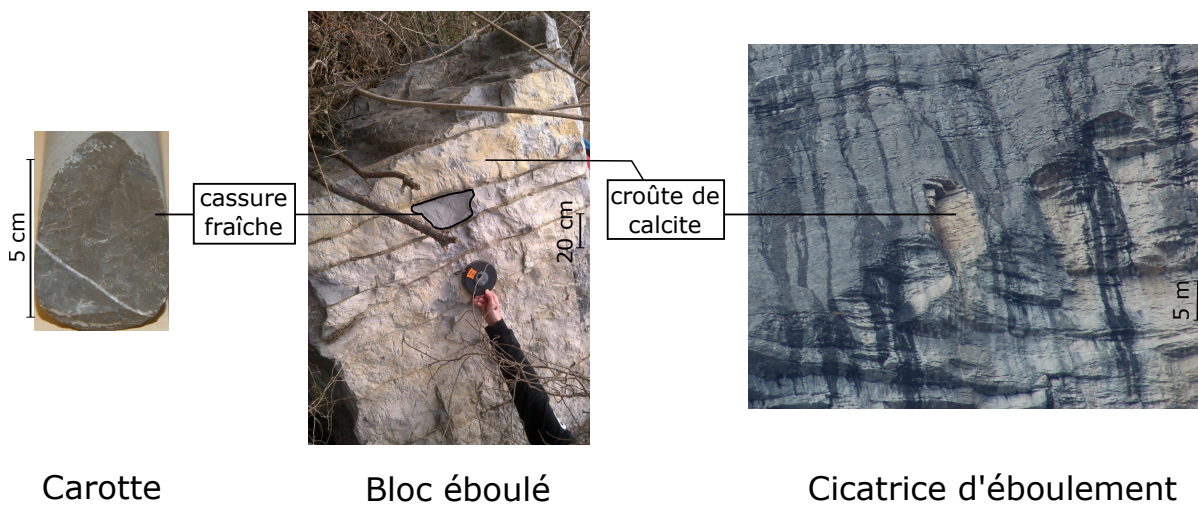


FIGURE 8.12 – Photographies montrant la cassure fraîche du calcaire du Séquanien, et les dépôts de calcite observables sur les blocs éboulés et cicatrices d'éboulement du Mont Saint Eynard.

Conclusions et perspectives

Conclusion

L'étude de la rupture des masses rocheuses, conduisant aux éboulements rocheux, est un problème délicat, dans la mesure où il se passe en profondeur du massif, et que nous n'avons accès qu'à la surface. L'approche choisie pour ce travail s'est basée sur le traitement d'une base de données d'éboulements rocheux construite au cours des années.

Méthodologie : détection et datation des éboulements

Les données de base de ce travail ont été obtenues par le traitement de nuages de points de scanner laser. La détection des éboulements rocheux a été effectuée par comparaison diachronique de relevés scanner, et s'est révélée efficace pour notre site d'étude. En effet, la précision du scanner laser nous a permis de détecter des compartiments éboulés de l'ordre de $0,001 \text{ m}^3$. Cet ordre de grandeur correspond également à la limite obtenue par la surveillance photographique avec téléobjectif, qui nous a permis dans un premier temps de vérifier que les déviations positives entre le maillage et le nuage de points de l'année précédente correspondaient bien à des compartiments éboulés et non à des artefacts de modélisation ou de la végétation parasite. Les acquisitions au scanner laser étant séparées d'environ 1 an, les photos nous ont permis de vérifier s'il s'agissait d'un seul évènement ou de plusieurs évènements adjacents. Dans un second temps, la surveillance au téléobjectif durant 2,5 ans nous a permis de dater la chute de plus de 800 compartiments dans des périodes de quelques semaines. Cela a été complété par le suivi photographique continu de la falaise. Ce dispositif autonome nous a permis d'avoir une photographie de la zone investiguée par scanner laser toutes les 10 minutes. Dans les meilleurs des cas, les éboulements ont été datés avec cette précision. 144 éboulements ont pu être datés dans des intervalles inférieurs à la journée. Cette technique montre toutefois des limites : d'une part, la datation n'a pas pu être réalisée pour tous les blocs à cause

de la résolution des photographies : une grande partie des éboulements se sont révélés trop petits pour être datés. D'autre part, les conditions météorologiques ont influé sur la précision ou la possibilité de dater précisément : les périodes avec beaucoup de nuages, de pluie, de glace ou de neige, n'ont pas permis de dater précisément des éboulements produits lors de ces périodes. Notre base de données d'éboulements datés précisément est donc limitée, et le nombre d'éboulements dans ces périodes est donc sous-estimé. Une autre limite de la datation à partir de photographies réside dans la durée nécessaire à l'analyse de ces photos, qui est effectuée à l'œil nu. Cette étape reste chronophage et fatigante.

Caractérisation morphologique

Afin de caractériser au mieux les conditions de chute des éboulements, il est primordial d'étudier la falaise d'un point de vue morphologique et structural. Le Mont Saint Eynard, site d'étude, a la particularité de présenter deux falaises, séparées la plupart du temps par une vire boisée présentant une pente plus faible. Ces deux falaises constituent le rebord subalpin, interface entre le sillon alpin et le massif de la Chartreuse. Pourtant, dans un contexte tectonique similaire, elles présentent de nombreuses disparités. La morphologie générale de la falaise supérieure, taillée dans les calcaires massifs du Tithonique, présente une régularité de pente (entre 76 et 81°), et de hauteur (115 à 140 m). Sa surface est également très régulière, montrant un profil horizontal relativement lisse, bien que recoupé par quelques fractures très espacées. La falaise inférieure, quant à elle, présente une morphologie globale en rentrants et éperons. Son profil horizontal en dents de scie dépend fortement de grandes fractures recoupant la falaise. Les variations de sa ligne de crête et de sa ligne de pied montrent que le ravinement en pied de falaise a une influence sur la morphologie. Dans le but de caractériser l'influence des éboulements sur l'évolution de la morphologie de la falaise, nous avons mis en relation les différentes informations obtenues pour chaque compartiment reconstitué en 3D. Cela ne s'est fait que pour la falaise inférieure, pour laquelle 887 éboulements ont été détectés en 2,5 ans, alors que seuls 13 éboulements, pour la moitié de volume inférieur à $0,05\text{m}^3$, ont été détectés pour la falaise supérieure. La fréquence d'éboulements de plus de $0,1\text{ m}^3$ est 20 fois moins élevée pour la falaise supérieure que pour la falaise inférieure. Les compartiments éboulés se répartissent principalement en trois catégories de formes (dalle verticale ou horizontale, colonne) qui ont été mises en relation avec les mécanismes de rupture. Le mécanisme dominant est le basculement, et concerne tout type de forme de comparti-

ment. En revanche, le glissement concerne plutôt des formes étirées verticalement, telles que les dalles verticales ou les colonnes. Il a été clairement montré que les taux d'érosion sont prédominants pour des altitudes faibles, entre 900 et 1000 m, alors qu'entre 1000 et 1100 m ils sont nettement inférieurs. L'influence de l'érosion par le bas de falaise se confirme donc dans la distribution des éboulements rocheux le long de la falaise. La caractérisation des pentes pour les deux falaises a montré que la falaise inférieure est dans un état de stabilité transitoire, influencé par le ravinement en pied de falaise, laissant la place à des configurations de surplomb qui vont favoriser la chute.

La distribution des volumes des éboulements rocheux a été étudiée, considérant les différentes caractéristiques recueillies. Ces distributions, pouvant être approximées par une loi puissance, montrent que pour une paroi rocheuse donnée, cet exposant varie peu selon les mécanismes ou la localisation sur la falaise. En revanche, la comparaison avec d'autres sites de géologies différentes a montré des variations sensibles entre des calcaires lités (bancs décimétriques) et des gneiss plus massifs.

Fréquences et facteurs météorologiques

La morphologie des pentes et la structure des massifs déterminent les compartiments rocheux instables dans l'espace, mais d'autres facteurs expliquent la dégradation et la chute de ces compartiments. Nous avons choisi de nous focaliser sur les facteurs météorologiques, dont l'effet sur le déclenchement d'éboulements rocheux a été montré, mais des inconnues ou imprécisions demeurent. D'une part, la datation des éboulements dans les inventaires n'est pas toujours précise. Dans le but de discriminer des processus physiques liés aux facteurs météorologiques, une certaine précision est nécessaire afin de pouvoir quantifier correctement les paramètres entrant en jeu. Ceci implique d'être précis également sur la définition des paramètres météorologiques. Nous avons donc choisi des critères précis pour déterminer des épisodes de précipitations ou de gel-dégel, avec des données dont la précision est globalement la même que la datation des éboulements, de l'ordre de l'heure.

Deux bases de données ont été analysées. La première, incluant tous les éboulements détectés et datés sur des périodes de quelques semaines, a fait l'objet d'une analyse par régression multiple, tandis que la deuxième, dont les éboulements sont datés précisément, a fait l'objet d'une analyse en termes de fréquences, en lien avec des classes d'intensité ou quantité pour chaque facteur météorologique considéré. Il apparaît, à travers l'analyse de ces deux bases de données, que la pluie et le gel-dégel ont causé environ la moitié des

854 éboulements survenus pendant la période d'étude. La fréquence d'éboulement s'avère être 7 fois plus importante lors d'épisodes de gel-dégel en comparaison à la fréquence sans perturbations, et 4,5 fois plus importante lors d'un épisode de pluie. Cependant, pour une pluie d'intensité supérieure à 5 mm/h depuis le début de l'épisode, la fréquence est 26 fois plus élevée. La comparaison des facteurs d'influence a permis de proposer une échelle de caractérisation de l'aléa.

D'un point de vue des processus impliqués dans le déclenchement des éboulements, les configurations de rupture ne semblent pas favorables à une mise en pression hydraulique des joints rocheux lors d'une pluie. Il semblerait que l'altération de la roche par l'eau soit un processus prépondérant, ce qui est confirmé par les cicatrices d'éboulements présentant des traces de précipitations.

Influence du gel et du dégel

L'étude de l'influence du gel-dégel a été approfondie dans ce travail. La définition des épisodes de gel et dégel nous a permis de faire la distinction entre trois périodes : une période de refroidissement, pendant laquelle la température décroît, et de la glace se forme ; une période de réchauffement, pendant laquelle la température augmente mais reste négative, ce qui implique que la glace ne fond pas mais se dilate ; une période de dégel, pendant laquelle la glace fond. Il apparaît lors de l'étude des fréquences que les périodes de refroidissement (ou de gel « pur ») présentent une fréquence moins élevée que les périodes de réchauffement et dégel. La fréquence est presque 5 fois plus importante pour le dégel que pour le refroidissement si l'on considère les statistiques basées sur une appartenance certaine aux périodes météorologiques.

La définition des épisodes de gel se base sur la variation du potentiel de gel, défini comme l'intégrale de la température négative au cours du temps. Nous avons pu mettre en évidence que ce paramètre permet de déterminer la propagation du front de gel en profondeur de la roche, par le biais de l'équation modifiée de Berggren, les températures calculées montrant une évolution similaire à celles mesurées. Grâce à l'instrumentation d'un site d'étude, nous avons pu mettre en évidence un lien entre potentiel de gel et formation de glace dans une fissure, qualitativement par le biais d'un suivi photographique, et quantitativement par l'estimation d'une épaisseur de glace basée sur des équations thermodynamiques. Ces équations restent toutefois simplistes, mais l'évolution mesurée et l'évolution théorique montrent des vitesses de formation de la glace similaires, ce qui montre que le potentiel de gel est un indicateur correct de la formation de la glace, mais

que les processus thermodynamiques en jeu sont bien plus complexes.

En parallèle de l'instrumentation de ce site, des expériences de laboratoire ont été réalisées. Bien que les résultats ne puissent être interprétés quantitativement, elles ont permis de mettre en lumière certains points à approfondir par la suite. L'intensité des pressions exercées par la glace dans une discontinuité rocheuse dépend du contexte thermique du rocher, et des conditions de formation de la glace.

Perspectives

Méthodologie scanner laser et photographies

Le suivi photographique couplé à la détection par scanner laser a montré de bons résultats, mais également des limites. Pour la suite, on envisage de décaler légèrement vers le nord les scènes investiguées : ceci permettrait de gagner en surface rocheuse, et limiterait la présence de ciel sur les photographies. Cette configuration permettrait d'améliorer l'angle entre l'axe optique de l'appareil photo et la falaise, et donc d'améliorer la qualité des photographies, notamment sur les parties les plus au Sud. Il pourrait être intéressant de changer d'objectif pour un objectif à focale fixe, qui augmenterait également la définition.

Le manque de précision du suivi continu peut également être compensé par une plus grande fréquence des acquisitions photographiques avec téléobjectif. Maintenant que nous avons pu déterminer les périodes de forte fréquence d'éboulements rocheux, il pourra être possible d'anticiper et se déplacer plus souvent sur le terrain (à 8 km du laboratoire) en fonction des prévisions météorologiques.

D'un point de vue de la datation, il peut être envisagé de comparer les photographies de façon automatique. Des pistes ont été explorées par Antonio Abellan (Unil) à partir de nos données, qui pourront être approfondies à l'avenir.

Méthode d'analyse des données d'éboulements datés

La méthode utilisée pour déterminer les fréquences d'éboulements pourrait être appliquée à d'autres bases de données similaires pour étudier l'influence des facteurs météorologiques dans d'autres contextes. Par exemple, Letortu (2013) présente également

une base de données d'éboulements datés par décades, dont une partie ont été datés à la journée.

Morphologie de la falaise

L'étude de la morphologie de la falaise a montré l'influence du ravinement des marnes sous-jacentes sur l'évolution de la falaise. Gros-Bonnivard (2004) a montré également que les torrents descendant des pentes du Mont Saint Eynard présentaient une dynamique érosive tendant à modifier la pente. La combinaison des études de la morphologie des falaises et de l'évolution des pentes des torrents, par des méthodes de datation par exemple, pourrait permettre d'avoir une information intégrant l'ensemble des éléments du versant, depuis le compartiment éboulé jusqu'au dépôt de lave torrentielle.

Expériences avec la glace

Les expériences réalisées ont montré que les capteurs de pression utilisés réagissent mal à la présence de glace. Ces expériences pourraient être poursuivies avec d'autres types de capteur.

Les différentes expériences ont montré une influence de l'état thermique de la roche, et du mode de formation de la glace. Elles devraient être reconduites et répétées afin de mieux quantifier ces influences. Dans nos expériences, ainsi que dans celles réalisées par Bost (2008), un pic de pression a été enregistré lors du réchauffement de la température. Cela résulte probablement de la dilatation de la glace. Il serait intéressant d'effectuer des tests en faisant varier la vitesse de réchauffement, afin de voir si de telles pressions se développent de la même manière (en choisissant des vitesses de réchauffement comparables à celles enregistrées sur le terrain).

L'expérience de terrain a montré quelques résultats intéressants, malgré la douceur des hivers. Une autre fissure a été envisagée, qui peut être instrumentée avec le capteur Geokon. Elle est suffisamment large pour éventuellement permettre d'effectuer des prélèvements de glace pour en faire une analyse microstructurale et mieux comprendre comment se forme ce matériau dans une fissure naturelle.

Bibliographie

- ABELLAN, A., ASENSIO, E., VILAPLANA, J. M., CALVET, J. et GARCIA-SELLES, D. (2011). Rockfall monitoring by Terrestrial Laser scanning - casestudy of the basaltic rock face at Castellfollit de la Roca (Catalonia, Spain). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11:829–841.
- ABELLAN, A., BLANCHARD, J., CALVET, J. et VILAPLANA, J. M. (2010). Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology*, 119:162–171.
- ABELLAN, A., MARTINEZ, J. et VILAPLANA, J. M. (2006). Application of a long-range Terrestrial Laser Scanner to a detailed rockfall study at Vall de Nuria (Eastern Pyrenees, Spain). *Engineering Geology*, 88:136–148.
- ABELLAN, A., OPPIKOFER, T., JABOYEDOFF, M., ROSSER, N. J., LIM, M. et LATO, M. J. (2014). Terrestrial laser scanning of rock slope instabilities. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39:80–97.
- ABELLAN, A., VILAPLANA, J. M., JABOYEDOFF, M. et OPPIKOFER, T. (2009). Detection of millimetric deformation using a terrestrial laser scanner : experiment and application to a Rockfall event. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9:365–372.
- ACOLAT, D. (2007). Quelques réflexions sur la connaissance des reliefs et processus alpins chez les Romains. *Revue de géographie alpine*, 95(3):75–84.
- AFTES (2003). *Caractérisation des massifs rocheux utile à l'étude et à la réalisation des ouvrages souterrains*.
- AGARD, P. et LEMOINE, M. (2003). *Visage des Alpes : structure et évolution géodynamique*.

BIBLIOGRAPHIE

- AKAGAWA, S. et FUKUDA, M. (1991). Frost heave mechanism in welded tuff. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2(4):301–309.
- AKYURT, M., ZAKI, G. et HABEEBULLAH, B. (2002). Freezing phenomena in ice–water systems. *Energy Conversion and Management*, 43:1773–1789.
- ALLSTADT, K., VIDALE, J. et FRANKEL, A. (2013). A Scenario Study of Seismically Induced Landsliding in Seattle Using Broadband Synthetic Seismograms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(6):2971–2992.
- AMARAL VARGAS, E., AMARAL, C., VELLOSO, R., CHAVEZ, L. et GUSMAO, L. (2013). On the effect of thermally induced stresses in failures of some rock slopes in Rio de Janeiro, Brazil. *rock Mechanics and Rock Engineering*, 46:123–134.
- AMELUNG, F., JONSSON, S., ZEBKER, H. et SEGALI, P. (2000). Widespread uplift and ‘trapdoor’ faulting on Galapagos volcanoes observed with radar interferometry. *Nature*, 407.
- AMITRANO, D. (2004). Émergence de la complexité dans un modèle simple de comportement mécanique des roches. *C.R. Geoscience*, 336:505–512.
- ANTOINE, P. et GIRAUD, A. (1995). Typologie des mouvements de versants dans un contexte opérationnel. *Bulletin de l’Association Internationale de Géologie de l’Ingénieur*, 51:57–62.
- ARNAUD, H. (1979). Paleogeography of the Urgonian limestones of the Southern France. *Géobios*, Mémoire spécial 3:363–383.
- ASSALI, P., GRUSSENMEYER, P., VILLEMIN, T., POLLET, N. et VIGUIER, F. (2014). Surveying and modeling of rock discontinuities by terrestrial laser scanning and photogrammetry : Semi-automatic approaches for linear outcrop inspection. *Journal of Structural Geology*, 66:102–114.
- ASTRADE, L., LUTOFF, C., NEDJAI, R., PHILIPPE, C., LOISON, D. et BOTTOLLIER-DEPOIS, L. (2007). Péri-urbanisation et risques naturels : Évolution d’un espace montagnard périurbain et conscience des risques naturels par ses habitants : le bassin du Lavanchon (agglomération de Grenoble, France). *Revue de géographie alpine*, 95(2):9–18.
- AYDIN, A. et BASU, A. (2006). The use of Brazilian Test as a Quantitative Measure of Rock Weathering. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 39(1):77–85.

- BAILLIFARD, F., JABOYEDOFF, M., ROUILLER, J. et TOSONI, D. (2001). Matterock : une méthodologie d'auscultation des falaises et de détection des instabilités rocheuses. *In Prévention des mouvements de versants et des instabilités de falaises. Confrontation des méthodes d'études des éboulements rocheux dans l'arc alpin*,, pages 70–79.
- BARFETY, J., BORDET, P., DEBELMAS, J. et GIDON, M. (2000). Notice de la carte géologique de Domène au 1/50000eme.
- BARGUI, H. (1997). *Modélisation des comportements mécaniques et hydrauliques de massifs rocheux simulés par des assemblages de blocs rigides. Introduction d'un couplage hydro-mécanique*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.
- BARLOW, J., GEER, M., LIM, M., ROSSER, N. J., PETLEY, D., BRAIN, M. et NORMAN, E. (2012). Modeling cliff erosion using negative power law scaling of rockfalls. *Geomorphology*, 139-140:416–424.
- BEAUDEVIN, C. (2015). http://www.geoglaciaire.net/index.php?option=com_content&view=article&id=136&Itemid=145.
- BERKOWITZ, B. (2002). Characterizing flow and transport in fractured geological media : A review. *Advances in Water Resources*, 25:861–884.
- BERTRAND-KRAJEWSKI, J.-l. (2007). Cours d'hydrologie urbaine. Partie 2 : La pluie.
- BÉNÉVENT, E. (1926). *Le climat des Alpes Françaises*.
- BORELLI, L., GRECO, R. et GULLA, G. (2007). Weathering grade of rock masses as a predisposing factor to slope instabilities : Reconnaissance and control procedures. 87:158–175.
- BORTZ, S., STECICH, J., WONNEBERGER, B. et CHIN, I. (1993). Accelerated Weathering in Building Stone. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences & Geomechanical Abstract*, 30(7):1559–1562.
- BOST, M. (2008). *Altération par le gel des massifs rocheux : Etude expérimentale et modélisation des mécanismes de génération des contraintes dans les fissures*. PhD, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.
- BOTTELIN, P. (2013). *Caractérisation des phases pré- et post-rupture d'éboulements rocheux de taille intermédiaire : Apport des enregistrements sismiques*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble 1.

BIBLIOGRAPHIE

- BOTTELIN, P., JONGMANS, D., DAUDON, D., MATHY, A., HELMSTETTER, A., BONILLA-SIERRA, V., CADET, H., AMITRANO, D., RICHEFEU, V., LORIER, L., BAILLET, L., VILLARD, P. et DONZÉ, F. (2014). Seismic and mechanical studies of the artificially triggered rockfall at Mount Néron (French Alps, December 2011). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14:3175–3193.
- BOURRIER, F., DORREN, L. et HUNGR, O. (2013). The use of ballistic trajectory and granular flow models in predicting rockfall propagation : ROCKFALL PROPAGATION. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(4):435–440.
- BRAZDIL, R., SILHAN, K., PANEK, T., DOBROVOLNY, P., KASICKOVA, L. et TOLASZ, R. (2012). The influence of meteorological factors on rockfall in the Moracskoslezské Beskydy Mts. In *Geografie, ROK 2012*, Cislo.
- BRENGUIER, O., CADET, H. et MATHY, A. (2013). Diagnostic de stabilité d'une écaille rocheuse dans les gorges de la Bourne. In *Journées Aléas Gravitaires*, Grenoble.
- BRICQUEL, V. (2001). L'avancée de la périurbanisation dans les Alpes du Nord françaises et ses liens avec la croissance récente de la population. *Revue de géographie alpine*, 89(1):21–40.
- BRODU, N. et LAGUE, D. (2012). 3d terrestrial lidar data classification of complex natural scenes using a multi-scale dimensionality criterion : applications in geomorphology. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 68:121–134.
- BROWN, S. et SCHOLZ, C. (1985). Broad Bandwidth Study of the Topography of Natural Rock Surfaces. *Journal of Geophysical Research*, 90(B14):12575–12582.
- BRUNETTI, M., ROSSI, M. et GUZZETTI, F. (2009). Probability distributions of landslides volumes. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 16:179–188.
- BUDD, W. et JACKA, T. (1989). A review of ice rheology for ice sheet modelling. *Cold Regions Science and Technology*, 16:107–144.
- BUHMANN, D. et DREYBRODT, W. (1985). The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas. *Chemical Geology*, 48:189–211.
- BUZZI, O. (2004). *Hydromécanique du contact entre géomatériaux : expérimentation et modélisation. Application au stockage de déchets nucléaires*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble 1.

- CAPPA, F. (2006). Rôle des fluides dans le comportement hydromécanique des roches fracturées hétérogènes : Caractérisation in situ et modélisation numérique. *Bull. Eng. Geol. Environ.*, pages 321–337.
- CARDOZO, N. et ALLMENDINGER, R. (2013). Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, 51(0):193–205.
- CFGI (2000). *Caractérisation et cartographie de l'aléa dû aux mouvements de terrain*. Environnement - Les risques naturels. LCPC.
- CFMR (2000). *Manuel de mécanique des roches 1*.
- CHANUT, M., BARTHELET, V. et KASPERSKI, J. (2011). Contribution de l'imagerie de face pour l'analyse des mouvements de terrain : application au versant de Séchilienne. *In Journées Aléas Gravitaires*, Strasbourg.
- CHARDON, M. (1987). Excursion géographique : la Chartreuse. *Revue de géographie alpine*, 75(4):315–351.
- CHARMOILLE, A. (2005). *Traçage hydrochimique des interactions hydrauliques et mécaniques entre les volumes perméables et peu perméables au sein des aquifères fracturés carbonatés*. Thèse de doctorat, Université de Franche Comté.
- CHAU, K., LEE, C., WONG, R. et LIU, J. (2003). Rockfall hazard analysis for Hong Kong based on rockfall inventory. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 36(5):383–408.
- CHEENEY, R. (1983). *Statistics methods in geology for field and lab decisions*. George allen & unwin édition.
- CLÉMENT, C. (2008). *Auscultation d'un versant rocheux soumis aux sollicitations thermiques naturelles. Cas des Rochers de Valabres (Alpes Maritimes)*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Lorraine.
- COLLINS, B. et STOCK, G. (2014). Detecting thermally driven cyclic deformation of an exfoliation sheet with lidar and radar. *In Proceedings of the first Vertical Geology Conference*, Lausanne.
- COSTE, F. (1997). *Comportement thermo-hydro-mécanique des massifs rocheux fracturés*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.
- COUSSOT, P. et MEUNIER, M. (1996). Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews*, 40:209–227.

BIBLIOGRAPHIE

- CRUDEN, D. (2003). The shape of cold, high mountains in sedimentary rocks. *Geomorphology*, 55:249–261.
- CRUDEN, D. et VARNES, D. (1996). Landslides types and processes. *In Landslides : Investigation and Mitigation.*, volume 247 de *Transportation Research Board Special Report*, pages 36–75. Turner, A.K, Schuster, R.L., Washington DC, national academy press édition.
- CUBILLAS, P., KÖHLER, S., PRIETO, M., CHAÏRAT, C. et OELKERS, E. (2005). Experimental determination of the dissolution rates of calcite, aragonite, and bivalves. *Chemical Geology*, 215:59– 77.
- D'AMATO, J., HANTZ, D., BAILLET, L., GUERIN, A. et JABOYEDOFF, M. (2014). Etude de la fréquence des éboulements et de l'influence des facteurs météorologiques sur une falaise calcaire de l'agglomération grenobloise. *In Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur JNGG2014*, Beauvais.
- DASH, J., REMPEL, A. et WETTTLAUFER, J. (2006). The physics of premelted ice and its geophysical consequences. *Reviews of Modern Physics*, 78:696–734.
- DAVIDSON, G. et NYE, J. (1985). A photoelastic study of ice pressure in rock cracks. *Cold Regions Science and Technology*, 11:141–153.
- DAVIES, M. C., HAMZA, O. et HARRIS, C. (2001). The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12:137–144.
- DAVIES, M. C., HAMZA, O., LUMSDEN, B. W. et HARRIS, C. (2000). Laboratory measurement of the shear strength of ice-filled rock joints. *Annals of Glaciology*, 31:463–467.
- DELACOU, B. (2004). *Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin - Approche sismotectonique et modélisation numérique*. Thèse de doctorat, Université Nice Sophia Antipolis.
- DELONCA, A., VERDEL, T. et GUNZBURGER, Y. (2014). Statistical correlation between meteorological and rockfall databases. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14:1953–1964.
- DEPARIS, J., GARAMBOIS, S. et HANTZ, D. (2007). On the potential of Ground Penetrating Radar to help rock fall hazard assessment : A case study of a limestone slab, Gorges de la Bourne (French Alps). *Engineering Geology*, 94:89–102.

- DEROIN, N. et McNUTT, S. R. (2012). Rockfalls at Augustine Volcano, Alaska : The influence of eruption precursors and seasonal factors on occurrence patterns 1997-2009. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 211-212:61–75.
- DOCHEZ, S., LAOUAFA, F., FRANCK, C., GUEDON, S., MARTINEAU, F., D'AMATO, J. et SAINTENOY, A. (2014). Multi-Scale Analysis of Water Alteration on the Rockslope Stability Framework. *Acta Geophysica*, 62(5):1025–1048.
- DORREN, L. (2003). A review of rockfall mechanics and modelling approaches. *Progress in Physical Geography*, 27(1):69–87.
- DOUGLAS, G. (1980). Magnitude frequency study of rockfall in co. Antrim, N. Ireland. *Earth Surface Processes*, 5:123–129.
- DOUGUÉDROIT, A. et SAINTIGNON, M. (1984). Les gradients de températures et de précipitations en montagne. *Revue de géographie alpine*, 72(2-4):225–240.
- DREYBRODT, W., LAUCKNER, J., ZAIHUA, L., SVENSSON, U. et BUHMANN, D. (1996). The kinetics of the reaction $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$, as one of the rate limiting steps for the dissolution of calcite in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(18):3375–3381.
- DUCA, S., OCCHIENA, C., MATTONE, M., SAMBUELLI, L. et SCAVIA, C. (2014). Feasibility of Ice Segregation Location by Acoustic Emission Detection : A Laboratory Test in Gneiss. *Permafrost and Periglacial Processes*, 25:208–219.
- DUSSAUGE, C., GIRAUD, A., HELMSTETTER, A., GRASSO, J., HANTZ, D., DESVARREUX, P. et JEANNIN, M. (2002). Probabilistic approach to Rock fall hazard assessment : potential of historical data analysis. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2:15–26.
- DVIWEDI, R., SINGH, P., SINGH, T. et SINGH, D. (1998). Compressive strength and tensile strength of rocks at sub-zero temperature. *Indian Journal of Engineering and Materials Sciences*, 5:43–48.
- EMERY, O. et KUHN, G. (1982). Sea cliffs : Their processes, profiles and classification. *Geological Society of America Bulletin*, 93(7):644–654.
- EVERETT, D. (1961). The thermodynamics of frost damage to porous solids. *Faraday Society Transactions*, 57:1541–1551.

BIBLIOGRAPHIE

- FENG, X., DING, W. et ZHANG, D. (2009). Multi-crack interaction in limestone subject to stress and flow of chemical solutions. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 46:159–171.
- FIORIO, B., MEYSSONNIER, J. et BOULON, M. (2002). Experimental study of the friction of ice over concrete under simplified ice-structure interaction conditions. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 29:347–359.
- FRANCOU, B. (1982). Chutes de pierres et éboulisation dans les parois de l'étage périglaciaire. *Revue de géographie alpine*, 70(3):279–300.
- FRAYSSINES, M. (2005). *Contribution à l'évaluation de l'aléa éboulement rocheux (rupture)*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble 1.
- FRAYSSINES, M. et HANTZ, D. (2006). Failure mechanisms and triggering factors in calcareous cliffs of the Subalpine Ranges (French Alps). *Engineering Geology*, 86:256–270.
- FRAYSSINES, M. et HANTZ, D. (2009). Modelling and back-analysing failures in steep limestone cliffs. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 46:1115–1123.
- FREYDOZ, J., LUCAS, G. et PERRIAUX, J. (1974). Quelques aspects sédimentologiques du Malm et du Berriasien du Massif de la Grande-Chartreuse (Alpes françaises septentrionales). *Géologie Alpine*, 50:71–74.
- GIACCIO, B., GALADINI, F., SPOSATO, A., MESSINA, P., MORO, M., ZREDA, M., CITTADINI, A., SALVI, S. et TODERO, A. (2002). Image processing and roughness analysis of exposed bedrock fault planes as a tool for paleoseismological analysis : results from the Campo Felice fault (central Apennines, Italy). *Geomorphology*, 49:281–301.
- GIDON, M. (1966). Sur la tectonique de l'élément chartreux oriental au Sud-Est de Saint-Pierre-de-Chartreuse (Isère). *Géologie Alpine*, 42.
- GIDON, M. (1990). Les décrochements et leur place dans la structuration du massif de la Chartreuse (Alpes occidentales françaises). *Géologie Alpine*, 66:39–55.
- GIDON, M. (2015). <http://www.geol-alp.com/>.

- GOGUEL, J. et PACHOUD, A. (1972). Géologie et dynamique de l'éroulement du Mont Granier, dans le MASSIF de la Chartreuse, en novembre 1248. *Bulletin du BRGM*, 1:29–38.
- GREENE, R. et HAIRSINE, P. (2004). Elementary processes of soil-water interaction and thresholds in soil surface dynamics : a review. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29:1077–1091.
- GROS-BONNIVARD, B. (2004). Interrelation entre milieux naturels montagnards, périurbanisation et risques : typologie des bassins versants torrentiels, de la bordure orientale du massif de Chartreuse.
- GROUPE FALAISES (2001). *Prévention des mouvements de versants et des instabilités de falaises*. Programme Interreg II C.
- GUERIN, A., HANTZ, D., ROSSETTI, J. et JABOYEDOFF, M. (2014). Estimating rockfall frequency in a mountain limestone cliff using terrestrial laser scanner. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 2:123–135.
- GUERIN, A., MATASCI, B., COLLINS, B., STOCK, G., DERRON, M.-H. et JABOYEDOFF, M. (2015). Thermal monitoring of a granitic exfoliation sheet and cliff in Yosemite Valley, California (USA). *In Geophysical Research Abstracts*, Vienna.
- GUNZBURGER, Y. et MERRIEN-SOUKATCHOFF, V. (2011). Near-surface temperatures and heat balance of bare outcrops exposed to solar radiation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36:1577–1589.
- GUNZEL, F. (2008). Shear strength of ice filled rock joints. *In Proceedings of the 9th international conference on permafrost*, Fairbanks, Alaska, USA.
- GUNZEL, F. (2010). Residual Strength of Ice Filled Rock Joints.
- GUNZEL, F. (2012). Shear strength of rock joints filled with frozen sand. *In Proceedings of the 10th International Conference on Permafrost (TICOP)*, Salekhard, Russia.
- GUNZEL, F. et DAVIES, M. C. (2006). Influence of warming permafrost on the stability of ice filled rock joints. *In Physical Modelling in Geotechnics, 6th ICPMG*, London. Zhang & Wang.

BIBLIOGRAPHIE

- GUZZETTI, F., MALAMUD, B. D., TURCOTTE, D. et REICHENBACH, P. (2002). Power-law correlations of landslide areas in central Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 195:169–183.
- GUZZETTI, F., MONDINI, A., CARDINALI, M., SANTANGELO, M. et CHANG, K. (2012). Landslide inventory maps : New tools for an old problem. *Earth-Science Reviews*, 112:42–66.
- HALE, A., CALDER, E., LOUGHLIN, S., WADGE, C. et RYAN, G. (2009). Modelling the lava dome extruded at Souffrière Hills Volcano, Montserrat, August 2005-May 2006. Part II : Rockfall activity and talus deformation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 187:69–84.
- HALES, T. et ROERING, J. (2007). Climatic controls on frost cracking and implications for the evolution of bedrock landscapes. *Journal of Geophysical Research*, 112(F02033).
- HALL, K. (1993). Rock Moisture Data from Livingston Island (Maritime Antarctic) and Implications for Weathering Processes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4:245–253.
- HALL, K., AROCENA, J., BOELHOUWERS, J. et LIPING, Z. (2005). The influence of aspect on the biological weathering of granites : observations from the Kunlun Mountains, China. *Geomorphology*, 67:171–188.
- HALL, K. et THORN, C. (2014). Thermal fatigue and thermal shock in bedrock : An attempt to unravel the geomorphic processes and products. *Geomorphology*, 206:1–13.
- HALLET, B. (2006). Why do freezing rocks break? *Science*, 314:1092–1093.
- HALLET, B., WALDER, J. et STUBBS, C. (1991). Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained sub-zero temperatures : verification from an experimental study using acoustic emissions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2:283–300.
- HANTZ, D. (2001). Ingénierie des pentes rocheuses naturelles et artificielles. *Les techniques de l'industrie minière*.
- HANTZ, D. (2011). Quantitative assessment of diffuse rockfall hazard along a cliff foot. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11:1303–1309.
- HANTZ, D. (2012). Gestion de l'incertitude et de l'ignorance dans l'évaluation de la probabilité de déclenchement des éboulements rocheux. *In JFMS 2012*, Chambéry.

- HANTZ, D., ARCAMONE, J. et LAVERSANNE, J. (1986). Open pit slopes back analysis in complex rock formations. Beijing. Pergamon Press, Oxford.
- HANTZ, D., VENGEON, J. et DUSSAUGE-PEISSER, C. (2003). An historical, geomechanical and probabilistic approach to rock-fall hazard assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3:693–701.
- HARRIS, C., REA, B. et DAVIES, M. C. (2000). Geotechnical centrifuge modelling of gelifluction processes : validation of a new approach to periglacial slope studies. *Annals of Glaciology*, 31.
- HASLER, A., GRUBER, S., FONT, M. et DUBOIS, A. (2011). Advective Heat Transport in Frozen Rock Clefs : Conceptual Model, Laboratory Experiments and Numerical Simulation. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22:378–389.
- HIBERT, C., MANGENEY, A., GRANDJEAN, G., BAILLARD, C., RIVET, D., SHAPIRO, N., SATRIANO, C., MAGGI, A., BOISSIER, P., FERRAZZINI, V. et CRAWFORD, W. (2014). Automated identification, location, and volume estimation of rockfalls at Piton de la Fournaise volcano. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 119:1082–1105.
- HIBERT, C., MANGENEY, A., POLACCI, M., DI MURO, A., VERGNIOLE, S., FERRAZZINI, V., PELTIER, A., TAISNE, B., BURTON, M., DEWEZ, T., GRANDJEAN, G., DUPONT, A., STAUDACHER, T., BRENGUIER, F., KOWALSKI, P., BOISSIER, P., CATHERINE, P. et LAURET, F. (2015). Toward continuous quantification of lava extrusion rate : Results from the multidisciplinary analysis of the 2 January 2010 eruption of Piton de la Fournaise volcano, La Réunion. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 120.
- HUGGEL, C., ALLEN, S., DELINE, P., FISCHER, L., NOETZLI, J. et RAVANEL, L. (2012a). Ice thawing, mountains falling - are alpine rock slope failures increasing? *Geology Today*, 28(3):98–104.
- HUGGEL, C., CLAGUE, J. J. et KORUP, O. (2012b). Is climate Change responsible for changing landslide activity in high mountains? *Earth Surface Processes and Landforms*, 37:77–91.
- HUNGR, O., EVANS, S., BOVIS, M. et HUTCHINSON, J. (2001). A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, VII(3):221–238.

BIBLIOGRAPHIE

- JABOYEDOFF, M. et LABIOUSE, V. (2011). Technical Note : Preliminary estimation of rockfall runout zones. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11:819–828.
- JABOYEDOFF, M., LOCAT, P. et COUTURE, R. (2009). Structural analysis of Turtle Mountain (Alberta) using digital elevation model : toward a progressive failure. *Geomorphology*, 103:5–16.
- JABOYEDOFF, M., PEDRAZZINI, A., OPPIKOFER, T., ABELLAN, A., DERRON, M.-H., LOYE, A. et METZGER, R. (2012). Use of LiDAR in landslide investigation : a review. *Natural Hazards*, 61:5–28.
- JAIL, M. (1966a). Recherches sur les variations thermiques le long d'un adret. Etude statistique et dynamique. *Revue de géographie alpine*, 54(2):233–253.
- JAIL, M. (1966b). Température et types de temps le long d'un adret. *Revue de géographie alpine*, 54(3):443–456.
- JONGMANS, D., DEPARIS, J., VILLEMIN, T., MATHY, A. et EFFENDIANTZ, L. (2007). Guide méthodologique pour la reconnaissance des aléas d'éboulement. Rapport technique, Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable.
- JONGMANS, D. et GARAMBOIS, S. (2007). Geophysical investigation of landslides : a review. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178(2):101–112.
- JULIAN, M. (1967). Un petit karst alpin d'altitude (Massif du Mounier, Alpes-Maritimes). *Revue de géographie alpine*, 55(2):325–336.
- KADIRI, I., MERRIEN-SOUKATCHOFF, V. et GUGLIELMI, Y. (2006). Analysis of the in situ Hydromechanical Behavior of a Fractured Calcareous Rock Mass. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 39(1):1–24.
- KARATSON, D., THOURET, J., MORIYA, I. et LOMOSCHITZ, A. (1999). Erosion calderas : origins, processes, structural and climatic control. *Bull. Volcanol.*, 61:174–193.
- KASPERSKI, J. (2008). *Confrontation des données de terrain et de l'imagerie multi-sources pour la compréhension de la dynamique des mouvements de versants*. Thèse de doctorat, Université Lyon 1 - Claude Bernard.
- KAUFMANN, G. et DREYBRODT, W. (2007). Calcite dissolution kinetics in the system CaCO₃–H₂O–CO₂ at high undersaturation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71: 1398–1410.

- KECILI-LAOUAGA, S. (1998). *Caractérisation de la morphologie des discontinuités rocheuses. Approche spectrale*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.
- KEEFER, D. K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95:406–421.
- KEMENY, J. (2003). The Time-Dependent Reduction of Sliding Cohesion due to Rock Bridges Along Discontinuities : A Fracture Mechanics Approach. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 36(1):27–38.
- KEMENY, J. (2005). Time-dependent drift degradation due to the progressive failure of rock bridges along discontinuities. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 42:35–46.
- KHANLARI, G. et ABDILOR, Y. (2014). Influence of wet–dry, freeze–thaw, and heat–cool cycles on the physical and mechanical properties of Upper Red sandstones in central Iran. *Bull. Eng. Geol. Env.*
- KHAZAI, B. et SITAR, N. (2003). Evaluation of factors controlling earthquake-induced landslides caused by Chi-Chi earthquake and comparison with the Northridge and Loma Prieta events. *Engineering Geology*, 71:79–95.
- KHOSHELHAM, K., MENENTI, M., ALTUNDAG, D. et NGAN-TILLARD, D. (2011). Influence of range measurement noise on roughness characterization of rock surfaces using terrestrial laser scanning. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 48:1215–1223.
- KNIGHT, J. et GRAB, S. (2014). Lighting as a geomorphic agent on mountain summits : evidence from southern Africa. *Geomorphology*, 204:61–70.
- KOBAYASHI, Y., HARP, E. et KAGAWA, T. (1990). Simulation of Rockfalls Triggered by Earthquakes. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 23:1–20.
- KOCIUBA, W., KUBISZ, W. et ZAGÓRSKI, P. (2014). Use of terrestrial laser scanning (TLS) for monitoring and modelling of geomorphic processes and phenomena at a small and medium spatial scale in Polar environment (Scott River — Spitsbergen). *Geomorphology*, 212:84–96.

BIBLIOGRAPHIE

- KRAUTBLATTER, M. et MOSER, M. (2009). A nonlinear model coupling rockfall and Rainfall intensity based on a four year measurement in a high Alpine rock wall (Reintal, German Alps). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9:1425–1432.
- KRAUTBLATTER, M. T., FUNK, D. et GUNZEL, F. (2013). Why permafrost rocks become unstable : a rock–ice-mechanical model in time and space. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- KUPPER, M. (1985). Les vitesses d'érosion du calcaire dans l'eau : Etude de phénomènes actuels. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 108:261–265.
- KURZ, T., BUCKLEY, S. et HOWELL, J. (2013). Close-range hyperspectral imaging for geological field studies : workflow and methods. *International Journal of Remote Sensing*, 34(5):1798–1822.
- LAJTAI, E., SCHMIDTKE, R. et BIELUS, L. (1987). The effect of water on the time-dependent deformation and fracture of a granite. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 24(4):247–255.
- LAROSE, E., CARRIÈRE, S., VOISIN, C., BOTTELIN, P., BAILLET, L., GUÉGUEN, P., WALTER, F., JONGMANS, D., GUILLIER, B., GARAMBOIS, S., GIMBERT, F. et MASSESSEY, C. (2015). Environmental seismology : What can we learn on earth surface processes with ambient noise? *Journal of Applied Geophysics*, 116:62–74.
- LATO, M., DIEDERICHS, M., HUTCHINSON, D. et HARRAP, R. (2009). Optimization of LiDAR scanning and processing for automated structural evaluation of discontinuities in rock masses. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 46:194–199.
- LATO, M. J., DIEDERICHS, M., HUTCHINSON, D. et HARRAP, R. (2011). Evaluating roadside rockmasses for rockfall hazards using LiDAR data : optimizing data collection and processing protocols. *Natural Hazards*, 60:831–864.
- LEE, E., GRIFFITHS, J. et TRAGHEIM, D. (1988). Environmental geology mapping for land use planning purposes in the Torbay area. *In Proceedings of the Ussher Society*, volume 7, pages 18–25.
- LEFEVRE, F., BELEM, T., HOMAND, F. et SOULEY, M. (1998). Analyse du comportement en cisaillement de joints rocheux de granite.

- LETAVERNIER, G. et OZOUF, J.-C. (1987). La gélifraction des roches et des parois calcaires. *Bulletin de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire*, 24(3):139–145.
- LETORTU, P. (2013). *Le recul des falaises crayeuses haut-normandes et les inondations par la mer en Manche centrale et orientale : de la quantification de l'aléa à la caractérisation des risques induits*. PhD, Université de Caen Basse-Normandie.
- LIM, M., PETLEY, D., ROSSER, N. J. et ALLISON, R. (2010). Erosion processes in the hard rock coastal cliffs at Staithes, North Yorkshire. *Geomorphology*, 114:12–21.
- LIU, J., POLAK, A., ELSWORTH, D. et GRADER, A. (2005). Dissolution-induced preferential flow in a limestone fracture. *Journal of Contaminant Hydrology*, 78:53–70.
- LOGAN, J. (2004). Laboratory and case studies of thermal cycling and stored strain on the stability of selected marbles. *Environmental Geology*, 46:456–467.
- LORIER, L., MATHY, A., LEROUX, O. et CADET, H. (2012). Etude de surplombs rocheux dans les Gorges de la Bourne (Vercors, Isère) par méthodes géophysiques. In *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur*, Bordeaux.
- LOYE, A., PEDRAZZINI, A., THEULE, J., JABOYEDOFF, M., LIÉBAULT, F. et METZGER, R. (2012). Influence of bedrock structures on the spatial patterns of erosional landforms in small alpine catchments. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- LUCKMAN, B. H. (1976). Rockfalls and rockfall inventory data : Some observations from surprise valley, Jasper National Park, Canada. *Earth Surface Processes*, 1(3):287–298.
- MALAMUD, B. D., TURCOTTE, D., GUZZETTI, F. et REICHENBACH, P. (2004a). Landslides inventories and their statistical properties. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29:687–711.
- MALAMUD, B. D., TURCOTTE, D. L., GUZZETTI, F. et REICHENBACH, P. (2004b). Landslides, earthquakes and erosion. *Earth and Planetary Science Letters*, 229:45–59.
- MARÉCHAL, J. et PERROCHET, P. (2001). Theoretical relation between water flow rate in a vertical fracture and rock temperature in the surrounding massif. *Earth and Planetary Science Letters*, 194:213–219.
- MARTIN, C. (1989). Erosion et altération chimiques actuelles sur roches métamorphiques dans le massif des Maures (Var, France). *Sci. Géol. Bull.*, 42(2):91–106.

BIBLIOGRAPHIE

- MARTIN, G. (2014). *Grenoble, un climat à part*.
- MATASCI, B., RAVANEL, L., GUERIN, A., JABOYEDOFF, M. et DELINE, P. (2014). Rock-falls detection and characterization in the west face of the Drus (Mont Blanc), based on Gigapixel images and Terrestrial Laser Scanning. *In Proceedings of the first Vertical Geology Conference*, Lausanne.
- MATE (1999). *L'utilisation de la photo-interprétation dans l'établissement des plans de préventions des risques liés aux mouvements de terrain*. Environnement - Les risques naturels. LCPC.
- MATEOS, R. M., AZANON, J. M. et GARCIA-MORENO, I. (2012). Freeze-thaw cycles and Rainfall as triggering factors of mass-movements in a warm Mediterranean region : the cas of the Tramuntana Range (Majorca, Spain). *Landslides*, 9:417–432.
- MATSUOKA, N. (1994). Diurnal freeze-thaw depth in rockwalls : field measurements and theoretical considerations. 19:423–435.
- MATSUOKA, N. (1998). The role of diurnal, annual and millennial freeze-thaw cycles in controlling alpine slope instability. volume 55 de *Nordicana*, Yellowknife, Canada.
- MATSUOKA, N. (2001a). Direct observations of frost wedging in alpine bedrock. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26:601–614.
- MATSUOKA, N. (2001b). Microgelivation versus Macrogelivation : Towards Bridging the Gap between Laboratory and Field Frost Weathering. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12:299–313.
- MATSUOKA, N., HIRAKAWA, K., WATANABE, T. et MORIWAKI, K. (1997). Monitoring of Periglacial Slope Processes in the Swiss Alps : the First Two Years of Frost Shattering, Heave and Creep. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8:155–177.
- MATSUOKA, N. et MURTON, J. B. (2008). Frost Weathering : Recent Advances and Future Directions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19:195–210.
- MATSUOKA, N. et SAKAI, H. (1999). Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology*, 28:309–328.
- MAURER, F. et SCHLAGER, W. (2003). Lateral variations in sediment composition and bedding in Middle Triassic interplatform basins (Buchenstein Formation, southern Alps, Italy). *Sedimentology*, 50:1–22.

- MCCARROLL, D. et NESJE, A. (1996). Rock surface roughness as an indicator of degree of rock surface weathering. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21:963–977.
- MEDD ET METLTM (2004). *Les études spécifiques d'aléa lié aux éboulements rocheux*. Environnement - Les risques naturels. LCPC.
- MEDDE (2013). Les dépenses publiques et les bénéfices de la prévention des risques naturels.
- MEDDTL ET DGPR (2011). *Les mouvements de terrains*. Environnement - Les risques naturels.
- MELTT, MINISTÈRE DE L'ÉQUIPEMENT, DU LOGEMENT, DES TRANSPORTS ET DU TOURISME (1997). Tangentielle Est-Ouest Agglomération Grenobloise. Etude de génie civil et d'environnement des tunnels et tranchées. Phase 1 : analyse des problèmes et de la situation actuelle, Grenoblz.
- MERLE, O. et LÉNAT, J. (2003). Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 108(B3): 2166.
- MESSENZEHL, K. et DRAEBING, D. (2015). Multidisciplinary investigations on coupled rockwall-talus-systems (Turtmann valley, Swiss Alps). *In Geophysical Research Abstracts*.
- MOHAMED, A. et FARZANEH, M. (2011). An experimental study on the tensile properties of atmospheric ice. *Cold Regions Science and Technology*, 68:91–98.
- MONTAGNAT, M., CASTELNAU, O., BONIS, P., FARIA, S., GAGLIARDINI, O., GILLET-CHAULET, F., GRENNERAT, F., GRIERA, A., LEBENSOHN, R., MOULINEC, H., ROESINGER, J. et SUQUET, P. (2013). Multiscale modeling of ice deformation behavior. *Journal of Structural Geology*.
- MONTAGNAT, M., WEISS, J., CINQUIN-LAPIERRE, B., LABORY, P., MOREAU, L., DAMILANO, F. et LAVIGNE, D. (2010). Waterfall ice : formation, structure, and evolution. *Journal of Glaciology*, 56(196):225–234.
- MOORE, D., MORROW, C. et BYERLEE, J. (1982). Use of swelling clays to reduce permeability and its potential application to nuclear waste repository sealing. *Geophysical Research Letters*, 9(9):1009–1012.

BIBLIOGRAPHIE

- MOSES, C., ROBINSON, D. et BARLOW, J. (2014). Methods for measuring rock surface weathering and erosion : A critical review. *Earth-Science Reviews*, 135:141–161.
- MÉTÉO FRANCE (2015). [http ://www.meteofrance.com/accueil](http://www.meteofrance.com/accueil).
- MURTON, J. B. (1996). Near-Surface Brecciation of Chalk, Isle of Thanet, South-East England a Comparison with Ice-Rich Brecciated Bedrocks in Canada and Spitsbergen. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7:153–164.
- MURTON, J. B., COUTARD, J., LAUTRIDOU, J., OZOUF, J.-C., ROBINSON, D. et WILLIAMS, R. (2001). Physical Modelling of Bedrock Brecciation by Ice Segregation in Permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12:255–266.
- MURTON, J. B., COUTARD, J., LAUTRIDOU, J., OZOUF, J.-C., ROBINSON, D., WILLIAMS, R., GUILLEMET, G. et SIMMONS, P. (2000). Experimental design for a pilot study on bedrock weathering near the permafrost table. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25:1281–1294.
- MURTON, J. B., PETERSON, R. et OZOUF, J.-C. (2006). Bedrock fracture by ice segregation in cold regions. *Science*, 314:1127–1129.
- NARA, Y., MORIMOTO, K., YONEDA, T., HIROYOSHI, N. et KANEKO, K. (2011). Effects of humidity and temperature on subcritical crack growth in sandstone. *International Journal of Solids and Structures*, 48:1130–1140.
- NEFESLIOGLU, H. et GOKCEOGLU, C. (2004). An approach to determine the weathering characteristics of discontinuities.
- NICOUD, G., DZIKOWSKI, M., PAILLET, A., GHOREYCHI, R., EMERIC, P. et CHIGNOLI, M. (1998). In *Actes du colloque de Myans*, volume 1, pages 35–54, Académie de Savoie, Château des Ducs, 73018 Chambéry.
- NOIRIEL, C., LUQUOT, L., MADÉ, B., RAIMBAULT, L., GOUZE, P. et Van der LEE, J. (2009). Changes in reactive surface area during limestone dissolution : An experimental and modelling study. *Chemical Geology*, 265:160–170.
- OBANAWA, H. et MATSUKURA, Y. (2008). Cliff retreat and talus development at the caldera wall of Mount St. Helens : Computer simulation using a mathematical model. *Geomorphology*, 97:697–711.

- OKURA, Y., KITAHARA, H., SAMMORI, T. et KAWANAMI, A. (2000). The effects of rockfall volume on runout distance. *Engineering Geology*, 58:109–124.
- OPPIKOFER, T., JABOYEDOFF, M. et KEUSEN, H. (2008). Collapse of the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nat. Geoscience*, 1(8):531–535.
- OPPIKOFER, T., METZGER, R., JABOYEDOFF, M., BLIKRA, L. et DERRON, M.-H. (2009). Characterization and monitoring of the Aknes rockslide using terrestrial laser scanning. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9:1003–1019.
- OPTECH (2015). ILRIS-LR Terrestrial Laser Scanner. Summary Specification Sheet. <http://www.teledyneoptech.com/wp-content/uploads/ILRIS-LR-Spec-Sheet-140730-WEB.pdf>.
- PANET, M. (1976). Propriétés mécaniques des roches. *In La mécanique des roches appliquée aux ouvrages du génie civil*. ENPC, Paris.
- PERLIK, M. (1999). Processus de périurbanisation dans les villes des Alpes. *Revue de géographie alpine*, 87(1):143–151.
- PERRET, S., STOFFEL, M. et KIENHOLZ, H. (2006). Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps - A dendrogeomorphological case study. *Geomorphology*, 74:219–231.
- PETLEY, D. (2012). Global patterns of loss of life from landslides. *Geology*, 40(10):927–930.
- PICARELLI, L., OBONI, F., EVANS, S., MOSTYN, G. et FELL, R. (2005). Hazard characterization and quantification. *In Landslide Risk Management*, pages 27–61. Hungr, O., Fell, R., Couture, R., and Eberhardt, E., London, taylor & francis group édition.
- POMEROL, C., LAGABRIELLE, Y., RENARD, M. et GUILLOT, S. (2011). *Elements de géologie - 14eme édition*. Dunod édition.
- POON, C., SAYLES, R. et JONES, T. (1992). Surface measurement and fractal characterization of naturally fractured rocks. *J. Phys. D : Appl. Phys*, 25:1269–1275.
- POPESCU, M. (1994). A suggested method for reporting landslides causes. *Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 50.
- POULIN, L. (1994). Géomorphologie dynamique naturelle et anthropique dans le massif de la Grande Chartreuse : l'exemple du sommet de Chamechaude (2082 m).

BIBLIOGRAPHIE

- PRICK, A. (1995). Dilatometrical behaviour of porous calcareous rock samples subjected to freeze-thaw cycles. *Catena*, 25:7–20.
- RAKOTOMALALA, R. (2015). Econométrie : La régression linéaire simple et multiple.
- RAVANEL, L. (2010). *Caractérisation, facteurs et dynamiques des écroulements rocheux dans les parois à permafrost du massif du Mont Blanc*. PhD, Université de Savoie.
- REMPEL, A. (2007). Formation of ice lenses and frost heave. *Journal of Geophysical Research*, 112(F02S21).
- RENARD, F., SCHMITTBUHL, J., VOISIN, C. et MARSAN, D. (2006). High resolution 3d laser scanner measurement of a strike-slip fault quantify its morphological anisotropy at all scales. *Geophysical Research Letters*, 33(L04305).
- RIQUELME, A., ABELLAN, A., TOMAS, R. et JABOYEDOFF, M. (2014). A new approach for semi-automatic rock mass joints recognition from 3d point clouds. *Computers & Geosciences*, 68:38–52.
- RIQUELME, A., TOMAS, R., ABELLAN, A., CANO, M. et JABOYEDOFF, M. (2015). Semi-automatic characterization of fractured rock masses using 3d point clouds : discontinuity orientation, spacing and SMR geomechanical classification. *In Geophysical Research Abstracts*, Vienna.
- ROCHE, V. (2011). *Architecture et croissance des failles dans les alternances argilo-calcaires Exemples dans les alternances du Bassin du Sud-Est (France) et modélisation numérique*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie.
- ROLLAND, R. (1954). Le plissement par gravité et son application pour expliquer le contact Grésivaudan-rebord oriental de la Chartreuse.
- ROSSER, N. J., PETLEY, D., LIM, M., DUNNING, S. et ALLISON, R. (2005). Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 28:363–375.
- ROTHEVAL, J. (1976). Structure des massifs rocheux. *In La mécanique des roches appliquée aux ouvrages du génie civil*. ENPC, Paris.
- ROYAN, M., ABELLAN, A. et VILAPLANA, J. M. (2013). Progressive failure leading to the 3 December 2013 rockfall at Puigcercos scarp (Catalonia, Spain). *Landslides*, 12(3):585–595.

- ROYNE, A., MEAKIN, P., MALTHER-SORENSEN, A., JAMTVEIT, B. et DHYSTE, D. (2011). Crack propagation driven by crystal growth. *EPL*, 96.
- RUTQVIST, J. et STEPHANSSON, O. (2003). The role of hydromechanical coupling in fractured rock engineering. *Hydrogeology Journal*, 11:7–40.
- SAAD, A. (2011). *Influence des changements climatiques et des conditions extrêmes sur les massifs fracturés. Rôle des fluides dans leur processus d'altération*. Thèse de doctorat, Université Paris Est.
- SACHS, M., YODER, M., TURCOTTE, D., RUNDLE, J. et MALAMUD, B. D. (2012). Black swans, power laws, and dragon-kings : Earthquakes, volcanic eruptions, landslides, wildfires, floods, and SOC models. *The European Physical Journal Special Topics*, 205:167–182.
- SANDERSEN, F., BAKKEHOI, S., HESTNES, E. et LIED, K. (1996). The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability. Balkema, Rotterdam. Senneset.
- SANGER, F. (1963). Degree-days and heat conduction in soils. *In Proceedings of the First International Conference on Permafrost*, volume 1287, pages 253–262. Academy of Sciences, National Research Council.
- SANTANA, D., COROMINAS, J., MAVROULI, O. et GARCIA-SELLES, D. (2012). Magnitude-frequency relation for rockfall scars using terrestrial laser scanner. *Engineering Geology*, 145-146:50–64.
- SASS, O. et OBERLECHNER, M. (2012). Is climate change causing increased rockfall frequency in Austria? *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12:3209–3216.
- SAUSSE, J., JACQUOT, E., FRITZ, B., LEROY, J. et LESPINASSE, M. (2001). Evolution of crack permeability during fluid-rock interaction. Example of the Brézouard granite (Vosges, France). *Tectonophysics*, 336:199–214.
- SCHMITTBUHL, J., SCHMITT, F. et SCHOLZ, C. (1995). Scaling invariance of crack surfaces. *Journal of Geophysical Research*, 100(B4):5953–597.
- SCHOLZ, C. (1968). Mechanism of creep in brittle rock. *Journal of Geophysical Research*, 73:3295–3302.

BIBLIOGRAPHIE

- SCHULSON, E. (1999). The structure and Mechanical behavior of ICE. *Journal of the Minerals, Metals and Materials Society*, 51(2):21–27.
- SILVERBERG, J., BIERBAUM, M., SETHNA, J. et COHEN, I. (2013). Collective Motion of Moshers at Heavy Metal Concerts. *Physical Review Letters*, 110(22).
- SOW, D. (2015). *Variabilité spatiale de la résistance au cisaillement des discontinuités des fondations rocheuses de barrages*. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal - Clermont Ferrand II.
- STARK, C. P. et HOVIUS, N. (2001). The characterization of landslide size distributions. *Geophysical Research Letters*, 28(6):1091–1094.
- STURZENEGGER, M., ELMO, D. et STEAD, D. (2011). Terrestrial remote sensing-based estimation of mean trace length, trace intensity and block size/shape. *Engineering Geology*, 119:96–111.
- STURZENEGGER, M., SARTORI, M., JABOYEDOFF, M. et STEAD, D. (2007). Regional deterministic characterization of fracture networks and its application to GIS-based rock fall risk assessment. *Engineering Geology*, 94:201–214.
- STURZENEGGER, M. et STEAD, D. (2009a). Close-range Terrestrial digital photogrammetry and Terrestrial laser scanning for discontinuity characterization on rock cuts. *Engineering Geology*, 106:163–182.
- STURZENEGGER, M. et STEAD, D. (2009b). Quantifying discontinuity orientation and persistence on high mountain rock slopes and large landslides using terrestrial remote sensing techniques. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9:267–287.
- SUNAMURA, T. (1977). A relationship between wave-induced cliff erosion and erosive force of waves. *Journal of Geology*, 85:613–618.
- TAHIRI, A. (1992). *Modélisation des massifs rocheux fissurés par la méthode des éléments distincts. Modeling and Simulation*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, ENPC Paris/Marne la Vallée.
- TANG, C., LIANG, J., ZHU, J. et LI, W. (2009). Rainfall-triggered debris flows following the Wenchuan earthquake. *Bull. Eng. Geol. Environ.*, 68:187–194.

- TANIMOTO, C., KISHIDA, K., ONUMA, E. et MORI, K. (1997). Interaction between water and Eocene limestone. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 34(3-4).
- THARP, T. M. (1987). Conditions for crack propagation by frost wedging. *Geological Society of America Bulletin*, 99:94–102.
- TRAVELLETTI, J., DELACOURT, C., ALLEMAND, C., MALET, J., SCHMITTBUHL, J., TOUSSAINT, R. et BASTARD, M. (2012). Correlation of multi-temporal ground-based optical images for landslide monitoring : Application, potential and limitations. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 70:39–55.
- TUGRUL, A. (2004). The effect of weathering on pore geometry and compressive strength of selected rock types from Turkey. *Engineering Geology*, 75:215–227.
- UNESCO (1993). Multilingual landslide glossary. Rapport technique.
- VASARHELYI, B. (2005). Technical Note : Statistical Analysis of the Influence of Water Content on the Strength of the Miocene Limestone. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 38(1):69–76.
- VEYRET, P. (1960). Le problème de l'inversion du relief en Chartreuse (et dans les Préalpes françaises du Nord). *Revue de géographie alpine*, 48(2):227–266.
- VILES, H. A. (2013). Linking weathering and rock slope instability : non-linear perspectives. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(1):62–70.
- WALDER, J. et HALLET, B. (1985). A theoretical model of the fracture of rock during freezing. *Geological Society of America Bulletin*, 96:336–346.
- WALSH, J. (1981). Effect of Pore Pressure and Confining Pressure on Fracture Permeability. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 18:429–435.
- WARTMAN, J., DUNHAM, L., TIWARI, B. et PRADEL, D. (2013). Landslides in Eastern Honshu Induced by the 2011 Tohoku Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2B):1503–1521.
- WEI, L.-W., CHEN, H., LEE, C.-F., HUANG, W.-K., LIN, M.-L., CHI, C.-C. et LIN, H.-H. (2014). The mechanism of rockfall disaster : A case study from Badouzi, Keelung, in northern Taiwan. *Engineering Geology*, 183:116–126.

BIBLIOGRAPHIE

- WEISS, J., MONTAGNAT, M., CINQUIN-LAPIERRE, B., LABORY, P., MOREAU, L., DAMILANO, F. et LAVIGNE, D. (2011). Waterfall ice : mechanical stability of vertical structures. *Journal of Glaciology*, 57(203):407–415.
- WIECZOREK, G. F. (1996a). Triggering mechanisms and depositional rates of postglacial slope movement processes in the Yosemite Valley, California. *Geomorphology*, 15:17–31.
- WIECZOREK, P. Reichenbach, G. W. (1996b). Landslide triggering mechanisms. *In Landslides : Investigation and Mitigation*.
- YAMAGISHI, H. (2000). Recent landslides in Western Hokkaido, Japan. *Pure and Applied Geophysics*, 157:1115–1134.
- YASUFUKU, N., SPRINGMAN, S., ARENSON, L. et RAMHOLT, T. (2003). Stress-dilatancy behaviour of frozen sand in direct shear. Lisse. Phillips, Springman & Arenson.
- YIN, Y., SUN, P. et WANG, F. (2009). Landslide hazards triggered by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China. *Landslides*, 6:139–151.
- YUAN, R., QUENG, Q., CUNNINGHAM, D., XU, C., XU, X. et CHANG, C. (2013). Density Distribution of Landslides Triggered by the 2008 Wenchuan Earthquake and their Relationships to Peak Ground Acceleration. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(4):2344–2355.
- ÖZBEK, A. (2014). Investigation of the effects of wetting–drying and freezing–thawing cycles on some physical and mechanical properties of selected ignimbrites. *Bull. Eng. Geol. Env.*, 73:595–609.

Annexe A

Instrumentation et calibration

Scanner laser et appareils photographiques

Parameter	ILRIS-LR
Range 80% reflectivity	3000 m
Range 10% reflectivity	1330 m
Minimum range	3 m
Laser repetition rate	10 000 Hz
Efficiency	100 %
Raw range accuracy	7 mm @ 100 m
Raw angular accuracy	8 mm @ 100 m
Field of view	40° x 40°
Minimum step size	0,001146° (20 μ rad)
Maximum density	2 cm @ 1000 m
Rotational speed	0,001 to 20°/sec
Beam diameter	27 mm @ 100 m
Beam divergence	0,014324° (250 μ rad)
Laser wavelength	1064 nm
Integrated camera	3,1 MP

TABLE A.1 – Informations sur le scanner laser terrestre utilisé pour le suivi de la falaise (appareil de l'UNIL).

INSTRUMENTATION ET CALIBRATION

	Canon EOS 1100D Rebel T3	Nikon D50	Brinno TLC200
Focale objectif	18 - 55 mm	70 - 300 mm	36 mm (35 mm equivalent)
Résolution	12MPx	6MPx	9MPx

TABLE A.2 – Informations sur les appareils photographiques utilisés pour les suivis continus et ponctuels.

Grandeur mesurée	Type/Marque	Diamètre	Hauteur	Gamme mesures	Précision
Température	PT1000 Kimo	4 mm	10 cm	-50 à 400°C	$\pm 0,2^\circ\text{C}$ à 0°C
Radiation solaire	CS300 Campbell	2,4 cm	2,5 cm	0-2000W/m ²	$\pm 5\%$
Pression	PA 9L Keller	19 mm	5 mm	0,2 à 200 bars	

TABLE A.3 – Informations sur les différents capteurs installés sur site et laboratoire.

Capteurs de pression et températures

Tableau récapitulatif

Etalonnage des capteurs de pression

Capteur Geokon

Le capteur utilisé a été fourni par le Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE), qui l'a utilisé pour mesurer la variation de pression de glace dans des cascades de glace. La dernière calibration a été réalisée en 2008 et certaines corrections sont nécessaires avant de commencer l'essai. Cette calibration a été réalisée avec Yago Fernando Custodio Lucas, stagiaire de Polytech' Geotechnique (4^{me} année).

La fiche de la dernière calibration fournit les valeurs de deux coefficients permettant de calculer la vraie pression. Les deux coefficients utilisés pour la calibration sont K, facteur thermique, et G, facteur de jauge linéaire. La fiche donne :

$$K = 0.002591 \text{ MPa}/^\circ\text{C}$$

$$G = 0.002450 \text{ MPa}/\text{digit}$$

En théorie, il est possible de déterminer la pression à partir de ces deux coefficients et des mesures du capteur avec la relation :

$$P_{relle} = G(R_0 - R_1) + K(T_1 - T_0) \quad (\text{A.1})$$

avec R_0 la valeur de référence en digit (mesures), R_1 la valeur mesurée par le capteur en digit, T_0 la température de référence en °C, T_1 la température mesurée par le capteur en °C.

Nous avons pu déterminer le facteur thermique K et le comparer à la valeur fournie. Il ne nous a pas été possible de déterminer le facteur de jauge linéaire (documentation non fournie), nous avons donc gardé la valeur fournie par l'étalonnage du LGGE.

Pour déterminer K, il faut supposer que la $P_{relle} = 0MPa$ et étudier l'évolution de P_{mesure} en fonction de la température, que l'on a fait varier à l'aide d'un congélateur (température minimale env. -18°C). Deux types de tests ont été réalisés :

- Le capteur est placé dans le congélateur, et ce dernier est mis en route. On enregistre donc le refroidissement du congélateur jusqu'à -18°C. Le congélateur est ensuite arrêté, et l'on enregistre le réchauffement du milieu.
- Le congélateur est mis en route au préalable, et le capteur y est placé lorsque la température est stabilisée à -18°C. La température du capteur chute rapidement, puis le congélateur est arrêté et l'on enregistre le réchauffement du milieu.

Dans les deux cas, le signal obtenu lorsque la température est positive ($T > 0°C$) est biaisé, il évolue très rapidement avec la température. Ceci est dû au fait que le capteur a été spécialement conçu pour travailler dans la glace à température négative. Nous nous focaliserons alors sur les températures négatives. Pour les deux cas de figure, nous avons pu déterminer K lors du réchauffement à température négative. Nous nous sommes focalisés sur cette période car nous considérons que le capteur n'est plus en phase d'adaptation, comme il peut l'être lorsqu'il vient d'être mis dans le congélateur et que la température varie. Avant le réchauffement, le capteur est à température constante négative pendant plusieurs heures. La valeur de K obtenue est la même pour les deux tests (Fig. A.1)

Capteurs Keller PA 9L

Chaque capteur est fourni avec une fiche de calibration. Cette calibration a été vérifiée pour deux capteurs utilisés, et effectuée avec Guillaume Poisson, stagiaire de L3 PGM (Université Joseph Fourier).

Ces capteurs sont composés d'une membrane en acier inoxydable de 0,02 mm d'épaisseur et d'une cellule de mesure constituée d'un chip piézorésistif en silicium fermé par une

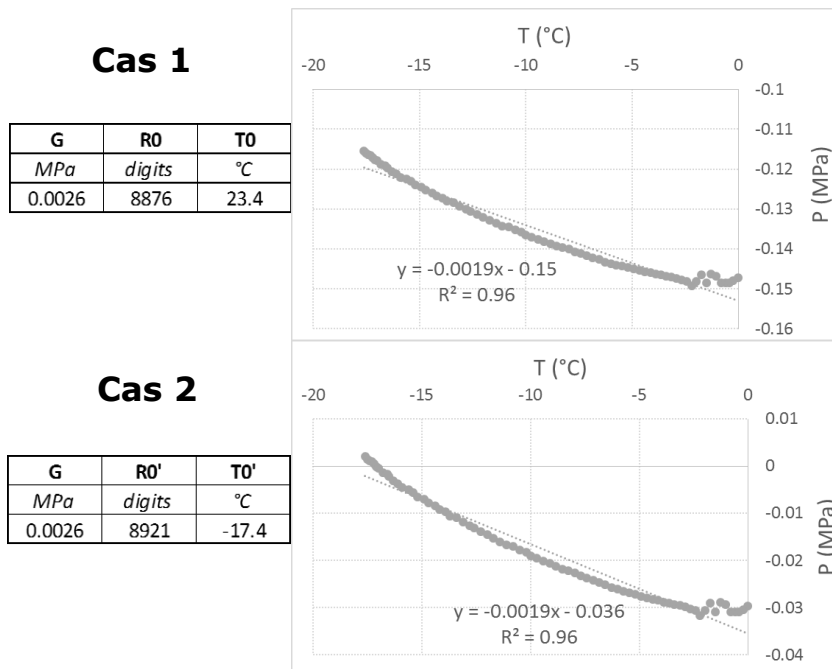


FIGURE A.1 – Courbes pression - température pour les deux cas, donnant le coefficient K à 0.0019 MPa/°C.

plaque de pyrex. Entre les deux, une huile de remplissage permet de transférer la pression exercée sur la membrane à la cellule de mesure. Un pont de résistances est connecté à la cellule et permet de mesurer la tension de sortie qui correspond à la pression appliquée.

Étalonnage en poids Nous réalisons un étalonnage à l'aide de poids pour vérifier l'étalonnage de chaque capteur. Un poids est posé sur le capteur et la tension de sortie est mesurée puis comparée aux données du constructeur. L'opération est répétée plusieurs fois avec des poids de différentes masses (Tableau A.4).

Les pressions exercées par les poids sont calculées en tenant compte de la géométrie de la membrane en acier, le diamètre de la membrane est de 19,0 mm ce qui correspond à une surface de $2,835 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2$.

Les capteurs sont des capteurs de pression absolue où le zéro est scellé à la pression atmosphérique. De plus, chaque capteur a une sensibilité différente. La tension d'entrée appliquée est de 2,5 mV et les tensions de sorties sont mesurées en mV/V. Les valeurs d'offset sont relevées afin de corriger les mesures (Tableau A.5). Les résultats de l'étalonnage sont présentés dans le Tableau A.6.

Les capteurs ne détectant une pression qu'à partir de 0,2 bar, le poids minimum est

	Masse (kg)	Pression (Pa)	Pression (bar)
Poids 1	0,576	1,993E+04	1,993E-01
Poids 2	0,662	2,290E+04	2,290E-01
Poids 3	0,673	2,329E+04	2,329E-01
Poids 4	0,892	3,086E+04	3,086E-01
Poids 5	0,896	3,100E+04	3,100E-01
Poids 6	1,563	5,408E+04	5,408E-01

TABLE A.4 – Poids utilisés pour l'étalonnage

Capteurs	Sensibilité (mV/bar)	Offset (mV/V)
Haut	0,922	0,33
Bas	0,958	-0,48

TABLE A.5 – Sensibilités et offsets des deux capteurs de pression

Pression haut									
	Masse (kg)	Mesure (mV/V)	Mesure corrigée (mV/V)	Mesure (mV)	Pression (bar)	Théorique (mV)	Théorique (bar)	Erreur (mV)	Erreur (bar)
Poids 1 + 3	1,249	-0,310	0,170	0,425	0,407	0,414	0,432	0,011	0,011
Poids 1 + 2	1,238	-0,320	0,160	0,400	0,383	0,410	0,428	0,010	0,010
Poids 2 + 3	1,335	-0,330	0,150	0,375	0,359	0,443	0,462	0,068	0,065
Poids 3	0,673	-0,400	0,080	0,200	0,192	0,223	0,233	0,023	0,022
Poids 5	0,896	-0,350	0,130	0,325	0,311	0,297	0,310	0,028	0,027
Poids 6	1,563	-0,290	0,190	0,475	0,455	0,518	0,541	0,043	0,041
Pression haut									
	Masse (kg)	Mesure (mV/V)	Mesure corrigée (mV/V)	Mesure (mV)	Pression (bar)	Théorique (mV)	Théorique (bar)	Erreur (mV)	Erreur (bar)
Poids 1+ 3	1,249	0,470	0,140	0,350	0,323	0,398	0,432	0,048	0,045
Poids 1+ 2	1,238	0,500	0,170	0,425	0,392	0,395	0,428	0,030	0,028
Poids 2+ 3	1,335	0,520	0,190	0,475	0,438	0,426	0,462	0,049	0,045
Poids 3	0,673	0,390	0,060	0,150	0,138	0,215	0,233	0,065	0,060
Poids 5	0,896								
Poids 6	1,563	0,560	0,230	0,575	0,530	0,499	0,541	0,076	0,070

TABLE A.6 – Mesures d'étalonnage des deux capteurs de pression

d'environ 0,550 kg pour que le capteur détecte une pression. Après plusieurs répétitions sur le capteur en haut, la mesure avec le poids 5 n'a pas donné de résultat satisfaisant. Le capteur ayant une mauvaise horizontalité dans la pièce en résine, le poids glisse et donc la totalité du poids n'est pas exercée sur la membrane. La moyenne des erreurs de mesures est de 0,031 mV pour le capteur en bas, ce qui correspond à 0,029 bar ; pour le

capteur en haut elle est de 0,054 mV ce qui correspond à 0,050 bar. Les deux capteurs ont une erreur très faible de mesure sur la sensibilité. La Figure A.2 représente la pression en fonction de la tension de sortie mesurée toutes les minutes.

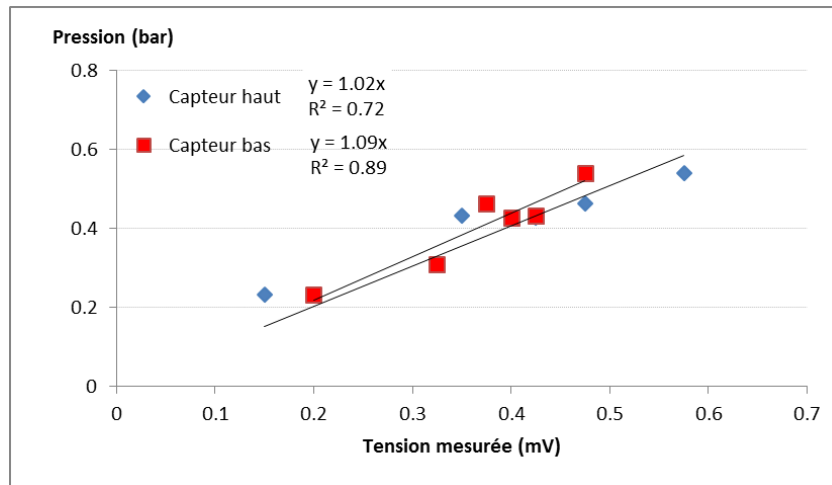


FIGURE A.2 – Etalonnage des capteurs

La pente de chaque courbe est égale à la sensibilité des capteurs, les valeurs de sensibilité mesurées sont légèrement au dessus de celles données par le constructeur : 1,019 mV/bar au lieu de 0,922 mV/bar pour le capteur en haut et 1,0937 mV/bar au lieu de 0,958 mV/bar pour le capteur en bas. Cependant, la gamme de mesure est de 0,2 à 200 bar, les deux capteurs sont ici étalonnés jusqu'à 0,6 bar maximum et l'erreur de mesure étant acceptable, les capteurs peuvent être considérés comme correctement étalonnés.

Stabilité Un test de stabilité a ensuite été réalisé pour vérifier que la tension de sortie mesurée ne varie pas avec le temps. Un poids est posé sur chaque capteur pendant une période de 3 heures pour le capteur en bas et d'une heure pour celui en haut (Tableau A.7)

Les temps de stabilité sont de 25 minutes pour le capteur en bas et de 22 minutes pour le capteur en haut ; l'erreur de stabilité est de l'ordre de 0,1 bar pour les deux capteurs. Cette variation de tension est légèrement supérieure à celle de la sensibilité mais étant donné que les capteurs peuvent seulement mesurer à partir de 0,2 bar, cette erreur est largement acceptable. Les deux capteurs de pression piézorésistifs sont donc stables.

	Pression bas	Pression haut
Masse (kg)	0,896	1,563
Offset (mV/V)	-0,48	0,34
1 ^{re} valeur mesurée(mV/V)	-0,357	0,55
Valeur stable (mV/V)	-0,405	0,494
Erreur de stabilité (mV/V)	0,048	0,056
Erreur de stabilité (mV)	0,120	0,14
Erreur de stabilité (bar)	0,115	0,129
Temps de stabilité (min)	25	22

TABLE A.7 – Résultats du test de stabilité

Influence de la température La température a une influence non négligeable sur les capteurs, ce qui change la valeur d'offset de la tension de sortie mesurée. Un étalonnage de température est donc réalisé sur les capteurs dans la gamme de température qui nous intéresse, c'est-à-dire de -20°C à 20°C , afin de vérifier l'étalonnage en température donné par le constructeur. Afin de connaître le zéro aux températures qui nous intéressent, nous extrapolons l'étalonnage donné pour ces températures. Les valeurs de zéro calculées (en jaune) sont présentées dans le Tableau A.8

T ($^{\circ}\text{C}$)	Pression bas		Pression haut	
	Zero (mV)	Zero (bar)	Zero (mV)	Zero (bar)
<i>-22</i>	<i>-1,703</i>	<i>-1,631</i>	<i>-2,224</i>	<i>-2,051</i>
-7,1	-1,6	-1,533	-2,1	-1,936
1,9	-1,6	-1,533	-2	-1,844
<i>20</i>	<i>-1,505</i>	<i>-1,442</i>	<i>-1,897</i>	<i>-1,749</i>
25,8	-1,5	-1,437	-1,9	-1,752
50	-1,4	-1,341	-1,7	-1,567
79,2	-1,2	-1,150	-1,4	-1,291

TABLE A.8 – Etalonnage en température donné et extrapolé aux températures d'intérêt (en italique)

Les capteurs sont testés sans aucune pression appliquée dessus. Ils sont mis dans un congélateur et subissent une descente en température jusqu'à -22°C , puis ils sont remis à

température ambiante à 20°C. La température dans le congélateur et la tension de sortie de chaque capteur sont mesurées toutes les 10 minutes (Fig. A.3).

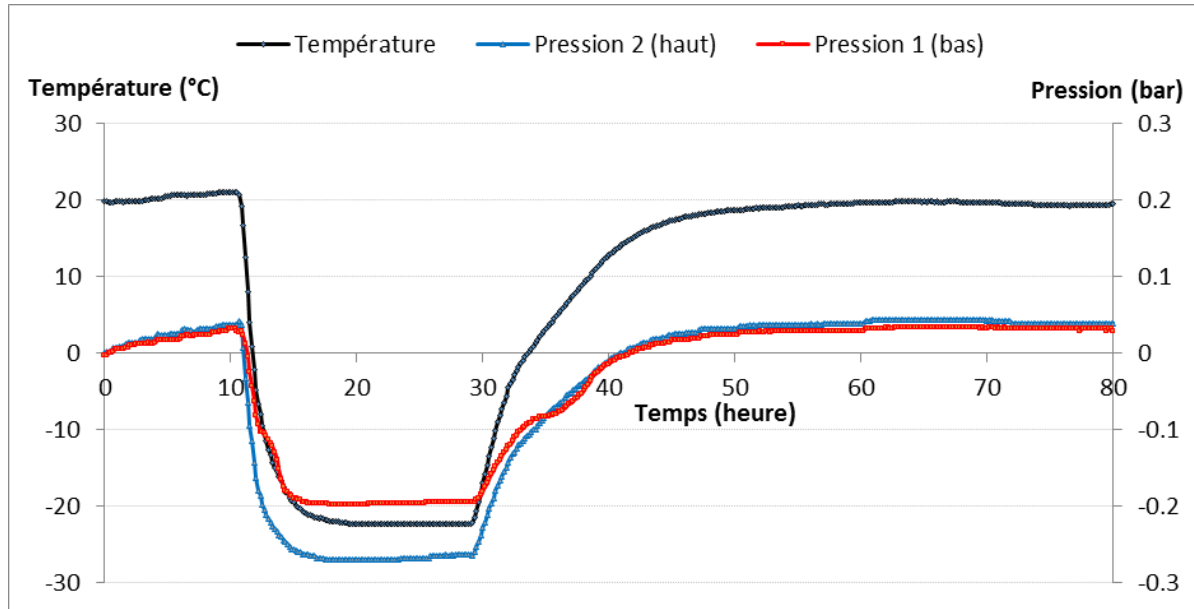


FIGURE A.3 – Variation de la pression en fonction de la température pour les deux capteurs

Comme attendu, l'allure des pressions mesurées de chaque capteur au cours du temps varie avec les variations de températures : la pression diminue légèrement lorsque la température diminue. L'étalonnage en température peut être divisé en 3 parties où la température est stable, les températures et les tensions de sortie mesurées de ces durées sont présentées dans le Tableau A.9.

Nous nous intéressons particulièrement aux variations des mesures entre -20°C et 20°C que l'on compare à celles données par le constructeur (Tableau A.10).

L'erreur calculée entre l'étalonnage en température donné par le constructeur et celui réalisé est de 0,031 bar pour le capteur en bas et de 0,003 bar pour celui en haut. Ces erreurs sont très faibles et inférieures aux erreurs de sensibilité et de stabilité. Les capteurs sont donc conformes aux données du constructeur par rapport à l'influence de la température.

Incertitude globale Les incertitudes de mesures liées à la sensibilité, à la stabilité et à l'influence de la température sur les deux capteurs de pression piézorésistifs sont

Pression bas		
T moyenne (°C)	Tension moyenne mesurée (mV)	Pression moyenne mesurée (bar)
20,385	0,018	0,017
-22,264	-0,205	-0,196
19,537	0,033	0,031
Pression haut		
20,385	0,025	0,023
-22,264	-0,290	-0,267
19,537	0,044	0,041

TABLE A.9 – Tensions et pressions de l'étalonnage en température

	Pression bas	Pression haut
ΔT (°C)	42,65	42,65
ΔV mesuré(mV)	0,230	0,325
ΔP mesuré (bar)	0,220	0,299
ΔV théorique (mV)	0,197	0,328
ΔP théorique (bar)	0,189	0,302
Erreur (mV)	0,032	0,003
Erreur (bar)	0,031	0,003

TABLE A.10 – Variations des mesures de l'étalonnage en température

résumées dans le Tableau A.11.

	Sensibilité (bar)	Stabilité (bar)	Température (bar)
Pression bas	0,029	0,115	0,031
Pression haut	0,050	0,129	0,003

TABLE A.11 – Incertitudes de mesures des capteurs

A partir de ces incertitudes, qui sont indépendantes les unes des autres, il est possible de caractériser l'incertitude globale de mesure de chaque capteur. D'après la formule de propagation des incertitudes : $u_{total} = \sqrt{(u_{sensibilite}^2 + u_{stabilite}^2 + u_{temperature}^2)}$, on obtient $u_{bas} = 0,123$ bar et $u_{haut} = 0,138$ bar. Ces erreurs de mesure sont de l'ordre de la précision du capteur et donc acceptables.

Annexe B

Calendrier des acquisitions

Le calendrier récapitule les périodes de suivis continu et ponctuel pour la photographie, les températures, les scans laser.

Annexe C

Données brutes des détections d'éboulements rocheux

Les tableaux recensent les éboulements détectés ainsi que leur données morphologiques et de datation.

Saint Eynard Barre Inférieure - Scène 1 - 2012/2013

		(m ³)	(m ²)	Lambert 2 étendu		(m)	(m)	(m)	(m)	(m)					Datation		
		Volume	Surface	X	Y	Z (Altitude)	Largeur	Profondeur	Hauteur	Mécanisme rupture	h/l	h/p	Distance au PM	Mécanisme régression	Période	A	B
Eboulement	1	14.185	54.12	868966.17	2031555.96	917.88	7.14	2.59	4.45	Basculement	0.62	1.72	1.1	1	1		
Eboulement	2	7.270	37.27	869128.05	2031667.66	946.96	7.23	2.15	3.50	Basculement	0.48	1.63	9.3	0	1		
Eboulement	3	2.240	18.43	868998.24	2031579.31	929.87	7.52	1.05	2.88	Glissement	0.38	2.73	2	0	4	1/5/13 11:44	1/5/13 12:44
Eboulement	4	1.175	13.44	869080.57	2031613.71	889.78	7.91	2.67	1.03	Basculement	0.13	0.39	2.7	0	3	28/3/13 18:04	29/3/13 8:54
Eboulement	5	1.575	14.54	868977.29	2031568.46	934.75	4.77	0.77	2.11	Basculement	0.44	2.74	1.5	2	7	8/7/13 15:40	8/7/13 18:00
Eboulement	6	1.190	11.52	869055.04	2031629.73	938.83	3.66	0.97	1.73	Glissement	0.47	1.78	14.6	2	4	9/5/13 16:45	10/5/13 5:45
Eboulement	7	0.928	8.22	868907.53	2031503.54	913.30	2.02	0.82	2.37	Basculement	1.17	2.88	-13.7	3	8	28/7/13 18:47	29/7/13 5:47
Eboulement	8	2.896	15.99	868928.28	2031560.73	1000.86	3.46	2.68	1.85	Basculement	0.54	0.69	0.08	1	1		
Eboulement	9	1.263	11.91	869103.95	2031659.94	1039.91	2.60	1.35	3.80	Basculement	1.46	2.81	-11.4	2	1		
Eboulement	10	1.264	10.92	868915.79	2031509.86	945.96	2.51	1.00	2.87	Glissement	1.14	2.87	-21.3	0	1		
Eboulement	11	0.795	7.07	869134.25	2031669.64	938.95	1.80	0.64	2.82	Basculement	1.57	4.39	10.2	1	5	28/5/13 14:17	28/5/13 16:07
Eboulement	12	0.859	7.54	869104.38	2031654.76	934.35	3.01	0.78	2.01	Basculement	0.67	2.56	13.3	0	2	2/3/13 14:52	2/3/13 15:02
Eboulement	13	0.697	7.35	869074.47	2031624.38	913.36	3.06	0.84	1.48	Glissement	0.49	1.78	7.9	2	3	29/3/13 14:34	29/3/13 14:54
Eboulement	14	0.316	5.15	869086.73	2031615.56	893.06	4.43	1.53	0.54	Basculement	0.12	0.35	0.4	1	1		
Eboulement	17	0.462	5.30	868968.15	2031555.52	908.44	2.49	0.74	1.62	Basculement	0.65	2.19	2.4	0	2		
Eboulement	18	1.451	7.95	869067.45	2031633.19	1024.50	2.17	1.56	1.37	Basculement	0.63	0.88	-12.2	0	2	29/3/13 14:34	29/3/13 14:54
Eboulement	19	0.586	5.50	869006.58	2031614.68	952.63	3.12	0.75	1.10	Basculement	0.35	1.46	21.2	0	3	17/3/13 17:43	18/3/13 13:23
Eboulement	20	0.488	5.26	869114.47	2031664.35	1019.09	2.97	0.56	1.04	Basculement	0.35	1.86	-7	0	9	4/10/13 17:03	4/10/13 17:13
Eboulement	21	0.623	5.40	869040.73	2031622.51	1018.27	2.21	0.85	1.29	Basculement	0.58	1.52	-6.6	0	3	26/3/13 14:04	26/3/13 14:24
Eboulement	23	0.423	4.95	869143.73	2031676.42	953.75	2.16	0.91	1.36	Glissement	0.63	1.50	7.3	0	2	6/2/13 15:12	7/2/13 13:42
Eboulement	24	0.398	4.88	868993.38	2031614.75	989.41	2.01	0.67	1.39	Basculement	0.69	2.08	17.4	0	2	28/2/13 8:52	28/2/13 9:02
Eboulement	25	0.667	4.71	869102.60	2031659.34	961.09	1.48	0.94	1.49	Basculement	1.01	1.59	10.5	1	3	7/3/13 17:53	8/3/13 7:13
Eboulement	26	0.281	4.26	868972.10	2031566.37	933.00	1.75	0.41	1.86	Glissement	1.06	4.51	2.7	0	2	26/2/13 16:42	27/2/13 11:42
Eboulement	28	0.394	3.61	869104.37	2031655.43	938.61	1.60	0.58	1.12	Basculement	0.70	1.92	12.6	0	1		
Eboulement	29	0.337	3.93	869130.15	2031667.38	926.49	2.26	0.45	0.92	Glissement	0.41	2.06	13.7	0	1		
Eboulement	30	0.665	5.09	868957.19	2031543.31	928.02	0.96	1.39	1.68	Basculement	1.76	1.21	-8	1	1		
Eboulement	31	0.426	4.38	868914.32	2031504.02	916.99	2.22	0.85	1.62	Basculement	0.73	1.91	-17.4	1	8	28/7/13 18:57	29/7/13 7:37
Eboulement	32	0.240	4.00	868962.22	2031560.00	947.50	2.41	0.92	0.83	Basculement	0.35	0.90	-1.9	0	6		
Eboulement	33	0.604	5.04	868891.08	2031499.50	892.02	1.36	1.47	1.29	Basculement	0.94	0.87	-3.2	0	4		
Eboulement	34	0.361	3.78	869077.88	2031642.02	938.44	1.73	0.56	1.17	Basculement	0.68	2.11	14.1	0	3	28/3/13 18:34	29/3/13 13:14
Eboulement	35	0.274	3.18	868943.38	2031547.94	961.31	1.67	0.80	0.96	Basculement	0.57	1.19	-6.8	2	1		
Eboulement	36	0.288	3.08	869069.01	2031611.98	891.13	1.83	0.61	0.76	Basculement	0.42	1.25	6.3	0	4	26/4/13 14:04	26/4/13 14:54
Eboulement	37	0.289	3.49	869106.42	2031663.33	1006.30	2.20	0.59	0.77	Basculement	0.35	1.29	-0.48	0	3	11/3/13 12:33	11/3/13 12:43
Eboulement	38	0.529	4.78	868983.66	2031613.10	1028.35	1.91	0.96	1.23	Glissement	0.64	1.27	9.9	0	2	25/4/13 10:20	6/5/13 14:55
Eboulement	39	0.218	2.82	869006.21	2031578.54	920.14	1.66	0.62	1.06	Basculement	0.64	1.70	0.24	0	3	23/3/13 18:33	26/3/13 13:54
Eboulement	40	0.321	3.11	869168.28	2031669.52	906.34	1.32	0.71	1.22	Basculement	0.92	1.71	2.9	0	1		
Eboulement	41	0.201	2.74	869033.54	2031623.53	969.58	1.80	0.40	0.88	Basculement	0.49	2.17	11.1	0	2	1/3/13 10:12	1/3/13 10:22
Eboulement	42	0.191	2.19	868959.22	2031551.90	914.66	1.29	0.79	0.86	Basculement	0.67	1.09	1.9	0	1		
Eboulement	43	0.158	2.61	868999.08	2031578.55	926.58	1.43	0.60	1.50	Glissement	1.05	2.49	1.9	0	1		
Eboulement	44	0.176	2.56	869022.35	2031582.04	902.78	2.12	0.44	0.69	Basculement	0.33	1.60	0.29	0	1		
Eboulement	45	0.220	2.91	869073.46	2031641.35	1020.84	1.33	0.76	1.21	Basculement	0.91	1.59	-7.2	0	1		
Eboulement	46	0.244	2.91	869211.62	2031714.66	1029.05	1.43	1.38	0.85	Basculement	0.60	0.62	-14	1	3	7/4/13 0:00	25/4/13 0:00
Eboulement	47	0.401	3.93	868933.19	2031560.58	1000.34	1.38	1.11	1.57	Glissement	1.14	1.42	-2.2	0	4	11/5/13 18:35	12/5/13 5:25
Eboulement	48	0.151	2.38	869203.05	2031696.73	945.98	1.20	0.36	0.96	Basculement	0.80	2.69	-1.8	0	9	15/10/13 17:04	16/10/13 12:44
Eboulement	49	0.171	2.22	869082.94	2031651.90	1035.38	1.68	0.47	0.69	Basculement	0.41	1.46	-6.9	0	9	23/10/13 15:05	23/10/13 15:45
Eboulement	50	0.193	2.39	869063.57	2031612.65	896.18	1.36	0.84	0.81	Glissement	0.60	0.96	8	0	5	18/5/13 9:26	18/5/13 11:36
Eboulement	51	0.130	1.82	868979.89	2031548.88	897.36	1.27	0.46	0.66	Basculement	0.52	1.44	-5.7	0	9	3/10/13 9:33	3/10/13 9:43
Eboulement	52	0.172	2.25	868944.98	2031546.07	953.30	1.02	0.59	1.17	Glissement	1.14	1.96	-6.9	0	3		
Eboulement	53	0.112	1.55	869032.88	2031589.23	897.44	1.06	0.67	0.72	Basculement	0.68	1.09	2.8	0	1		
Eboulement	54	0.117	1.71	868909.11	2031504.18	911.31	1.02	0.59	0.97	Basculement	0.95	1.63	-13.2	0	4		
Eboulement	55	0.100	1.73	869152.93	2031676.09	918.77	1.50	0.57	0.47	Basculement	0.31	0.83	12.3	0	6	24/6/13 19:09	25/6/13 5:09
Eboulement	56	0.283	3.39	868990.26	2031624.82	1022.98	1.37	1.07	0.92	Basculement	0.67	0.87	18	3	3	23/3/13 17:33	26/3/13 12:44
Eboulement	57	0.058	1.37	869102.72	2031618.58	889.34	1.85	0.52	0.30	Basculement	0.16	0.58	-3.7	0	10		
Eboulement	58	0.105	1.87	868957.60	2031545.06	921.02	0.96	1.36	1.01	Basculement	1.06	0.75	-4.8	0	4	26/4/13 15:54	30/4/13 12:04
Eboulement	59	0.108	1.41	869094.96	2031614.81	885.07	0.86	0.39	0.75	Basculement	0.87	1.93	-2	0	1		
Eboulement	60	0.166	2.16	869053.48	2031607.68	900.78	0.91	0.87	1.26	Basculement	1.38	1.44	7.5	0	1		
Eboulement	61	0.090	1.38	869051.25	2031602.57	893.21	0.99	0.61	0.64	Basculement	0.65	1.05	6.3	0	2	16/2/13 16:43	18/2/13 14:56
Eboulement	62	0.114	1.49	869060.94	2031631.02	961.99	1.00	0.43	0.69	Basculement	0.69	1.61	6.4	0			
Eboulement	63	0.126	1.93	868958.47	2031558.96	953.55	0.87	0.58	1.57	Glissement	1.81	2.70	-2.7	2			
Eboulement	64	0.135	1.73	868949.19	2031511.34	904.80	0.80	0.68	1.12	Basculement	1.40	1.64	-24.5	0	1		
Eboulement	65	0.112	1.70	869011.13	2031622.73	1027.30	1.52	0.51	0.43	Basculement	0.29	0.85	5.1	0	1		
Eboulement	66	0.093	1.44	868976.99	2031564.97	925.88	1.18	0.48	0.68	Basculement	0.58	1.42	1.2	0	9		
Eboulement	67	0.112	1.74	869188.68	2031697.33	1023.41	1.53	0.55	0.51	Basculement	0.33	0.92	-1.6	0	1		
Eboulement	68	0.141	1.75	869075.45	2031643.87	1015.86	0.93	0.80	0.84	Basculement	0.90	1.05	-4.6	0	2	21/2/13 15:47	23/2/13 12:52
Eboulement	69	0.057	1.24	869168.86	2031685.02	951.40	1.64	0.39	0.37	Basculement	0.23	0.95	3.1	0	9	15/10/13 13:44	16/10/13 12:44
Eboulement	70	0.100	1.44	869039.19	2031624.43	957.89	1.29	0.45	0.48	Basculement	0.37	1.06	12.4	2	1		
Eboulement	71	0.058	1.08	869059.57	2031610.76	894.05	1.19	0.43	0.44	Basculement	0.37	1.01	9	0	3	16/3/13 15:53	16/3/13 16:03
Eboulement	72	0.091	1.55	868963.19	2031561.55	939.26	1.28	0.30	0.72	Basculement	0.57	2.43	1.2	0			
Eboulement	73	0.103	1.75	868852.36	2031520.94	949.59	0.58	0.52	1.40	Basculement	2.41	2.70	17.2	0	3		
Eboulement	74	0.115	1.67	868985.93	2031617.28	1025.36	0.65	0.79	1.08	Basculement							

Eboulement	81	0.066	1.12	869055.69	2031608.02	894.89	0.90	0.63	0.54	Basculement	0.60	0.86	8.3	0	4
Eboulement	82	0.058	0.99	869002.39	2031581.42	928.47	0.72	0.31	0.67	Basculement	0.93	2.18	2.2	0	
Eboulement	83	0.097	1.46	869177.66	2031677.96	916.54	0.88	0.63	0.80	Glissement	0.91	1.26	2.7	0	8
Eboulement	85	0.108	1.92	868869.85	2031511.81	931.15	1.84	1.30	0.51	Basculement	0.28	0.39	6.3	0	1
Eboulement	86	0.125	1.66	869136.89	2031680.13	1035.90	1.16	0.48	0.59	Basculement	0.51	1.22	-9.1	0	
Eboulement	87	0.136	1.67	868992.52	2031624.78	1023.51	0.94	0.72	0.70	Basculement	0.74	0.97	16.7	2	1
Eboulement	88	0.080	1.31	869095.13	2031623.94	904.31	0.72	0.54	0.91	Glissement	1.26	1.70	0.24	0	
Eboulement	89	0.130	1.64	869109.37	2031663.05	1040.17	1.05	0.64	0.86	Basculement	0.82	1.34	-11.5	0	1
Eboulement	90	0.083	1.32	869095.18	2031655.58	952.21	1.01	0.41	0.70	Basculement	0.70	1.70	13.4	0	
Eboulement	91	0.082	1.40	868926.23	2031503.19	907.83	0.65	0.59	1.11	Glissement	1.71	1.88	-21.2	0	2
Eboulement	92	0.072	1.14	869087.85	2031656.05	1006.48	1.06	0.47	0.44	Basculement	0.41	0.93	2.2	0	3
Eboulement	93	0.151	2.27	868981.83	2031617.54	1019.58	0.82	1.32	0.92	Basculement	1.12	0.70	16.9	0	1
Eboulement	94	0.055	1.08	868943.90	2031546.74	971.00	1.07	0.41	0.53	Basculement	0.50	1.31	-10.8	2	1
Eboulement	95	0.130	1.58	869052.67	2031625.52	1022.54	0.78	0.58	0.90	Glissement	1.16	1.55	-11	0	1
Eboulement	96	0.148	1.83	869210.62	2031715.24	1013.39	0.78	0.46	1.11	Basculement	1.43	2.42	-8.7	0	
Eboulement	97	0.223	2.57	868860.46	2031525.17	962.52	1.28	1.10	0.85	Basculement	0.66	0.77	13.3	0	2
Eboulement	99	0.041	0.80	868941.60	2031509.99	903.22	0.75	0.48	0.49	Basculement	0.66	1.02	-21.6	2	1
Eboulement	100	0.070	1.25	868915.01	2031503.17	924.07	1.08	0.88	0.58	Basculement	0.53	0.65	-20.4		1
Eboulement	101	0.037	0.81	869109.59	2031656.04	926.70	0.80	0.24	0.49	Basculement	0.61	2.02	14	0	1
Eboulement	103	0.084	1.19	869105.24	2031660.09	954.28	0.81	0.43	0.69	Basculement	0.85	1.58	11.8	1	9
Eboulement	104	0.054	1.20	869175.93	2031679.04	919.41	1.36	0.82	0.36	Basculement	0.27	0.44	3.6	0	1
Eboulement	105	0.065	0.94	868937.93	2031507.36	904.87	0.75	0.40	0.56	Basculement	0.75	1.40	-22.5	0	1
Eboulement	106	0.058	0.99	868988.15	2031575.49	938.26	0.62	0.40	0.76	Basculement	1.23	1.91	1.3	0	9
Eboulement	107	0.059	1.10	868891.83	2031504.79	914.11	1.02	0.43	0.67	Basculement	0.66	1.56	-5.3	0	
Eboulement	108	0.035	0.81	869125.21	2031627.74	889.23	0.66	0.40	0.71	Basculement	1.08	1.77	-6.7	0	
Eboulement	109	0.042	0.96	869100.54	2031617.97	889.47	1.29	0.42	0.32	Basculement	0.25	0.76	-3.2	0	3
Eboulement	110	0.060	0.97	869101.95	2031661.91	1026.84	0.83	0.56	0.48	Basculement	0.58	0.85	-5.2	0	3
Eboulement	111	0.053	0.88	868902.58	2031500.79	905.89	0.69	0.40	0.55	Basculement	0.81	1.38	-11.4	0	8
Eboulement	112	0.026	0.65	869035.81	2031591.11	900.22	0.91	0.37	0.39	Basculement	0.43	1.06	2.2	0	1
Eboulement	113	0.093	1.26	869065.65	2031633.70	1028.39	0.84	0.56	0.70	Basculement	0.84	1.26	-12	0	3
Eboulement	114	0.052	0.86	868971.19	2031570.31	953.78	0.79	0.38	0.46	Basculement	0.58	1.20	0.71	0	1
Eboulement	115	0.022	0.67	869106.45	2031621.72	891.68	1.15	0.24	0.29	Basculement	0.26	1.22	-3.5	0	1
Eboulement	116	0.095	1.16	869050.65	2031614.92	919.55	0.75	0.62	0.58	Basculement	0.77	0.93	9.6	0	7
Eboulement	117	0.041	0.76	869059.69	2031614.70	906.26	0.73	0.54	0.41	Basculement	0.56	0.76	8.8	0	1
Eboulement	118	0.026	0.56	869100.84	2031616.19	883.92	0.62	0.23	0.39	Basculement	0.63	1.66	-3.3	0	1
Eboulement	119	0.065	0.98	868883.77	2031509.51	936.35	0.77	0.59	0.48	Basculement	0.62	0.82	-3.7	0	8
Eboulement	120	0.045	0.85	869131.77	2031614.39	871.04	0.82	0.41	0.49	Glissement	0.59	1.19	-15.9	0	1
Eboulement	121	0.076	1.09	868896.86	2031500.97	901.42	0.53	0.54	0.84	Glissement	1.59	1.54	-7.3	0	1
Eboulement	122	0.063	1.08	869016.34	2031624.23	1020.76	0.60	0.39	0.97	Glissement	1.61	2.46	5.7	0	1
Eboulement	123	0.053	0.93	869119.29	2031664.24	948.65	0.49	0.37	0.83	Glissement	1.70	2.25	10.1	0	4
Eboulement	124	0.051	0.85	868906.26	2031502.82	910.34	0.57	0.45	0.61	Glissement	1.06	1.34	-12.7	0	1
Eboulement	125	0.034	0.69	869094.54	2031616.41	889.63	0.66	0.38	0.37	Basculement	0.57	0.98	-1.7	0	3
Eboulement	126	0.072	1.12	868979.24	2031611.19	1029.12	0.96	0.43	0.61	Basculement	0.64	1.40	10.2	0	
Eboulement	127	0.036	0.72	868944.25	2031549.01	958.82	0.51	0.32	0.64	Basculement	1.25	2.00	-5.7	2	
Eboulement	128	0.054	0.85	869068.77	2031622.06	913.79	0.65	0.36	0.60	Basculement	0.92	1.66	8.6	0	1b
Eboulement	129	0.059	1.08	869082.03	2031630.34	919.54	0.96	0.52	0.57	Glissement	0.60	1.11	7.6	0	1
Eboulement	130	0.030	0.77	869105.29	2031619.16	883.01	1.10	0.30	0.26	Basculement	0.23	0.86	-2.7	0	1
Eboulement	131	0.041	0.72	869015.81	2031576.94	906.76	0.72	0.38	0.39	Basculement	0.54	1.03	-2	0	1
Eboulement	132	0.028	0.57	868956.39	2031555.43	943.31	0.51	0.41	0.43	Basculement	0.83	1.05	-1.8	0	3
Eboulement	133	0.066	1.05	869078.85	2031648.06	1036.72	0.72	0.44	0.66	Basculement	0.91	1.51	-8.5	0	1
Eboulement	134	0.043	0.79	868983.62	2031593.47	965.32	0.80	0.33	0.42	Basculement	0.53	1.26	10.9	0	1
Eboulement	135	0.071	1.37	868992.57	2031612.75	984.24	0.80	0.69	0.78	Glissement	0.98	1.14	17.5	0	1
Eboulement	136	0.065	1.04	869213.82	2031716.03	1034.95	0.85	0.42	0.51	Basculement	0.60	1.21	-15.5	0	2
Eboulement	137	0.054	0.85	869155.76	2031676.73	921.57	0.57	0.56	0.52	Basculement	0.93	0.94	10.7	0	1
Eboulement	138	0.048	0.86	869069.63	2031638.01	976.62	0.80	0.32	0.56	Basculement	0.70	1.75	4.1	0	9
Eboulement	139	0.041	0.72	869079.41	2031648.43	1004.54	0.66	0.30	0.53	Basculement	0.80	1.76	0.41		3
Eboulement	140	0.051	0.82	869034.64	2031607.69	922.51	0.72	0.37	0.49	Basculement	0.68	1.30	10.4		
Eboulement	141	0.028	0.59	868951.76	2031555.42	960.54	0.69	0.40	0.41	Basculement	0.59	1.01	-4.4		1
Eboulement	142	0.027	0.64	869194.32	2031663.13	897.69	0.40	0.40	0.75	Glissement	1.88	1.87	-12.4		
Eboulement	143	0.030	0.66	869042.09	2031622.81	1020.84	0.65	0.41	0.41	Basculement	0.63	1.00	-7.7		7
Eboulement	144	0.028	0.60	868980.50	2031549.33	898.09	0.30	0.33	0.71	Basculement	2.34	2.16	-5.8		9
Eboulement	145	0.044	0.86	869103.96	2031662.39	1008.92	0.69	0.35	0.58	Basculement	0.83	1.68	0.82		9
Eboulement	146	0.034	0.66	869120.46	2031663.16	929.50	0.67	0.40	0.40	Basculement	0.60	1.00	14		2
Eboulement	147	0.038	0.71	869046.65	2031613.97	918.02	0.78	0.41	0.39	Basculement	0.51	0.95	11.2		3
Eboulement	148	0.014	0.38	869106.30	2031620.00	888.58	0.38	0.23	0.45	Basculement	1.16	1.92	-4		1
Eboulement	149	0.048	0.96	869102.64	2031659.93	1040.29	0.58	0.42	1.01	Basculement	1.75	2.42	-10.9		
Eboulement	150	0.033	0.72	868958.66	2031557.79	950.32	0.66	0.34	0.49	Basculement	0.75	1.43	-2.8		1
Eboulement	151	0.020	0.55	869035.24	2031590.20	892.24	0.88	0.24	0.29	Basculement	0.34	1.22	3.9		
Eboulement	152	0.025	0.57	868979.27	2031564.54	922.07	0.69	0.31	0.31	Basculement	0.45	1.01	0.83		7
Eboulement	153	0.020	0.46	869106.75	2031620.20	882.26	0.52	0.24	0.40	Basculement	0.76	1.66	-2.3		
Eboulement	154	0.065	1.06	869211.20	2031711.64	1039.84	0.68	0.52	0.75	Basculement	1.10	1.45	-19.3		1
Eboulement	155	0.023	0.48	868989.17	2031568.34	917.83	0.48	0.35	0.35	Basculement	0.74	1.01	0.47		4
Eboulement	156	0.036	0.66	869117.37	2031661.15	926.30	0.55	0.37	0.46	Basculement	0.82	1.23	14.6		2
Eboulement	157	0.035	0.63	869079.69	2031641.99	958.29	0.34	0.34	0.63	Basculement	1.83	1.83	7.7		
Eboulement	158	0.032	0.68	869182.46	2031693.52	999.75	0.75	0.39	0.47	Basculement	0.63	1.20	-9.6		3
Eboulement	159	0.035	0.62	868952.50	2031553.05	950.86	0.57	0.40	0.36	Basculement	0.64	0.91	-4		1
Eboulement	160	0.025	0.51	869075.62	2031615.53	898.82	0.43	0.33	0.40	Basculement	0.95	1.20	4		1
Eboulement	161	0.032	0.63	869014.02	2031573.39	897.84	0.40	0.37	0.66	Basculement	1.63	1.77	-1.6		3
Eboulement	162	0.030	0.64	869031.76	2031623.17	1017.22	0.55	0.38	0.52	Basculement	0.95	1.37	-1.5		4

Eboulement	163	0.021	0.45	869051.38	2031603.91	895.47	0.49	0.31	0.36	Basculement	0.74	1.18	6.8	1
Eboulement	164	0.028	0.62	869070.69	2031612.92	892.33	0.47	0.41	0.55	Glissement	1.15	1.33	6	3
Eboulement	165	0.015	0.38	869044.84	2031596.63	898.81	0.42	0.31	0.33	Basculement	0.79	1.09	2.9	1
Eboulement	166	0.028	0.60	869061.19	2031618.75	912.42	0.56	0.39	0.52	Basculement	0.94	1.32	9.8	1
Eboulement	167	0.023	0.56	869076.33	2031618.33	904.20	0.60	0.39	0.45	Basculement	0.74	1.15	4.5	1
Eboulement	168	0.028	0.59	869090.81	2031651.37	947.41	0.35	0.30	0.68	Basculement	1.93	2.26	13.3	3
Eboulement	169	0.034	0.81	868960.64	2031560.90	972.80	0.64	0.43	0.72	Basculement	1.12	1.66	-7.4	1
Eboulement	170	0.020	0.44	868993.45	2031569.85	920.58	0.42	0.35	0.38	Basculement	0.91	1.09	-1.1	2
Eboulement	171	0.027	0.53	868965.87	2031562.98	938.48	0.57	0.28	0.43	Basculement	0.74	1.53	1.4	3
Eboulement	172	0.019	0.51	868966.50	2031559.73	928.87	0.49	0.28	0.62	Basculement	1.26	2.25	1	9
Eboulement	173	0.018	0.45	869043.91	2031612.72	920.19	0.54	0.34	0.32	Basculement	0.58	0.94	10.8	1
Eboulement	174	0.018	0.39	869057.81	2031618.50	916.62	0.43	0.32	0.34	Basculement	0.78	1.05	10	3
Eboulement	175	0.012	0.33	869103.43	2031618.03	883.60	0.40	0.26	0.35	Basculement	0.88	1.36	-2.9	1
Eboulement	176	0.015	0.38	869192.88	2031661.68	897.26	0.34	0.24	0.43	Basculement	1.25	1.78	-12.8	3
Eboulement	177	0.013	0.38	869079.87	2031618.60	902.96	0.46	0.34	0.52	Glissement	1.13	1.51	3.4	3
Eboulement	178	0.021	0.48	869121.80	2031666.13	1004.00	0.40	0.29	0.54	Basculement	1.36	1.84	-4.8	3
Eboulement	179	0.012	0.35	869001.08	2031569.95	900.27	0.56	0.25	0.24	Basculement	0.43	0.97	1	1
Eboulement	180	0.023	0.48	869008.17	2031577.04	911.13	0.43	0.38	0.43	Glissement	1.00	1.12	0.55	1
Eboulement	181	0.009	0.29	869091.06	2031616.21	892.63	0.45	0.32	0.21	Basculement	0.47	0.66	-1	1
Eboulement	182	0.021	0.44	868996.13	2031571.39	917.92	0.38	0.36	0.41	Basculement	1.07	1.13	-0.33	3
Eboulement	183	0.017	0.41	868985.32	2031567.37	922.18	0.37	0.27	0.43	Basculement	1.17	1.60	0.28	2
Eboulement	184	0.011	0.34	868967.00	2031566.70	953.26	0.48	0.33	0.31	Basculement	0.65	0.95	-0.17	1
Eboulement	185	0.015	0.45	869196.77	2031670.13	904.45	0.40	0.35	0.51	Basculement	1.29	1.47	-9.6	8
Eboulement	186	0.018	0.44	869145.99	2031675.82	949.95	0.44	0.23	0.53	Basculement	1.22	2.31	6.7	8
Eboulement	187	0.016	0.37	869066.77	2031633.82	959.12	0.37	0.29	0.36	Basculement	0.97	1.22	6.8	7
Eboulement	188	0.025	0.52	869078.18	2031642.68	966.57	0.43	0.30	0.52	Basculement	1.19	1.73	6.7	2
Eboulement	189	0.019	0.48	868981.76	2031615.32	1019.24	0.38	0.40	0.52	Basculement	1.36	1.29	16.1	3
Eboulement	190	0.011	0.36	869073.86	2031639.16	936.44	0.41	0.24	0.24	Basculement	0.58	1.00	14.2	7
Eboulement	191	0.016	0.37	869102.43	2031617.66	886.53	0.43	0.31	0.35	Glissement	0.81	1.11	-3.5	1
Eboulement	192	0.008	0.27	869102.90	2031656.89	946.35	0.38	0.31	0.31	Basculement	0.82	1.02	12.4	3
Eboulement	193	0.010	0.28	868996.77	2031571.88	917.05	0.43	0.24	0.25	Basculement	0.58	1.05	0.03	2
Eboulement	194	0.011	0.29	868996.21	2031571.36	918.54	0.36	0.26	0.27	Basculement	0.75	1.04	-0.56	2
Eboulement	195	0.013	0.33	869029.10	2031585.39	898.19	0.33	0.30	0.39	Basculement	1.19	1.28	1.1	3
Eboulement	196	0.011	0.29	868990.52	2031568.31	919.79	0.40	0.26	0.33	Basculement	0.84	1.27	-0.75	
Eboulement	197	0.007	0.24	868964.22	2031562.03	938.90	0.40	0.20	0.21	Basculement	0.52	1.05	1.2	3
Eboulement	198	0.006	0.20	869103.58	2031617.69	884.57	0.34	0.27	0.22	Basculement	0.65	0.81	-3.5	10
Eboulement	199	0.006	0.20	869035.47	2031591.26	894.59	0.31	0.21	0.25	Basculement	0.81	1.19	4	3
Eboulement	200	0.018	0.47	869059.37	2031609.39	892.06	0.49	0.40	0.38	Basculement	0.78	0.95	8.5	3
Eboulement	201	0.004	0.16	869068.56	2031617.01	905.59	0.24	0.25	0.21	Basculement	0.87	0.84	6.5	1
Eboulement	202	0.013	0.32	869111.86	2031657.78	929.47	0.35	0.30	0.35	Glissement	1.00	1.18	13.6	5
Eboulement	203	0.014	0.35	869176.02	2031691.36	966.39	0.32	0.29	0.43	Basculement	1.35	1.46	0.87	3
Eboulement	204	0.006	0.21	869020.65	2031621.47	948.30	0.32	0.27	0.20	Basculement	0.62	0.74	21.4	2
Eboulement	205	0.009	0.25	869004.18	2031622.72	975.75	0.28	0.28	0.29	Basculement	1.04	1.04	22.7	1
Eboulement	206	0.007	0.23	869056.76	2031617.39	913.04	0.36	0.20	0.23	Basculement	0.64	1.16	10.6	7
Eboulement	207	0.002	0.09	869101.68	2031618.31	888.22	0.18	0.18	0.15	Basculement	0.88	0.84	-3.1	1
Eboulement	208	0.004	0.16	869003.83	2031574.48	913.22	0.33	0.20	0.15	Basculement	0.46	0.75	-0.1	1
Eboulement	209	0.012	0.34	869038.92	2031592.60	904.14	0.42	0.27	0.39	Basculement	0.92	1.43	0.86	1
Eboulement	210	0.007	0.23	869180.95	2031687.24	937.03	0.26	0.24	0.26	Basculement	1.00	1.08	3.2	1
Eboulement	211	0.010	0.27	869011.65	2031575.59	902.37	0.38	0.29	0.29	Basculement	0.78	1.02	0.1	2
Eboulement	212	0.005	0.18	868965.12	2031562.63	934.39	0.22	0.21	0.33	Basculement	1.50	1.58	2.5	2
Eboulement	213	0.002	0.10	868974.09	2031567.13	932.28	0.14	0.21	0.12	Basculement	0.87	0.56	2.6	3
Eboulement	214	0.005	0.18	868972.04	2031568.48	948.87	0.31	0.25	0.23	Basculement	0.76	0.92	0.14	3
Eboulement	215	0.008	0.24	869113.82	2031622.02	885.61	0.35	0.26	0.30	Basculement	0.86	1.16	-5.1	3

<i>Moyenne</i>	0.278	2.38	869041.92	2031606.75	941.18	1.13	0.55	0.76		0.83	1.43	1.00	
<i>Minimum</i>	0.002	0.09	868852.36	2031499.50	871.04	0.14	0.18	0.12		0.12	0.35	-24.50	
<i>Maximum</i>	14.185	54.12	869213.82	2031716.03	1040.29	7.91	2.68	4.45		2.41	4.51	22.70	

Saint Eynard Barre Inférieure - Scène 2 - 2012/2013

		(m3)	(m²)	Lambert 2 étendu		(m)	(m)	(m)	(m)	(m)					Datation		
		Volume	Surface	X	Y	Z (Altitude)	Largeur	Profondeur	Hauteur	Mécanisme rupture	h/l	h/p	Distance au PM	Mécanisme régression	Période	A	B
Eboulement 1	1	13.486	55.06	869357.76	2031815.73	938.68	11.89	3.93	2.77	Basculement	0.23	0.70	30.9	0	10	16/11/13 16:31	17/11/13 12:31
Eboulement 2	2	10.799	41.94	869354.35	2031839.39	1109.48	8.34	2.83	2.63	Basculement	0.32	0.93	1.7	1	1		
Eboulement 3	3	5.364	21.82	869537.16	2031856.43	908.03	2.34	2.49	4.04	Basculement	1.73	1.62	-6.6	0	3	15/3/13 8:23	15/3/13 8:33
Eboulement 4	4	3.131	16.35	869315.15	2031800.22	964.38	3.26	1.53	2.77	Basculement	0.85	1.81	29.4	0	10	25/11/13 6:42	25/11/13 6:52
Eboulement 5	5	4.887	33.79	869518.06	2031853.39	910.48	4.59	2.97	3.68	Glissement	0.80	1.24	-1.3	0	1		
Eboulement 6	6	1.422	13.41	869442.93	2031815.71	919.11	5.38	0.90	1.68	Glissement	0.31	1.87	-1.7	0	1		
Eboulement 7	7	3.255	14.93	869493.63	2031845.86	937.14	3.33	1.42	1.84	Basculement	0.55	1.29	-4.5	0	2	27/2/13 17:42	28/2/13 7:02
Eboulement 8	8	3.138	17.72	869292.62	2031768.77	954.40	1.96	1.83	4.66	Basculement	2.38	2.55	16	0	8	7/8/13 19:08	8/8/13 6:18
Eboulement 9	9	1.024	9.70	869404.24	2031810.52	905.90	4.42	1.83	1.17	Glissement	0.27	0.64	15.3	0	7	13/7/13 0:00	22/7/13 0:00
Eboulement 11	11	1.190	9.79	869434.84	2031813.05	934.42	3.78	0.82	1.64	Basculement	0.43	1.99	-4.8	2	1		
Eboulement 12	12	0.964	8.82	869385.58	2031828.81	1040.96	3.29	1.93	1.16	Basculement	0.35	0.60	-0.96	0	2	16/2/13 15:43	18/2/13 13:56
Eboulement 13	13	0.579	9.28	869308.40	2031804.60	1074.51	8.65	1.24	1.01	Basculement	0.12	0.81	3.5	0	1		
Eboulement 14	14	2.809	13.85	869463.64	2031850.50	1061.72	1.48	1.84	3.56	Basculement	2.40	1.93	-24	0	5	2/6/13 10:27	2/6/13 10:37
Eboulement 16	16	0.712	6.44	869249.77	2031749.29	1055.07	1.83	0.77	1.87	Basculement	1.02	2.43	-10.9	0	1		
Eboulement 17	17	0.838	9.32	869410.22	2031844.38	1085.22	5.79	0.58	0.87	Basculement	0.15	1.51	-12.1	0	3	17/3/13 17:33	18/3/13 12:53
Eboulement 18	18	1.257	9.24	869331.68	2031812.39	1055.47	3.22	1.06	1.76	Basculement	0.55	1.65	5.2	0	9	4/11/13 16:06	5/11/13 10:26
Eboulement 19	19	1.210	8.33	869528.81	2031845.97	879.35	1.21	1.68	2.53	Basculement	2.10	1.51	-3.2	0	1		
Eboulement 20	20	0.657	6.33	869284.16	2031754.40	1016.10	1.22	0.73	2.91	Basculement	2.38	3.98	-10.5	0	8		
Eboulement 21	21	0.416	4.54	869259.60	2031734.97	952.52	2.04	0.55	1.40	Basculement	0.68	2.53	3	0	2	1/3/13 17:22	2/3/13 11:32
Eboulement 22	22	0.591	6.09	869407.81	2031838.20	1066.13	4.04	0.76	0.68	Basculement	0.17	0.89	-10.5	0	3	12/3/13 17:52	13/3/13 14:22
Eboulement 23	23	0.797	9.44	869320.60	2031810.14	1029.05	6.65	0.96	0.67	Basculement	1.00	0.70	16.1	0	9	23/10/13 14:55	23/10/13 16:35
Eboulement 26	26	0.433	5.13	869445.91	2031813.74	906.39	2.32	0.46	1.44	Basculement	0.62	3.11	-0.95	0	8	28/7/13 18:47	29/7/13 5:57
Eboulement 27	27	0.795	6.60	869449.44	2031817.14	909.92	1.69	0.94	2.59	Glissement	1.53	2.75	-0.72	0	4	27/4/13 15:14	28/4/13 15:44
Eboulement 29	29	0.409	5.41	869452.66	2031825.24	957.51	1.97	0.44	2.29	Basculement	1.16	5.23	-9.5	0	1		
Eboulement 31	31	0.260	2.90	869271.60	2031740.99	973.42	1.41	0.52	1.04	Basculement	0.74	1.99	-3.5	0	1		
Eboulement 34	34	0.539	5.55	869382.56	2031809.86	909.01	1.70	1.38	1.92	Basculement	1.13	1.39	23.6	0	9	4/10/13 17:13	5/10/13 6:23
Eboulement 36	36	0.293	4.51	869249.34	2031718.21	927.03	1.70	1.03	2.86	Glissement	1.68	2.77	1	3	4	26/4/13 16:14	27/4/13 6:14
Eboulement 37	37	0.565	5.95	869414.23	2031831.40	1032.63	0.87	1.60	2.97	Glissement	3.40	1.86	-9.2	0			
Eboulement 38	38	0.396	3.71	869289.63	2031764.08	956.36	0.88	0.84	1.80	Basculement	2.04	2.13	12.8	2	9	7/9/13 18:01	7/9/13 18:11
Eboulement 40	40	0.312	3.26	869261.58	2031736.92	959.59	0.83	0.84	1.83	Glissement	2.19	2.19	1.7	0	1		
Eboulement 41	41	0.600	4.87	869485.46	2031844.17	956.83	1.60	1.51	1.25	Basculement	0.78	0.83	-8.1	0	2	10/2/13 17:12	13/2/13 7:12
Eboulement 42	42	0.394	5.52	869496.77	2031870.14	1073.62	3.00	0.57	1.08	Glissement	0.36	1.90	-25.9	0	2		
Eboulement 43	43	0.275	3.34	869545.89	2031882.65	1002.69	1.70	0.81	1.18	Basculement	0.69	1.45	-16.5	0	2	5/2/13 16:42	9/2/13 13:22
Eboulement 44	44	0.271	3.94	869480.36	2031840.32	920.59	2.02	0.61	1.07	Basculement	0.53	1.76	1.7	0	1		
Eboulement 46	46	0.389	4.34	869448.06	2031816.30	902.46	1.44	0.91	1.67	Basculement	1.16	1.84	1.4	0	1		
Eboulement 48	48	0.259	2.83	869498.84	2031824.21	881.37	0.88	1.21	1.16	Basculement	1.32	0.96	-8.6	0	9	4/10/13 17:13	5/10/13 7:33
Eboulement 49	49	0.198	2.52	869263.68	2031752.98	1057.75	1.59	0.51	0.79	Basculement	0.50	1.56	-14.9	2	2		
Eboulement 50	50	0.309	3.53	869455.75	2031826.02	942.03	1.30	0.53	1.65	Basculement	1.26	3.08	-5.6	0	2	5/2/13 17:02	6/2/13 6:22
Eboulement 52	52	0.174	2.96	869493.98	2031822.17	876.85	2.23	1.00	1.02	Basculement	0.46	1.02	-6.7	0	2	16/2/13 10:33	18/2/13 14:23
Eboulement 54	54	0.267	3.52	869533.99	2031856.46	903.45	1.73	0.65	1.28	Basculement	0.74	1.98	-3.8	0	2		
Eboulement 55	55	0.135	2.59	869216.16	2031718.21	955.79	2.21	0.61	1.07	Basculement	0.48	1.74	7.5	0	1		
Eboulement 56	56	0.310	3.88	869335.86	2031818.88	1082.37	1.30	0.78	2.03	Basculement	1.56	2.61	0.8	0	2		
Eboulement 57	57	0.179	2.40	869427.47	2031805.05	932.70	1.10	0.46	1.45	Basculement	1.31	3.15	-7.8	0	4	2/5/13 17:55	3/5/13 5:35
Eboulement 58	58	0.137	2.26	869481.73	2031823.97	882.58	2.07	0.79	0.59	Basculement	0.28	0.74	-1.4	0	1		
Eboulement 62	62	0.320	3.42	869552.38	2031890.42	1023.22	2.03	0.72	0.88	Basculement	0.44	1.22	-19	0	1		
Eboulement 64	64	0.159	2.49	869469.09	2031825.91	901.94	0.82	0.71	1.54	Glissement	1.89	2.16	0.17	3			
Eboulement 65	65	0.201	2.63	869564.65	2031848.31	887.83	0.57	1.09	1.35	Glissement	2.35	1.24	-19.8	0	2		
Eboulement 66	66	0.184	2.42	869529.90	2031846.47	884.37	1.16	0.93	1.10	Basculement	0.95	1.17	-4.7	0	1		
Eboulement 67	67	0.172	2.72	869387.48	2031821.31	928.30	0.99	1.19	1.25	Glissement	1.25	1.05	25.3	0			
Eboulement 68	68	0.171	2.41	869453.61	2031821.72	914.21	1.45	0.48	0.93	Glissement	0.64	1.92	-0.01	0	8	3/9/13 18:10	4/9/13 5:11
Eboulement 71	71	0.156	1.95	869566.96	2031849.18	881.05	1.10	0.85	0.70	Basculement	0.64	0.82	-18.1	0	1		
Eboulement 72	72	0.201	2.11	869334.08	2031811.27	965.15	0.79	0.78	0.98	Basculement	1.24	1.26	29.9	0	1		
Eboulement 73	73	0.143	2.33	869518.58	2031847.65	889.53	1.88	0.66	0.77	Basculement	0.41	1.17	-0.14	0	9	4/10/13 16:43	5/10/13 11:13
Eboulement 74	74	0.049	1.24	869215.27	2031718.29	971.33	1.68	0.47	0.38	Basculement	0.22	0.80	3.4	0	5	28/5/13 16:07	29/5/13 9:37
Eboulement 76	76	0.123	1.83	869568.54	2031849.63	889.72	1.08	0.73	0.99	Basculement	0.91	1.36	-21	0	1		
Eboulement 77	77	0.105	1.69	869239.50	2031721.60	940.30	1.01	0.48	0.80	Glissement	0.80	1.67	4.4	0	1		
Eboulement 79	79	0.112	1.77	869533.98	2031851.33	894.70	1.67	0.65	0.60	Basculement	0.36	0.92	-5.5	0	2	16/2/13 15:43	19/2/13 7:13
Eboulement 81	81	0.122	1.89	869382.54	2031828.51	1043.17	1.51	0.49	0.78	Basculement	0.51	1.59	-0.5	0	7		
Eboulement 82	82	0.151	2.39	869403.23	2031837.04	1059.54	1.35	1.18	1.15	Basculement	0.85	0.97	-7.5	0	1		
Eboulement 84	84	0.084	1.95	869453.35	2031849.01	1060.88	2.55	0.87	0.53	Basculement	0.21	0.61	-20.4	0	3	8/3/13 9:43	9/3/13 14:43
Eboulement 85	85	0.109	1.90	869490.03	2031817.68	866.16	1.73	0.76	0.72	Basculement	0.41	0.94	-5.6	0	1		
Eboulement 87	87	0.198	2.29	869338.13	2031815.78	1011.59	1.13	0.70	1.17	Basculement	1.04	1.68	18.1	0	1		
Eboulement 88	88	0.080	1.24	869262.80	2031736.16	949.55	1.07	0.38	0.49	Basculement	0.45	1.28	3.4	0	3	31/3/13 18:04	1/4/13 6:54
Eboulement 89	89	0.114	1.82	869308.50	2031803.70	1086.23	1.66	0.36	0.62	Basculement	0.37	1.71	-0.79	0	1		
Eboulement 91	91	0.486	7.69	869339.43	2031817.85	1059.39	3.42	1.30	1.03	Basculement	0.30	0.79	5.1	0	3		
Eboulement 93	93	0.108	1.78	869293.46	2031796.01	1089.43	1.69	0.49	0.50	Basculement	0.30	1.01	-1.4	0	9		
Eboulement 98	98	0.461	5.06	869526.11	2031860.27	923.85	1.50	0.76	1.54	Basculement	1.03	2.03	-3.1	0	2	1/3/13 17:02	2/3/13 11:12
Eboulement 99	99	0.116	1.58	869443.80	2031811.99	911.12	0.74	0.50	0.95	Basculement	1.28	1.91	-2.9	0	5	19/5/13 7:46	19/5/13 7:56
Eboulement 101	101	0.049	0.91	869230.36	2031719.52	939.10	0.85	0.45	0.48	Basculement	0.56	1.06	7.1</				

Eboulement	112	0.075	1.30	869420.58	2031830.62	1028.11	0.92	0.48	0.76	Basculement	0.83	1.57	-11.4	0	1		
Eboulement	113	0.083	1.22	869363.40	2031817.94	933.23	0.54	0.65	0.81	Basculement	1.50	1.24	31.8	0	1		
Eboulement	115	0.042	0.82	869257.06	2031735.02	968.61	0.85	0.26	0.46	Basculement	0.54	1.79	-0.58	0	8	4/9/13 16:41	5/9/13 5:41
Eboulement	116	0.040	0.74	869230.68	2031719.36	939.67	0.69	0.37	0.54	Basculement	0.79	1.49	6.7	0	3		
Eboulement	117	0.071	1.24	869547.92	2031857.20	905.39	1.23	0.42	0.42	Basculement	0.34	1.01	-10	0	4		
Eboulement	120	0.088	1.39	869572.95	2031849.00	886.19	1.18	0.58	0.44	Basculement	0.38	0.76	-22.5	0	3		
Eboulement	122	0.044	0.92	869465.13	2031822.97	895.01	0.91	0.49	0.56	Basculement	0.62	1.15	1.5	0	1		
Eboulement	123	0.053	0.96	869238.11	2031749.45	1056.38	0.62	0.70	0.56	Basculement	0.91	0.80	-5.9	0	1		
Eboulement	124	0.068	1.35	869530.49	2031857.38	916.91	0.47	0.95	0.94	Basculement	2.01	0.98	-5.4	0			
Eboulement	125	0.069	1.06	869556.41	2031851.64	879.24	0.69	0.58	0.57	Basculement	0.83	0.99	-10.8	0	1		
Eboulement	126	0.068	1.08	869388.71	2031836.42	1069.88	0.70	0.55	0.71	Basculement	1.01	1.28	-4.5	0	1		
Eboulement	127	0.085	1.28	869549.48	2031857.32	908.51	1.08	0.55	0.50	Basculement	0.47	0.92	-11.7	0	9		
Eboulement	129	0.043	0.94	869494.56	2031821.99	875.11	1.04	0.63	0.41	Basculement	0.39	0.65	-6.7	0	3		
Eboulement	130	0.054	0.88	869427.80	2031805.21	908.87	0.61	0.46	0.61	Basculement	0.99	1.33	-0.7	0	3		
Eboulement	131	0.063	1.14	869206.30	2031727.07	1061.82	1.00	0.46	0.48	Basculement	0.48	1.04	-12	0	2		
Eboulement	132	0.048	0.98	869429.66	2031804.07	903.38	0.64	0.50	0.93	Glissement	1.45	1.85	-0.87	0	3		
Eboulement	133	0.050	0.92	869411.36	2031806.79	953.05	0.65	0.80	0.54	Basculement	0.84	0.68	-5.1	0	2		
Eboulement	134	0.057	0.94	869477.78	2031821.35	874.76	0.56	0.36	0.74	Basculement	1.31	2.06	0.48	0	7		
Eboulement	135	0.053	1.05	869566.09	2031849.93	877.95	0.79	0.60	0.62	Basculement	0.78	1.03	-16.2	0	1		
Eboulement	136	0.087	1.34	869447.42	2031816.31	900.46	0.64	0.52	1.10	Basculement	1.71	2.11	2.3	0	1		
Eboulement	137	0.025	0.61	869214.58	2031715.10	940.39	0.84	0.23	0.30	Basculement	0.36	1.32	10.2	0	3		
Eboulement	138	0.060	1.02	869345.51	2031815.91	950.62	1.01	0.41	0.55	Basculement	0.55	1.35	33	2	3		
Eboulement	139	0.043	0.89	869328.49	2031806.65	952.75	0.81	0.30	0.61	Basculement	0.75	2.05	32.2	0	3		
Eboulement	140	0.096	1.22	869535.07	2031858.29	909.26	0.77	0.53	0.65	Basculement	0.84	1.23	-4.5	0	1		
Eboulement	142	0.054	0.94	869462.05	2031820.12	887.65	0.43	0.44	0.91	Glissement	2.14	2.07	2.7	0	1		
Eboulement	143	0.052	0.95	869574.01	2031849.38	890.21	0.56	0.42	0.78	Glissement	1.40	1.87	-23.9	0	1		
Eboulement	144	0.044	0.95	869252.58	2031717.56	921.53	0.51	0.52	0.97	Glissement	1.90	1.86	0.7	0	3		
Eboulement	145	0.049	0.86	869330.14	2031811.29	1052.22	0.71	0.32	0.57	Basculement	0.80	1.80	5.9	2	3		
Eboulement	146	0.046	1.17	869540.99	2031848.28	874.49	0.55	0.33	1.56	Basculement	2.83	4.73	-5.3	0	1		
Eboulement	147	0.042	0.80	869428.31	2031804.65	905.63	0.76	0.42	0.46	Basculement	0.60	1.10	-0.45	0			
Eboulement	148	0.088	1.21	869567.83	2031860.07	910.68	0.61	0.41	0.86	Glissement	1.41	2.11	-18.1	0	2		
Eboulement	149	0.059	1.07	869409.27	2031837.67	1069.56	1.16	0.42	0.38	Basculement	0.33	0.91	-12.6	0	2		
Eboulement	150	0.061	1.06	869545.70	2031870.28	953.78	0.86	0.42	0.64	Basculement	0.74	1.50	-12.4	0	3		
Eboulement	151	0.036	0.75	869441.54	2031817.41	957.89	0.80	0.25	0.39	Basculement	0.49	1.57	-11.2	0	1		
Eboulement	152	0.035	0.64	869417.44	2031793.56	885.71	0.49	0.42	0.55	Basculement	1.13	1.30	1	0	1		
Eboulement	153	0.048	1.15	869464.52	2031823.87	898.34	1.21	0.47	0.58	Basculement	0.48	1.23	1.6	0	1		
Eboulement	154	0.039	0.72	869339.49	2031816.45	1010.56	0.54	0.32	0.59	Basculement	1.11	1.83	18.4		1		
Eboulement	160	0.051	0.87	869341.88	2031817.17	1001.10	0.70	0.41	0.63	Basculement	0.90	1.52	20.7		3		
Eboulement	161	0.020	0.46	869254.02	2031706.43	903.43	0.39	0.30	0.50	Basculement	1.26	1.63	-4		2		
Eboulement	163	0.105	1.93	869512.54	2031848.34	906.82	1.06	0.58	0.92	Basculement	0.87	1.60	-2		1		
Eboulement	164	0.077	1.13	869365.61	2031822.33	945.19	0.65	0.54	0.64	Glissement	1.00	1.19	31		2		
Eboulement	165	0.033	0.68	869532.92	2031857.20	913.55	0.53	0.67	0.49	Basculement	0.92	0.72	-5.7		1		
Eboulement	166	0.042	0.82	869566.69	2031849.96	878.82	0.72	0.44	0.69	Glissement	0.96	1.56	-16.7		1		
Eboulement	167	0.043	0.80	869282.47	2031751.90	950.92	0.57	0.50	0.57	Basculement	1.00	1.13	7.4		1		
Eboulement	168	0.044	0.71	869416.92	2031793.76	885.12	0.56	0.40	0.52	Basculement	0.92	1.30	1.6		3		
Eboulement	170	0.040	0.67	869373.63	2031829.06	1032.72	0.64	0.36	0.40	Basculement	0.63	1.12	7.1		3		
Eboulement	171	0.021	0.50	869232.70	2031719.94	939.27	0.54	0.25	0.41	Basculement	0.76	1.64	6.4		3		
Eboulement	172	0.035	0.78	869461.95	2031840.01	1046.11	0.97	0.51	0.33	Basculement	0.34	0.64	-27.5		5		
Eboulement	173	0.083	1.27	869471.85	2031863.91	1079.58	1.05	0.50	0.57	Basculement	0.54	1.14	-21.7		7		
Eboulement	174	0.031	0.81	869528.68	2031854.67	899.90	0.43	0.48	1.02	Basculement	2.37	2.13	-1.9		1		
Eboulement	175	0.052	0.86	869446.79	2031810.66	879.34	0.50	0.38	0.62	Basculement	1.24	1.64	4.1		8		
Eboulement	176	0.025	0.52	869558.69	2031849.07	881.19	0.53	0.48	0.36	Basculement	0.69	0.76	-14.5		1		
Eboulement	177	0.025	0.51	869532.82	2031846.09	876.02	0.42	0.33	0.48	Glissement	1.15	1.46	-3.9		4		
Eboulement	178	0.044	1.04	869289.15	2031762.15	940.23	1.42	0.46	0.37	Basculement	0.26	0.81	16.2		1		
Eboulement	179	0.024	0.53	869431.61	2031806.31	910.36	0.61	0.30	0.34	Basculement	0.57	1.16	-1.9		3		
Eboulement	180	0.022	0.49	869212.37	2031735.54	1047.01	0.46	0.28	0.49	Basculement	1.06	1.74	-3.2		1		
Eboulement	181	0.019	0.49	869268.36	2031754.45	1053.01	0.59	0.43	0.29	Basculement	0.49	0.67	-14.3		2		
Eboulement	182	0.011	0.52	869533.99	2031857.64	921.17	0.92	0.34	0.16	Basculement	0.17	0.47	-8.1		1		
Eboulement	183	0.031	0.64	869466.62	2031828.45	925.71	0.50	0.32	0.56	Basculement	1.13	1.75	-3.6		1		
Eboulement	184	0.024	0.54	869395.14	2031810.75	905.92	0.63	0.43	0.35	Glissement	0.56	0.82	19.6		1		
Eboulement	185	0.019	0.46	869305.13	2031783.49	1020.03	0.53	0.50	0.32	Basculement	0.60	0.64	3.3		2		
Eboulement	186	0.024	0.54	869476.67	2031823.85	881.43	0.62	0.29	0.31	Basculement	0.51	1.09	1.1		1		
Eboulement	187	0.031	0.61	869346.10	2031820.28	963.64	0.59	0.45	0.35	Basculement	0.59	0.77	32.7		1		
Eboulement	188	0.015	0.43	869243.85	2031699.43	901.15	0.38	0.44	0.38	Basculement	1.01	0.88	-4.6		1		
Eboulement	189	0.015	0.42	869451.92	2031821.91	926.22	0.30	0.23	0.53	Basculement	1.78	2.27	-2.7		1		
Eboulement	190	0.013	0.35	869521.17	2031858.85	919.99	0.45	0.32	0.27	Basculement	0.61	0.85	-0.9		2		
Eboulement	191	0.019	0.49	869457.55	2031822.00	898.52	0.39	0.26	0.48	Basculement	1.24	1.88	3.1		8		
Eboulement	192	0.021	0.47	869436.24	2031808.62	904.19	0.44	0.27	0.43	Basculement	0.99	1.60	-0.25		2		
Eboulement	193	0.014	0.38	869269.85	2031740.41	962.46	0.53	0.21	0.36	Basculement	0.68	1.69	-0.02		1		
Eboulement	194	0.009	0.27	869381.68	2031826.18	1045.77	0.44	0.27	0.22	Basculement	0.49	0.80	-2.8		9		
Eboulement	195	0.017	0.41	869461.54	2031823.39	898.50	0.31	0.31	0.50	Basculement	1.63	1.60	2.5		9		
Eboulement	196	0.008	0.26	869234.84	2031743.69	1064.40	0.41	0.22	0.24	Basculement	0.58	1.05	-11.7		3		
Eboulement	197	0.051	1.14	869335.73	2031812.52	964.71	1.14	0.38	0.48	Basculement	0.42	1.26	30.4		3		
Eboulement	198	0.015	0.39	869335.54	2031816.23	1065.55	0.55	0.25	0.30	Basculement	0.55	1.21	3.7		1		
Eboulement	199	0.006	0.22	869448.44	2031820.68	935.03	0.31	0.26	0.20	Basculement	0.66	0.79	-4.7		1		
Eboulement	200	0.023	0.49	869531.34	2031846.40	879.97	0.53	0.38	0.35	Basculement	0.67	0.92	-4.1		1		
Eboulement	201	0.023	0.50	869451.65	2031814.77	885.25	0.36	0.36	0.50	Basculement	1.38	1.39	3.6		1		
Eboulement	202	0.011	0.34	869456.85	2031818.2												

Eboulement	205	0.013	0.33	869497.99	2031821.72	874.83	0.34	0.33	0.43	Glissement	1.28	1.29	-8.3	4
Eboulement	206	0.014	0.36	869250.34	2031702.67	900.79	0.32	0.29	0.39	Basculement	1.20	1.33	-4.7	
Eboulement	207	0.011	0.29	869434.52	2031812.53	921.49	0.27	0.26	0.36	Basculement	1.31	1.41	-1.3	8
Eboulement	208	0.014	0.37	869469.08	2031833.22	919.94	0.41	0.25	0.39	Basculement	0.95	1.55	1	9
Eboulement	209	0.023	0.52	869436.35	2031799.92	887.64	0.37	0.34	0.60	Basculement	1.59	1.76	-2.7	1
Eboulement	210	0.008	0.25	869391.18	2031809.66	904.83	0.28	0.27	0.36	Basculement	1.28	1.33	20.7	3
Eboulement	211	0.010	0.31	869453.04	2031823.07	931.13	0.42	0.21	0.26	Basculement	0.62	1.25	-3.6	1
Eboulement	212	0.048	0.77	869443.30	2031812.57	908.30	0.52	0.43	0.54	Basculement	1.04	1.26	-1.3	8
Eboulement	213	0.007	0.22	869568.05	2031859.78	909.61	0.28	0.22	0.30	Basculement	1.11	1.40	-18.2	1
Eboulement	214	0.006	0.20	869428.79	2031795.29	879.16	0.27	0.26	0.20	Basculement	0.76	0.78	-0.7	8
Eboulement	215	0.005	0.17	869512.96	2031856.07	916.90	0.21	0.26	0.28	Basculement	1.33	1.06	1.4	1

<i>Moyenne</i>	0.446	3.32	869411.31	2031811.59	951.07	1.35	0.66	0.94		0.94	1.49	-0.42	
<i>Minimum</i>	0.005	0.17	869206.30	2031699.43	866.16	0.21	0.21	0.16		0.10	0.47	-27.50	
<i>Maximum</i>	13.486	55.06	869574.01	2031890.42	1109.48	11.89	3.93	4.66		3.40	5.23	33.70	

Saint Eynard Barre Inférieure - Scène 1 - 2013/2014

		(m3)	(m²)	Lambert 2 étendu		(m)	(m)	(m)	(m)	(m)					Datation		
		Volume	Surface	X	Y	Z (Altitude)	Largeur	Profondeur	Hauteur	Mécanisme rupture	h/l	h/p	Distance au PM	Mécanisme régression	Période	A	B
Eboulement	1	1.30	15.61	869063.44	2031634.03	942.12	6.80	0.99	1.97	Basculement	0.29	1.98	13.4	1	12	27/12/13 17:25	28/12/13 8:05
Eboulement	2	0.88	10.66	869058.97	2031619.58	917.94	3.96	0.82	1.68	Basculement	0.42	2.06	9.84	0	16	9/4/14 19:44	10/4/14 6:24
Eboulement	3	1.89	10.24	869008.94	2031579.11	917.41	1.77	1.23	2.44	Basculement	1.38	1.98	-0.07	3	14	6/2/14 17:59	8/2/14 7:29
Eboulement	4	2.91	14.40	868925.96	2031555.24	991.47	3.12	2.43	1.69	Basculement	0.54	0.69	-0.12	1	16	30/4/14 9:56	5/5/14 13:38
Eboulement	5	0.66	8.25	869071.43	2031638.72	941.25	4.55	0.66	1.39	Basculement	0.31	2.11	13.8	0	12	25/12/13 14:35	27/12/13 10:55
Eboulement	6	0.97	9.93	868983.09	2031619.59	1016.48	4.81	1.32	1.36	Basculement	0.28	1.03	19.9	0	11	29/11/13 17:22	30/11/13 13:12
Eboulement	7	0.54	6.22	868972.89	2031566.74	949.14	2.45	1.32	1.51	Basculement	0.62	1.15	-1.6	0	12	25/12/13 15:55	27/12/13 10:45
Eboulement	8	0.33	4.42	868968.47	2031561.71	930.32	2.79	0.59	1.05	Basculement	0.38	1.77	1.2	2	17	7/6/14 7:20	13/6/14 10:14
Eboulement	9	0.39	5.14	868964.19	2031559.75	953.11	3.66	1.50	1.33	Basculement	0.36	0.89	-4.4	0	16	30/4/14 9:56	5/5/14 13:38
Eboulement	10	0.38	4.47	869015.70	2031620.41	1010.81	1.77	0.58	1.39	Basculement	0.78	2.38	6.6	0	13		
Eboulement	11	0.39	4.19	869089.77	2031656.83	1026.16	2.54	0.73	0.86	Basculement	0.34	1.17	-2.3	0	17	27/5/14 19:29	28/5/14 9:39
Eboulement	12	0.41	4.37	869141.45	2031678.13	966.77	1.78	0.70	1.25	Basculement	0.70	1.78	6.6	1	12	25/12/13 13:15	27/12/13 10:05
Eboulement	13	0.42	5.71	868832.46	2031518.38	936.03	2.54	1.13	1.77	Basculement	0.70	1.57	28.3	0	12		
Eboulement	14	0.38	3.65	869077.08	2031641.96	958.91	1.93	0.59	0.98	Basculement	0.51	1.65	9.1	0	17	7/5/14 14:37	7/5/14 14:47
Eboulement	15	0.42	4.14	869101.40	2031658.20	1045.48	1.99	0.90	1.02	Basculement	0.51	1.13	-11.8	0	13		
Eboulement	16	0.20	3.25	869153.16	2031679.70	941.52	2.08	0.52	0.85	Basculement	0.41	1.63	9	0	12	14/12/14 17:24	15/12/14 10:04
Eboulement	17	0.27	3.89	868964.87	2031558.96	942.32	2.21	0.74	1.02	Glissement	0.46	1.37	-2.5	0	16	29/4/14 18:46	5/5/14 13:38
Eboulement	18	0.34	3.67	869098.93	2031659.23	971.37	1.29	0.76	1.80	Basculement	1.40	2.38	9.9	0	12	27/12/13 16:45	28/12/13 13:45
Eboulement	19	0.21	3.01	869113.84	2031660.44	934.07	2.10	0.49	0.84	Basculement	0.40	1.71	13.6	0	12	25/12/13 14:15	27/12/13 10:55
Eboulement	20	0.27	2.98	869002.69	2031580.43	925.97	1.70	0.59	1.14	Basculement	0.67	1.95	1.7	2	13		
Eboulement	21	0.14	2.31	869053.64	2031616.94	921.68	1.57	0.58	0.67	Basculement	0.42	1.15	9.2	2	17	7/6/14 7:20	13/6/14 10:14
Eboulement	22	0.15	2.13	868951.93	2031512.40	891.20	1.47	0.72	0.72	Basculement	0.49	0.99	-21.8	2	16	30/4/14 9:56	5/5/14 13:38
Eboulement	23	0.18	2.58	869151.39	2031679.05	940.44	1.44	0.45	0.87	Glissement	0.61	1.93	9.6	2	15	25/2/14 18:30	27/2/14 11:30
Eboulement	24	0.31	3.11	869068.04	2031634.80	1031.28	0.97	1.10	1.30	Basculement	1.33	1.18	-11.8	0	12		
Eboulement	25	0.21	3.18	869004.84	2031571.78	898.53	1.79	0.69	0.88	Glissement	0.49	1.26	0.7	0	16	26/4/14 18:35	27/4/14 6:55
Eboulement	26	0.16	2.42	869050.25	2031626.30	1018.90	1.46	1.38	0.85	Basculement	0.58	0.61	-7.1	0	12		
Eboulement	27	0.16	2.40	869006.95	2031613.53	949.93	1.65	0.62	0.85	Glissement	0.52	1.39	21.1	0	12		
Eboulement	28	0.14	2.31	868973.51	2031586.33	979.21	2.03	0.77	0.99	Basculement	0.49	1.28	6.5	0	12		
Eboulement	29	0.15	2.87	868956.02	2031554.10	945.56	1.40	0.49	1.44	Glissement	1.03	2.95	-3.2	0	12		
Eboulement	30	0.15	2.05	869057.32	2031627.92	1025.86	1.03	0.70	0.97	Basculement	0.94	1.39	-1.1	0	13		
Eboulement	31	0.11	2.45	868943.94	2031543.84	951.87	1.48	0.97	1.10	Basculement	0.74	1.13	-7.8	2	11		
Eboulement	32	0.20	2.33	869146.67	2031678.80	958.75	0.85	0.57	1.32	Glissement	1.55	2.29	6.8	0	18	9/7/14 12:42	9/7/14 16:02
Eboulement	33	0.11	1.89	869077.87	2031641.69	938.97	1.42	0.38	0.64	Basculement	0.45	1.68	13.8	0	17		
Eboulement	34	0.11	2.15	868998.59	2031571.13	915.45	1.90	0.33	0.78	Basculement	0.41	2.38	-1.3	1	12	20/12/13 9:14	21/12/13 12:34
Eboulement	35	0.13	2.12	868990.55	2031611.18	987.79	1.50	0.46	0.87	Glissement	0.58	1.91	16.9	1	14	6/2/14 18:09	7/2/14 11:49
Eboulement	36	0.17	2.52	868921.78	2031503.17	903.58	0.97	0.62	1.28	Glissement	1.32	2.07	-18.5	0	16	30/3/14 18:03	31/3/14 8:33
Eboulement	37	0.14	2.04	869169.53	2031682.84	935.74	1.22	1.18	0.62	Basculement	0.51	0.52	5.4	0	12		
Eboulement	38	0.18	2.07	869115.57	2031665.73	1027.64	0.96	0.54	1.03	Basculement	1.07	1.91	-7.6	0	12		
Eboulement	39	0.08	1.37	869086.17	2031618.09	894.13	1.38	0.61	0.49	Basculement	0.36	0.81	1.9	3	44		
Eboulement	40	0.09	1.52	868977.15	2031579.46	960.20	1.12	0.84	0.76	Basculement	0.68	0.90	4	0	17	17/6/14 15:21	18/6/14 5:31
Eboulement	41	0.11	1.77	869086.60	2031649.39	974.20	0.89	0.59	1.28	Basculement	1.44	2.17	6.7	0	17		
Eboulement	42	0.13	1.81	869163.46	2031692.63	1027.61	1.34	0.37	0.84	Basculement	0.62	2.26	-7.8	0	12		
Eboulement	43	0.09	1.55	869152.74	2031679.26	949.31	0.98	0.34	0.79	Basculement	0.80	2.30	6.8	0	12	3/1/14 14:05	3/1/14 14:55
Eboulement	44	0.16	2.00	869195.87	2031700.87	1036.18	0.85	0.48	1.29	Basculement	1.52	2.70	-18.7	2	13		
Eboulement	45	0.12	1.61	869167.54	2031682.77	937.69	0.91	0.88	0.65	Basculement	0.72	0.74	5.8	0	12		
Eboulement	46	0.06	1.04	869061.92	2031631.74	1007.05	0.80	0.53	0.47	Basculement	0.58	0.88	-5	0	17		
Eboulement	47	0.06	1.24	868954.30	2031553.36	946.17	0.94	0.28	0.70	Basculement	0.74	2.45	-3.2	0	12		
Eboulement	48	0.06	1.01	868953.34	2031512.04	885.60	0.60	0.47	0.75	Glissement	1.26	1.61	-21.3	0	12		
Eboulement	50	0.09	1.51	869055.07	2031619.57	925.88	1.15	0.83	0.64	Basculement	0.56	0.77	9.6	1	13		
Eboulement	51	0.05	0.90	869069.21	2031625.58	924.00	0.55	0.40	0.82	Glissement	1.50	2.07	8.4	0	14		
Eboulement	52	0.05	1.01	868951.16	2031511.12	885.80	0.64	0.51	0.77	Glissement	1.20	1.52	-21.1	0	12		
Eboulement	53	0.07	1.20	868972.43	2031558.96	915.58	1.10	0.37	0.57	Glissement	0.52	1.53	0.9	0	14		
Eboulement	54	0.04	0.78	869205.61	2031702.89	959.75	0.92	0.32	0.35	Basculement	0.38	1.07	-1.4	0	15	3/3/14 18:41	4/3/14 14:01
Eboulement	55	0.05	0.89	868963.04	2031551.00	918.30	0.65	0.40	0.71	Basculement	1.09	1.77	-2	0	15		
Eboulement	56	0.04	0.78	869149.49	2031678.55	936.81	0.92	0.32	0.50	Basculement	0.54	1.55	11.1	0	11		
Eboulement	57	0.03	0.75	869198.92	2031676.49	924.42	0.66	0.43	0.43	Basculement	0.66	0.93	-10.9	0	11		
Eboulement	58	0.07	1.24	868846.19	2031516.21	919.55	1.31	0.84	0.42	Basculement	0.32	0.50	24.3	0	14		
Eboulement	59	0.08	1.39	868877.13	2031508.64	913.63	1.30	0.83	0.44	Basculement	0.34	0.53	4.7	2	12		
Eboulement	60	0.04	0.77	869152.38	2031679.06	938.68	0.66	0.43	0.54	Basculement	0.81	1.26	9.6	1	15	25/2/14 18:10	27/2/14 11:30
Eboulement	61	0.05	1.21	868926.45	2031555.20	989.44	1.36	0.77	0.50	Basculement	0.36	0.64	0.15	3	16		
Eboulement	62	0.03	0.66	869205.88	2031700.72	932.19	0.75	0.33	0.40	Basculement	0.53	1.23	4	0	16		
Eboulement	63	0.05	0.97	868884.62	2031504.08	896.77	0.85	0.55	0.52	Glissement	0.61	0.94	1.8	0	15		
Eboulement	64	0.03	0.56	868962.17	2031547.96	911.07	0.40	0.54	0.44	Basculement	1.10	0.82	-2.2	0	14		
Eboulement	65	0.03	0.79	868939.64	2031502.05	888.67	1.24	0.41	0.34	Basculement	0.28	0.83	-24	0	15		
Eboulement	66	0.02	0.63	869199.41	2031698.81	949.55	1.07	0.26	0.29	Basculement	0.27	1.11	-0.9	0	12		
Eboulement	67	0.02	0.47	869064.08	2031616.17	906.56	0.78	0.30	0.26	Basculement	0.33	0.85	7.6	0	17		
Eboulement	68	0.05	0.99	868837.11	2031519.33	939.66	0.86	0.61	0.59	Basculement	0.69	0.97	25.9	0	14		
Eboulement	69	0.03	0.68	868974.29	2031586.03	975.93	0.51	0.36	0.73	Glissement	1.44	2.01	6.8	0	12		
Eboulement	70	0.02	0.50	868966.29	2031552.75	910.02	0.78	0.45	0.38	Basculement	0.49	0.85	0.15	0	11		
Eboulement	71	0.03	0.60	868970.56	2031564.64	955.17	0.65	0.36	0.46	Basculement	0.70	1.26	-3.9	1	12		
Eboulement	72	0.02	0.47	868986.08	2031572.02	935.16	0.46	0.26	0.42	Basculement	0.91	1.58					

Eboulement	78	0.02	0.52	869140.06	2031682.35	1044.92	0.64	0.27	0.45	Basculement	0.69	1.64	-9.9		13
Eboulement	79	0.02	0.50	869093.26	2031618.12	892.39	0.57	0.37	0.38	Glissement	0.65	1.01	-0.96		16
Eboulement	80	0.02	0.53	868936.39	2031499.49	880.52	0.86	0.40	0.25	Basculement	0.29	0.62	-22.4		15
Eboulement	81	0.03	0.71	868947.51	2031545.91	956.81	0.65	0.28	0.68	Glissement	1.04	2.46	-9		14
Eboulement	82	0.02	0.45	869069.95	2031641.80	1009.66	0.54	0.22	0.40	Basculement	0.74	1.79	-1.1		12
Eboulement	83	0.02	0.51	868938.86	2031500.93	884.73	0.47	0.30	0.49	Basculement	1.06	1.68	-23.5		13
Eboulement	84	0.03	0.53	869008.46	2031578.47	915.22	0.54	0.36	0.45	Glissement	0.84	1.24	0.2		14
Eboulement	85	0.01	0.44	868977.92	2031560.32	905.01	0.82	0.21	0.30	Basculement	0.36	1.45	2.3		17
Eboulement	86	0.02	0.37	868982.21	2031569.68	935.97	0.52	0.22	0.30	Basculement	0.58	1.35	-0.14		12
Eboulement	87	0.02	0.58	869176.47	2031675.39	917.80	0.67	0.36	0.39	Basculement	0.58	1.06	-0.6		13
Eboulement	88	0.02	0.54	869080.45	2031645.17	983.79	0.63	0.31	0.36	Basculement	0.57	1.15	3.6		13
Eboulement	89	0.02	0.48	869142.89	2031675.38	946.97	0.76	0.24	0.30	Basculement	0.39	1.24	8.9		17
Eboulement	90	0.01	0.31	869110.92	2031625.17	893.33	0.45	0.23	0.31	Basculement	0.67	1.34	-3.7		16
Eboulement	91	0.02	0.42	868960.30	2031556.20	932.89	0.51	0.28	0.44	Glissement	0.85	1.57	-0.17		17
Eboulement	92	0.03	0.70	868927.89	2031554.96	988.14	0.59	0.45	0.53	Basculement	0.90	1.18	-0.39		12
Eboulement	93	0.02	0.42	868973.44	2031585.21	976.00	0.38	0.35	0.44	Glissement	1.15	1.23	6.45		12
Eboulement	94	0.02	0.47	868879.06	2031508.13	913.46	0.61	0.45	0.37	Basculement	0.60	0.83	3.4		12
Eboulement	95	0.01	0.33	868992.63	2031568.17	914.34	0.46	0.32	0.29	Basculement	0.62	0.90	-0.64		11
Eboulement	96	0.01	0.24	869108.66	2031663.66	1014.20	0.40	0.24	0.23	Basculement	0.57	0.97	-2.4		12
Eboulement	97	0.01	0.20	869063.75	2031630.72	1016.85	0.30	0.16	0.27	Basculement	0.92	1.66	-9.3		13
Eboulement	98	0.01	0.24	868913.44	2031500.32	878.08	0.38	0.24	0.24	Basculement	0.62	0.98	-10.1		12
Eboulement	99	0.01	0.37	869120.49	2031626.64	890.82	0.55	0.44	0.27	Basculement	0.48	0.60	-6.4		12
Eboulement	100	0.01	0.20	868980.99	2031562.23	907.08	0.33	0.24	0.30	Basculement	0.91	1.25	1.9		12
Eboulement	101	0.00	0.14	869184.61	2031674.66	922.93	0.39	0.18	0.19	Basculement	0.48	1.04	-5.3		11
Eboulement	102	0.01	0.32	868962.60	2031557.98	959.50	0.51	0.25	0.27	Basculement	0.53	1.06	-6.8		12
Eboulement	103	0.01	0.28	869036.83	2031619.94	1016.05	0.34	0.22	0.37	Basculement	1.08	1.65	-5.3		13
Eboulement	104	0.01	0.27	869190.09	2031693.49	948.12	0.60	0.23	0.22	Basculement	0.37	0.95	-1.2		17
Eboulement	105	0.02	0.48	869094.58	2031656.00	1045.90	0.85	0.24	0.25	Basculement	0.29	1.04	-10.5		12
Eboulement	106	0.01	0.32	869194.47	2031700.52	1039.23	0.39	0.34	0.37	Glissement	0.96	1.11	-19.1		17
Eboulement	107	0.00	0.15	869080.88	2031620.85	907.00	0.34	0.17	0.16	Basculement	0.49	0.94	3.4		14
Eboulement	108	0.02	0.50	869203.73	2031699.93	941.52	0.49	0.34	0.51	Glissement	1.04	1.47	-1.9		14
Eboulement	109	0.01	0.20	868985.15	2031568.29	922.79	0.37	0.16	0.22	Basculement	0.58	1.33	0.79		15
Eboulement	110	0.01	0.27	869114.06	2031668.53	1047.85	0.46	0.18	0.24	Basculement	0.54	1.32	-9.8		17
Eboulement	111	0.01	0.22	869120.42	2031669.13	1023.43	0.31	0.18	0.33	Basculement	1.04	1.85	-5.9		14
Eboulement	112	0.00	0.08	868951.16	2031547.71	942.09	0.22	0.10	0.19	Basculement	0.88	1.84	-5.4		14
Eboulement	113	0.02	0.51	869053.23	2031617.59	924.38	0.42	0.43	0.49	Glissement	1.17	1.12	9.2		18
Eboulement	114	0.21	2.65	868944.83	2031543.45	961.29	1.38	0.67	1.06	Glissement	0.77	1.59	-11	1	12
Eboulement	115	0.01	0.29	869174.63	2031680.00	928.43	0.36	0.21	0.34	Basculement	0.95	1.64	-2.5		12
Eboulement	116	0.11	1.53	869064.95	2031615.69	903.29	0.83	0.55	0.91	Glissement	1.10	1.67	7.6	0	13
Eboulement	117	0.05	1.15	868980.60	2031574.21	947.37	1.15	0.36	0.57	Glissement	0.50	1.59	1.4		12
Eboulement	118	0.04	0.87	868965.50	2031562.93	961.08	0.80	0.40	0.67	Glissement	0.84	1.66	-4.5		12
Eboulement	119	0.04	0.98	868982.75	2031603.43	986.19	1.23	0.61	0.51	Basculement	0.41	0.84	14.6		12
Eboulement	120	0.02	0.46	869202.14	2031700.40	954.51	0.49	0.21	0.44	Basculement	0.90	2.12	-0.4		12
Eboulement	121	0.03	0.57	868987.46	2031578.67	945.07	0.64	0.39	0.43	Glissement	0.67	1.11	2.5		11
Eboulement	122	0.01	0.38	868995.50	2031569.48	914.05	0.51	0.25	0.32	Basculement	0.63	1.30	-0.83		16
Eboulement	123	0.01	0.37	869037.06	2031624.04	947.63	0.47	0.20	0.36	Basculement	0.77	1.81	16.2		16
Eboulement	124	0.02	0.39	868987.98	2031569.87	925.41	0.34	0.29	0.51	Glissement	1.50	1.74	0.06		14
Eboulement	125	0.01	0.31	868964.45	2031553.22	905.23	0.50	0.28	0.25	Basculement	0.50	0.88	2.6		11
Eboulement	126	0.01	0.34	869183.89	2031695.84	976.98	0.42	0.18	0.44	Basculement	1.04	2.42	-1.5		11
Eboulement	127	0.01	0.35	869037.07	2031623.32	963.56	0.32	0.37	0.55	Glissement	1.72	1.49	11.3		14
Eboulement	128	0.01	0.30	868975.19	2031565.40	929.70	0.61	0.16	0.26	Basculement	0.43	1.62	1.3		14
Eboulement	129	0.01	0.19	868986.25	2031573.65	937.72	0.36	0.21	0.21	Basculement	0.57	0.97	0.8		11
Eboulement	130	0.01	0.23	869030.78	2031622.00	945.00	0.38	0.30	0.25	Basculement	0.66	0.85	18.1		15
Eboulement	131	0.01	0.19	868983.89	2031603.84	989.78	0.22	0.19	0.37	Basculement	1.70	1.90	13.4		11
Eboulement	132	0.03	0.73	869039.82	2031609.36	921.27	0.73	0.50	0.47	Basculement	0.65	0.94	9.5		44
Eboulement	133	0.05	1.08	868873.98	2031508.06	909.18	1.05	0.55	0.57	Glissement	0.55	1.05	6.9		12
Eboulement	134	0.04	0.76	868886.55	2031506.85	910.14	0.58	0.38	0.68	Glissement	1.16	1.80	-0.32		14
Eboulement	135	0.10	1.89	869190.89	2031699.60	1047.60	1.20	0.33	1.14	Glissement	0.95	3.42	-20.4		11

<i>Moyenne</i>	0.149	1.80	869033.90	2031604.13	948.35	1.10	0.50	0.67			0.73	1.42	0.68		
<i>Minimum</i>	0.001	0.08	868832.46	2031499.49	878.08	0.22	0.10	0.16			0.27	0.50	-24.00		
<i>Maximum</i>	2.910	15.61	869205.88	2031702.89	1047.85	6.80	2.43	2.44			1.72	3.42	28.30		

Saint Eynard Barre Inférieure - Scène 2 - 2013/2014

		(m ³)	(m ²)	Lambert 2 étendu		(m)	(m)	(m)	(m)	(m)				Datation		
		Volume	Surface	X	Y	Z (Altitude)	Largeur	Profondeur	Hauteur	Mécanisme rupture	h/l	h/p	Distance au PM	Mécanisme régression	Période	A
Eboulement 1	1546.47	1969.23	869509.60	2031862.10	952.99	18.70	26.70	75.28	Glissement	4.03	2.82	0.96	2	14	8/2/14 19:49	
Eboulement 2	6.05	42.87	869395.31	2031831.86	1037.36	8.95	4.98	2.24	Basculement	0.25	0.45	-1.8	0	11	4/12/13 17:23	6/12/13 9:33
Eboulement 3	5.14	28.37	869311.06	2031790.81	972.35	5.68	4.46	3.48	Basculement	0.61	0.78	18.1	2	12	30/12/13 17:35	31/12/13 7:55
Eboulement 4	2.44	18.58	869347.77	2031811.38	935.30	7.01	2.37	1.43	Basculement	0.20	0.60	31.3	0	16		
Eboulement 5	3.54	34.79	869517.10	2031839.31	898.18	7.29	3.35	4.31	Glissement	0.59	1.28	-5.3	3	14	8/2/14 18:09	9/2/14 7:29
Eboulement 6	1.92	15.31	869348.85	2031838.85	1106.54	4.11	1.76	2.13	Basculement	0.52	1.21	3.1	0	15	6/3/14 18:41	7/3/14 8:11
Eboulement 7	0.88	9.61	869467.68	2031832.04	955.51	2.93	0.77	2.33	Basculement	0.80	3.02	-7.8	0	11	21/12/13 17:34	22/12/13 8:04
Eboulement 9	0.86	7.72	869520.26	2031851.85	908.71	1.92	0.79	2.62	Glissement	1.36	3.32	0.9	3	14	8/2/14 18:09	9/2/14 7:29
Eboulement 10	0.87	10.06	869407.81	2031844.67	1083.65	5.40	0.69	1.01	Basculement	0.19	1.46	-10	2	12	25/12/13 17:25	27/12/13 10:55
Eboulement 11	0.78	8.67	869360.44	2031841.07	1105.68	3.45	1.72	1.52	Basculement	0.44	0.89	0.4	2	14		
Eboulement 12	0.84	10.28	869254.51	2031751.66	1048.07	3.40	0.87	2.39	Basculement	0.70	2.76	-14.1	2	15	22/3/14 18:02	23/3/14 8:32
Eboulement 13	0.51	7.79	869515.10	2031870.30	963.75	1.84	1.82	5.08	Glissement	2.76	2.80	2.4	0	14	8/2/14 18:09	9/2/14 7:29
Eboulement 14	0.89	10.32	869561.09	2031870.79	936.62	4.17	1.11	1.24	Basculement	0.30	1.11	-8.5	0	16	26/4/14 19:35	26/4/14 19:45
Eboulement 15	0.65	7.64	869324.44	2031804.24	939.42	1.37	0.70	3.08	Glissement	2.24	4.43	33.8	0	15	2/3/14 18:21	3/3/14 11:51
Eboulement 16	0.92	8.74	869524.13	2031855.66	911.41	1.70	1.76	2.28	Glissement	1.34	1.29	1.7	2	14	8/2/14 18:09	9/2/14 7:29
Eboulement 17	0.52	7.46	869301.72	2031804.45	1071.27	2.38	1.18	2.27	Basculement	0.95	1.93	4.2	0	16	26/4/14 19:15	27/4/14 6:25
Eboulement 18	0.99	7.20	869600.12	2031915.46	962.05	1.33	1.15	2.35	Basculement	1.76	2.05	5.6	0	13	26/1/14 17:48	27/1/14 8:38
Eboulement 19	0.39	5.01	869298.38	2031800.38	1077.77	2.68	1.18	1.02	Basculement	0.38	0.87	0.16	0	12	29/12/13 17:25	30/12/13 11:55
Eboulement 20	0.33	4.25	869589.49	2031845.62	873.93	1.10	0.67	2.30	Basculement	2.09	3.43	-23.3	0	13		
Eboulement 21	0.35	4.46	869517.15	2031866.86	949.33	2.32	0.88	1.02	Basculement	0.44	1.15	2.9	0	14	8/2/14 18:09	9/2/14 7:29
Eboulement 22	0.24	3.17	869509.23	2031834.02	898.51	1.45	0.55	1.19	Glissement	0.82	2.15	-6.6	0	14	8/2/14 18:09	9/2/14 7:29
Eboulement 23	0.34	3.92	869528.19	2031856.92	911.67	1.30	0.88	1.93	Glissement	1.49	2.20	1	2	14	8/2/14 18:09	9/2/14 7:29
Eboulement 24	0.33	5.81	869602.33	2031920.89	931.81	2.25	1.39	1.74	Basculement	0.78	1.25	18.4	0	17	20/3/14 17:42	21/3/14 9:42
Eboulement 25	0.23	2.86	869427.34	2031806.31	907.14	0.84	0.70	1.73	Basculement	2.06	2.48	1.7	0	16	25/4/14 9:05	25/4/14 9:15
Eboulement 26	0.27	4.01	869309.75	2031805.17	1081.34	1.84	0.45	1.09	Basculement	0.59	2.43	-1.6	2	16		
Eboulement 27	0.22	3.64	869474.67	2031835.71	951.06	1.41	0.46	1.56	Basculement	1.11	3.36	-6.3	0	13		
Eboulement 28	0.16	1.92	869529.43	2031852.25	896.81	0.88	0.54	0.97	Basculement	1.10	1.79	0.93	0	14	8/2/14 18:09	9/2/14 7:29
Eboulement 29	0.17	2.71	869489.60	2031844.58	921.82	1.21	0.54	1.27	Basculement	1.06	2.34	3.7	1	17	26/5/14 18:39	27/5/14 5:29
Eboulement 30	0.20	2.73	869438.93	2031814.07	924.35	1.20	0.92	1.07	Basculement	0.89	1.17	-1.7	0	11		
Eboulement 31	0.37	7.02	869638.44	2032031.16	1113.21	4.48	1.07	1.09	Basculement	0.24	1.02	43.3	0	14		
Eboulement 32	0.14	2.32	869321.91	2031803.11	963.37	1.80	0.84	0.63	Basculement	0.35	0.75	26.7	0	15		
Eboulement 33	0.37	4.37	869458.70	2031852.52	1064.03	2.85	0.87	0.88	Glissement	0.31	1.01	-18.9	0	16	30/4/14 9:26	5/5/14 13:38
Eboulement 34	0.33	5.30	869472.48	2031865.18	1079.77	2.54	0.73	1.37	Basculement	0.54	1.89	-18.6	0	15		
Eboulement 35	0.22	4.13	869509.52	2031845.47	909.12	2.28	0.77	1.08	Glissement	0.47	1.40	-0.14	0	14		
Eboulement 36	0.22	3.44	869295.68	2031766.94	952.64	1.12	0.76	2.12	Basculement	1.89	2.77	10.1	1	13		
Eboulement 37	0.18	2.19	869531.08	2031852.55	896.94	0.79	0.70	1.22	Basculement	1.54	1.74	0.45	0	14		
Eboulement 38	0.18	2.74	869301.39	2031804.43	1066.26	1.37	0.87	1.07	Basculement	0.78	1.23	5.8	0	15	6/3/14 18:31	7/3/14 8:11
Eboulement 39	0.18	3.29	869517.47	2031856.41	916.18	1.53	0.98	1.29	Glissement	0.84	1.31	3.8	0	14		
Eboulement 40	0.24	4.32	869506.85	2031846.79	912.27	1.82	1.23	1.47	Glissement	0.81	1.20	1.2	0	14		
Eboulement 41	0.12	2.00	869514.04	2031836.23	898.36	0.99	0.71	1.44	Glissement	1.46	2.03	-6.7	0	14		
Eboulement 42	0.10	1.74	869425.33	2031801.56	896.66	0.60	0.56	1.33	Basculement	2.21	2.35	1.6	0	15		
Eboulement 43	0.12	2.02	869262.69	2031730.13	928.33	1.13	0.89	0.80	Glissement	0.70	0.89	-0.21	2	44		
Eboulement 44	0.18	2.24	869303.53	2031804.69	1049.76	1.04	1.02	1.21	Basculement	1.16	1.18	1.5	0	12		
Eboulement 45	0.12	1.67	869318.82	2031798.05	996.78	1.12	0.75	0.56	Basculement	0.50	0.76	13.7	0	15	18/3/14 18:12	19/3/14 8:02
Eboulement 46	0.15	2.16	869502.88	2031844.75	911.08	0.94	0.66	1.10	Glissement	1.17	1.68	1.5	0	14		
Eboulement 47	0.07	1.53	869480.34	2031836.15	932.25	1.32	0.31	0.57	Basculement	0.43	1.87	-2.7	0	14		
Eboulement 48	0.13	2.29	869350.26	2031838.97	1103.18	1.28	0.72	0.97	Glissement	0.76	1.35	3.7	0	15		
Eboulement 49	0.10	1.90	869509.02	2031847.11	911.29	0.99	0.92	1.16	Glissement	1.17	1.26	0.83	0	14		
Eboulement 50	0.08	1.23	869506.06	2031851.25	934.07	0.74	0.46	0.84	Glissement	1.14	1.84	-1.18	0	14		
Eboulement 51	0.06	1.19	869297.65	2031798.77	1080.58	0.78	0.42	0.74	Basculement	0.96	1.79	-1.7	3	11		
Eboulement 52	0.12	1.67	869584.50	2031894.54	930.65	0.97	0.76	0.80	Basculement	0.82	1.04	3.7	0	14	5/2/14 17:38	6/2/14 11:09
Eboulement 53	0.06	1.29	869301.42	2031775.10	949.55	1.09	0.58	0.62	Basculement	0.57	1.07	15.5	0	16		
Eboulement 54	0.14	2.27	869298.33	2031799.45	1073.21	1.08	0.96	0.99	Glissement	0.91	1.02	0.75	0	12		
Eboulement 55	0.16	2.11	869525.74	2031892.10	1068.95	0.98	0.80	1.07	Basculement	1.09	1.33	-14.8	0	15		
Eboulement 56	0.07	1.20	869331.97	2031816.24	1078.92	1.10	0.35	0.59	Basculement	0.54	1.69	-0.81	0	18	17/6/14 15:21	17/6/14 18:51
Eboulement 57	0.04	0.89	869506.17	2031851.65	932.19	0.83	0.54	0.48	Basculement	0.58	0.89	-0.32	0	14		
Eboulement 58	0.05	1.03	869554.68	2031860.41	908.08	0.83	0.36	0.74	Basculement	0.89	2.08	-6.1	2	17		
Eboulement 59	0.06	1.33	869544.43	2031860.01	908.14	0.68	0.65	0.99	Glissement	1.46	1.52	-2.2	0	16		
Eboulement 60	0.04	0.93	869541.62	2031860.34	914.78	0.68	0.82	0.39	Basculement	0.58	0.47	-2.7	0	15		
Eboulement 61	0.05	0.99	869262.11	2031734.98	941.74	0.50	0.51	0.94	Glissement	1.88	1.86	0.17	0	14	26/4/14 18:35	27/4/14 6:55
Eboulement 62	0.11	2.08	869240.21	2031747.01	1056.57	1.57	0.39	0.72	Basculement	0.46	1.87	-14.6	0	44		
Eboulement 63	0.07	1.43	869508.55	2031842.42	905.28	1.10	0.66	0.59	Glissement	0.54	0.89	-1.2	0	11		
Eboulement 64	0.04	1.08	869262.74	2031722.55	915.65	1.20	0.30	0.53	Basculement	0.44	1.81	-2.9	0	44		
Eboulement 65	0.02	0.56	869560.13	2031856.79	877.97	0.66	0.49	0.39	Basculement	0.59	0.80	-2.5	2	11		
Eboulement 66	0.02	0.60	869557.33	2031854.76	884.28	0.77	0.41	0.44	Basculement	0.57	1.07	-5	0	44		
Eboulement 67	0.05	1.00	869508.86	2031850.44	914.41	1.09	0.39	0.48	Glissement	0.44	1.24	2.8	0	14		
Eboulement 68	0.04	0.72	869571.62	2031880.73	986.98	0.63	0.46	0.45	Basculement	0.71	0.96	-19.5	0	44		
Eboulement 69	0.05	1.13	869520.87	2031854.46	912.75	0.92	0.54	0.55	Glissement	0.60	1.02	1.7	0	14		
Eboulement 70	0.03	0.70	869505.04	2031851.34	929.04	0.67	0.26	0.55	Basculement	0.82	2.12	0.83	0	14		
Eboulement 71	0.02	0.46	869272.18	2031742.34	956.26	0.45	0.22	0.51	Basculement	1.14	2.36	-2.1	0	44		
Eboulement 72	0.03	0.60	869248.29	2031722.60	929.50	0.45	0.36	0.52	Glissement	1.15	1.45	-0.92	3	15		
Eboulement 73	0.16	3.65	869265.43	2031726.71	917.11	2.10	0.87	1.77	Basculement	0.84	2.03	-0.95	0	44		
Eboulement 74	0.05	1.13	869267.22	2031728.29	916.40	0.67										

Eboulement 81	0.10	1.77	869367.79	2031835.29	1077.10	1.20	0.41	0.77	Glissement	0.64	1.89	0.89	0	12		
Eboulement 82	0.05	1.09	869315.36	2031795.45	939.40	0.78	0.51	0.89	Basculement	1.13	1.74	30.1	2	15		
Eboulement 83	0.06	1.36	869544.03	2031860.34	916.43	1.38	0.51	0.52	Basculement	0.37	1.01	-4.2	0	15	23/3/14 16:42	28/3/14 14:33
Eboulement 84	0.06	1.44	869460.42	2031823.13	899.06	0.86	0.50	1.11	Glissement	1.29	2.23	4.5	0	18		
Eboulement 85	0.09	1.40	869302.82	2031804.40	1051.09	0.70	0.59	0.97	Basculement	1.38	1.64	9.7	0	18		
Eboulement 86	0.06	0.94	869449.51	2031823.83	956.17	0.61	0.51	0.53	Basculement	0.87	1.03	-7.3	0	12		
Eboulement 87	0.02	0.69	869462.82	2031826.23	923.68	1.24	0.30	0.26	Basculement	0.21	0.87	-1.2	0	15		
Eboulement 88	0.03	0.78	869452.08	2031816.34	905.80	0.47	0.27	0.85	Basculement	1.81	3.20	0.21	2	12		
Eboulement 89	0.06	1.22	869510.22	2031843.12	905.42	1.07	0.53	0.69	Glissement	0.64	1.29	-1.3	0	14		
Eboulement 90	0.05	1.08	869558.62	2031856.48	880.07	0.84	0.45	0.65	Basculement	0.77	1.45	-2.8	0	15		
Eboulement 91	0.06	1.18	869511.36	2031846.42	909.38	1.12	0.51	0.57	Glissement	0.51	1.12	-0.17	0	14		
Eboulement 92	0.04	1.02	869333.48	2031814.20	1030.30	1.28	0.52	0.41	Basculement	0.32	0.79	11.3		12		
Eboulement 93	0.04	0.78	869399.49	2031821.71	920.40	0.59	0.43	0.67	Glissement	1.14	1.56	22.7		18		
Eboulement 94	0.04	0.91	869423.52	2031843.60	1054.19	0.99	0.47	0.57	Basculement	0.57	1.19	-8.7		44		
Eboulement 95	0.04	0.84	869469.64	2031828.35	906.08	0.74	0.33	0.50	Basculement	0.68	1.53	3		17		
Eboulement 96	0.04	1.07	869264.01	2031728.88	924.46	0.45	0.62	1.09	Glissement	2.40	1.75	-0.69		17		
Eboulement 97	0.05	0.92	869337.13	2031825.11	1089.94	0.59	0.55	0.73	Glissement	1.24	1.31	1.3		15		
Eboulement 98	0.02	0.52	869450.01	2031820.09	928.90	0.58	0.33	0.39	Basculement	0.68	1.18	-2.6		18		
Eboulement 99	0.04	0.78	869377.63	2031827.97	956.73	0.81	0.38	0.47	Basculement	0.57	1.23	26.4		13		
Eboulement 100	0.03	0.61	869348.52	2031821.75	1049.93	0.72	0.36	0.36	Basculement	0.50	1.00	5.6		12		
Eboulement 101	0.03	0.73	869468.25	2031829.35	930.54	0.84	0.29	0.43	Basculement	0.51	1.46	-2.9		12		
Eboulement 102	0.02	0.64	869234.30	2031744.74	1056.72	0.85	0.29	0.38	Basculement	0.44	1.29	-14		12		
Eboulement 103	0.02	0.54	869415.24	2031813.95	915.95	0.37	0.53	0.55	Basculement	1.47	1.04	10.7		11		
Eboulement 104	0.02	0.59	869353.78	2031822.93	958.20	0.39	0.28	0.70	Basculement	1.79	2.53	31.8		15		
Eboulement 105	0.09	1.58	869439.20	2031808.89	904.08	0.71	0.43	1.27	Basculement	1.80	2.98	-0.2	0	18		
Eboulement 106	0.02	0.44	869550.77	2031853.90	880.46	0.43	0.25	0.45	Basculement	1.05	1.78	-1.8		11		
Eboulement 107	0.05	1.36	869267.82	2031718.62	905.08	1.11	0.47	1.03	Basculement	0.92	2.17	-5.3		11		
Eboulement 108	0.03	0.77	869269.39	2031719.52	905.32	0.89	0.31	0.53	Glissement	0.60	1.70	-5.3		44		
Eboulement 109	0.03	0.70	869263.16	2031755.02	1040.81	0.84	0.28	0.43	Basculement	0.52	1.55	-12.7		44		
Eboulement 110	0.01	0.31	869513.61	2031868.28	956.75	0.43	0.25	0.36	Glissement	0.82	1.44	3.4		14		
Eboulement 111	0.06	1.43	869514.30	2031867.86	954.67	1.10	0.40	0.80	Basculement	0.73	2.02	3.4		14		
Eboulement 112	0.03	0.73	869514.94	2031867.51	953.06	0.62	0.42	0.66	Glissement	1.08	1.59	3.3		14		
Eboulement 113	0.02	0.46	869516.82	2031864.62	940.57	0.44	0.22	0.48	Basculement	1.09	2.11	3.8		14		
Eboulement 114	0.02	0.62	869581.84	2031853.09	894.88	0.62	0.35	0.60	Glissement	0.97	1.74	-19.9		15		
Eboulement 115	0.01	0.62	869577.31	2031852.36	887.86	0.44	0.32	0.49	Basculement	1.11	1.53	-16.6		17		
Eboulement 116	0.13	2.38	869504.61	2031825.49	877.38	1.42	0.65	1.05	Glissement	0.73	1.62	-5.7	0	44		
Eboulement 117	0.02	0.59	869533.18	2031860.18	914.04	0.60	0.26	0.55	Basculement	0.92	2.12	0.98		44		
Eboulement 118	2.88	22.20	869229.03	2031723.04	944.68	6.42	1.10	2.03	Glissement	0.32	1.85	3.1	0	18	7/7/14 19:42	8/7/14 6:12
Eboulement 119	0.16	2.51	869238.36	2031722.32	931.77	1.42	0.65	0.99	Basculement	0.70	1.53	2.4	2	13		
Eboulement 120	0.04	0.80	869227.09	2031740.72	1059.85	0.90	0.27	0.36	Basculement	0.40	1.32	-1.3		16		
Eboulement 121	0.12	2.11	869230.75	2031725.22	963.10	1.63	0.43	0.70	Basculement	0.43	1.64	-15.4	0	13		

<i>Moyenne</i>	13.247	20.22	869430.57	2031825.21	957.07	1.68	0.96	1.74		0.94	1.66	1.51	
<i>Minimum</i>	0.009	0.31	869227.09	2031718.62	873.93	0.37	0.22	0.26		0.19	0.45	-23.30	
<i>Maximum</i>	1546.470	1969.23	869638.44	2032031.16	1113.21	18.70	26.70	75.28		4.03	4.91	43.30	

Saint Eynard Barre Inférieure - Scène 1 - 2014/2015

		(m3)	(m²)	Lambert 2 étendu		(m)	(m)	(m)	(m)	(m)					Datation		
		Volume	Surface	X	Y	Z (Altitude)	Largeur	Profondeur	Hauteur	Mécanisme rupture	h/l	h/p	Distance au PM	Mécanisme régression	Période	A	B
Eboulement	1	3.189	19.74	869070.85	2031639.23	1015.68	2.29	4.15	3.05	Basculement	1.33	0.74	-8.1	0	22	26/10/14 17:02	21/11/14 10:17
Eboulement	2	1.985	16.40	868970.73	2031566.54	954.95	5.38	3.31	1.67	Basculement	0.31	0.51	-5	2	24	22/1/15 7:59	23/1/15 7:39
Eboulement	3	2.549	16.06	869110.29	2031667.51	1026.69	5.32	1.45	1.56	Basculement	0.29	1.08	-5.1	0	22	26/10/14 17:02	21/11/14 10:17
Eboulement	4	1.977	14.78	868975.31	2031560.08	908.55	3.35	1.82	2.48	Glissement	0.74	1.36	2.5	1	25	17/4/15 18:17	18/4/15 9:57
Eboulement	5	1.276	11.75	869069.61	2031618.28	905.67	2.75	0.90	3.61	Glissement	1.31	4.03	9	3	20	19/9/14 17:48	20/9/14 7:39
Eboulement	6	0.992	9.94	868964.39	2031559.11	958.18	4.04	4.51	1.81	Basculement	0.45	4.00	-10.1	0	22	26/10/14 17:02	21/11/14 10:17
Eboulement	7	0.841	9.68	869217.05	2031726.62	1057.74	2.52	2.50	2.04	Basculement	0.81	0.81	-14.9	0	24	30/1/15 15:20	30/1/15 15:40
Eboulement	8	0.448	4.77	869204.17	2031678.78	927.98	0.80	0.94	2.48	Basculement	3.10	2.65	-9.8	0	20		
Eboulement	8bis	0.142	2.24	869203.82	2031678.51	924.91	0.61	0.88	1.35	Basculement	2.21	1.53	-8.8	0	20		
Eboulement	9	0.591	6.12	869218.98	2031708.60	945.33	2.45	2.12	1.55	Basculement	0.63	0.73	5.8	0	24	31/1/15 15:20	2/2/15 14:40
Eboulement	10	0.349	5.05	869113.35	2031665.93	962.64	3.92	1.18	0.64	Basculement	0.16	0.55	14.3	0	23	16/1/15 14:49	17/1/15 16:19
Eboulement	11	0.362	4.73	869078.23	2031618.31	898.87	1.52	1.01	1.69	Glissement	1.12	1.68	8.3	3	21	10/10/14 16:50	11/10/14 5:50
Eboulement	12	0.323	3.64	869038.04	2031590.03	906.84	1.76	1.37	0.63	Basculement	0.36	0.46	-0.96	0	24	28/1/15 13:50	28/1/15 14:00
Eboulement	13	0.299	4.51	869087.73	2031649.69	948.20	2.95	1.76	0.74	Basculement	0.25	0.42	17.1	0	22	26/10/14 17:02	21/11/14 10:17
Eboulement	14	0.567	5.03	868974.78	2031569.63	957.92	1.44	1.55	1.57	Basculement	1.08	1.01	-5.11	1	24		
Eboulement	15	0.301	4.11	869005.55	2031623.31	1018.69	2.08	0.92	1.24	Basculement	0.60	1.34	10.4	0	24		
Eboulement	16	0.254	3.04	868927.98	2031506.31	910.73	1.66	0.91	0.86	Basculement	0.52	0.94	-26.4	0	24	10/2/15 16:01	11/2/15 9:11
Eboulement	17	0.499	5.96	868993.68	2031622.56	1025.33	2.88	1.42	1.41	Basculement	0.49	0.99	13.7	0	24	15/2/15 10:31	16/2/15 15:21
Eboulement	18	0.199	3.26	869136.79	2031674.10	939.01	2.74	1.60	0.60	Basculement	0.22	0.38	18.2	2	23	17/12/14 11:36	18/12/14 7:56
Eboulement	19	0.303	3.93	869074.42	2031648.48	1041.49	1.49	1.67	0.78	Basculement	0.53	0.47	-9.9	0	22	26/10/14 16:52	21/11/14 10:17
Eboulement	20	0.283	4.88	868969.67	2031564.83	946.84	2.13	1.71	1.05	Glissement	0.49	0.61	-3.2	0	24		
Eboulement	21	0.154	2.93	868974.74	2031566.46	941.58	1.94	1.62	0.65	Basculement	0.34	0.40	-2.5	1	24		
Eboulement	22	0.337	3.96	869098.06	2031659.64	963.70	1.52	0.99	1.67	Glissement	1.10	1.68	16	1	24	23/2/15 16:22	24/2/15 14:12
Eboulement	23	0.193	3.43	868976.90	2031559.24	904.78	2.47	1.10	0.99	Glissement	0.40	0.90	2.1	1	22		
Eboulement	24	0.235	4.27	868958.27	2031557.84	949.55	2.70	1.46	1.07	Glissement	0.40	0.74	-5	1	24	28/1/15 16:00	30/1/15 9:50
Eboulement	25	0.177	2.11	869057.67	2031633.09	1033.85	1.09	0.88	0.72	Basculement	0.66	0.82	-13.5	0	22		
Eboulement	26	0.262	2.72	868966.65	2031563.32	939.77	1.30	0.88	0.90	Basculement	0.69	1.02	-0.6	0	20	17/9/14 17:28	18/9/14 5:48
Eboulement	27	0.130	2.12	869104.33	2031621.44	894.78	1.14	0.87	1.06	Basculement	0.93	1.22	-1.2	3	21	5/10/14 15:50	6/10/14 8:30
Eboulement	28	0.153	2.08	869043.05	2031595.29	901.37	0.96	0.76	1.03	Glissement	1.08	1.35	3.5	0	24		
Eboulement	29	0.159	2.34	868982.01	2031602.27	995.44	0.91	1.58	0.68	Basculement	0.74	0.43	10.3	0	25	13/3/15 17:34	14/3/15 12:34
Eboulement	30	0.197	2.48	869038.97	2031624.01	1008.43	0.93	0.42	1.36	Basculement	1.46	3.26	-3.4	0	24		
Eboulement	31	0.247	4.03	868889.20	2031511.96	919.46	1.76	0.74	1.79	Glissement	1.02	2.41	-2.8	0	24		
Eboulement	32	0.135	1.93	869043.89	2031610.16	922.57	1.08	1.06	0.63	Basculement	0.58	0.59	10.4	0	24	22/1/15 7:59	23/1/15 7:39
Eboulement	33	0.119	2.13	868986.10	2031618.42	1026.81	1.77	1.02	0.50	Basculement	0.28	0.49	13.2	0	25		
Eboulement	34	0.078	1.32	869102.12	2031622.16	898.72	0.86	0.70	0.62	Basculement	0.73	0.89	-0.7	2	25		
Eboulement	35	0.176	2.11	868957.41	2031514.29	905.95	0.82	0.68	1.44	Glissement	1.75	2.11	-32.6	0	25		
Eboulement	36	0.131	1.88	868963.01	2031560.98	950.49	0.87	0.70	1.09	Basculement	1.25	1.57	-4.8	0	23		
Eboulement	37	0.120	1.87	868983.70	2031577.74	950.79	1.29	1.08	0.76	Basculement	0.59	0.70	0.68	1	23		
Eboulement	38	0.064	1.43	869044.82	2031628.61	953.80	1.52	0.71	0.47	Basculement	0.31	0.66	17.3	0	24	16/2/15 17:11	18/2/15 13:32
Eboulement	39	0.123	2.07	869093.39	2031654.16	968.25	0.66	1.42	0.89	Basculement	1.35	0.63	11.4	0	25		
Eboulement	40	0.064	1.28	868982.77	2031564.45	909.87	1.29	0.51	0.47	Basculement	0.36	0.91	2.4	0	25		
Eboulement	41	0.137	2.45	869079.95	2031629.20	921.91	1.73	1.02	0.79	Glissement	0.46	0.78	10.1	3	22		
Eboulement	42	0.061	1.36	869204.14	2031702.08	967.74	1.63	0.79	0.45	Basculement	0.27	0.57	-0.56	3	22		
Eboulement	43	0.067	1.61	868953.08	2031514.63	893.35	1.94	1.40	0.40	Glissement	0.20	0.28	-25.5	0	22		
Eboulement	44	0.102	1.44	869087.23	2031634.86	928.16	0.88	0.63	0.62	Basculement	0.70	0.98	9.6	3	24		
Eboulement	45	0.097	1.45	869090.73	2031652.15	969.47	0.76	0.45	0.90	Basculement	1.18	2.00	10.4	0	24		
Eboulement	46	0.115	2.10	869220.56	2031728.75	1064.67	1.16	0.89	0.83	Basculement	0.71	0.93	-17.1	3	23		
Eboulement	47	0.086	1.84	868983.28	2031566.77	919.34	1.10	0.59	0.95	Glissement	0.86	1.60	1.1	0	24		
Eboulement	48	0.027	0.70	868950.61	2031511.65	898.51	0.88	0.55	0.39	Basculement	0.45	0.72	-29	0	25		
Eboulement	48bis	0.018	0.45	868951.54	2031512.07	898.40	0.46	0.43	0.34	Basculement	0.74	0.79	-29	0	25		
Eboulement	49	0.053	1.23	868966.32	2031561.02	943.00	0.99	1.31	0.57	Basculement	0.57	0.44	-3.9	2	21		
Eboulement	50	0.113	2.01	869092.22	2031651.14	944.21	1.09	0.76	0.95	Glissement	0.87	1.25	-17.5	0	24		
Eboulement	51	0.096	1.77	868852.00	2031516.88	912.04	1.59	0.42	0.57	Basculement	0.36	1.35	25	0	25		
Eboulement	52	0.080	1.21	869028.48	2031626.45	963.14	0.68	0.64	0.73	Basculement	1.08	1.14	20.7	2	22		
Eboulement	53	0.089	1.28	869035.25	2031625.83	947.50	0.80	0.57	0.66	Basculement	0.83	1.16	22	0	25		
Eboulement	54	0.068	1.25	868998.03	2031571.55	918.56	1.14	0.51	0.49	Basculement	0.43	0.96	-1.88	2	24		
Eboulement	55	0.051	0.99	868993.90	2031570.65	916.41	0.89	0.49	0.66	Basculement	0.73	1.34	0.22	0	23		
Eboulement	56	0.040	0.91	869169.30	2031690.48	963.81	1.04	0.71	0.39	Basculement	0.38	0.55	8.1	0	25		
Eboulement	57	0.062	0.97	868963.24	2031558.10	937.61	0.56	0.56	0.68	Basculement	1.21	1.22	-3.2	0	21		
Eboulement	58	0.067	1.28	868909.57	2031502.49	879.50	0.92	0.51	0.68	Basculement	0.74	1.34	-9.1	0	24		
Eboulement	59	0.068	1.23	868957.66	2031553.23	941.35	1.02	0.92	0.56	Basculement	0.55	0.61	-6.4	0	24		
Eboulement	60	0.036	0.94	869218.40	2031727.33	1059.61	1.04	1.17	0.39	Basculement	0.38	0.33	-15.5	0	23		
Eboulement	61	0.064	1.12	869109.35	2031660.42	950.18	0.75	0.60	0.80	Basculement	1.06	1.33	15.4	2	21		
Eboulement	62	0.041	0.75	869062.88	2031611.52	900.88	0.65	0.49	0.45	Basculement	0.70	0.93	9.2	0	24		
Eboulement	63	0.069	1.61	868970.64	2031564.53	930.54	1.02	0.78	0.84	Basculement	0.83	1.08	1.7	3	24		
Eboulement	64	0.026	0.59	868975.00	2031563.28	926.10	0.67	0.46	0.36	Basculement	0.54	0.79	-0.32	0	24		
Eboulement	64bis	0.011	0.32	868974.35	2031563.18	925.67	0.40	0.34	0.28	Basculement	0.70	0.83	0.08	0	24		
Eboulement	65	0.047	0.90	869158.55	2031694.82	1058.17	0.81	0.41	0.52	Basculement	0.64	1.25	-15.1	0	24		
Eboulement	66	0.049	1.10	868922.72	2031506.69	902.31	1.43	0.30	0.51	Basculement	0.36	1.68	-20.1	0	22		
Eboulement	67	0.144	2.04	869006.76	2031624.17	975.33	1.10	0.94	0.82	Glissement	0.75	0.87	25.9	0	24		
Eboulement	68	0.042	0.99	869072.92	2031625.00	918.37	0.89	0.44	0.48	Basculement	0.54	1.09	11	0	23		
Eboulement																	

Eboulement	75	0.182	2.84	868884.08	2031512.04	916.15	1.41	0.43	1.17	Glissement	0.83	2.75	1.3	0	24
Eboulement	76	0.031	0.73	868947.11	2031509.11	908.51	0.28	0.45	0.86	Basculement	3.04	1.92	-33.1		23
Eboulement	77	0.035	0.67	869044.48	2031628.02	958.86	0.66	0.46	0.44	Basculement	0.67	0.97	15.1	0	24
Eboulement	78	0.041	0.76	869048.52	2031629.68	960.29	0.61	0.45	0.56	Basculement	0.92	1.27	14.1	0	19
Eboulement	79	0.030	0.69	868974.81	2031559.76	914.87	0.61	0.73	0.48	Basculement	0.79	0.65	0.23	1	19
Eboulement	80	0.044	0.79	869006.91	2031576.04	913.78	0.67	0.36	0.52	Basculement	0.78	1.44	-0.52	0	24
Eboulement	81	0.036	0.80	868980.57	2031569.86	929.72	0.80	0.40	0.43	Basculement	0.54	1.08	2	0	23
Eboulement	82	0.184	2.04	868918.52	2031509.83	935.02	0.95	0.64	0.87	Basculement	0.92	1.37	-26.3	0	22
Eboulement	83	0.041	0.96	869074.69	2031620.15	908.12	0.46	0.42	0.98	Glissement	2.11	2.34	8.8		24
Eboulement	84	0.038	0.82	868969.38	2031577.01	978.78	0.36	0.54	0.82	Basculement	2.29	1.52	-2.2		19
Eboulement	85	0.028	0.61	869128.31	2031628.69	895.90	0.61	0.24	0.44	Basculement	0.72	1.86	-7.4		24
Eboulement	86	0.056	1.25	869039.70	2031627.12	945.14	1.03	0.50	0.79	Glissement	0.77	1.56	21.7		25
Eboulement	87	0.012	0.35	869013.80	2031578.14	907.36	0.38	0.34	0.41	Basculement	1.10	1.23	0.12		20
Eboulement	88	0.015	0.44	869112.26	2031626.83	902.41	0.67	0.38	0.27	Basculement	0.40	0.71	-2.9		24
Eboulement	89	0.032	0.66	868988.64	2031571.57	925.89	0.58	0.38	0.53	Glissement	0.92	1.40	0.64		19
Eboulement	90	0.028	0.62	868900.21	2031509.86	921.77	0.63	0.36	0.41	Basculement	0.65	1.15	-11.6		19
Eboulement	91	0.038	0.79	869212.96	2031703.61	939.08	0.44	0.41	0.78	Basculement	1.79	1.89	6.3		23
Eboulement	92	0.056	0.99	868947.26	2031551.04	971.47	0.54	0.56	0.72	Basculement	1.32	1.27	-13.6		19
Eboulement	93	0.021	0.54	869207.41	2031719.30	1052.13	0.59	0.71	0.28	Basculement	0.48	0.40	-15		23
Eboulement	94	0.038	0.70	868999.93	2031621.74	988.69	0.39	0.47	0.65	Basculement	1.65	1.39	22.5		24
Eboulement	95	0.044	0.78	869163.80	2031695.28	1038.97	0.39	0.62	0.55	Basculement	1.41	0.90	-10.7		25
Eboulement	96	0.040	0.70	868929.95	2031602.59	883.03	0.70	0.40	0.37	Basculement	0.54	0.93	-21.3		23
Eboulement	97	0.026	0.64	868976.02	2031563.78	925.21	0.72	0.38	0.40	Basculement	0.55	1.04	-0.06		24
Eboulement	98	0.029	0.72	869127.25	2031671.10	970.10	0.44	0.36	0.86	Glissement	1.96	2.37	9.3		19
Eboulement	99	0.022	0.57	869043.19	2031593.89	895.46	0.36	0.36	0.76	Glissement	2.07	2.08	4.1		20
Eboulement	100	0.023	0.50	868995.27	2031571.09	920.44	0.35	0.29	0.57	Basculement	1.62	1.97	-1.5		23
Eboulement	101	0.022	0.50	868950.05	2031552.18	952.46	0.31	0.49	0.49	Basculement	1.59	1.01	-7.2		24
Eboulement	102	0.030	0.63	868964.71	2031542.52	919.97	0.40	0.42	0.70	Glissement	1.76	1.66	-13.3		25
Eboulement	103	0.025	0.60	869062.75	2031610.62	898.32	0.34	0.46	0.67	Basculement	1.96	1.45	9.2		24
Eboulement	104	0.050	0.87	868945.55	2031546.76	964.63	0.47	0.45	0.81	Glissement	1.72	1.79	-14.5		25
Eboulement	105	0.023	0.54	868978.89	2031573.99	947.39	0.62	0.43	0.36	Basculement	0.59	0.84	0.74		24
Eboulement	107	0.030	0.62	869003.81	2031559.56	891.88	0.41	0.41	0.61	Basculement	1.50	1.48	-7.6		19
Eboulement	108	0.013	0.37	869202.96	2031669.17	912.37	0.30	0.37	0.52	Basculement	1.75	1.40	-13.2		20
Eboulement	109	0.015	0.40	868989.90	2031553.10	894.05	0.42	0.43	0.36	Basculement	0.87	0.85	-7.4		24
Eboulement	110	0.015	0.40	869026.15	2031583.09	904.86	0.39	0.31	0.51	Basculement	1.31	1.63	-0.75		25
Eboulement	111	0.017	0.41	869037.80	2031589.57	901.81	0.45	0.44	0.32	Basculement	0.71	0.72	0.5		24
Eboulement	112	0.031	0.75	869215.25	2031724.76	1058.57	0.63	0.60	0.57	Glissement	0.90	0.94	-16		23
Eboulement	113	0.023	0.52	868977.88	2031576.36	959.43	0.46	0.58	0.39	Basculement	0.85	0.67	-0.6		19
Eboulement	114	0.016	0.45	869118.54	2031672.24	1046.65	0.66	0.40	0.30	Basculement	0.46	0.75	-11.9		24
Eboulement	115	0.022	0.54	869094.49	2031659.95	1044.88	0.65	0.25	0.42	Basculement	0.64	1.69	-10.5		19
Eboulement	116	0.025	0.59	868973.58	2031568.29	957.54	0.57	0.55	0.47	Basculement	0.82	0.85	-5.7		23
Eboulement	117	0.015	0.41	868987.15	2031566.03	907.42	0.32	0.31	0.62	Glissement	1.94	2.00	2.4		24
Eboulement	118	0.020	0.47	868963.71	2031559.10	941.28	0.40	0.45	0.43	Glissement	1.09	0.96	-3.8		22
Eboulement	119	0.020	0.44	869177.20	2031692.83	1008.41	0.42	0.41	0.45	Basculement	1.07	1.09	-9.6		19
Eboulement	120	0.020	0.46	869134.51	2031674.08	966.16	0.42	0.33	0.54	Basculement	1.30	1.63	9.8		22
Eboulement	121	0.015	0.41	869105.77	2031659.80	953.43	0.36	0.20	0.49	Basculement	1.38	2.49	15.6		23
Eboulement	122	0.023	0.56	869219.50	2031728.85	1058.05	0.44	0.50	0.58	Basculement	1.33	1.17	-14.1		25
Eboulement	123	0.013	0.35	869008.91	2031624.95	1008.86	0.41	0.31	0.32	Basculement	0.77	1.02	13.7		24
Eboulement	124	0.014	0.37	869155.02	2031681.54	942.34	0.56	0.24	0.31	Basculement	0.56	1.32	14.5		19
Eboulement	125	0.017	0.42	868967.36	2031554.01	915.51	0.29	0.41	0.44	Basculement	1.52	1.06	-1.7		24
Eboulement	126	0.018	0.52	869048.28	2031629.49	956.45	0.43	0.19	0.72	Basculement	1.65	3.87	15.4		24
Eboulement	127	0.016	0.44	869074.33	2031639.95	938.95	0.52	0.36	0.41	Glissement	0.80	1.15	17.9		21
Eboulement	128	0.016	0.38	869125.02	2031667.32	938.00	0.34	0.38	0.41	Basculement	1.19	1.08	18.1		25
Eboulement	129	0.010	0.36	869172.44	2031686.27	944.41	0.71	0.20	0.22	Basculement	0.31	1.10	9.1		24
Eboulement	130	0.012	0.32	869010.12	2031586.49	931.43	0.39	0.25	0.35	Basculement	0.89	1.42	1.9		25
Eboulement	131	0.009	0.31	868976.39	2031562.50	918.87	0.55	0.48	0.25	Basculement	0.47	0.52	0.7		24
Eboulement	132	0.011	0.34	869121.05	2031665.82	949.72	0.28	0.32	0.51	Basculement	1.82	1.60	14.6		25
Eboulement	133	0.031	0.71	869217.96	2031727.20	1067.86	0.78	0.64	0.39	Basculement	0.49	0.60	-18.4		22
Eboulement	134	0.028	0.66	868935.22	2031507.15	904.67	0.83	0.44	0.41	Basculement	0.49	0.92	-27.3		25

<i>Moyenne</i>	0.185	2.13	869040.28	2031606.70	948.47	1.08	0.77	0.77			0.92	1.20	-0.50		
<i>Minimum</i>	0.009	0.31	868852.00	2031502.49	879.50	0.28	0.19	0.22			0.16	0.28	-33.10		
<i>Maximum</i>	3.189	19.74	869220.56	2031728.85	1067.86	5.38	4.51	3.61			3.10	4.03	25.90		

Saint Eynard Barre Inférieure - Scène 2 - 2014/2015

		(m³)	(m²)	Lambert 2 étendu		(m)	(m)	(m)	(m)	(m)					Datation		
		Volume	Surface	X	Y	Z (Altitude)	Largeur	Profondeur	Hauteur	Mécanisme rupture	h/l	h/p	Distance au PM	Mécanisme régression	Période	A	B
Eboulement	1	100.315	146.38	869624.95	2031934.34	983.33	5.10	7.10	9.54	Basculement	1.87	1.34	3.2	0	23	17/1/15 16:19	18/1/15 11:19
Eboulement	2	14.663	54.66	869575.43	2031850.03	890.97	7.07	2.98	6.38	Glissement	0.90	2.14	21.2	1	24	2/2/15 16:50	3/2/15 9:30
Eboulement	3	20.612	57.54	869352.60	2031822.20	964.14	8.49	2.97	4.75	Basculement	0.56	1.60	31.4	2	25	5/3/15 18:03	6/3/15 5:53
Eboulement	4	8.054	31.12	869465.22	2031822.96	998.61	5.22	3.96	2.12	Basculement	0.41	0.54	-26.8	0	24	15/2/15 17:11	16/2/15 13:41
Eboulement	5	5.112	24.23	869303.96	2031806.73	1071.81	5.70	1.99	2.48	Basculement	0.43	1.24	8.9	0	19	14/8/14 19:15	15/8/14 5:25
Eboulement	6	1.877	15.91	869424.76	2031805.83	918.77	4.75	1.60	1.95	Basculement	0.41	1.22	-1.2	0	24	31/1/15 10:20	31/1/15 10:40
Eboulement	7	0.693	8.53	869218.05	2031736.80	1064.23	2.61	2.36	2.00	Basculement	0.76	0.85	-11.3	0	24	30/1/15 15:20	30/1/15 15:40
Eboulement	8	1.193	11.55	869603.34	2031926.07	920.50	2.28	2.12	2.20	Glissement	0.97	1.04	23.3	0	25		
Eboulement	9	0.879	9.61	869380.26	2031827.34	1048.58	4.49	1.35	1.22	Basculement	0.27	0.90	-0.17	2	23	16/1/15 14:49	17/1/15 16:09
Eboulement	10	0.504	6.17	869252.46	2031735.20	974.67	3.62	1.23	0.85	Basculement	0.23	0.69	-2.4	0	24	23/2/15 16:22	24/2/15 8:42
Eboulement	11	1.208	8.91	869407.36	2031811.82	957.87	1.81	1.13	2.63	Basculement	1.45	2.33	-0.41	0	23	6/1/15 16:08	7/1/15 10:28
Eboulement	12	1.193	13.82	869577.03	2031889.44	921.46	2.14	3.38	2.50	Basculement	1.17	0.74	3.2	0	24	29/1/15 11:20	30/1/15 8:40
Eboulement	13	0.534	6.30	869553.29	2031853.84	877.54	3.07	0.66	1.27	Basculement	0.41	1.94	-4.5	3	24	16/2/15 17:11	18/2/15 12:52
Eboulement	14	0.756	9.85	869335.17	2031814.82	1058.01	4.70	1.88	2.01	Glissement	0.43	1.07	6.1	2	19	26/8/14 16:56	27/8/14 9:37
Eboulement	15	1.017	9.05	869369.56	2031843.46	1105.15	4.47	1.70	1.15	Basculement	0.26	0.68	2.3	0	24	24/2/15 17:22	25/2/15 6:32
Eboulement	16	0.711	6.91	869455.53	2031825.46	943.88	2.27	2.02	1.05	Basculement	0.46	0.52	-4.9	1	25	2/3/15 17:53	3/3/15 6:13
Eboulement	17	0.586	6.43	869458.11	2031827.44	945.93	1.30	0.84	3.18	Basculement	2.45	3.77	-5	1	22	26/10/14 16:52	26/10/14 10:17
Eboulement	18	1.027	7.65	869512.27	2031873.68	986.95	1.43	1.80	2.13	Basculement	1.50	1.19	-0.62	1	22	26/10/14 16:52	21/11/14 10:17
Eboulement	19	1.042	8.09	869356.36	2031842.46	1112.49	3.44	1.55	0.93	Basculement	0.27	0.60	5.1	0	24	26/1/15 16:29	27/1/15 12:20
Eboulement	20	0.293	4.63	869463.13	2031828.29	919.14	2.09	1.48	1.29	Basculement	0.62	0.88	1.2	0	23	1/3/15 12:03	1/3/15 14:43
Eboulement	21	0.338	4.63	869559.72	2031868.99	935.11	2.74	0.80	1.44	Basculement	0.52	1.80	-10.6	2	24		
Eboulement	22	0.455	5.09	869310.55	2031794.19	948.55	0.91	1.04	2.42	Basculement	2.65	2.33	32.1	2	24	9/2/15 14:01	10/2/15 10:41
Eboulement	23	1.021	9.21	869215.59	2031716.27	950.95	2.20	1.34	2.62	Basculement	1.19	1.95	4.2	1	20	15/9/14 17:28	16/9/14 9:08
Eboulement	24	0.411	5.50	869552.75	2031912.64	1070.58	4.26	0.84	0.86	Basculement	0.20	1.02	-8.6	0	22	26/10/14 16:52	21/11/14 10:17
Eboulement	24bis	0.014	0.38	869555.47	2031913.09	1070.68	0.53	0.31	0.31	Basculement	0.60	1.03	-9.4	0	22	26/10/14 16:52	21/11/14 10:17
Eboulement	25	0.193	2.95	869251.64	2031725.45	943.34	1.28	0.75	1.33	Basculement	1.04	1.76	-1.5	0	21	5/10/14 15:50	6/10/14 8:50
Eboulement	26	0.348	3.79	869296.49	2031773.23	952.36	0.99	0.90	1.67	Basculement	1.70	1.86	17.3	0	23	17/1/15 16:19	18/1/15 11:29
Eboulement	27	0.576	5.21	869260.93	2031754.04	1059.54	2.91	1.09	0.88	Basculement	0.30	0.81	-1.4	0	24	11/2/15 16:31	11/2/15 16:41
Eboulement	28	0.330	4.11	869547.57	2031857.50	907.06	1.70	0.63	1.57	Basculement	0.92	2.50	-7.2	2	25		
Eboulement	29	0.193	3.02	869559.18	2031854.14	875.70	2.36	0.61	0.89	Basculement	0.38	1.45	-6.3	0	23		
Eboulement	30	0.319	4.29	869290.60	2031764.78	1014.21	1.82	2.74	1.16	Basculement	0.64	0.42	-4.9	0	25	29/3/15 17:05	30/3/15 14:15
Eboulement	31	0.839	6.93	869487.48	2031855.42	1056.64	1.53	1.78	2.09	Glissement	1.37	1.18	-25.1	0	23	16/1/15 14:49	18/1/15 11:19
Eboulement	32	0.176	2.90	869424.03	2031803.98	905.70	2.25	0.62	0.83	Basculement	0.37	1.33	1.2	0	24		
Eboulement	33	0.383	4.46	869388.72	2031815.35	919.33	1.96	0.64	1.50	Glissement	0.76	2.34	22.4	0	24		
Eboulement	34	0.167	2.88	869463.37	2031828.18	924.14	2.11	1.55	0.61	Basculement	0.29	0.40	-0.46	0	22	26/10/14 16:52	21/11/14 10:17
Eboulement	35	0.202	3.55	869517.61	2031843.15	875.77	2.24	1.53	1.18	Basculement	0.53	0.77	2.4	0	22	26/10/14 16:52	21/11/14 10:17
Eboulement	36	0.400	4.70	869305.97	2031810.35	1057.17	2.28	1.05	0.91	Glissement	0.40	0.87	15.2	0	24	5/2/15 9:20	9/2/15 7:51
Eboulement	37	0.221	2.57	869430.57	2031809.50	923.37	1.03	0.67	1.22	Basculement	1.19	1.84	-1.9	0	19	4/8/14 11:25	4/8/14 11:35
Eboulement	38	0.246	3.07	869399.27	2031812.80	939.50	1.98	0.82	0.81	Basculement	0.41	0.99	10	0	22	26/10/14 16:52	21/11/14 10:17
Eboulement	39	0.382	3.99	869245.88	2031752.73	1057.82	1.10	1.38	1.40	Basculement	1.27	1.01	-8	0	19		
Eboulement	40	0.082	1.45	869425.52	2031807.19	923.97	0.84	0.42	0.90	Basculement	1.07	2.17	-2	0	23		
Eboulement	40 bis	0.065	1.26	869424.80	2031806.92	924.69	1.13	0.60	0.60	Basculement	0.53	1.00	-1.9	0	23		
Eboulement	41	0.096	1.91	869253.75	2031735.77	973.33	1.87	0.72	0.50	Basculement	0.26	0.69	-2.1	0	23		
Eboulement	42	0.239	3.28	869337.34	2031819.67	1083.55	1.72	1.60	0.66	Basculement	0.38	0.41	2.1	0	22	26/10/14 16:52	21/11/14 10:17
Eboulement	43	0.265	3.45	869542.09	2031848.85	881.59	0.68	0.84	2.28	Basculement	3.36	2.71	-5	0	24		
Eboulement	44	0.166	2.47	869472.63	2031822.23	892.99	1.88	0.51	0.75	Basculement	0.40	1.48	-0.76	0	23	8/12/14 14:35	9/12/14 14:55
Eboulement	45	0.172	3.24	869563.77	2031908.85	1052.83	2.76	0.88	0.51	Basculement	0.18	0.58	-11.6	0	21		
Eboulement	46	0.163	2.68	869417.28	2031840.47	1061.18	2.35	0.95	0.45	Basculement	0.19	0.47	-8.6	0	22	26/10/14 16:52	21/11/14 10:17
Eboulement	47	0.313	3.13	869351.74	2031819.94	1031.37	1.21	0.74	1.28	Basculement	1.06	1.73	10.8	0	23	16/1/15 14:49	17/1/15 16:09
Eboulement	48	0.180	2.75	869318.40	2031801.93	951.51	1.04	0.86	1.27	Glissement	1.22	1.48	32.5	0	25	15/4/15 13:17	15/4/15 17:27
Eboulement	49	0.397	4.31	869413.57	2031834.80	1037.20	1.31	1.12	1.43	Basculement	1.09	1.27	-5.1	0	22	26/10/14 16:52	21/11/14 10:17
Eboulement	50	0.137	2.47	869575.49	2031848.80	884.54	1.45	0.32	1.03	Glissement	0.71	3.22	-20.5	0	24		
Eboulement	51	0.187	2.36	869286.28	2031756.35	1021.18	0.94	1.27	0.88	Basculement	0.94	0.70	-12.2	1	19		
Eboulement	52	0.158	2.43	869449.28	2031823.03	948.43	1.90	0.90	0.74	Basculement	0.39	0.82	-5.6	0	22	26/10/14 16:52	21/11/14 10:17
Eboulement	53	0.122	2.28	869467.98	2031831.15	919.15	0.96	0.87	1.29	Glissement	1.35	1.49	1.5	0	24		
Eboulement	54	0.295	4.16	869301.35	2031803.54	1058.54	1.18	1.81	1.15	Glissement	0.97	0.63	11	2	24	25/2/15 7:42	25/2/15 7:52
Eboulement	55	0.113	2.31	869352.21	2031813.69	933.26	1.98	1.49	0.59	Basculement	0.30	0.40	33	0	25	29/3/15 18:05	30/3/15 14:15
Eboulement	56	0.122	1.84	869551.50	2031857.86	906.86	1.25	0.51	1.70	Basculement	0.56	1.37	-8.6	0	24	9/2/15 16:21	10/2/15 10:31
Eboulement	57	0.289	3.97	869236.49	2031721.07	941.08	1.49	0.96	1.49	Glissement	1.00	1.55	2	0	24		
Eboulement	58	0.275	3.09	869349.66	2031818.23	953.88	1.13	1.31	1.07	Glissement	0.94	0.81	32.1	2	25	5/3/15 18:03	6/3/15 5:53
Eboulement	59	0.151	2.56	869350.41	2031840.43	1112.27	2.26	1.04	0.71	Basculement	0.31	0.68	6	3	19		
Eboulement	60	0.112	1.93	869459.62	2031819.25	890.20	1.65	0.71	0.52	Basculement	0.32	0.74	3.1	0	24	18/2/15 13:52	19/2/15 9:02
Eboulement	61	0.144	2.23	869369.86	2031829.35	1069.22	2.06	0.68	0.48	Basculement	0.23	0.71	0.24	0	22	26/10/14 16:52	21/11/14 10:17
Eboulement	62	0.045	0.90	869477.63	2031823.51	891.09	1.01	0.42	0.46	Basculement	0.46	1.08	-1.3	0	20		
Eboulement	62bis	0.017	0.41	869477.71	2031823.75	890.62	0.49	0.33	0.31	Basculement	0.64	0.95	-1	0	20		
Eboulement	63	0.078	1.45	869252.45	2031719.98	930.44	1.21	0.57	0.55	Glissement	0.46	0.97	-2.9	3	24		
Eboulement	64	0.058	1.02	869433.72	2031798.08	878.88	0.80	0.78	0.46	Basculement	0.58	0.59	-0.64	0	24	9/2/15 13:41	10/2/1

Eboulement	77	0.062	1.22	869494.27	2031847.55	927.80	0.61	0.53	0.89	Basculement	1.45	1.68	1.6	3	22	26/10/14 16:52	21/11/14 10:17
Eboulement	78	0.038	0.79	869251.17	2031716.92	924.46	0.57	0.45	0.67	Basculement	1.18	1.48	-3.2	0	24		
Eboulement	79	0.069	1.22	869292.03	2031766.79	965.03	0.39	0.49	1.06	Basculement	2.70	2.18	10.1	3	23		
Eboulement	80	0.263	2.65	869456.36	2031851.93	1066.58	1.10	0.73	0.95	Glissement	0.87	1.31	-17.4	2	22		
Eboulement	81	0.112	1.46	869301.99	2031807.41	1067.81	0.68	0.75	0.92	Basculement	1.36	1.23	11.4	2	23		
Eboulement	82	0.069	1.29	869531.02	2031856.34	906.03	0.95	0.38	0.83	Basculement	0.87	2.17	-0.73	0	23		
Eboulement	83	0.042	1.07	869219.66	2031737.64	1065.91	0.97	1.01	0.65	Basculement	0.67	0.64	-11.8	0	23		
Eboulement	84	0.053	1.22	869250.81	2031719.76	932.09	0.50	0.63	0.98	Basculement	1.96	1.57	-2.8	1	24		
Eboulement	85	0.024	0.58	869237.50	2031728.02	969.40	0.64	0.37	0.32	Basculement	0.50	0.86	-0.5	0	23		
Eboulement	86	0.086	1.46	869344.43	2031818.80	1003.70	0.72	0.44	1.22	Glissement	1.69	2.76	20.8	3	25		
Eboulement	87	0.055	1.02	869435.10	2031798.28	883.56	0.90	0.55	0.47	Basculement	0.52	0.84	-2.2	0	25		
Eboulement	88	0.036	0.74	869249.41	2031711.47	919.43	0.70	0.35	0.45	Basculement	0.64	1.28	-5.7	0	20		
Eboulement	89	0.052	0.95	869531.53	2031857.64	923.16	0.97	0.40	0.43	Basculement	0.44	1.06	-4.7	0	19		
Eboulement	90	0.033	0.77	869462.45	2031824.97	906.48	1.00	0.42	0.36	Basculement	0.36	0.84	2.2	0	25		
Eboulement	91	0.111	1.47	869287.58	2031760.39	1061.63	0.68	0.51	1.04	Basculement	1.54	2.04	-20.7	0	24		
Eboulement	92	0.058	1.24	869523.65	2031891.04	1061.80	0.83	0.76	0.75	Basculement	0.90	0.99	-11.9	0	20		
Eboulement	93	0.051	1.06	869293.69	2031767.89	1017.19	0.61	0.38	1.00	Basculement	1.64	2.66	-4.4	0	25		
Eboulement	94	0.026	0.55	869426.29	2031807.59	925.87	0.52	0.43	0.47	Basculement	0.91	1.11	-2.4	0	23		
Eboulement	95	0.058	1.01	869445.11	2031820.69	939.81	0.86	0.57	0.47	Basculement	0.54	0.83	-3.3	0	23		
Eboulement	96	0.048	0.92	869513.62	2031848.70	904.57	0.77	0.75	0.42	Basculement	0.54	0.56	0.73	0	25		
Eboulement	97	0.065	1.09	869551.75	2031851.19	890.12	0.78	0.50	0.77	Basculement	0.99	1.53	-9.7	0	19		
Eboulement	98	0.171	2.34	869299.02	2031801.56	1077.69	0.47	1.37	0.83	Basculement	1.77	0.60	4.5	0	24		
Eboulement	99	0.061	1.24	869531.05	2031846.26	881.58	0.62	0.59	0.96	Basculement	1.55	1.61	-2.4	3	25		
Eboulement	100	0.083	1.30	869381.47	2031847.28	1108.82	0.81	0.50	0.75	Basculement	0.92	1.51	-0.69	0	22		
Eboulement	101	0.034	0.81	869255.91	2031722.11	931.87	0.58	0.68	0.44	Glissement	0.75	0.64	-2.9		22		
Eboulement	102	0.068	1.12	869319.75	2031812.26	1019.32	0.93	0.43	0.57	Basculement	0.61	1.33	21.6		25		
Eboulement	103	0.014	0.37	869400.85	2031811.66	909.41	0.37	0.37	0.36	Basculement	0.98	0.97	16.8		24		
Eboulement	104	0.062	1.01	869499.09	2031848.61	919.30	0.47	0.50	0.92	Glissement	1.95	1.86	2.8		24		
Eboulement	105	0.077	1.24	869593.95	2031912.87	928.92	0.42	0.54	0.96	Basculement	2.27	1.78	13.7	0	19		
Eboulement	106	0.076	1.41	869542.88	2031849.44	878.70	0.36	0.84	0.97	Basculement	2.68	1.15	-4.1		24		
Eboulement	107	0.008	1.18	869526.40	2031860.47	928.04	0.56	0.57	1.02	Basculement	1.81	1.80	-1.4		25		
Eboulement	108	0.012	0.36	869253.85	2031713.76	918.92	0.42	0.43	0.28	Basculement	0.66	0.65	-5.5		24		
Eboulement	109	0.038	0.91	869527.46	2031861.11	926.28	0.76	0.47	0.79	Basculement	1.03	1.67	-0.83		24		
Eboulement	110	0.041	0.90	869238.95	2031715.34	929.04	1.17	0.37	0.39	Glissement	0.33	1.07	0.55		22		
Eboulement	111	0.011	0.31	869220.62	2031738.86	1064.23	0.34	0.28	0.43	Basculement	1.27	1.53	-10.7		25		

<i>Moyenne</i>	1.555	5.73	869405.03	2031813.31	967.16	1.66	1.01	1.18			0.91	1.30	0.46		
<i>Minimum</i>	0.008	0.31	869215.59	2031711.47	875.70	0.34	0.28	0.28			0.18	0.40	-26.80		
<i>Maximum</i>	100.315	146.38	869624.95	2031934.34	1112.49	8.49	7.10	9.54			3.36	3.77	33.00		

Saint Eynard Barre supérieure - Scène 1 - 2012/2014

		<i>(m3)</i>	<i>(m²)</i>	<i>Lambert 2 étendu</i>		<i>(m)</i>	<i>(m)</i>	<i>(m)</i>	<i>(m)</i>
		Volume	Surface	X	Y	Z (Altitude)	Largeur	Profondeur	Hauteur
Eboulement	1	0.391	3.37	869069.56	2032200.42	1245.00	1.06	0.87	1.39
Eboulement	2	0.251	3.02	869270.18	2032176.96	1268.39	1.59	0.41	1.10
Eboulement	3	0.056	1.35	869075.81	2032201.02	1232.28	1.76	0.92	0.47
Eboulement	4	0.027	0.60	869269.05	2032163.63	1219.93	0.70	0.29	0.36

Saint Eynard Barre supérieure - Scène 2 - 2012/2014

		<i>(m3)</i>	<i>(m²)</i>	<i>Lambert 2 étendu</i>		<i>(m)</i>	<i>(m)</i>	<i>(m)</i>	<i>(m)</i>
		Volume	Surface	X	Y	Z (Altitude)	Largeur	Profondeur	Hauteur
Eboulement	1	0.211	2.46	869393.74	2032166.45	1227.82	1.48	0.45	0.87
Eboulement	2	0.042	0.95	869611.49	2032164.45	1234.32	0.98	0.22	0.47

Saint Eynard Barre supérieure - Scène 2 - 2014/2015

		<i>(m3)</i>	<i>(m²)</i>	<i>Lambert 2 étendu</i>		<i>(m)</i>	<i>(m)</i>	<i>(m)</i>	<i>(m)</i>
		Volume	Surface	X	Y	Z (Altitude)	Largeur	Profondeur	Hauteur
Eboulement	1	0.204	3.77	869597.06	2032166.37	1225.52	2.94	0.44	1.15
Eboulement	2	0.037	0.82	869604.36	2032166.75	1223.89	0.94	0.23	0.40
Eboulement	3	0.040	0.78	869582.87	2032163.47	1245.79	0.57	0.38	0.58
Eboulement	4	0.039	0.83	869559.39	2032180.33	1295.12	0.68	0.59	0.46

Annexe D

Article : Fréquences d'éboulement en différents contextes

Cet article a fait l'objet d'un poster à la XIIème conférence de l'IAEG (International Association of Engineering Geology) à Turin (Italie) en 2014.

Investigating rock fall frequency and failure configurations using Terrestrial Laser Scanner

Julie D'Amato¹, Antoine Guerin², Didier Hantz¹, Jean-Pierre Rossetti¹, Michel Jaboyedoff²

¹ Univ. Grenoble Alpes, ISTerre, F-38041 Grenoble, France. julie.damato@ujf-grenoble.fr, 0476635163

² Centre de Recherche sur l'Environnement Terrestre, Univ. de Lausanne, Switzerland. michel.jaboyedoff@unil.ch

Terrestrial laser scanner has been used to detect rock falls greater than 0.01 m³ which have occurred during some years in different rock walls consisting of massive to thin-bedded limestones of the Subalpine Chains and gneiss of the Massif de l'Oisans. For each rock wall, spatial-temporal rock fall frequencies have been determined and the volume-frequency relation has been fitted with a power law. The influence of the geological context on the power law parameters has been studied. These parameters can be used for quantitative assessment of diffuse hazard in rock walls having similar geological and morphodynamic contexts. The geometrical configurations prior to rock fall have also been studied in order to better identify the future rock fall locations. Prone to fall configurations depend on the rock mass internal structure and the wall surface geometry.

Keywords: rock fall, frequency, hazard, terrestrial laser scanner, LiDAR.

1 Introduction

Quantitative assessment of rockfall hazard in a rock wall must be based on a rockfall inventory, which allows to determine the rockfall frequency as a function of the rockfall volume. Several authors have studied the rockfall frequency from historical inventories including relatively large rockfall volumes (see reviews by Dussauge et al., 2002 and Brunetti et al., 2009). Development of teledetection methods such as Terrestrial Laser Scanner (TLS) allows to get more exhaustive inventories covering smaller rockfalls (Lim et al., 2010; Dewez et al., 2013; Abellan et al., 2010; Rabatel et al., 2008; Ravelan et al., 2012). Terrestrial Laser Scanner was used to investigate several cliffs in the French Alps, in different geological contexts. It permitted to have exhaustive inventories of rockfalls occurring on these cliffs, in a volume range depending on the precision of the laser scanning. Thanks to the 3D reconstruction, volume, dimensions, configuration before the fall, and an estimation of failure mechanisms can also be obtained.

2 Study sites and geological features

Four sites were studied in the Grenoble area. 3 sites are located in the Subalpine Ranges (Vercors and Chartreuse), one site is located in a metamorphic part of the Massif des Ecrins (Fig.1).

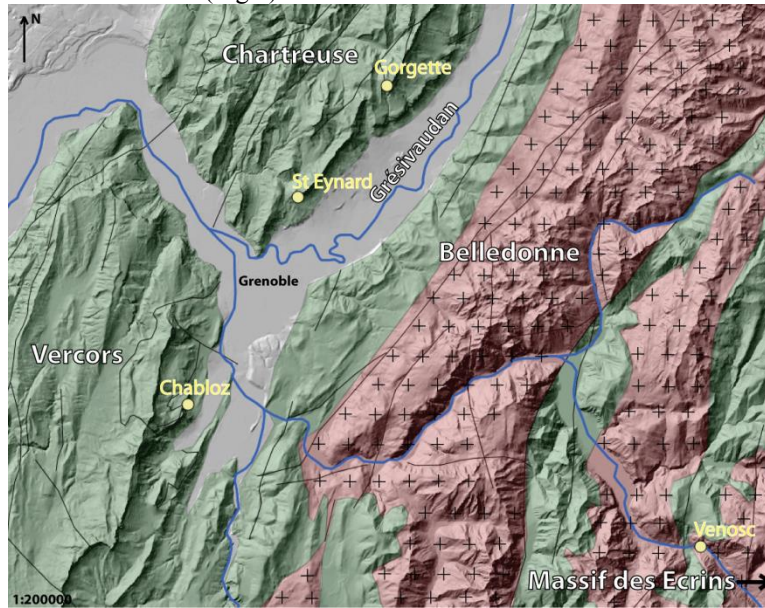


Fig.1 Location of the cliffs investigated (white circles). Green: sedimentary rocks. Red and black cross: metamorphic and magmatic rocks. Black lines: major faults.

- The Mont Saint Eynard is a 7 km long doubled cliff. The lower cliff is 240 m high, separated from the 120 m high upper cliff by a ledge covered with forest. The investigation zone is 750 m long. The lower cliff consists of fractured thin bedded limestones, of the Sequanian stage. The upper cliff consists of massive limestones of the Tithonian stage. This site is located on the oriental edge of the Chartreuse Massif. The cliff (direction N45, facing South-East) belongs to the eastern side of the Sappey syncline (axis direction, N10, dipping North). It is cut by two dextral thrust faults of direction N60-70 (Gidon, 1990). The investigation zone is located near the synclinal hinge. Bedding planes are slightly dipping north at this point.

- The Gorgette cliff, facing South-West, is 150 m high, 700 m long. It forms the border of a deep ravine incised by the Gorgette stream. The cliff consists of thin bedded marly limestones of the Valanginian stage (called Fontanil limestones). The Gorgette ravine is located in the oriental part of the Chartreuse Massif. This zone is cut by a normal fault (Gorgette fault), of same direction than the cliff (N-S). This fault is included in a large syncline (Dent de Crolles syncline). Bedding planes are slightly dipping north.

- The Chabloz cliff, facing East, is located on the eastern side of the Vercors Massif. It is 350 m high and 1500 m long, and consists of massive limestones of Urgonian stage. Bedding planes are dipping west. The investigated zone is 650 m long.
- The Venosc cliff is a 500 m high rockwall, on the border of the Veneon River. It consists of migmatitic gneiss of the Massif des Ecrins. The considered length of rockwall is 1000 m.

3 Rockfall detection and spatial temporal frequencies

Rockfall detection is obtained by comparison of 2 point clouds of the cliffs acquired in 2009 and 2012 (Guerin et al., 2013). A mesh was built with the point cloud acquired in 2012. This mesh was superposed with the 2009 point clouds, and the positive deviations obtained were considered as rockfalls (Fig. 2). Different thresholds were used depending on the precision of the scanning (Guerin et al., 2013). The point clouds defining a fallen compartment were meshed, allowing to calculate the volume of the compartment and to get dimensions and gravity center.

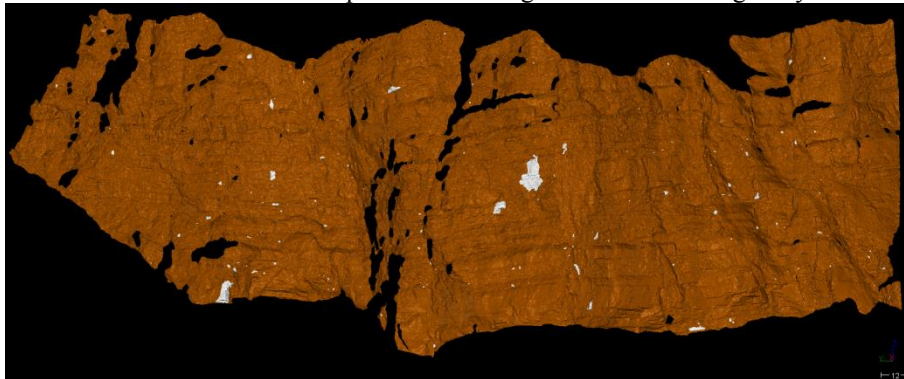


Fig. 2 Rockfall detection for the Gorgette cliff. The white spots correspond to the fallen compartments.

For the 3 cases of Gorgette cliff, lower cliff of St Eynard, and Venosc rockwall the cumulative distribution function of the rockfall volume is well fitted by a power law:

$$N = a V^{-b}$$

Where V is the rockfall volume, N the number of rockfalls larger than V , a and b constants depending on the site. The constant a represents the number of rockfalls greater than 1 m^3 and b characterizes the distribution of the volumes. N and a depend on the size of the cliff and on the length of the observation period. The values obtained for the different sites are given in the Table 1.

Site name	Gorgette	Saint Eynard low.	Saint Eynard up.	Chabloz	Venosc
Number of events	147	391	3	2	12
Volume range (m ³)	0.001 - 100	0.001 - 100	0.1 - 10	1 - 100	0.1 - 1000
Average volume (m ³)	1.30	1.15	-	-	30.25
Median volume (m ³)	0.09	0.13	-	-	7.66
<i>a</i>	16	42	1	2	10
<i>b</i>	0.57	0.71	-	-	0.38
Considered surface (m ²)	51461	129646	77214	104579	365685
<i>a</i> _{st} (nb/hm ² /yr)	0.963	1.003	0.040	0.059	0.085

Table 1 Characteristical values of all sites.

No fitting has been made for the cliffs where less than 10 rockfalls have been observed, but the parameter *a* has been assessed by the number of rockfalls greater than 1 m³. To characterize the activity of the different cliffs, we have calculated a spatial-temporal rock fall frequency, which is the number of rockfalls per year and per hm²:

$$F_{st} = a_{st} V^{-b}$$

The corresponding *a*_{st} values are given in the Table 1. The rock walls can be classified in two classes: a) Thinly bedded rock walls, which present *a*_{st} values of about 1 and *b* values of about 0.6; b) Massive rock walls which present *a*_{st} values smaller than 0.1 and a *b* value of about 0.4.

4 Failure configurations and mechanisms

The 3D reconstructions of the fallen compartments were studied through horizontal and vertical sections of the compartment and the cliff. Each compartment has been approximated by a 6 faces polyhedron closest as possible to the real shape. The faces were described as jointed or not (free). This description gives information about the configuration of the compartment on the wall surface before the fall.

The 3D reconstruction allowed to know the compartment volume and its gravity center. It was then possible to build the half-line wearing the weight vector and starting from the gravity center. Considering that the only moving force is gravity, information on failure mechanism could be obtained (Fig. 3B): when the half line intersects a jointed lower face of the compartment, the mechanism was a slide on this lower face; when it intersects a free lower face (overhanging face); a reaction torque is usually needed for the equilibrium of the compartment. When this reaction torque becomes insufficient, the failure occurs with a topple mechanism (or rotational mechanism). Note that when the upper face is jointed and the compartment attached only by a rock bridge in this joint, the failure mechanism is a tension failure, followed in some rare cases by a translational free fall.

The number of jointed faces of each compartment has been studied, and put in relation with the failure mechanism (Fig. 3A).

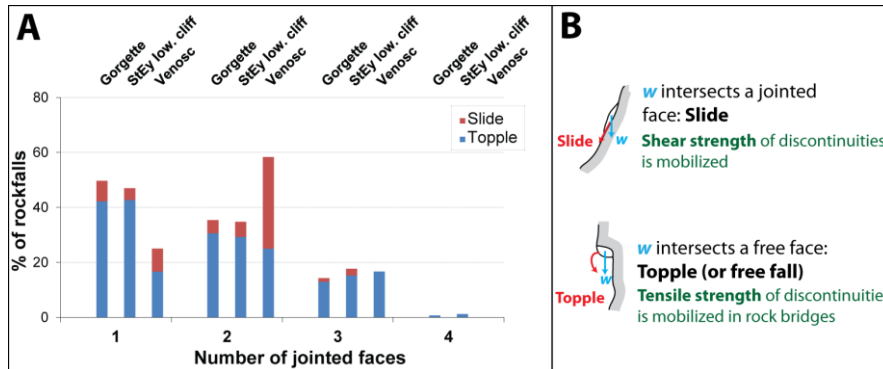


Fig. 3 A: Proportion of compartments as a function of the number of jointed faces and failure mechanisms, for 3 sites. **B:** scheme of the two considered failure mechanisms.

It appears that the two sites of Chartreuse (Gorgette and St Eynard) which have similar geological contexts, present also similar configurations, different from the Venosc site. For these two sites, most of the compartments (more than 80%) present only 1 or 2 jointed faces. The failure mechanisms were essentially free fall or topple, only a few compartments falling by slide (10-20%). Typically, one of the jointed faces corresponds to a bedding plane and the other one to a joint having a direction more or less parallel to the cliff.

Venosc site shows different configurations. Most of the compartments (more than 50%) present 2 jointed faces, and the slides are more important (about 40%) than for the other sites.

The relation between the three dimensions of the fallen compartments gives information about their global shape (Table 2).

Site name	Gorgette	Saint Eynard low.	Saint Eynard up.	Chabloz	Venosc
Height/length	1.00	0.93	0.54	0.75	1.30
Height/thickness	2.06	1.55	1.50	2.45	2.05

Table 2 Average dimension ratio of fallen compartments for all sites (length is defined in the cliff direction)

For all sites, height of the fallen compartment is 1.5 to 2.5 times higher than thickness. Fallen compartments are cut superficially, close to the surface.

The Gorgette cliff and the lower cliff of Saint Eynard present a height/length ratio close to 1. External surfaces of fallen compartments seem roughly square. This is consistent with the fact that the distance between crossjoints is close to the bed thickness. Chabloz cliff and the upper cliff of Saint Eynard show height/length ratio of 0.5-0.7. The fallen compartments are longer than higher, following the bedding. The Venosc height/length ratio is superior to 1. The compartments are higher than longer.

5 Conclusion

A three-year TLS survey has allowed to estimate the volume-frequency relation for rock walls of several hundreds of meters in length, consisting of thinly bedded limestone. The power laws obtained present exponent values of about 0.6, which are consistent with the value obtained by Hantz et al. (2003) for larger rockfalls occurred in 120 km of limestone cliffs in the Grenoble area. For cliffs consisting of massive rock masses (limestone and gneiss), the number of rockfalls detected in 3 years was not sufficient to give a good idea of the volume-frequency relation. Only the mean number of rockfalls greater than 1 m^3 which occur per year and per hm^2 (a_{st}) has been estimated. It appears that massive rock walls present a_{st} values smaller than 0.1, while thinly bedded rock walls present values of about 1.

TLS survey has also allowed to characterize typical failure configurations and mechanisms: for thinly bedded limestone, most of the rock compartments were linked to the cliff by only 1 or 2 jointed faces, while for gneiss they were linked mostly by 2 jointed faces.

References

- Abellan A, Calvet J, Vilaplana JM, Blanchard J (2010) Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology*, 119:162-171.
- Brunetti MT, Guzzetti F, Rossi M (2009) Probability distributions of landslide volumes. *Nonlin. Processes Geophys.*, 16:179-188
- Dewez TJB, Rohmer J, Regard V, Cnudde C (2013) Probabilistic coastal cliff collapse hazard from repeated terrestrial laser surveys: case study from Mesnil Val (Normandy, northern France). *Journal of Coastal Research*, 65:702-707
- Dussauge-Peisser C, Helmstetter A, Grasso JR, Hantz D, Jeannin M, Giraud A (2002) Probabilistic approach to rock fall hazard assessment: potential of historical data analysis. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2:15-26
- Gidon M (1990) Les décrochements et leur place dans la structuration du Massif de la Chartreuse (Alpes occidentales françaises). *Géologie Alpine*, 66
- Guerin A, Rossetti JP, Hantz D, Jaboyedoff M (2013) Estimating rock fall frequency in a limestone cliff using LiDAR measurements. ICRL13, Tunisia.
- Hantz H, Vengeon JM, Dussauge-Peisser C (2003), An historical, geomechanical and probabilistic approach to rock-fall hazard assessment. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 3 :693-701
- Lim M, Rosser NJ, Allison R.J, Petley D.N (2010) Erosional processes in the hard rock coastal cliffs at Staithes, North Yorkshire. *Geomorphology*, 114:12-21
- Rabatel A, Deline P, Jaillet S, Ravanel L (2008) Rock falls in high-alpine rock walls quantified by terrestrial lidar measurements: A case study in the Mont Blanc area. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L10502, doi:10.1029/2008GL033424
- Ravanel L, Deline P, Lambiel C, Vincent C: Instability of a high alpine rock ridge: The lower Arête des Cosmiques, Mont Blanc massif, France. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, doi:10.1111/geoa.12000, 2012.

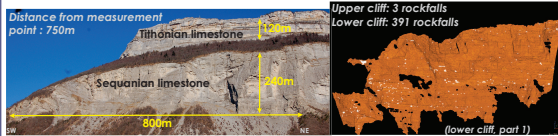
Investigating rock fall frequency and failure configurations using Terrestrial Laser Scanner

Julie D'Amato (1), Antoine Guerin (2), Didier Hantz (1), Jean-Pierre Rossetti (1), Michel Jaboyedoff (2)
 (1) Univ. Grenoble Alpes, ISTerre, F-38041, Grenoble, France (julie.damato@ujf-grenoble.fr)
 (2) Institute of Earth Sciences (ISTE), University of Lausanne, Switzerland

Rhône-Alpes

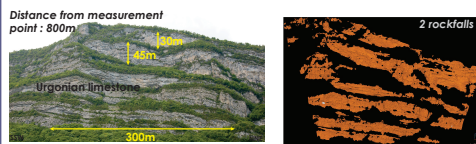
STUDY SITES AND GEOLOGICAL FEATURES

The Mont Saint Eynard Cliff

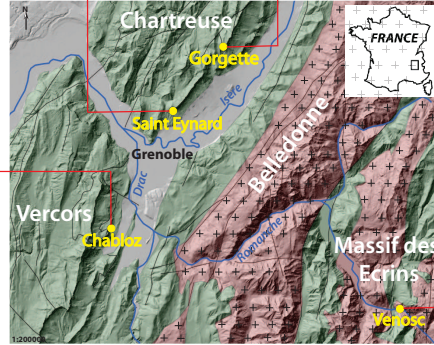


SE facing, 7km long doubled cliff
 Upper cliff: massive limestone (2-10m beds)
 Lower cliff: thinly bedded limestone (0.2-0.5m beds)
 Bedding planes slightly dipping North in this part
 Investigated length: 750m

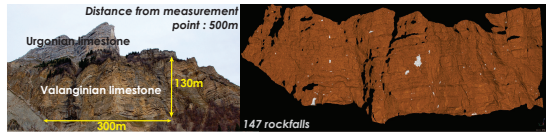
The Chabloz Cliff



East facing cliff
 Massive limestone
 Bedding planes dipping West
 Investigated length: 650m

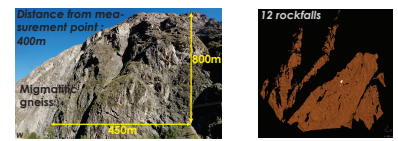


The Gorgeffe Cliff



Zone cut by a normal fault, striking like the cliff, facing West
 Thinly bedded limestone (Fontanal limestone)
 Bedding planes dipping North
 Investigated length: 700m

The Venosc Cliff



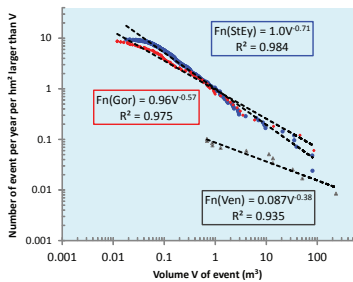
SSW facing, 800m high rockwall on the border of the Veneon river
 Massive migmatitic gneiss of the Massif des Ecrins
 Investigated length: 1000m

ROCKFALL FREQUENCY

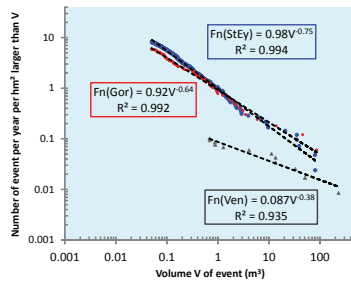
For the cases of Gorgeffe cliff, lower cliff of Saint Eynard, and Venosc rockwall, cumulative distribution function of the rockfall volume is well fitted by a power law:
 $N = aV^{-b}$, where V is the rockfall volume, N the number of rockfall larger than V , observed between 2009 and 2012, a and b constants depending on the site.
 To characterize the activity of the different cliffs, normalized rockfall frequency has been calculated, which is the number of rockfalls per year and per hm^2 :
 $F_n = a_n V^{-b}$

Fitting has been carried out for two volume thresholds. The rollover observed for the $0.01m^3$ threshold suggests that the inventory is no more exhaustive under $0.05m^3$.

Fitting considering $V > 0.01m^3$



Fitting considering $V > 0.05m^3$



No fitting has been made for the cliffs where less than 10 rockfalls have been observed. To compare the activity of the different cliffs, they have been characterized by the normalized frequency of rockfalls bigger than $0.1m^3$. Assuming a Poisson's law for the time occurrence of rockfalls, a 95% confidence interval has been determined for $N(0.1m^3)$ and $F_n(0.1m^3)$.

Site name	Gorgeffe	Saint Eynard low.	Saint Eynard up.	Chabloz	Venosc
Number of events (total)	147	391	3	2	12
Volume range (m^3)	0.001 - 100	0.001 - 100	0.1 - 10	1 - 100	0.1 - 1000
$N(0.1m^3)$	64	233	3	2	12
Confidence interval (N)	[50-80]	[204-262]	[1-7]	[1-6]	[7-20]
b	0.63	0.76	-	-	0.38
Considered surface (hm^2)	5.14	12.96	7.72	10.46	36.57
$F_n(0.1m^3)$ (nb/ hm^2 /yr)	3.85	5.57	0.12	0.06	0.10
Confidence interval (F_n)	[3.01-4.82]	[4.87-6.26]	[0.04-0.28]	[0.03-0.18]	[0.06-0.17]

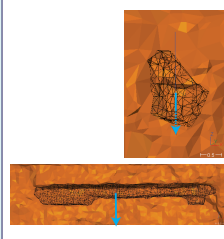
The rockwalls can be classified in two classes:

- Thinly bedded rock walls, which present $F_n(0.1m^3)$ values higher than 1, and b values of about 0.6-0.7;
- Massive rock walls, which present $F_n(0.1m^3)$ values around 0.1 and b value of about 0.4.

FAILURE CONFIGURATIONS AND MECHANISMS

Based on 3D reconstruction, it is possible to get informations about:

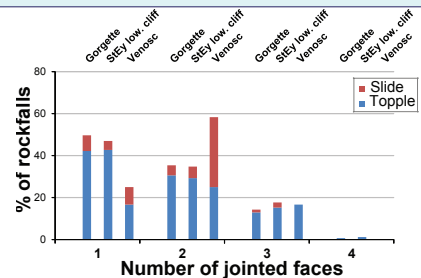
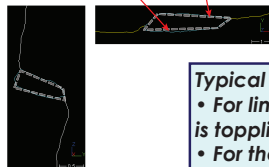
Failure mechanisms: obtained by considering a vertical half-line(w) from the center of gravity



Slide
 w intersects a jointed face:
 Shear strength of discontinuity is mobilized

Topple (or free fall)
 w intersects a free face:
 Tensile strength of discontinuity is mobilized in rock bridges

Faces of the compartment:
 whether they were jointed to the cliff or free faces



Typical failure configurations and mechanisms :

- For limestone cliffs with bedding slightly dipping inside: main mechanism is toppling of compartments with only 1 or 2 jointed faces;
- For the migmatitic gneissic cliff: main mechanism is sliding of compartments with 2 jointed faces.

Annexe E

Épisodes de pluie et gel-dégel

Le tableau recense les épisodes de pluie et épisodes de gel et dégel calculés pour la période d'étude.

Episodes Gel-Dégel

Episodes de Pluie

Début gel	Passage gel/dégel	(h)	Fin du dégel	(h)	(°C.h)	(°C)	(°C.h)	(°C)	Début pluie	Fin épisode pluie	(h)	(mm)	(mm/h)
		Durée de gel		Durée de dégel	PG max	Gradient PG	PG min	Gradient PG dégel			Durée de pluie	Qté pluie cumulée	Intensité moyenne
18/11/2012 06:00	18/11/2012 07:00	1	18/11/2012 09:00	2	0.2	0.2	0.0	0.2	01/02/2013 01:59	05/02/2013 20:59	115	35.8	0.31
19/11/2012 01:00	19/11/2012 06:00	5	19/11/2012 10:00	4	4.9	4.7	0.0	4.9	08/03/2013 03:59	13/03/2013 09:59	126	22.7	0.18
19/11/2012 22:00	20/11/2012 07:59	10	20/11/2012 12:59	5	13.5	13.5	4.5	9.0	17/03/2013 16:59	18/03/2013 00:59	8	12.3	1.54
21/11/2012 00:59	21/11/2012 07:59	7	21/11/2012 12:59	5	7.7	7.7	0.4	7.2	20/03/2013 05:59	20/03/2013 18:59	13	3.4	0.26
28/11/2012 04:59	28/11/2012 09:59	5	28/11/2012 13:59	4	4.8	4.1	1.5	3.3	23/03/2013 21:59	25/03/2013 05:59	32	16.7	0.52
01/12/2012 23:59	04/12/2012 03:59	52	06/12/2012 02:59	47	106.2	106.2	38.3	67.9	28/03/2013 03:59	31/03/2013 03:59	72	47.5	0.66
06/12/2012 03:59	06/12/2012 08:59	5	06/12/2012 15:59	7	40.0	1.7	30.6	9.5	06/04/2013 00:59	06/04/2013 07:59	7	1.0	0.14
06/12/2012 16:59	08/12/2012 10:59	42	08/12/2012 16:59	6	90.1	58.2	85.9	4.2	08/04/2013 09:59	09/04/2013 15:59	30	5.2	0.17
08/12/2012 17:59	09/12/2012 10:59	17	09/12/2012 13:59	3	129.4	43.8	128.4	1.0	10/04/2013 20:59	12/04/2013 18:59	46	25.1	0.55
09/12/2012 14:59	11/12/2012 11:59	45	11/12/2012 15:59	4	224.7	97.1	223.1	1.5	19/04/2013 05:59	20/04/2013 04:59	23	27.2	1.18
11/12/2012 16:59	13/12/2012 10:59	42	17/12/2012 07:59	93	410.1	186.3	0.1	410.0	26/04/2013 03:59	03/05/2013 10:59	175	80.7	0.46
19/12/2012 20:59	19/12/2012 21:59	1	19/12/2012 22:59	1	0.9	0.6	0.7	0.2	06/05/2013 02:59	06/05/2013 04:59	2	1.0	0.50
19/12/2012 23:59	20/12/2012 06:59	7	20/12/2012 11:59	5	6.6	5.8	0.0	6.6	08/05/2013 23:59	10/05/2013 03:59	28	54.3	1.94
29/12/2012 00:59	29/12/2012 08:59	8	29/12/2012 11:59	3	9.3	9.1	0.0	9.3	15/05/2013 08:59	20/05/2013 00:59	112	49.9	0.45
31/12/2012 01:59	31/12/2012 09:59	8	31/12/2012 13:59	4	15.5	14.7	0.0	15.5	22/05/2013 01:59	22/05/2013 04:59	3	0.6	0.20
31/12/2012 19:59	01/01/2013 08:00	12	01/01/2013 16:00	8	17.5	17.5	0.0	17.5	23/05/2013 14:59	25/05/2013 17:59	51	20.3	0.40
03/01/2013 03:00	03/01/2013 10:00	7	03/01/2013 16:00	6	15.6	14.9	0.0	15.6	28/05/2013 13:59	01/06/2013 05:59	88	32.4	0.37
03/01/2013 21:00	04/01/2013 10:00	13	04/01/2013 20:00	10	34.3	34.2	17.7	16.7	05/06/2013 20:59	06/06/2013 17:59	21	0.6	0.03
04/01/2013 21:00	04/01/2013 22:00	1	05/01/2013 11:59	14	18.1	0.4	3.1	15.0	08/06/2013 13:59	09/06/2013 09:59	20	2.8	0.14
08/01/2013 19:59	10/01/2013 12:59	41	10/01/2013 13:59	1	53.9	53.9	53.6	0.3	10/06/2013 15:59	10/06/2013 16:59	1	1.8	1.80
10/01/2013 14:59	11/01/2013 01:59	11	11/01/2013 21:59	20	55.9	2.2	21.2	34.8	13/06/2013 18:59	14/06/2013 05:59	11	2.6	0.24
11/01/2013 22:59	12/01/2013 10:59	12	12/01/2013 18:59	8	39.2	17.3	29.2	10.0	19/06/2013 23:59	20/06/2013 15:59	16	8.9	0.56
13/01/2013 03:59	13/01/2013 07:59	4	13/01/2013 17:59	10	28.7	0.9	2.6	26.1	24/06/2013 01:59	24/06/2013 05:59	4	0.8	0.20
14/01/2013 21:59	19/01/2013 09:59	108	19/01/2013 12:59	3	331.2	331.2	328.5	2.7	29/06/2013 06:59	30/06/2013 02:59	20	9.5	0.48
19/01/2013 13:59	19/01/2013 22:59	9	20/01/2013 00:59	2	330.7	2.1	330.3	0.4	03/07/2013 03:59	04/07/2013 06:59	27	5.6	0.21
20/01/2013 01:59	20/01/2013 03:59	2	20/01/2013 04:59	1	331.1	0.7	331.1	0.0	10/07/2013 12:59	11/07/2013 00:59	12	5.9	0.49
20/01/2013 05:59	20/01/2013 08:59	3	20/01/2013 20:59	12	332.1	0.8	303.6	28.5	17/07/2013 18:59	18/07/2013 17:59	23	34.4	1.50
20/01/2013 21:59	21/01/2013 09:59	12	22/01/2013 01:59	16	316.8	12.5	302.5	14.3	22/07/2013 13:59	22/07/2013 17:59	4	6.5	1.63
22/01/2013 04:59	22/01/2013 08:59	4	22/01/2013 17:59	9	306.8	4.4	282.4	24.4	28/07/2013 19:59	29/07/2013 10:59	15	83.3	5.55
22/01/2013 18:59	23/01/2013 09:59	15	23/01/2013 16:59	7	309.8	27.6	300.5	9.3	07/08/2013 03:59	08/08/2013 20:59	41	43.1	1.05
23/01/2013 17:59	24/01/2013 11:59	18	24/01/2013 13:59	2	341.5	41.3	341.5	-0.1	24/08/2013 09:59	25/08/2013 02:59	17	18.6	1.09
24/01/2013 14:59	25/01/2013 08:59	18	25/01/2013 16:59	8	347.8	6.3	339.0	8.8	27/08/2013 16:59	28/08/2013 04:59	12	1.8	0.15
25/01/2013 17:59	27/01/2013 09:59	40	28/01/2013 05:59	20	438.2	99.2	419.5	18.7	08/09/2013 10:59	09/09/2013 04:59	18	0.4	0.02
28/01/2013 06:59	28/01/2013 07:59	1	28/01/2013 19:59	12	419.9	0.3	384.6	35.3	14/09/2013 20:59	18/09/2013 14:59	90	31.8	0.35
28/01/2013 20:59	29/01/2013 08:59	12	30/01/2013 05:00	20	406.8	21.9	339.9	66.8	29/09/2013 05:59	30/09/2013 23:59	42	13.3	0.32
30/01/2013 06:00	30/01/2013 08:00	2	01/02/2013 18:00	58	340.6	0.7	3.7	336.8	03/10/2013 04:59	05/10/2013 19:59	63	38.2	0.61
03/02/2013 23:00	04/02/2013 11:00	12	04/02/2013 19:00	8	14.8	13.9	0.0	14.8	10/10/2013 08:59	18/10/2013 21:59	205	34.4	0.17
06/02/2013 03:00	06/02/2013 10:00	7	06/02/2013 11:00	1	4.0	3.9	3.7	0.3	20/10/2013 08:59	20/10/2013 23:59	15	14.1	0.94
06/02/2013 12:00	06/02/2013 14:00	2	06/02/2013 16:00	2	4.4	0.5	3.2	1.2	23/10/2013 01:59	24/10/2013 21:59	44	16.3	0.37
06/02/2013 17:00	07/02/2013 09:00	16	07/02/2013 17:00	8	28.5	25.2	21.4	7.0	27/10/2013 07:59	27/10/2013 09:59	2	1.2	0.60
07/02/2013 18:00	08/02/2013 11:00	17	08/02/2013 16:00	5	62.4	41.1	56.8	5.6	28/10/2013 21:59	28/10/2013 22:59	1	1.0	1.00
08/02/2013 17:00	09/02/2013 11:00	18	09/02/2013 17:00	6	118.0	62.2	108.5	9.5	02/11/2013 02:59	06/11/2013 23:59	117	62.3	0.53
09/02/2013 18:00	10/02/2013 13:00	19	10/02/2013 15:00	2	187.4	79.1	187.7	-0.3	08/11/2013 16:59	10/11/2013 20:59	52	45.6	0.88
10/02/2013 16:00	11/02/2013 13:00	21	11/02/2013 15:00	2	219.9	32.3	219.1	0.8	14/11/2013 11:59	15/11/2013 05:59	18	7.8	0.43
11/02/2013 16:00	12/02/2013 09:00	17	12/02/2013 17:00	8	238.2	18.9	232.8	5.4	19/11/2013 10:59	19/11/2013 21:59	11	3.2	0.29
12/02/2013 23:00	13/02/2013 09:00	10	13/02/2013 16:00	7	241.2	8.4	232.4	8.8	19/12/2013 09:59	21/12/2013 04:59	43	23.4	0.54
13/02/2013 17:00	14/02/2013 11:00	18	14/02/2013 17:00	6	278.0	45.2	268.1	9.9	22/12/2013 22:59	23/12/2013 01:59	3	1.0	0.33
14/02/2013 22:00	15/02/2013 09:00	11	15/02/2013 19:00	10	283.1	15.1	260.8	22.3	25/12/2013 07:59	26/12/2013 17:59	34	39.3	1.16
15/02/2013 20:00	16/02/2013 09:00	13	16/02/2013 19:00	10	272.4	12.2	251.1	21.2	28/12/2013 14:59	28/12/2013 22:59	8	36.2	4.52
16/02/2013 20:00	17/02/2013 11:00	15	17/02/2013 18:00	7	300.9	50.7	284.3	16.6	02/01/2014 08:59	05/01/2014 04:59	68	60.7	0.89
17/02/2013 19:00	18/02/2013 09:00	14	18/02/2013 20:00	11	313.5	29.8	282.5	30.9	12/01/2014 03:59	15/01/2014 01:59	70	30.9	0.44
18/02/2013 21:00	19/02/2013 10:00	13	19/02/2013 19:00	9	330.8	48.4	302.7	28.1	16/01/2014 19:59	17/01/2014 12:59	17	22.8	1.34
19/02/2013 20:00	20/02/2013 09:00	13	20/02/2013 19:00	10	346.4	44.6	310.9	35.5	19/01/2014 14:59	20/01/2014 19:59	29	8.2	0.28
20/02/2013 20:00	21/02/2013 09:00	13	21/02/2013 19:00	10	331.9	20.7	313.7	18.2	23/01/2014 09:59	24/01/2014 04:59	19	5.0	0.26
21/02/2013 20:00	22/02/2013 10:00	14	22/02/2013 16:00	6	333.3	19.0	328.4	4.8	25/01/2014 09:59	27/01/2014 04:59	43	9.4	0.22
22/02/2013 17:00	24/02/2013 12:00	43	24/02/2013 15:00	3	433.0	104.5	432.9	0.1	29/01/2014 11:59	31/01/2014 09:59	46	10.0	0.22
24/02/2013 16:00	25/02/2013 10:00	18	25/02/2013 16:00	6	493.0	60.4	489.0	3.9	01/02/2014 00:00	02/02/2014 14:00	38	3.2	0.08
25/02/2013 17:00	26/02/2013 10:00	17	26/02/2013 17:00	7	532.1	43.9	520.5	11.6	05/02/2014 12:59	05/02/2014 15:59	3	8.7	2.90
26/02/2013 18:00	27/02/2013 10:00	16	27/02/2013 19:00	9	585.8	66.6	570.0	15.8	07/02/2014 06:59	08/02/2014 23:59	41	37.3	0.91
27/02/2013 20:00	28/02/2013 09:00	13	28/02/2013 21:00	12	616.8	47.1	567.1	49.7	10/02/2014 10:59	11/02/2014 05:59	19	20.4	1.07
28/02/2013 22:00	01/03/2013 08:00	10	02/03/2013 18:00	34	588.5	20.8	512.6	75.9	13/02/2014 01:59	14/02/2014 11:59	34	10.1	0.30
02/03/2013 19:00	03/03/2013 09:00	14	03/03/2013 23:00	14	557.1	44.5	496.3	60.8	15/02/2014 21:59	17/02/2014 00:59	27	29.9	1.11
04/03/2013 00:00	04/03/2013 08:00	8	05/03/2013 01:00	17	515.0	18.1	425.0	89.9	21/02/2014 03:59	21/02/2014 20:59	17	9.7	0.57
05/03/2013 02:00	05/03/2013 06:00	4	07/03/2013 13:00	55	428.7	3.7	8.7	420.0	26/02/2014 02:59	26/02/2014 09:59	7	13.1	1.87
14/03/2013 02:00	14/03/2013 08:00	6	14/03/2013 12:00	4	3.3	3.3	0.3	2.9	27/02/2014 17:59	01/03/2014 09:59	40	14.7	0.37
14/03/2013 21:00	15/03/2013 08:00	11	15/03/2013 15:00	7	17.3</								

01/12/2013 06:00	01/12/2013 09:00	3	02/12/2013 03:00	18	149.2	0.9	133.2	16.0	14/06/2014 16:59	15/06/2014 20:59	28	4.8	0.17
02/12/2013 04:00	02/12/2013 10:00	6	02/12/2013 16:00	6	134.8	1.5	121.2	13.6	17/06/2014 13:59	19/06/2014 02:59	37	18.4	0.50
02/12/2013 17:00	03/12/2013 11:00	18	03/12/2013 16:00	5	185.5	63.9	172.7	12.8	23/06/2014 21:59	24/06/2014 04:59	7	2.6	0.37
03/12/2013 17:00	04/12/2013 11:00	18	04/12/2013 17:00	6	242.5	69.5	228.8	13.7	28/06/2014 07:59	30/06/2014 07:59	48	30.8	0.64
04/12/2013 20:00	05/12/2013 09:00	13	05/12/2013 23:00	14	253.7	25.6	240.0	13.7	01/07/2014 20:59	02/07/2014 09:59	13	4.2	0.32
06/12/2013 00:00	06/12/2013 09:00	9	07/12/2013 02:00	17	257.5	18.0	203.7	53.8	04/07/2014 15:59	05/07/2014 05:59	14	17.6	1.26
07/12/2013 03:00	07/12/2013 10:00	7	07/12/2013 17:00	7	220.4	17.0	205.0	15.4	06/07/2014 19:59	10/07/2014 20:59	97	83.9	0.86
07/12/2013 18:00	08/12/2013 11:00	17	08/12/2013 16:00	5	273.5	68.6	267.2	6.3	12/07/2014 01:59	12/07/2014 16:59	15	2.6	0.17
08/12/2013 17:00	09/12/2013 10:00	17	09/12/2013 16:00	6	335.2	66.9	315.8	19.3	13/07/2014 23:59	14/07/2014 05:59	6	8.3	1.38
09/12/2013 17:00	10/12/2013 11:00	18	10/12/2013 16:00	5	375.3	59.4	362.4	12.9	20/07/2014 08:59	22/07/2014 07:59	47	45.6	0.97
10/12/2013 17:00	11/12/2013 11:00	18	11/12/2013 16:00	5	426.4	63.7	416.1	10.2	24/07/2014 04:59	24/07/2014 05:59	1	7.1	7.10
11/12/2013 17:00	12/12/2013 11:00	18	12/12/2013 16:00	5	474.7	58.3	464.5	10.3	25/07/2014 20:59	27/07/2014 00:59	28	15.4	0.55
12/12/2013 17:00	13/12/2013 11:00	18	13/12/2013 16:00	5	529.6	64.4	522.3	7.3	28/07/2014 12:59	31/07/2014 03:59	63	37.5	0.60
13/12/2013 17:00	14/12/2013 09:00	16	14/12/2013 19:00	10	569.8	48.0	552.2	17.6	02/08/2014 17:59	04/08/2014 14:59	45	13.3	0.30
14/12/2013 20:00	15/12/2013 10:00	14	15/12/2013 18:00	8	585.2	33.7	562.9	22.3	08/08/2014 05:59	09/08/2014 01:59	20	8.4	0.42
15/12/2013 19:00	17/12/2013 12:00	41	21/12/2013 15:00	99	655.5	95.1	401.1	254.4	10/08/2014 23:59	11/08/2014 06:59	7	1.8	0.26
21/12/2013 16:00	21/12/2013 17:00	1	24/12/2013 17:00	72	396.4	2.0	8.6	387.8	12/08/2014 14:59	13/08/2014 13:59	23	16.1	0.70
27/12/2013 02:00	27/12/2013 09:00	7	27/12/2013 13:00	4	8.8	8.3	0.0	8.8	15/08/2014 06:59	15/08/2014 14:59	8	2.0	0.25
28/12/2013 00:00	28/12/2013 01:00	1	28/12/2013 03:00	2	0.2	0.0	0.0	0.2	19/08/2014 01:59	20/08/2014 01:59	24	5.2	0.22
30/12/2013 19:00	30/12/2013 20:00	1	30/12/2013 21:00	1	0.2	0.2	0.6	-0.3	26/08/2014 05:59	27/08/2014 03:59	22	8.9	0.40
30/12/2013 22:00	31/12/2013 11:00	13	31/12/2013 17:00	6	32.6	32.2	15.4	17.2	08/09/2014 08:59	09/09/2014 14:59	30	5.0	0.17
31/12/2013 18:00	31/12/2013 19:00	1	01/01/2014 11:00	16	14.1	0.0	2.4	11.7	15/09/2014 06:59	15/09/2014 18:59	12	23.7	1.98
06/01/2014 05:00	06/01/2014 09:00	4	06/01/2014 13:00	4	8.3	6.9	0.0	8.3	17/09/2014 18:59	20/09/2014 03:59	57	25.1	0.44
12/01/2014 04:00	12/01/2014 10:00	6	12/01/2014 14:00	4	8.0	7.3	0.0	8.0	24/09/2014 06:59	24/09/2014 20:59	14	3.8	0.27
12/01/2014 23:00	13/01/2014 09:00	10	13/01/2014 19:00	10	13.4	13.3	0.0	13.4	29/09/2014 13:59	30/09/2014 07:59	18	2.8	0.16
15/01/2014 02:00	15/01/2014 08:00	6	15/01/2014 13:00	5	9.3	8.4	2.9	6.4	05/10/2014 14:59	05/10/2014 18:59	4	4.2	1.05
24/01/2014 20:00	25/01/2014 11:00	15	25/01/2014 17:00	6	13.7	13.7	2.6	11.1	11/10/2014 00:59	13/10/2014 06:58	54	8.3	0.15
26/01/2014 01:00	26/01/2014 06:00	5	26/01/2014 11:00	5	1.8	1.7	0.0	1.8	21/10/2014 19:58	22/10/2014 12:58	17	7.8	0.46
27/01/2014 21:00	28/01/2014 10:00	13	28/01/2014 23:00	13	32.7	32.3	0.3	32.4	04/11/2014 09:58	05/11/2014 19:58	34	33.7	0.99
29/01/2014 00:00	29/01/2014 09:00	9	29/01/2014 16:00	7	13.8	12.5	5.3	8.5	09/11/2014 13:58	10/11/2014 17:58	28	12.0	0.43
29/01/2014 17:00	30/01/2014 12:00	19	30/01/2014 19:00	7	43.9	38.0	36.9	6.9	12/11/2014 01:58	12/11/2014 20:58	19	8.1	0.43
30/01/2014 20:00	31/01/2014 11:00	15	31/01/2014 19:00	8	66.2	29.2	32.2	34.0	14/11/2014 02:58	18/11/2014 23:58	117	89.4	0.76
31/01/2014 20:00	01/02/2014 10:00	14	03/02/2014 08:00	46	84.8	52.8	9.7	75.1	25/11/2014 22:58	27/11/2014 03:58	29	2.2	0.08
04/02/2014 23:00	05/02/2014 02:00	3	05/02/2014 04:00	2	2.1	1.5	0.0	2.1	30/11/2014 06:58	07/12/2014 02:58	164	24.5	0.15
06/02/2014 01:00	06/02/2014 10:00	9	06/02/2014 15:00	5	18.3	17.3	0.0	18.3	08/12/2014 22:58	09/12/2014 05:58	7	6.3	0.90
08/02/2014 04:00	08/02/2014 08:00	4	08/02/2014 12:00	4	5.1	4.6	0.0	5.1	10/12/2014 16:58	10/12/2014 19:58	3	0.4	0.13
17/02/2014 23:00	18/02/2014 03:00	4	18/02/2014 06:00	3	1.3	1.3	0.4	0.9	14/12/2014 18:58	14/12/2014 19:58	1.0	0.6	0.60
18/02/2014 07:00	18/02/2014 08:00	1	18/02/2014 10:00	2	0.4	0.0	0.8	-0.5	16/12/2014 21:58	18/12/2014 11:58	38.0	17.5	0.46
20/02/2014 05:00	20/02/2014 09:00	4	20/02/2014 11:00	2	4.9	4.9	2.9	1.9	19/12/2014 22:58	20/12/2014 04:58	6.00	0.8	0.13
22/02/2014 07:00	22/02/2014 08:00	1	22/02/2014 10:00	2	1.8	0.9	0.0	1.8	02/01/2015 11:58	04/01/2015 07:58	44.0	9.8	0.22
23/02/2014 07:00	23/02/2014 08:00	1	23/02/2014 10:00	2	1.1	0.7	0.0	1.1	08/01/2015 20:58	08/01/2015 21:58	1.0	0.4	0.40
24/02/2014 07:00	24/02/2014 08:00	1	24/02/2014 09:00	1	0.1	0.0	0.0	0.1	11/01/2015 02:58	11/01/2015 09:58	7.0	3.4	0.49
25/02/2014 01:00	25/02/2014 08:00	7	25/02/2014 11:00	3	7.3	7.3	0.0	7.3	13/01/2015 23:58	14/01/2015 03:58	4.0	1.4	0.35
26/02/2014 12:00	26/02/2014 14:00	2	26/02/2014 15:00	1	0.2	0.2	0.2	0.0	16/01/2015 14:58	16/01/2015 23:58	9.0	31.1	3.46
01/01/2015 01:01	01/01/2015 04:01	3	01/01/2015 05:01	1	0.8	0.8	1.0	-0.2	28/01/2015 21:58	30/01/2015 12:58	39.0	19.4	0.50
01/01/2015 06:01	01/01/2015 09:01	3	01/01/2015 12:01	3	3.4	3.0	0.5	2.9	14/02/2015 05:58	14/02/2015 06:58	1.0	2.0	2.00
18/01/2015 07:01	18/01/2015 08:01	1	18/01/2015 09:01	1	0.8	0.8	1.7	-0.9	15/02/2015 12:58	15/02/2015 19:58	7.0	11.1	1.59
30/01/2015 16:01	30/01/2015 17:01	1	30/01/2015 20:01	3	1.2	0.4	0.0	1.2	21/02/2015 10:58	21/02/2015 13:58	3.0	4.0	1.33
31/01/2015 04:01	31/01/2015 05:01	1	31/01/2015 06:01	1	0.7	0.1	0.6	0.0	24/02/2015 06:58	24/02/2015 13:58	7.0	5.7	0.81
03/02/2015 00:01	03/02/2015 06:01	6	03/02/2015 07:01	1	4.2	4.2	5.1	-0.9	27/02/2015 05:58	27/02/2015 17:58	12.0	5.0	0.42
04/02/2015 10:01	04/02/2015 12:01	2	04/02/2015 14:01	2	0.2	0.2	0.5	-0.2	01/03/2015 04:58	02/03/2015 20:58	40.0	20.4	0.51
04/02/2015 21:01	09/02/2015 08:01	107	10/02/2015 01:01	17	159.9	159.4	139.5	20.4	04/03/2015 07:58	04/03/2015 13:58	6.0	2.4	0.40
10/02/2015 04:01	10/02/2015 07:01	3	11/02/2015 22:01	39	143.8	4.0	2.1	141.7	14/03/2015 10:58	14/03/2015 18:58	8.0	3.8	0.47
									21/03/2015 13:58	22/03/2015 12:58	23.0	5.0	0.22
									24/03/2015 23:58	25/03/2015 18:58	19.0	4.8	0.25
									27/03/2015 02:58	27/03/2015 08:58	6.00	0.4	0.07
									28/03/2015 20:58	31/03/2015 20:58	72.0	72.6	1.01
									03/04/2015 03:58	04/04/2015 23:58	44.0	17.8	0.40

