

ETUDE DE LA FREQUENCE DES EBOUEMENTS ET DE L'INFLUENCE DES FACTEURS METEOROLOGIQUES SUR UNE FALAISE CALCAIRE DE L'AGGLOMERATION GRENOBLOISE

STUDY OF ROCKFALL FREQUENCY AND INFLUENCE OF METEOROLOGICAL FACTORS ON A LIMESTONE CLIFF OF THE URBAN AREA OF GRENOBLE

Julie D'AMATO¹, Didier HANTZ¹, Laurent BAILLET¹, Antoine GUERIN², Michel JABOYEDOFF²

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

2 Centre de Recherche sur l'Environnement Terrestre, Univ. de Lausanne, Suisse

RÉSUMÉ — L'étude des fréquences d'éboulement dans des parois rocheuses a pour but de mieux évaluer l'aléa d'éboulement rocheux. L'étude de l'influence des facteurs météorologiques permet de mieux connaître les processus conduisant à la rupture, et de prévoir les périodes les plus dangereuses. Un suivi par scanner laser terrestre a permis de détecter annuellement une centaine d'éboulements de volume compris entre 0,05 m³ et 100 m³ sur une falaise de calcaire lité (Séquanien) de 240 m de hauteur et 750 m de largeur. Cette fréquence (rapportée à l'unité de surface) est beaucoup plus élevée que celle obtenue pour des calcaires plus massifs. Les modèles numériques de terrain obtenus ont permis également d'identifier les configurations géométriques et structurales les plus favorables aux éboulements, dans ce type de falaise. Il a été ainsi constaté que 99% des compartiments tombés étaient délimités à leur base par un joint de stratification formant un surplomb. Un suivi photographique continu de la falaise (photographie toutes les 10 mn) permet de dater précisément une partie des éboulements détectés par scanner laser. L'influence des facteurs météorologiques peut être étudiée à partir des données pluviométriques de l'agglomération grenobloise. L'influence des séismes est également étudiée.

ABSTRACT — The spatial temporal frequency of rockfall events helps to quantify diffuse rockfall hazard. The influence of meteorological factors can also be studied in order to better know the failure triggering factors, and to predict dangerous periods of the year. A yearly survey by Terrestrial Laser Scanner (TLS) allowed us to detect almost a hundred rockfalls, of volume from 0,05m³ to 100m³, from a thinly bedded limestone cliff. The spatial temporal frequency is higher than for more massive limestone cliffs. Failure configurations, in relation with structural elements of the rock mass were determined by comparing two laser scans. It appears that 99% of the fallen compartments were overhanging. A continuous photographic survey of this cliff (picture taken every 10 min) allows us to date some of the rockfall events detected by TLS. Starting from local temperature and rain data, the influence of meteorological factors can be studied.

1. Introduction

L'étude des fréquences d'éboulements dans des parois rocheuses aide à mieux évaluer l'aléa éboulement rocheux. La détection des éboulements par scanner laser terrestre a permis d'affiner les inventaires d'éboulements (Guerin et al, 2014) pour des falaises dans différents contextes, permettant une analyse plus quantitative de l'aléa éboulement rocheux. Les fréquences d'éboulements peuvent être complétées en étudiant plus précisément les configurations de rupture, donnant une information spatiale (Abellan et al, 2012), mais également les périodes de l'année favorables aux éboulements, donnant une information temporelle et climatique. Il a été montré à plusieurs reprises l'impact sur les fréquences d'éboulements, des facteurs météorologiques tels que la pluie (Krautblatter et Moser, 2009), le gel-dégel (Matsuoka, 2001, Frayssines et Hantz, 2006), les variations de température (Clément, 2008) ou encore la dégradation du permafrost liée au réchauffement climatique (Gruber et Haeberli, 2007, Ravanel, 2010). Les relations entre éboulements rocheux et facteurs météorologiques sont ici étudiées pour une falaise calcaire de l'agglomération Grenobloise. Suite à la détection des éboulements par comparaison de scans laser successifs, les configurations de chute en lien avec la structure du massif et la morphologie de la falaise ont été déterminées. Les éboulements sont ensuite datés grâce à un suivi photographique continu (toutes les 10 minutes) de la falaise, ce qui permet de relier l'évènement à un contexte météorologique précis, établi grâce à des données météorologiques locales à différentes altitudes.

2. Présentation du site: le Mont Saint Eynard

Le Mont Saint Eynard est situé au Nord-Est de Grenoble (Figure 1), en Isère (France). La falaise inférieure est séparée de la falaise supérieure par une vire boisée. Cette morphologie correspond en fait à une alternance marnes – calcaires :

- Falaise supérieure (hauteur 120m): calcaires massifs du Tithonique, à bancs métriques à plurimétriques
- Vire boisée (hauteur 50m): marnes et calcaires marneux du Kimméridgien inférieur
- Falaise inférieure (hauteur 240m) : calcaires lités, à pâte fine et radiolaires, du Séquanien. Les bancs sont décimétriques.
- Pente de talus : marnes et calcaires marneux de l'Oxfordien, couverts d'éboulis.

Cette falaise, de direction globale NE-SO (Figure 1), correspond au flanc Est du synclinal du Sappey, dont l'axe a pour direction N10 et plonge vers le Nord. Deux failles décrochantes dextres subverticales recoupent la falaise (Gidon, 1990), de direction N60-70. La direction de la falaise du Saint Eynard (N45) est différente de celle de l'axe du synclinal (N10) du fait du plongement de celui-ci vers le Nord.

La falaise entière a été scannée par scanner laser aérien en 2011. Une première zone d'intérêt d'environ 750m de long a été investiguée annuellement par scanner laser terrestre depuis 2009 (zone du Fort), et une autre zone de 300m de long,

investiguée en 2013 (zone du Pas de l'Aiguille). Cette étude s'intéresse ici à la falaise inférieure, plus active en termes de chutes de blocs que la falaise supérieure.

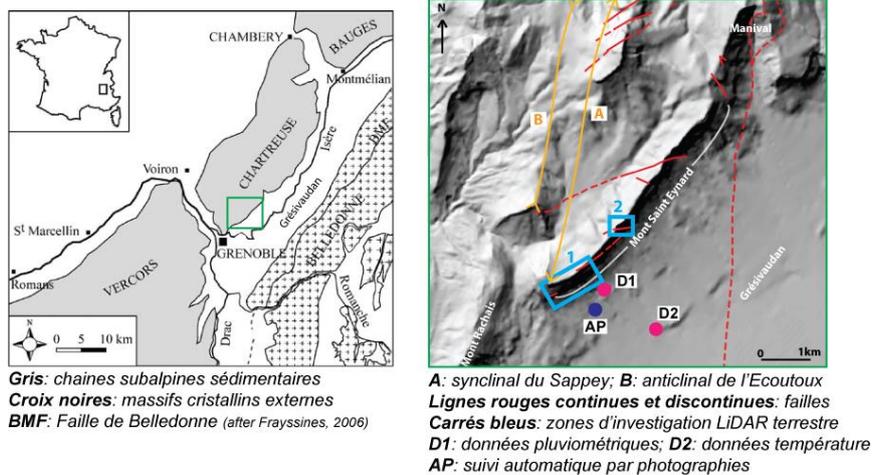


Figure 1 : Gauche : carte géologique simplifiée de Grenoble. Droite : zoom sur la zone d'étude, MNT du Mont Saint Eynard. Carré bleu 1 : zone du Fort et 2 : zone du Pas de l'Aiguille.

3. Caractérisation structurale de la falaise et configurations de chute

3.1. Analyse structurale à l'aide des données de scanner laser

A partir des nuages de points obtenus par les scans laser, le logiciel Coltop3D a été utilisé pour aider à déterminer les principales familles de discontinuités du massif, et leurs orientations. La Figure 2 montre les points extraits de Coltop3D et correspondant aux principales familles de discontinuités pour la zone Sud du Mont Saint Eynard, falaise inférieure (calcaires lités du Séquanien).

Les principales familles de discontinuités identifiées le long de la falaise (à partir des scans ou sur le terrain) sont représentées sur la figure 3. L'orientation des plans de stratification varie autour de l'axe du synclinal. En effet, dans la zone du Pas de l'Aiguille (Figure 3), ils sont quasiment parallèles à l'axe du synclinal et pendent légèrement vers l'Ouest. Près de la charnière du pli, ils pendent plutôt au Nord. A l'Ouest de la charnière, leur pendage change rapidement vers l'Est. Ceci montre l'assymétrie du synclinal.

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, correspondant à la direction d'importants décrochements du Massif de la Chartreuse (Gidon, 1990). Les autres familles de discontinuités sont mineures. La famille F4, de direction globale N150, correspond à la famille conjuguée de la 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. Ces familles de discontinuités trouvent donc leur origine dans l'histoire tectonique du Massif de la Chartreuse (Gidon, 1990).

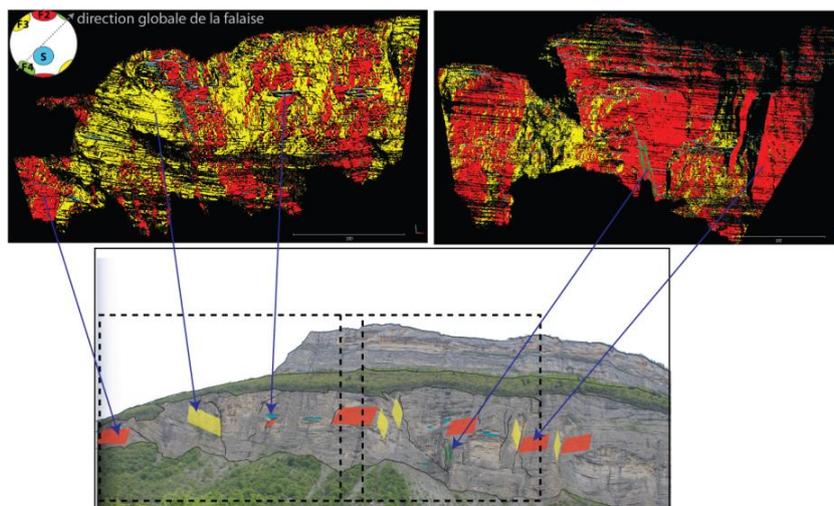


Figure 2 : Haut : 2 scènes de la zone du Fort (nuages de points à partir de LiDAR terrestre analysés par Coltop3D). Les points ont été extraits selon les principales familles de discontinuités définies sur le stéréogramme (haut gauche). Les ellipses représentent les pôles des discontinuités avec leur variabilité. Bas : photographie de la zone investiguée. Les flèches localisent des exemples de discontinuités.

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. L'analyse structurale à partir du LiDAR aérien a confirmé ces observations (Figure 3), et a permis de déterminer deux principales familles découpant la falaise le long des 7 km, excepté localement dans les zones de failles. Ces deux familles de discontinuités évoluent en allant du SW au NE de la falaise, ainsi que la direction de la falaise à l'échelle de quelques centaines de mètres de longueur. La famille F5 apparaît vers le Nord après le Ravin de l'Aiguille, où la direction de la falaise se rapproche de l'axe du synclinal.

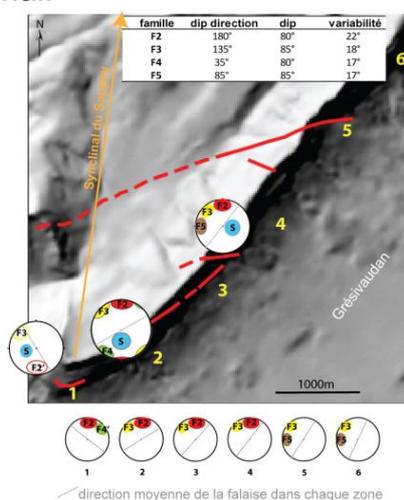


Figure 3 : familles de discontinuités recoupant la falaise inférieure du Saint Eynard. Ellipses vides : mesures de terrain, ellipses pleines : scans laser. En bas, évolution des familles de fractures le long de la falaise.

3.2. Configuration des compartiments éboulés et mécanismes de rupture

La détection des éboulements depuis 2009 a pu être réalisée à partir des nuages de points obtenus par LiDAR terrestre. La reconstitution 3D des compartiments éboulés a permis d'étudier leur morphologie et les configurations de rupture. 162 compartiments ont été étudiés, dans une gamme de volumes allant de 0,01m³ à 100m³. Des informations sur la forme des compartiments ont pu être obtenues, et notamment les hauteur, profondeur et largeur maximales de chaque compartiment. Deux tendances de formes de compartiment se remarquent : une forme allongée dans la largeur, quasiment aussi profonde que haute ; ou une forme très peu profonde, et quasiment aussi haute que large.

Chaque reconstitution 3D des compartiments éboulés a été approximée par un polyèdre à 6 faces, qui semble proche de la forme réelle des compartiments (Figure 4). Chaque face a été définie comme étant libre ou jointée, et associée à une famille de discontinuités précédemment définie.

Les faces avant (A) sont toujours libres alors que les faces arrière (C) sont toujours jointées. Ces deux faces sont essentiellement définies par la famille de discontinuités F2. Environ 50% des faces supérieures (D) 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 S. Les faces latérales gauche (E) et droite (F) sont parfois jointées (environ 15%), et en majorité définies par les familles de discontinuités F3 et F4, bien que ces faces ne peuvent pas toujours être correctement définies.

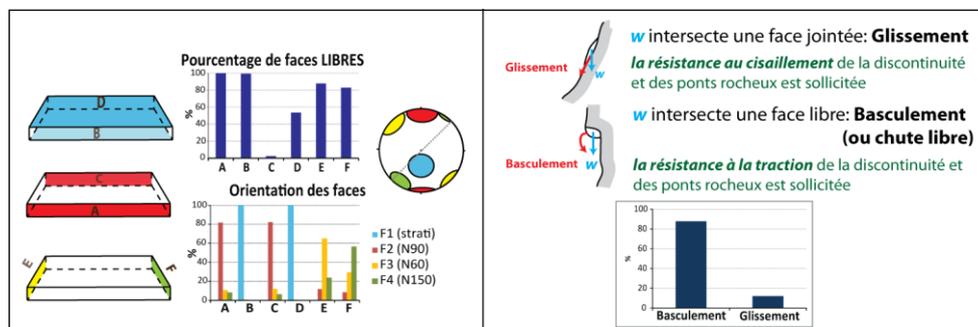


Figure 4 : Gauche : pourcentage de faces libres et orientation des faces selon les familles de discontinuités découpant le massif. Droite : mécanismes de rupture.

Le volume d'un compartiment éboulé ainsi que le centre de gravité sont connus par reconstitution 3D. Le vecteur poids peut être construit en partant du centre de gravité. Considérant que la seule force motrice est la gravité, il est possible d'obtenir des informations sur les mécanismes de rupture. Deux types principaux de mécanismes de rupture ont été considérés : le glissement et le basculement. Ces mécanismes sollicitent différentes propriétés mécaniques de la discontinuité.

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 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. Le mécanisme de basculement est largement dominant (plus de 80% des cas).

4. Fréquence spatio-temporelle des éboulements rocheux

La fréquence spatio-temporelle des éboulements a pu être déterminée à partir de relevés par scanner laser terrestre réalisés en 2009 et 2012. La relation fréquence-volume est donnée par Guerin et al. (2014). Il en ressort, pour les événements de plus de 1 m³, une fréquence de 0,85 éboulements par an et par hm², déterminée sur une hauteur de 200m et une largeur de 750m.

5. Conditions météorologiques des éboulements

5.1. Acquisition des données

5.1.1. Suivi photographique

Le dispositif de suivi photographique a été installé dans une propriété privée à Corenc (Figure 1). Il est à une distance d'environ 1000m de la falaise, ce qui permet de couvrir toute la zone investiguée par scanner laser. Des photos sont prises toutes les 10 minutes de 6h à 20h, à l'aide d'un déclencheur relié à un appareil numérique réflex Canon EOS1100D (12,2 Mpixels). L'ensemble est alimenté en permanence par une batterie reliée à un panneau solaire, donc autonome. Il s'agit d'un kit Harbortronics fourni avec une boîte à fenêtre étanche. Ces photographies ont été complétées par des prises de vue manuelles au téléobjectif, réalisées avec un appareil réflex Nikon D50, dans le but de vérifier plus facilement les éboulements détectés par scanner laser.

5.1.2. Données météorologiques

Les stations fournissant les données météorologiques utilisées sont localisées sur la Figure 1. Les données pluviométriques considérées sur la période 01/02/13 à 26/11/13 sont celles de la station de Meylan (Météo France). Elle est placée à moins de 900m de la falaise et à une altitude de 469 m. Les données sont acquises toutes les 6 minutes. Les températures ont été acquises à la station de Meylan (Pierre Hyvrard, particulier) à 245m d'altitude, à une distance de 2,5km de la falaise. Les données sont acquises toutes les 5 minutes.

5.2. Traitement des données

5.2.1. Détection et localisation des éboulements

Plus de 215 éboulements ont été détectés par comparaison entre des nuages de points obtenus par scanner laser en novembre 2012 et novembre 2013 (Figure 5).

Parmi ceux-ci, 123 ont été vérifiés grâce aux photographies. Plusieurs centaines d'autres (plus petits en général) ont été détectés mais pas encore vérifiés sur photo.

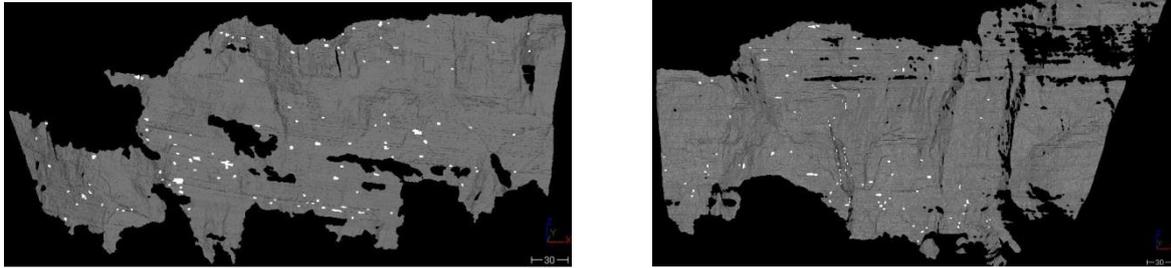


Figure 5 : Eboulements détectés (en blanc) sur les deux scènes.

5.2.2. Repérage des éboulements sur les photographies et datation

Dans un premier temps, les éboulements ont été datés approximativement (précision de l'ordre du mois), grâce aux photographies manuelles au téléobjectif (Figure 6, gauche). Cela a permis de classer les 43 éboulements qui se sont produits entre le 16 novembre 2012 et le 1^{er} février 2013, date à laquelle a commencé le suivi photographique continu. Ces éboulements ne pourront pas être datés plus précisément. Dans un second temps, la plage horaire durant laquelle s'est produit l'éboulement a été déterminée, le plus précisément possible, grâce aux photographies automatiques. Celles-ci étant prises toutes les 10 minutes, la précision est au mieux de 10 minutes. Sur les 80 éboulements s'étant produits entre le 1^{er} février 2013 et le 26 novembre 2013, 46 ont été datés précisément, à moins d'une journée près pour 70% d'entre eux. Les autres n'ont pas pu être datés correctement à cause de leur emplacement sur la falaise, ou de longues périodes de neige et brouillard (Figure 6, droite), mais ont néanmoins pu être datés au mois près.

Périodes:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Dates:	16/11/12 à 1/2/13	1/2 à 4/3/13	4/3 à 25/4/13	25/4 à 15/5/13	15/5 à 6/6/13	6/6 à 28/6/13	28/6 à 22/7/13	22/7 à 5/9/13	5/9 à 8/11/13	8/11 à 26/11/13	TOTAL
Nombre d'éboulements	43	25	14	10	4	2	3	6	12	4	123
Nombre de jours	80	31	52	20	22	22	24	45	64	18	378
Néboulements/jour	0.54	0.81	0.27	0.50	0.18	0.09	0.13	0.13	0.19	0.22	0.33

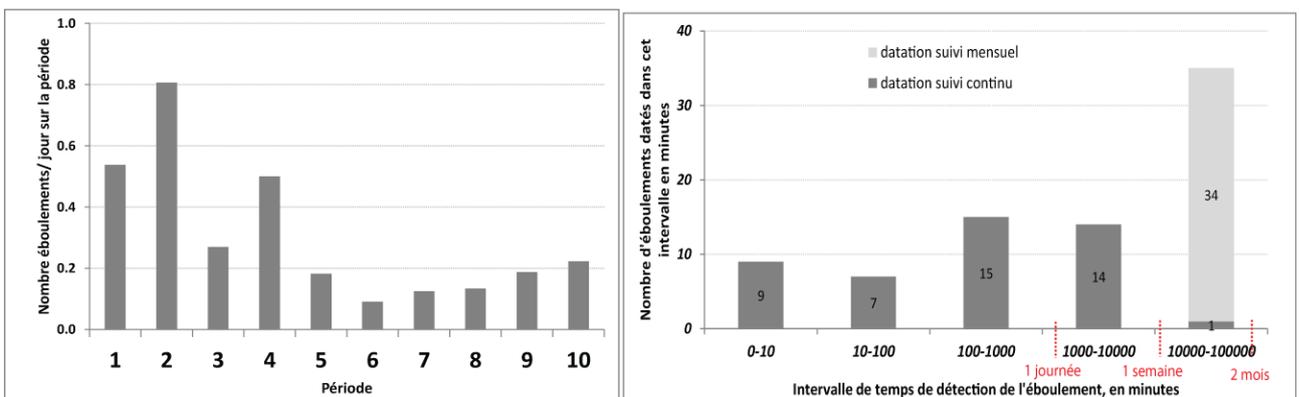


Figure 6 : Proportion des éboulements selon la période (tableau et figure gauche) et la précision de la datation sur la période de suivi automatique (figure droite).

5.2.3. Estimation de la température de la falaise

A partir d'octobre 2013, une mesure automatique des températures du rocher et de l'air dans des fractures ouvertes (à l'ombre) a été réalisée au sommet de la falaise à 1290 m d'altitude. Il est possible d'établir une relation entre cette dernière température et celle mesurée à 245 m. Pour cela, nous avons cherché quel gradient il fallait appliquer pour estimer au mieux la température à 1290 m à partir de la température mesurée à 245 m. Le gradient obtenu est de seulement 0,003°C/m (Figure 7). La température au milieu de la falaise, à environ 900 m, a pu être estimée grâce à cette valeur de gradient.

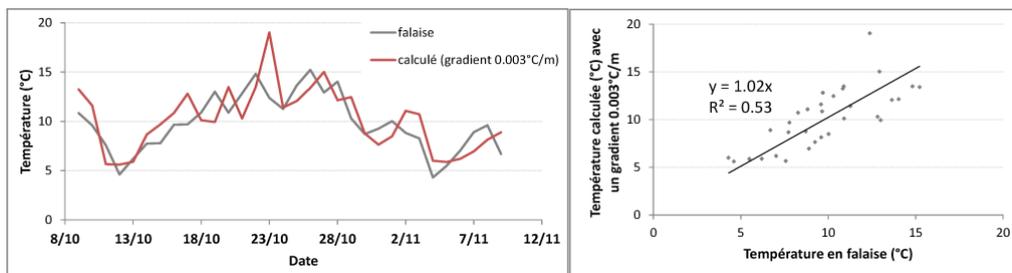


Figure 7: Gauche : températures journalières moyennes calculées et réelles. Droite : corrélation calculé/réel

5.3. Influence des facteurs météorologiques

Nous nous sommes d'abord intéressés au nombre d'éboulements survenus lors de jours de gel (température moyenne journalière négative), de dégel (température journalière positive suivant un jour de gel) et de pluie (précipitations journalières).

Contexte météorologique	Gel	Dégel	Pluie	Total
Nombre de jours	36	5	140	299
Nombre d'éboulement	13	0	26	46
Nombre éboulement/jours	0.36	0	0.20	0.15

Tableau 2 : Récapitulatif des fréquences d'éboulement dans 3 contextes

La fréquence d'éboulement semble à première vue plus importante les jours de gel, comparée à la fréquence globale (0.15 par jour) sur la période considérée. Elle est également plus importante les jours de pluie mais dans une moindre mesure. Aucun éboulement ne s'est produit lors des premières 24h des événements de dégel, néanmoins cela devra être étudié sur une période plus longue. L'influence de l'intensité de ces événements (gel, dégel, pluie) ainsi que de leur durée est en cours d'étude. La relation avec les séismes sera également examinée.

6. Conclusion

A partir de données de scans laser, la structure et la morphologie de la falaise du Mont Saint Eynard ont été étudiées. Les résultats sont cohérents avec le contexte

structural du synclinal du Sappey et du Massif de la Chartreuse. La surface de la falaise est essentiellement définie par les principales familles de discontinuités : fractures subverticales et plans de stratifications.

Par comparaison de scans laser, les éboulements rocheux ont été localisés, et les compartiments éboulés ont été reconstitués en 3D, afin de déterminer les mécanismes de rupture et leurs configurations géométriques. Près de 90% des ruptures sont des basculements de surplombs. Pour cette falaise de calcaire lité du Séquanien, la fréquence spatio-temporelle d'éboulements est de 0,85 éboulements par an et par hm².

Un suivi photographique continu de la paroi a permis ensuite d'étudier l'influence des facteurs météorologiques sur le déclenchement de ces éboulements. Les premiers résultats, obtenus sur une population de 46 éboulements datés au jour près, montrent une fréquence d'éboulement par jour plus élevée en période de gel ou de pluie par rapport à la fréquence moyenne sur la période étudiée. L'étude de l'influence de ces deux facteurs va être complétée en prenant en compte l'intensité et la durée des événements pluvieux et de gel, ainsi que les séismes.

Remerciements

Ce projet est soutenu financièrement par la Région Rhône-Alpes et la Fédération VOR (Vulnérabilité des Ouvrages aux Riques). Les auteurs remercient le Pôle Alpin Risques Naturels (PARN) pour la mise à disposition des données du scan laser aérien ; Mr Gérald Kluczynski pour l'installation du dispositif photographique dans sa propriété ; Mr Pierre Hyvrard pour la mise à disposition des données météo.

Références bibliographiques

- Abellan A., Calvet J., Vilaplana J-M., Blanchard J. (2012). Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology*, 119, 162-171.
- Clément C. (2008). Auscultation d'un versant rocheux soumis aux sollicitations thermiques naturelles. Cas des Rochers de Valabres (Alpes-Maritimes). Thèse de Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, 220p.
- Frayssines M., Hantz D. (2006). Failure mechanisms and triggering factors in calcareous cliffs of the Subalpine Ranges (French Alps). *Engineering Geology*, 86, 256-270.
- 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. (2014). Brief communication : Estimating rockfall frequency in a mountain limestone cliff using terrestrial laser scanner. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.*, 2, 123-135
- Gruber S., Haeberli W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical research*, 112, F02S18, DOI: 10.1029/2006JF000547

Krautblatter M., Moser M. (2009). A nonlinear coupling rockfall and rainfall intensity based on a four year measurement in a high Alpine rock wall (Reintal, German Alps). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1425-1432

Matsuoka N. (2001). Direct observation of frost wedging in alpine bedrock. *Earth Surf. Process. Landforms*, 26, 601-614

Ravanel L. (2010). Caractérisation, facteurs et dynamiques des écroulements rocheux dans les parois à permafrost du massif du Mont Blanc. Thèse de Doctorat de Géographie de l'Université de Savoie