

## **VERS LA QUANTIFICATION DE L'ALEA ROCHEUX**

### **TOWARDS QUANTIFICATION OF ROCKFALL HAZARD**

Didier HANTZ<sup>1</sup>, Jean-Pierre ROSSETTI<sup>1,2</sup>

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

*2 Alp'Géorisques*

**RÉSUMÉ** — Des mesures de la fréquence des chutes de roche dans des parois rocheuses ont été réalisées ces dernières années. Connaissant cette fréquence de rupture (fonction du volume) dans un contexte d'aléa diffus, il est possible de déterminer quantitativement la fréquence d'impact sur un enjeu. Dans la méthode simple proposée, la probabilité de propagation est donnée par les fractiles de l'angle d'énergie. La fréquence d'impact sur un enjeu de largeur donnée est obtenue en multipliant la probabilité de propagation par la fréquence de départ dans la zone de falaise qui menace l'enjeu.

**ABSTRACT** — Measurements of the rockfall frequency in rock walls have been carried out in the last years. In the case of a diffuse hazard, knowing this frequency (function of the volume) makes it possible to determine the quantitative impact frequency on an element at risk. In the simplified method proposed, the reach probability is given by the fractiles of the energy angle. The impact frequency on an element of given width is obtained by multiplying the reach probability by the failure frequency in the cliff zone which threatens the element at risk.

### **1. Introduction**

En accord avec la définition la plus récente adoptée par le JTC-1 (the joint ISSMGE, IAEG and ISRM Technical Committee on Landslides and Engineered Slopes, Fell et al., 2008), un aléa (hazard) peut être défini en français, comme un évènement incertain pouvant conduire à des conséquences indésirables. Dans le cas des mouvements de pente, l'aléa est donc le mouvement potentiel d'une masse de terrain, ayant la capacité d'endommager des biens ou de porter atteinte à des personnes. Selon le JTC-1, un aléa se caractérise par la localisation et le volume de la masse potentiellement instable, le type et la vitesse du mouvement, et sa probabilité d'occurrence dans une période donnée.

Les différents types de mouvements de pentes ont été définis en 1990 par un groupe de travail issu des différentes sociétés internationales de géotechnique (UNESCO, 1990). Les mouvements rocheux extrêmement rapides y sont désignés par le terme anglais « rock fall » indépendamment du volume concerné. Dans un souci de cohérence avec cette classification largement utilisée au plan international, nous utiliserons le terme équivalent de chute de roche, qui regroupe donc les phénomènes

désignés en France selon leur volume, comme chute de pierres, chute de blocs, éboulement, écroulement, éboulement en masse, etc.

La localisation d'un aléa peut consister à identifier un volume de terrain susceptible de se mettre en mouvement ou d'accélérer brutalement (on parle alors d'aléa localisé) ou à définir des zones dans lesquelles des mouvements sont susceptibles de se déclencher sans savoir précisément à quel endroit (aléa diffus). Le type de localisation dépend notamment de la taille des événements auxquels on s'intéresse. Dans une grande falaise rocheuse, on peut difficilement identifier tous les petits compartiments rocheux susceptibles de se détacher. On considère alors un aléa diffus.

Dans le cas des chutes de roche, on distingue deux événements dangereux, la rupture initiale (détachement d'un compartiment rocheux) et l'impact des blocs sur un enjeu (ponctuel ou linéaire). Le premier peut endommager des biens ou entraîner des personnes situées sur le compartiment, le second peut endommager les enjeux situés sur la trajectoire des blocs. Dans le cas de l'impact, l'aléa en un point quelconque d'un versant, se caractérise principalement par la probabilité que ce point soit impacté par un ou plusieurs blocs, avec une énergie cinétique minimale (Jaboyedoff et Labiouse, 2011). L'énergie minimale à considérer dépend des enjeux en question : elle est très faible lorsque des personnes sont directement exposées (<0,1 kJ) ; elle peut être beaucoup plus forte lorsqu'il s'agit de bâtiments (>30 kJ). Pour être exhaustive, une étude d'aléa rocheux devrait donc déterminer des probabilités correspondant à différents niveaux d'énergie cinétique, ou inversement des énergies cinétiques correspondant à différents niveaux de probabilité. Notons que c'est la seconde approche qui est utilisée pour l'aléa sismique : la carte d'aléa donne les accélérations pouvant être dépassées avec une certaine probabilité acceptée (qui correspond à une période de retour de 475 ans).

La détermination de la probabilité d'impact pour un enjeu nécessite de connaître les probabilités de départ des compartiments rocheux qui menacent cet enjeu (cas d'aléas localisés) ou la fréquence de rupture dans la paroi (cas d'un aléa diffus). Pour les aléas localisés (sauf en cas de mouvement déclaré), il est actuellement impossible de déterminer la date de rupture, ni même une probabilité de rupture dans un délai fixé. En revanche, il est maintenant possible de déterminer la fréquence des chutes de roche, même de faible volume, dans le cas d'un aléa diffus. La méthode la plus utilisée ces dernières années est le scanner laser terrestre ou LiDAR (Rosser et al., 2005 ; Rabatel et al., 2008 ; Lim et al., 2010 ; Abelan et al., 2010, 2011 ; Ravelin et al., 2012 ; Dewez et al., 2013). Guerin et al (2014) ont pu ainsi détecter 344 chutes de plus de 0,05 m<sup>3</sup> par comparaison de mesures laser effectuées en 2009 et 2012, sur une falaise de calcaire lité (Séquanien) de 740 m de largeur et 240 m de hauteur. La fonction de distribution du volume des chutes détectées par scanner laser obéit à une loi puissance, comme celle des chutes (de plus gros volume) recensées dans les inventaires historiques (Vengeon et al., 2001 ; Dussauge-Peisser et al., 2002 ; Hantz et al., 2003a ; Brunetti et al., 2009).

$$N = AV^{-b} \tag{1}$$

Avec N, nombre de chutes de volume supérieur à V, A et b deux constantes.

L'activité d'une paroi rocheuse peut être caractérisée par la fréquence spatio-temporelle de chutes  $F_{st}$  (nombre de chutes par unité de surface de paroi et par unité de temps), qui est aussi une fonction puissance du volume.

$$F_{st} = aV^{-b} \quad (2)$$

Le paramètre a représente le nombre de chutes de plus de 1 m<sup>3</sup> par unité de surface de paroi et par unité de temps. A partir de cette fréquence spatio-temporelle, Hantz (2010, 2011) a proposé une méthode permettant de calculer la fréquence d'impact, avec une énergie minimale fixée, sur un enjeu situé immédiatement en pied de falaise, en prenant en compte toutes les tailles possibles de chutes de roche. Cet article propose une méthode simple pour calculer la fréquence d'impact sur un enjeu situé dans le versant, à partir de l'angle de perte d'énergie. Cette méthode sera exposée ici en deux dimensions, mais sa généralisation en trois dimensions ne pose pas de problème. De plus, nous ne considérerons pas une énergie minimale, mais un volume minimal.

## 2. Description de la méthode

### 2.1. Fréquence de rupture

Hantz (2010, 2011) a montré que, dans le cas d'un versant cylindrique (sans talwegs), la fréquence temporelle de rupture pour les chutes de volume compris entre  $V_{min}$  et  $V_{max}$ , qui menacent un enjeu de largeur e (figure 1) est donnée par l'expression :

$$F_r = \frac{3abhk^{\frac{1}{3}}}{(3b-1)} \left( V_{min}^{\frac{1}{3}-b} - V_{max}^{\frac{1}{3}-b} \right) + ahe \left( V_{min}^{-b} - V_{max}^{-b} \right) \quad (3)$$

Avec h, hauteur (inclinée) de la paroi et k le coefficient de forme des compartiments rocheux, défini par la relation suivante entre leur volume V et leur largeur w :

$$V = kw^3 \quad (4)$$

Le second terme de la fréquence est proportionnel à la largeur e de l'enjeu, il correspond à une zone de falaise de même largeur que celui-ci (tirets sur la figure 1). Le premier terme correspond à deux bandes verticales (limitées par des pointillés sur la figure 1) dans lesquelles se trouvent les centres de gravité des compartiments qui peuvent toucher l'enjeu. Il correspond au cas où l'enjeu se réduit à un point (qui peut tout de même être impacté par une chute de roche). Ce terme a été obtenu par intégration sur tous les volumes considérés, car la largeur de ces bandes est égale à la demi-largeur du compartiment qui chute (Hantz, 2010, 2011). Comme b est supérieur à 1/3, l'expression (3) tend vers l'infini lorsque  $V_{min}$  tend vers 0, ce qui n'est pas pénalisant car, en pratique, on ne considère les chutes qu'à partir d'un volume minimal (on s'intéresse rarement aux cailloux de moins de 1 cm<sup>3</sup>). En revanche, elle a une limite lorsque  $V_{max}$  tend vers l'infini, ce qui permet de prendre en compte l'influence des chutes les plus grosses pouvant se produire dans la paroi étudiée. Le volume maximal possible est difficile à estimer (voir section 3), mais la

fréquence  $\gamma$  est peu sensible. Elle est également peu sensible au paramètre  $k$ , qui intervient à la puissance  $1/3$ .

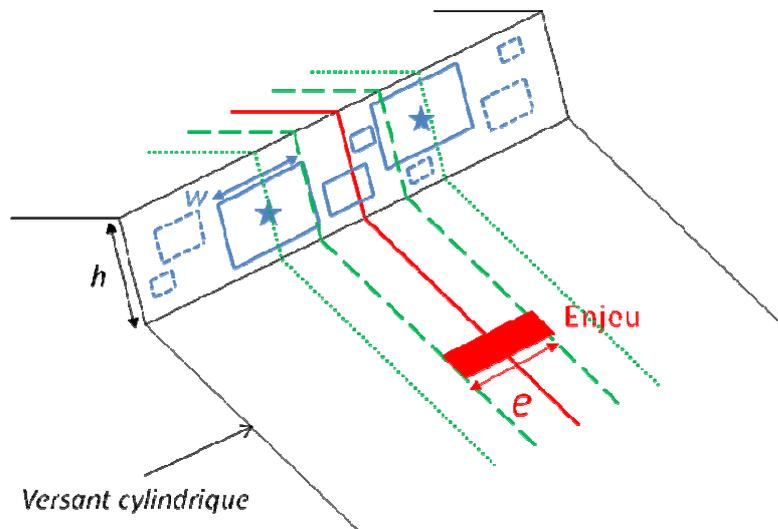


Figure 1. Versant cylindrique avec un enjeu de largeur  $e$ . Les compartiments susceptibles d'atteindre l'enjeu sont figurés en trait plein.

## 2.2. Fréquence d'impact sur un enjeu

Connaissant la fréquence de rupture des compartiments susceptibles d'atteindre l'enjeu, il reste maintenant à déterminer la fréquence d'impact sur l'enjeu, qui dépend de sa position dans le versant. Pour cela, nous utiliserons la méthode de la ligne d'énergie, qui permet de déterminer le point d'arrêt des blocs à partir de leur point de départ (figure 2).

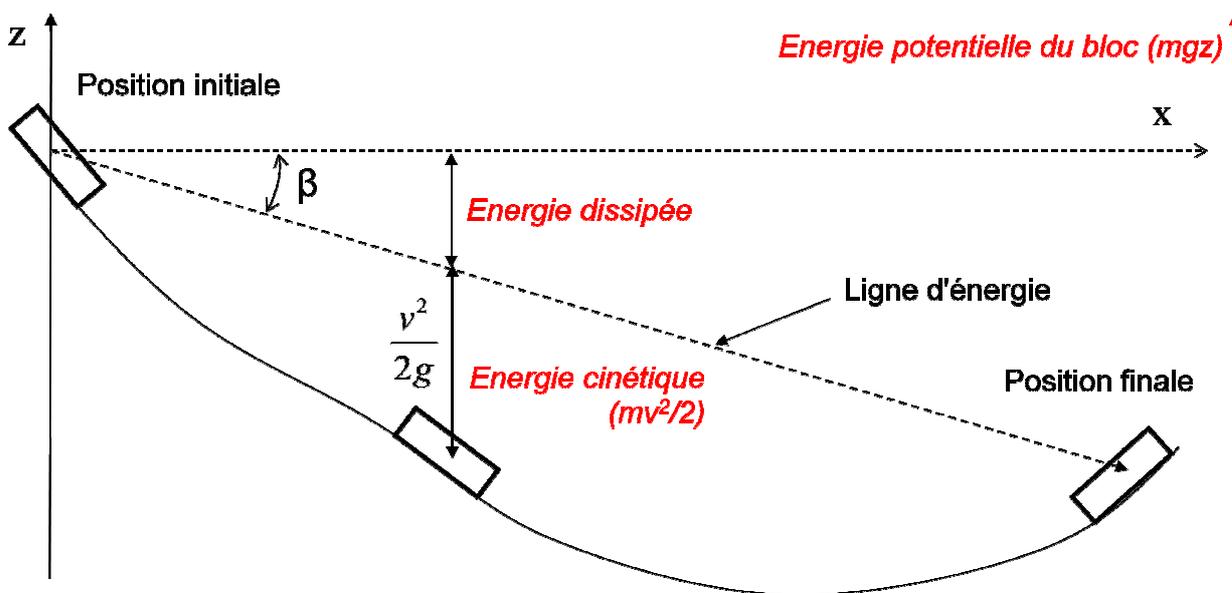


Figure 2. Notion de ligne d'énergie, illustrée ici dans le cas d'un glissement.

$\beta$  : l'angle d'énergie.  $v$  : vitesse du bloc.  $m$  : masse,  $g$  : gravité.

Echelle de gauche : altitude. Echelle de droite : énergie potentielle.

L'angle d'énergie  $\beta$  représente la perte d'énergie du bloc lors des rebonds ou par frottement sur le sol (plus précisément,  $\tan\beta$  est la perte de potentiel par unité de distance horizontale parcourue par le bloc). Il correspond au "Fahrböschung angle" ou "reach angle" introduit par Heim (1932), à condition de considérer le centre de gravité de la masse rocheuse. Il peut être déterminé sur le terrain par visée au clinomètre entre un bloc et son point de départ. Comme cet angle présente une certaine dispersion (Corominas et al., 1996 ; Berger et al., 2009), une approche probabiliste est nécessaire. Dans le cas d'un aléa diffus, les points de départ des chutes sont répartis sur toute la hauteur de la paroi. Pour un angle d'énergie donné, on obtient donc une zone d'arrêt d'une certaine longueur (figure 3). Des zones d'arrêt peuvent ainsi être définies pour différents quantiles de l'angle d'énergie, correspondant à différentes probabilités d'atteinte : probabilité de 0,5 pour la valeur médiane de  $\beta$ , de 0,1 pour le quantile 0,1, etc... Il est alors possible de calculer les fréquences d'impact correspondant aux différentes zones, en multipliant la fréquence de rupture (donnée par l'équation 3) par la probabilité d'atteinte associée à la zone en question.

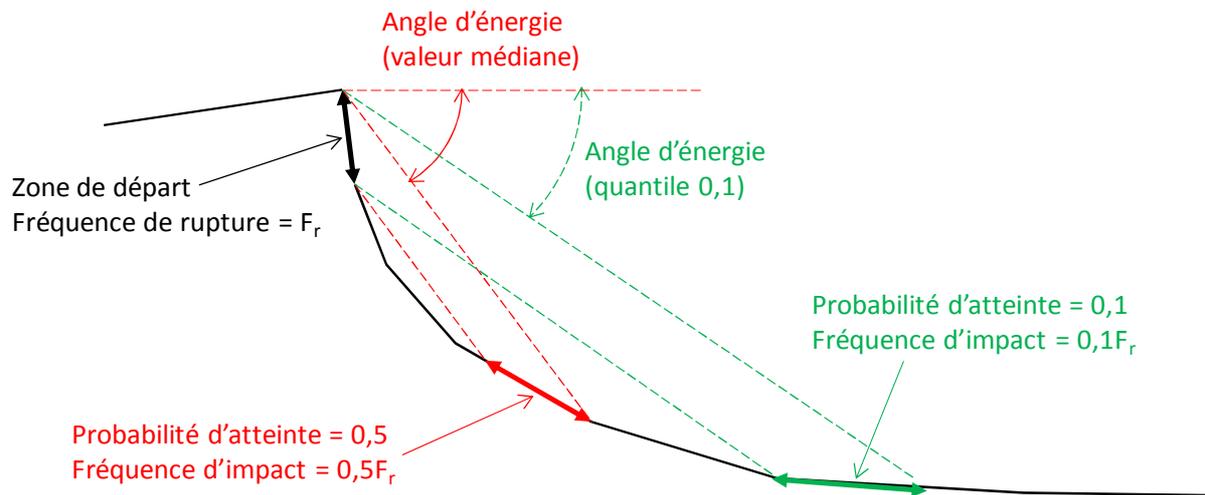


Figure 3. Détermination des fréquences d'impact en fonction des quantiles de l'angle d'énergie.

### 2.3. Valeurs des angles d'énergie

La distribution des angles d'énergie a été étudiée par Hantz et al. (2014) à partir d'un relevé des blocs déposés lors de la chute de roche du 28 décembre 2008 au-dessus du hameau de Chabertière (Saint-Paul de Varces, Isère, France). Les positions de 740 blocs de plus de  $0,1 \text{ m}^3$  (volume d'un cube de 46 cm d'arête) ont été relevées en remontant le versant à partir des blocs les plus éloignés. La distribution de l'angle d'énergie est représentée sur la figure 4. L'angle correspondant à la distance d'arrêt la plus probable est d'environ  $45^\circ$ .

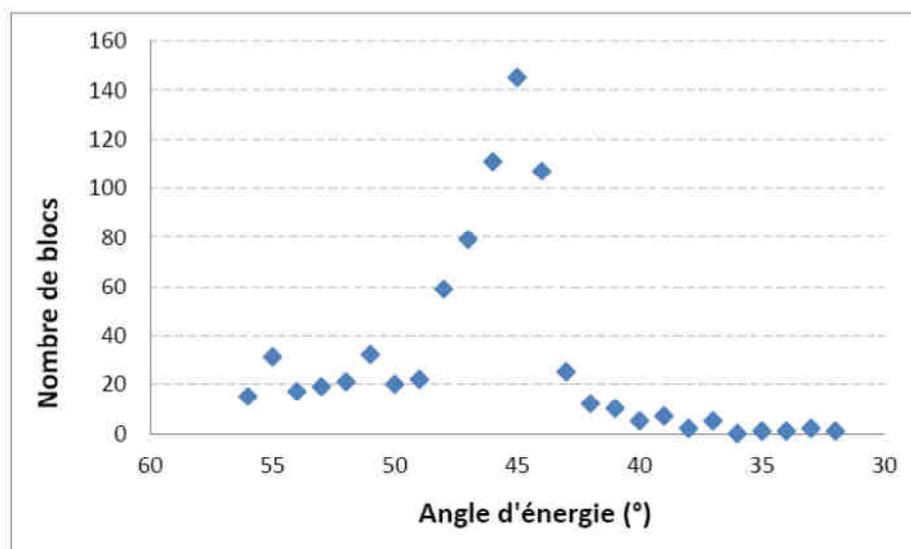


Figure 4. Distribution de l'angle d'énergie des blocs tombés le 28/12/2008 à Chabertière (Saint-Paul de Varcès, Isère, France).

A partir de l'expérience de terrain des auteurs, des angles d'énergie moyens correspondant à différents quantiles (probabilités d'atteinte) sont proposés dans le tableau 1 et la figure 5 (ces valeurs demandent à être confirmées par d'autres expériences). Ces angles sont adaptés à des profils classiques avec une pente raide en pied de falaise, qui diminue ensuite progressivement vers le bas. Ils ne prennent pas en compte l'influence de la forêt.

Tableau 1. Angles d'énergie moyens correspondant à différents fractiles.

Angle d'énergie	45	40	36	34	32	31	30
Fractile	0,5	0,1	0,01	0,001	0,0001	0,00001	0,000001

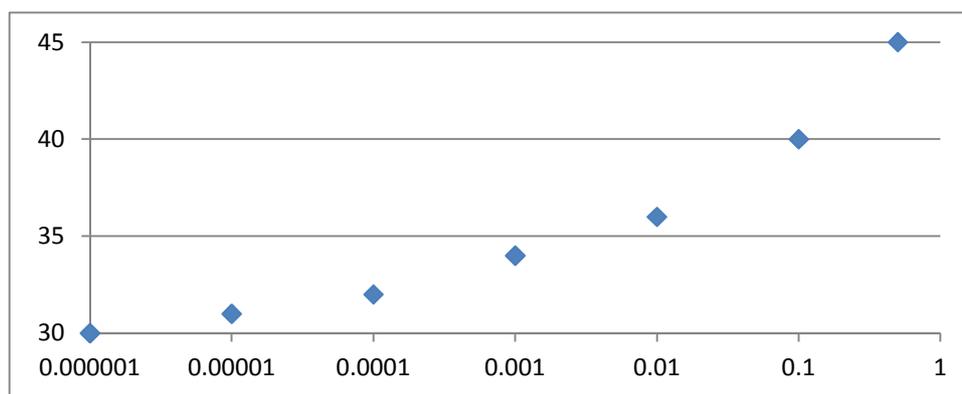


Figure 5. Angles d'énergie moyens correspondant à différents quantiles.

### 3. Application au Mont Saint-Eynard

La méthode a été appliquée au versant sud-est du Mont Saint-Eynard, qui domine l'agglomération grenobloise. Ce versant comporte une falaise de calcaire lité d'âge

séquanien, d'environ 240 m de hauteur. Depuis 2009, une partie de cette falaise est relevée annuellement par scanner laser terrestre (Guerin et al., 2013, 2014). Par comparaison de mesures laser effectuées en 2009 et 2012, 344 chutes de plus de  $0,05 \text{ m}^3$ , ont été détectées sur une largeur de falaise de 740 m. La fréquence spatio-temporelle de chute obéit à une loi puissance (équation 2), de paramètres  $b = 0,75$  et  $a = 0,85$  (nombre de chutes de plus de  $1 \text{ m}^3$  par an et par  $\text{hm}^2$  de paroi). La forme des compartiments a été étudiée par D'Amato et al. (2014). Le coefficient de forme (équation 4) varie entre 0,006 et 0,79 avec une moyenne de 0,15. La largeur de l'enjeu a été fixée à 10 m (maison, car, ...) et le volume minimal considéré à  $0,25 \text{ m}^3$ . Les fréquences de rupture obtenues sont données dans le tableau 2.

Tableau 2. Fréquence de rupture dans la falaise séquanienne du Mont Saint-Eynard.

Coefficient de forme	0,006	0,15	0,79
Fréquence de rupture (par an)	0,94	0,70	0,65

On constate que la fréquence de rupture est peu sensible aux variations du coefficient de forme pour la largeur d'enjeu fixée. Elle le serait encore moins pour un enjeu plus large. Plusieurs valeurs ont été envisagées pour le volume maximal possible (0,1, 1 et  $10 \text{ hm}^3$ ). Les fréquences de rupture obtenues diffèrent de moins de 1%. La fréquence moyenne de 0,70 a été utilisée pour évaluer la probabilité d'impact sur un enjeu situé sur le versant, en utilisant la méthode décrite au paragraphe 2.2 et les valeurs d'angle d'énergie données dans le tableau 1. Sur la figure 6, dans un souci de clarté, seuls les points correspondant aux angles d'énergie de  $45^\circ$  et  $36^\circ$  sont représentés. Les probabilités d'impact correspondantes sont respectivement de 0,35 et 0,007 par an, ce qui donne des périodes de retour de 3 ans et 142 ans. En utilisant la courbe de la figure 5, il serait possible de déterminer le point du versant où la période de retour d'un bloc de  $0,25 \text{ m}^3$  est de 100 ans.

## 4. Discussion

### 4.1. Imprécision de la méthode pour un profil

Notons que sur la figure 6, un point du versant peut se trouver dans deux zones à la fois, de fréquences d'impact différentes. En réalité, un enjeu se trouve soumis à des impacts de blocs provenant de différentes hauteurs dans la falaise et pour lesquels la ligne d'énergie à considérer est différente et par conséquent la fréquence d'impact également. Pour ne pas sous-estimer la fréquence d'impact avec la méthode simple proposée, il est recommandé de considérer la zone de fréquence la plus élevée, à laquelle appartient l'enjeu. Cela revient à considérer les limites aval de chaque zone pour cartographier les lignes iso-fréquence d'impact.

Pour estimer plus précisément la fréquence d'impact en un point donné, il est possible de déterminer les fréquences correspondant à différentes tranches de hauteur dans la falaise, et les sommer. Pour cela, on peut utiliser la figure 5 pour déterminer la probabilité d'atteinte associée à chaque tranche d'altitude. Il est

également possible de distinguer des classes de volume différentes, avec des angles d'énergie différents.

#### 4.2. Influence de la troisième dimension

La méthode présentée suppose que le versant puisse être représenté par un profil longitudinal, c'est-à-dire qu'il soit cylindrique. En réalité, les fréquences obtenues sont sous-estimées si le profil correspond à un talweg (où les trajectoires convergent), et surestimées s'il correspond à une crête. Pour tenir compte de cette influence tridimensionnelle, il est possible, à partir d'un modèle simple d'écoulement suivant les lignes de pente du versant, de déterminer une zone de falaise de largeur  $e'$  différente de la largeur de l'enjeu, de laquelle les lignes de pente rencontrent l'enjeu. La fréquence de rupture pertinente est alors obtenue en remplaçant  $e$  par  $e'$  dans l'équation (3). Mais la manière la plus précise de prendre en compte la troisième dimension consisterait à utiliser un logiciel de trajectographie 3D, pour simuler les trajectoires des blocs sur une certaine durée (au moins égale à la période de retour des plus grosses chutes) et obtenir la fréquence d'impact sur un enjeu quelconque du versant. Le volume rocheux total qui se détache de la falaise par unité de temps (taux volumique d'érosion) peut être obtenu à partir de l'équation (2) (Hantz et al., 2003b, 2012). Ce volume doit ensuite être réparti en blocs de différentes tailles en utilisant la loi de distribution du volume des blocs (Hantz et al., 2014).

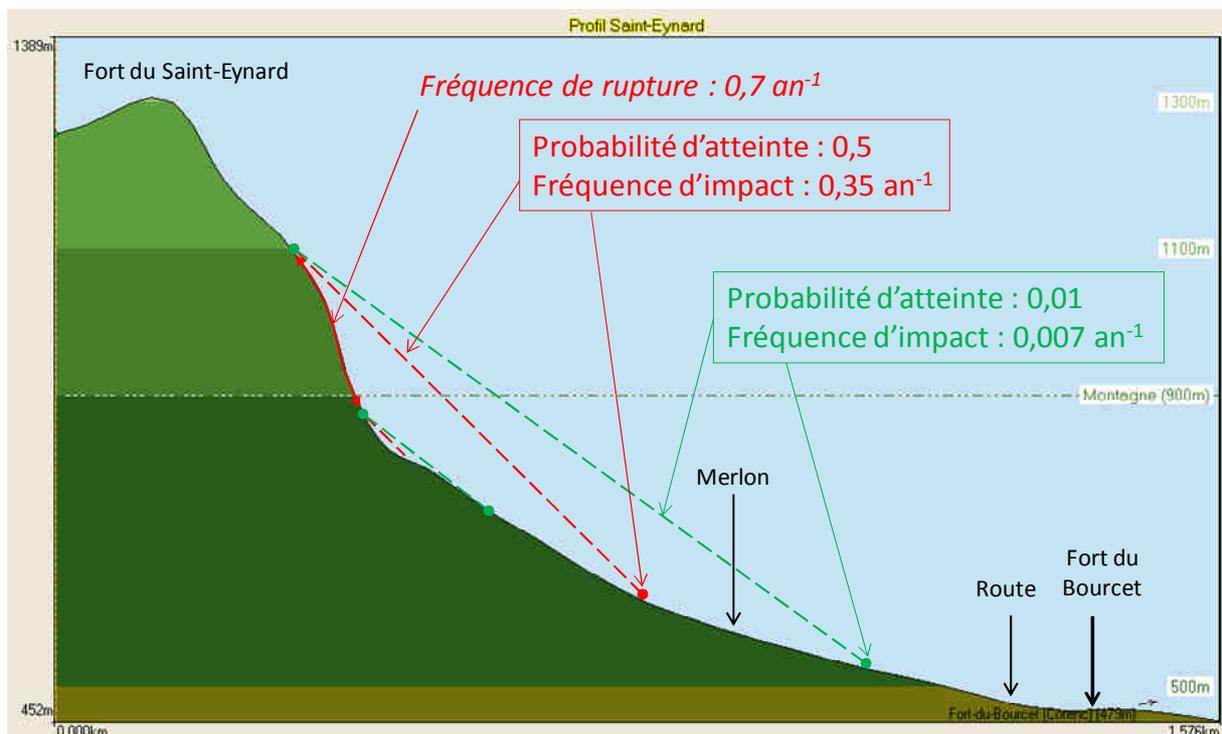


Figure 6. Fréquence d'impact d'un bloc de plus de  $0,25 \text{ m}^3$ , sur un enjeu de 10 m de largeur, dans le versant sud-est du Mont Saint-Eynard.

## **5. Conclusion et perspectives**

Des mesures de la fréquence de départ des chutes de roche dans des parois rocheuses de différentes natures géologiques ont été réalisées ces dernières années, ce qui rend possible une évaluation quantitative de l'aléa d'impact d'un bloc sur un enjeu pour les parois étudiées.

La poursuite de ce type de mesure devrait permettre de caractériser les parois rocheuses en termes de fréquence de rupture, en fonction de leurs caractéristiques géologiques et du contexte morphodynamique (érosion). L'évaluation quantitative de l'aléa rocheux devrait donc se généraliser, ce qui permettrait de mieux évaluer et gérer le risque associé.

## **Remerciements**

Cette recherche a pu être réalisée grâce à l'aide de la Région Rhône-Alpes, du PARN (Pôle Alpin Risques Naturels) et de la structure fédérative VOR (Vulnérabilité des Ouvrages aux Risques).

## **Références bibliographiques**

- Abellan A., Calvet J., Vilaplana J.M., Blanchard J. (2010) Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring, *Geomorphology*, 119, 162-171.
- Abellan A., Vilaplana J.M., Calvet J., Garcia-Selles D., Asensio E. (2011) Rockfall monitoring by terrestrial laser scanning – case study of the basaltic rock face at Castellfollit de la Roca (Catalonia, Spain), *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 829-841.
- Brunetti M.T., Guzzetti F., Rossi M. (2009) Probability distributions of landslide volumes, *Nonlin. Processes Geophys.*, 16, 179-188.
- Corominas J. (1996) The angle of reach as a mobility index for small and large landslides, *Can. Geotech. J.*, 33, 260-271.
- D'Amato J., Hantz D., Guerin A., Jaboyedoff M. (2014) Investigating rock fall failure configurations using terrestrial laser scanner, *Vertical Geology Conference*, Lausanne, Switzerland.
- Dewez T.J.B., 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 J-R., Hantz D., Jeannin M., Giraud A. (2002) Probabilistic approach to rock fall hazard assessment: potential of historical data analysis, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2, 15-26.
- Fell R., Corominas J., Bonnard C., Cascini L., Leroi E., and Savage W.Z. (2008). Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning, *Engineering Geology*, 102, 85-98.
- Guerin A., Rossetti J-P., Hantz D., Jaboyedoff M. (2013) Estimating rock fall frequency in a limestone cliff using LIDAR measurements, *Int. Conf. on Landslides Risk*, Tabarka Ain Drahem, Tunisia.

- Guerin A., Hantz D., Rossetti J-P, 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, doi:10.5194/nhessd-2-123-2014.
- Hantz, D., Vengeon, J.M., Dussauge-Peisser, C. (2003a) An historical, geomechanical and probabilistic approach to rock-fall hazard assessment, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 693-701.
- Hantz D., Dussauge-Peisser C., Jeannin M., Vengeon J-M. (2003b) Rock fall hazard assessment: from qualitative to quantitative failure probability. *Int. conf. on Fast Slope Movements*, Naples, 11-13 May 2003, pp. 263-267.
- Hantz D. (2010) Evaluation quantitative de l'aléa d'éboulement en pied de falaise. *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur*, Grenoble.
- Hantz D. (2011) Quantitative assessment of diffuse rock fall hazard along a cliff foot, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 1303–1309.
- Hantz D, Benedetti L, Bourlès D, Carcaillet J (2012) Un modèle de recul des falaises pour évaluer les fréquences d'éboulement, *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur*, Bordeaux.
- Hantz D., Rossetti J-P., Servant F., D'Amato J. (2014) Etude de la distribution des blocs dans un éboulement pour l'évaluation de l'aléa, *Rock Slope Stability 2014*, Marrakech.
- Heim A. (1932) *Bergsturz und Menschenleben*. Zürich, Fretz und Wasmuth.
- Jaboyedoff M., Labiouse V. (2011) Preliminary estimation of rockfall runout zones, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 819-828.
- Lim M., Rosser N.J., Allison R.J., Petley D.N. (2010) Erosional processes in the hard rock coastal cliffs at Staithes, North Yorkshire, *Geomorphology*, 114, 12-21.
- Rabatel A., Deline P., Jaillet S., Ravel 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.
- Ravel L., Deline P., Lambiel C., Vincent C. (2012) 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.
- Rosser N.J., Petley D.N., Lim M., Dunning S.A., and Allison, R.J. (2005) Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion, *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.*, 38, 363-375.
- UNESCO, International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory (1990). A suggested method for reporting a landslide, *Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 41, 5–12.
- Vengeon J. M., Hantz D., Dussauge C. (2001) Prédicibilité des éboulements rocheux: approche probabiliste par combinaison d'études historiques et géomécaniques, *Revue Française de Géotechnique*, 95/96, 143–154.