



**HAL**  
open science

# Reconstitution de la fréquence des écroulements rocheux post-LGM dans le Massif du Mont-Blanc

Xavi Gallach

► **To cite this version:**

Xavi Gallach. Reconstitution de la fréquence des écroulements rocheux post-LGM dans le Massif du Mont-Blanc. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes, 2018. Français. NNT : 2018GREAU041 . tel-02025952

**HAL Id: tel-02025952**

**<https://theses.hal.science/tel-02025952>**

Submitted on 20 Feb 2019

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

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

## **THÈSE**

Pour obtenir le grade de

### **DOCTEUR DE LA COMMUNAUTÉ UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES**

Spécialité : **Science de la Terre, Univers et Environnement**

Arrêté ministériel : 25 mai 2016

Présentée par

**Xavi GALLACH**

Thèse dirigée par **Julien CARCAILLET**. Ingénieur de recherche,  
**Université Grenoble Alpes**, et  
codirigée par **Philip DELINE**. Maître de conférences, **Université  
Savoie Mont Blanc**, et  
**Ludovic RAVANEL**. Chargé de recherche, **Université Savoie  
Mont Blanc**

préparée au sein des **Laboratoires EDYTEM et ISTERre**  
dans **l'École Doctorale TUE (Terre, Univers, Environnement)**

## **Reconstitution de la fréquence des écroulements rocheux post-LGM dans le massif du Mont Blanc.**

Thèse soutenue publiquement le **12 Octobre 2018** devant le jury  
composé de :

**Pierre VALLA**

Professeur. Universität Bern, Suisse (Rapporteur)

**Marta CHIARLE**

Chargée de recherche. IRPI-CNR, Italie (Rapporteur)

**Susan IVY-OCHS**

Directeur de Recherche. ETH Zurich, Suisse (Examinatrice)

**Etienne COSSART**

Professeur des Universités. Université Jean Moulin, Lyon (Président)



Ceci est une version préliminaire de la thèse. La version définitive sera publiée au cours de l'année 2019.

This is a preliminary version of the PhD thesis. The definitive version will be published in 2019.

## RÉSUMÉ

La haute montagne est un terrain particulièrement sensible aux variations climatiques. La hausse de température depuis plusieurs décennies a un fort impact sur les parois du massif du Mont Blanc : la dégradation du permafrost s'y traduit par une activité gravitaire majeure. Une augmentation du nombre d'éroulements ( $>100 \text{ m}^3$ ) liés à des périodes chaudes a en effet été mis en évidence à plusieurs échelles de temps, lors des étés particulièrement chauds de 2003 et 2015 comme au cours des trois dernières décennies. La fréquence des éroulements dans le massif devrait continuer à s'accroître avec l'augmentation de la température au 21<sup>e</sup> siècle.

En revanche, la fréquence des éroulements dans le massif antérieurement à la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG) est très largement inconnue. Pendant l'Holocène voire le Tardiglaciaire, les éroulements dans le massif du Mont Blanc ont-ils également été favorisés par les hausses de température ? Pour répondre à cette question, cette thèse poursuit quatre objectifs :

- i. Dater un grand nombre d'éroulements dans la partie centrale du massif pour comprendre leur distribution pendant l'Holocène et le Tardiglaciaire. L'âge des niches d'arrachement est obtenu par datation cosmogénique.
- ii. Vérifier les possibles corrélations entre périodes à forte occurrence d'éroulements et périodes climatiques post-glaciaires.
- iii. Quantifier le volume des éroulements par reconstruction 3D de la forme des blocs éroulés, et étudier la relation entre volumes éroulés et périodes climatiques.
- iv. Étudier la relation entre âge d'exposition et couleur des niches d'arrachement quantifiée avec la spectroscopie de réflectance.

Un total de 70 surfaces a été échantillonné dans les parois du massif au cours de trois campagnes de terrain en 2006, 2011, et 2015-2016. Les âges d'exposition de 62 surfaces ont été obtenus, compris entre  $30 \pm 20$  ans et  $100.50 \pm 8.50$  ka. Trois groupes d'âges peuvent être corrélés aux périodes climatiques chaudes que sont : les Périodes Chaudes de l'Holocène moyen (7.50 – 5.70 ka), l'Optimum de l'âge de Bronze (3.35 – 2.80 ka) et le Période Chaude Romaine (2.35 – 1.75 ka) ; un quatrième groupe d'âges est daté entre 4.91 et 4.32 ka. Le groupe d'âges le plus nombreux, entre 1.09 ka et l'Actuel, aux volumes généralement réduits, est interprété comme représentatif de l'activité gravitaire annuelle du massif avec le climat actuel.

Les données spectrales des échantillons datés ont permis de développer un index de la couleur du granite (GRIGRI) par combinaison des valeurs de réflectance de deux longueurs d'onde différentes. Cet index est corrélé avec l'âge d'exposition ( $R^2 = 0,82$ ) ; il a permis de proposer la datation de 9 échantillons d'âge inconnu à partir de leurs caractéristiques spectrales.

**ABSTRACT**

High mountain is particularly sensitive to climate variations. The raising temperature that is currently taking place due to climate change has a strong impact on the Mont Blanc massif rock walls: a higher rockfall ( $>100 \text{ m}^3$ ) occurrence has been noticed, caused by permafrost thawing. The raising in number of rockfalls has been successfully correlated to warm periods at different timescales, e.g., during extreme warm episodes like the 2003 and 2015 heat waves, and during the last 30 years. According to the expected raising temperatures, during the 21st century rockfall occurrence should continue to rise.

Rockfall frequency in the Mont Blanc massif before the Little Ice Age is still largely unknown. During Lateglacial and Holocene, high occurrence has been related to warm periods as well? In order to answer this question, this PhD thesis has four aims:

- i. To date several rockfalls having taken place in the central part of the Mont Blanc massif, in order to understand their frequency during Lateglacial and Holocene. Exposure age of rockfall scars is obtained using Terrestrial Cosmogenic Nuclide dating.
- ii. To verify possible relationships between high rockfall occurrence periods and post-glacial climate periods.
- iii. To quantify rockfall volumes by means of 3D reconstruction of the rockfall shapes, to explore the possible relationship between cumulate volumes and climate periods.
- iv. To study the relationship between exposure ages and colours of rock surfaces. Colours are quantified by reflectance spectroscopy.

A total of 70 rock surfaces have been sampled during three field campaigns that took place in 2006, 2011 and 2015-2016. The exposure age of 62 surfaces were obtained, ranging  $30 \pm 20$  a to  $100.50 \pm 8.50$  ka. Three age clusters can be correlated to warm periods, corresponding to: two Holocene Warm Periods (7.50 – 5.70 ka), the Bronze Age Optimum (3.35 – 2.80 ka) and the Roman Warm Period (2.35 – 1.75 ka). A fourth age cluster has been detected with ages ranging 4.91 – 4.32 ka. The biggest cluster, ranging 1.09 ka – recent, shows rather small volumes. This is interpreted as the normal erosion activity corresponding to the current climate.

The samples reflectance spectra allowed to develop a granite colour index (GRIGRI) by combining the values of two different wavelengths. This index is correlated to the samples exposure age ( $R^2= 0.82$ ), and has been used to date the exposure age of 9 samples where Terrestrial Cosmogenic Nuclide dating failed.

**RESUM**

L'alta muntanya és un terreny particularment sensible a les variacions del clima. L'augment de la temperatura global que té lloc des de fa tres dècades té un fort impacte en les parets del massís del Mont Blanc, on la degradació del permafrost provoca un augment del nombre de desprendiments. La relació entre períodes de forta calor i augment del nombre de desprendiments ha estat confirmada a diferents escales de temps: durant les onades de calor dels estius de 2003 i 2015, però també al llarg de les tres darreres dècades. Al massís del Mont Blanc, i degut a l'augment previst de temperatures, tot indica que al llarg del s. XXI la freqüència dels desprendiments augmentarà.

La freqüència dels desprendiments anteriors a la Petita Edat de Gel al massís, però, és desconeguda. Durant l'Holocè i el Tardiglacial, els desprendiments que han tingut lloc al massís del Mont Blanc han estat igualment afavorits pels augments de temperatura? Per respondre a aquesta pregunta, aquesta tesi es planteja quatre objectius:

- i. Datar un gran nombre de desprendiments a la part central del massís per comprendre la seva distribució al llarg de l'Holocè i el Tardiglacial. La datació cosmogènica és emprada per obtenir el temps d'exposició de les cicatrius dels desprendiments.
- ii. Verificar les possibles correlacions entre períodes amb forta activitat de desprendiments i períodes climàtics post-glacials.
- iii. Quantificar, per reconstrucció 3D de la forma dels blocs despresos, el volum dels desprendiments, i estudiar la relació entre volum acumulat i períodes climàtics.
- iv. Estudiar la relació entre el temps d'exposició de les cicatrius dels desprendiments i el seu color, quantificat amb l'espectroscòpia de reflectància.

Un total de 70 superfícies de roca han estat datades en tres campanyes realitzades el 2006, 2011 i 2015-2016. S'ha obtingut el temps d'exposició de 62 superfícies, datades entre  $30 \pm 20$  anys i  $100.50 \pm 8.50$  ka. Tres grups de dates estan correlacionats amb els següents períodes càlids de l'Holocè: Òptim Climàtic de l'Holocè (7.50 – 5.70 ka), Òptim Climàtic de l'Edat de Bronze (3.35 – 2.80 ka) i Òptim Climàtic Romà (2.35 – 1.75 ka); i un quart grup de dates és evident entre 4.91 i 4.32 ka. El grup de dates més nombrós, situat entre 1.09 ka i l'actualitat, consta de volums de desprendiment reduïts, això es considera representatiu de l'activitat erosiva normal del massís amb un clima com l'actual.

Els espectres de reflectància de les mostres datades han permès desenvolupar un índex del color del granit (GRIGRI), per combinació dels valors de reflectivitat de dues longituds d'ona diferents de l'espectre visible. Aquest índex és correlacionat amb el temps d'exposició del granit ( $R^2 = 0,82$ ), i ha permès de proposar, a partir dels seus valors espectrals, el temps d'exposició de 9 mostres d'edat desconeguda.



# Sommaire

Résumé .....	i
Abstract .....	ii
Resum .....	iii
Sommaire .....	v
Introduction générale .....	1
<b>PARTIE 1. État de l'art sur les écoulements dans le massif du Mont Blanc</b>	
<b>1. Présentation du site d'étude.....</b>	<b>7</b>
1.1. Le massif du Mont Blanc et le Glacier du Géant .....	7
1.2. Le massif du Mont Blanc, un terrain favorable aux écoulements .....	9
<b>2. État des connaissances des écoulements passés et actuels dans le massif du Mont Blanc .....</b>	<b>13</b>
2.1. Les écoulements historiques dans la littérature scientifique .....	13
2.2. Étude diachronique des écoulements par photo-comparaison .....	14
2.3. Étude des écoulements actuels avec un réseau d'observateurs .....	15
2.4. Étude des écoulements de 2003 à partir d'images satellite .....	16
2.5. Étude diachronique des écoulements actuels par suivi LiDAR de parois sélectionnées .....	17
<b>3. Nécessité de dater les écoulements anciens .....</b>	<b>19</b>
3.1. Bases de la méthode de datation cosmogénique .....	20
3.2. Datation des écoulements dans le massif du Mont Blanc. Campagne de 2006 à l'Aiguille du Midi .....	25
3.3. Datation des écoulements dans le massif du Mont Blanc. Campagne de 2011 dans le bassin du Géant .....	27
3.4. Nouveau calcul des âges pour les échantillons des campagnes 2006 et 2011 .....	28
<b>4. Résultats et interprétation .....</b>	<b>31</b>
4.1. Fiche synoptique de l'article 1 .....	31
4.2. Article 1 : Gallach X, Ravanel L, Egli M, Brandova D, Schaepman M, Christl M, Gruber S, Deline P, Carcaillet J, Pallandre F. (2018). Timing of rockfalls in the Mont Blanc massif (Western Alps): evidence from surface exposure dating with cosmogenic <sup>10</sup> Be. <i>Landslides</i> 15, 1991-2000.....	33
<b>Conclusion de la partie 1 .....</b>	<b>43</b>

## **PARTIE 2. Contrôles géomorphologique et climatique sur la fréquence des écroulements post-glaciaires**

<b>5. Analyse géomorphologique des parois par la modélisation 3D</b> .....	<b>47</b>
5.1. Obtention d'un modèle 3D d'une paroi par LiDAR et photogrammétrie .....	47
5.2. Modèles 3D préexistants et acquisition de nouvelles données photogrammétriques .....	49
5.3. Obtention des modèles 3D .....	51
5.4. Reconstitution des paléo-écroulements et calcul des volumes .....	54
5.5. Analyse statistique de la structure des parois .....	56
5.6. Calcul statistique des volumes moyens des blocs qui composent une paroi .....	61
<b>6. De la sélection des échantillons a la datation des écroulements</b> .....	<b>63</b>
6.1. Échantillonnage .....	63
6.2. Préparation des échantillons au laboratoire et extraction géochimique du <sup>10</sup> Be .....	64
6.3. Obtention des âges d'exposition .....	65
6.4. Différences dans le choix des paramètres utilisés pour le calcul de l'ensemble des âges .....	66
<b>7. Corrélation des âges avec les périodes climatiques du Tardiglaciaire et de l'Holocène</b> .....	<b>69</b>
7.1. Âges d'exposition des écroulements dans le bassin du Géant .....	69
7.2. Relation entre les âges des écroulements et les périodes climatiques .....	69
7.3. Corrélation des volumes avec les périodes climatiques de l'Holocène .....	71
<b>8. Résultats et interprétation</b> .....	<b>73</b>
8.1. Fiche synoptique de l'article 2 .....	73
8.2. Article 2 : Gallach X, Carcaillet J, Ravanel L, Deline P, Ogier C, Rossi M, Malet E, García-Sellés D. (Soumis). Lateglacial and Holocene rockfall occurrence in high-elevated rock walls of the Mont Blanc massif (Western Alps): a complete dataset. <i>Earth Surface Processes and Landforms</i> ...	75
<b>Conclusion de la partie 2</b> .....	<b>103</b>

## **PARTIE 3. Caractérisation de la couleur de la surface des parois**

<b>9. Le granite du Mont Blanc et sa couche d'altération .....</b>	<b>107</b>
9.1. Description du granite du Mont Blanc.....	107
9.2. L'altération du granite dans la littérature .....	108
9.3. Caractérisation physico-chimique des granites altérés du Mont Blanc .....	111
<b>10. Étude colorimétrique de la surface des échantillons .....</b>	<b>115</b>
10.1. Bases de spectroscopie de réflectance : comment quantifier une couleur .....	115
10.2. Mise en évidence d'une relation couleur-âge d'exposition de la surface du granite .....	118
10.3. Relation couleur-âge à partir de l'analyse des spectres normalisés .....	120
10.4. Protocole expérimental : mesure de réflectance des échantillons de la campagne 2015-2016..	124
10.5. Relation couleur-âge à partir de la représentation des spectres dans l'espace CIE1931 .....	126
10.6. Proposition d'une méthode colorimétrique pour dater les écroulements (GRIGRI).....	128
10.7. Proposition d'une seconde méthode colorimétrique pour dater les écroulements (cordonnée a* CIE 1976) .....	133
<b>11. Résultats et interprétation .....</b>	<b>139</b>
11.1. Fiche synoptique de l'article 3 .....	139
11.2. Article 3 : Gallach X, Perrette Y, Lafon D, Chalmin E, Deline P, Ravanel L, Carcaillet J. (en préparation). Dating the surface of granite rock walls in the Mont Blanc granite by means of reflectance spectroscopy. <i>Quaternary Geochronology</i> .....	141
<b>Conclusion de la partie 3 .....</b>	<b>159</b>
<b>Conclusion générale et futurs développements .....</b>	<b>163</b>
<b>Bibliographie .....</b>	<b>167</b>
<b>Bibliographie personnelle .....</b>	<b>179</b>
<b>Table des figures et tableaux .....</b>	<b>183</b>
<b>Annexes .....</b>	<b>189</b>
1. Les écroulements historiques du Mont Blanc dans la littérature scientifique .....	191
2. Présentation de la deuxième campagne de datation à l'EGU 2013 .....	193
3. Formulaire et feuille des résultats du nouveau calcul des âges des campagnes 2006 et 2011 avec <i>The online calculators formerly known as the CRONUS-Earth online calculators</i> version 2.3 .....	199
4. Protocoles chimiques pour la purification du <sup>10</sup> Be .....	203
5. Formulaire et feuille des résultats du calcul des âges avec le logiciel <i>CRONUS-Earth Web Calculators</i> version 2.0.....	213
6. Table des échantillons avec leurs âges d'exposition et leurs valeurs colorimétriques .....	223
7. Images des sites d'échantillonnage avec leurs âges d'exposition.....	225
<b>Table des matières .....</b>	<b>245</b>



## Introduction générale

Le réchauffement climatique actuel a des nombreux effets en haute montagne. Certains de ces effets sont progressifs (p.ex., le recul des glaciers, l'abaissement de leur surface), et même s'ils peuvent avoir des conséquences potentiellement destructives (p.ex., la déstabilisation de moraines latérales, qui entraînent des chutes de blocs en permanence), leur dynamique permet de les anticiper, donc de s'adapter à eux et de se protéger face aux risques associés. D'autres effets du réchauffement climatique ont des conséquences beaucoup moins prévisibles (p.ex., les écroulements), donc très difficiles à anticiper, qui entraînent un risque important pour les alpinistes et les infrastructures. Dans le massif du Mont Blanc, le risque d'écroulements est l'un des risques géologiques les plus importants.

Mais qu'est-ce qu'un *risque* ? La notion de risque semble facile à comprendre : elle est utilisée couramment dans tous les milieux de la société. Mais son usage est généralement sujet à des nombreuses imprécisions qui peuvent amener à des confusions importantes. Plusieurs définitions scientifiques existent pour décrire le risque, chacune plus ou moins adaptées à un usage particulier. Une définition du concept de *risque* adaptée aux phénomènes géologiques est fort utile, donc, pour comprendre le sujet de recherche présenté dans cette thèse.

Le risque peut être défini par l'équation suivante :

$$\text{Risque} = \text{Aléa} \times \text{Exposition} \times \text{Vulnérabilité}$$

Un *aléa* est un phénomène qui peut avoir un effet sur le milieu où il agit. Le concept d'aléa est indépendant des effets qu'il peut causer, il n'est donc intrinsèquement ni déstabilisateur ni destructeur.

L'*exposition* est la présence, dans l'espace d'action d'un aléa, de personnes, d'infrastructures ou d'objets qui peuvent être modifiés par celui-ci. Le concept d'exposition est indépendant des effets que ces personnes, infrastructures ou objets peuvent subir à cause de l'aléa.

La *vulnérabilité* est la propension des personnes, infrastructures ou objets à subir des effets déstabilisateurs ou destructifs quand ils sont *exposés* à un *aléa*.

En éliminant l'une des trois composantes du risque, on élimine donc le risque. Parfois il n'est pas possible d'éliminer complètement une des composantes, dans ce cas la réduction de ses effets a pour résultat une diminution du risque.

### Les écroulements, un aléa majeur dans le massif du Mont Blanc

Le bassin du Glacier du Géant, situé dans la partie centrale du massif du Mont Blanc à des altitudes supérieures à 3000 m, contient une zone d'accumulation glaciaire. Ses parois granitiques surplombent les glaciers. L'absence de sol et de végétation qui aident à stabiliser les versants fait de ces parois un terrain favorable aux écroulements.

Les écroulements sont l'un des principaux aléas non climatiques auxquels s'exposent les alpinistes qui parcourent le massif (les autres étant les crevasses des glaciers et les chutes de séracs). Ils constituent aussi un aléa auquel sont exposées les infrastructures présentes dans le massif.

Des nombreux exemples témoignent des perturbations et de l'impact causés par les écroulements actuels sur l'activité humaine :

- l'écroulement qui a eu lieu en 1998 sous le refuge des Cosmiques (600 m<sup>3</sup> ; Fig. 1a) a entraîné la fermeture du refuge pendant plusieurs mois, le temps des travaux de stabilisation,
- une série d'écroulements qui a commencé en 1905 dans la face Ouest des Drus (volume total : c. 335 000 m<sup>3</sup>), avec une intensification dans la deuxième moitié du XXe siècle. Ces écroulements ont changé à plusieurs reprises la morphologie des Drus, faisant disparaître plusieurs voies et rendant l'escalade et l'accès à la paroi plus dangereux,
- l'écroulement qui eut lieu le 27 Août 2015 dans la face Est de la Tour Ronde (plusieurs dizaines de milliers de m<sup>3</sup> ; Fig. 1b) se produisit dans un secteur très fréquenté en été. Le dépôt a recoupé la trace faite sur le glacier par les alpinistes, ce qui montre le risque auquel ils sont soumis,
- les éboulements qui ont lieu pendant l'été au Grand Couloir du Goûter, exposant les alpinistes qui empruntent la voie d'accès principale au sommet du Mont Blanc. Ces éboulements, de petite magnitude (quelques dm<sup>2</sup>) et grande fréquence, causent la mort de 4 personnes par saison en moyenne.

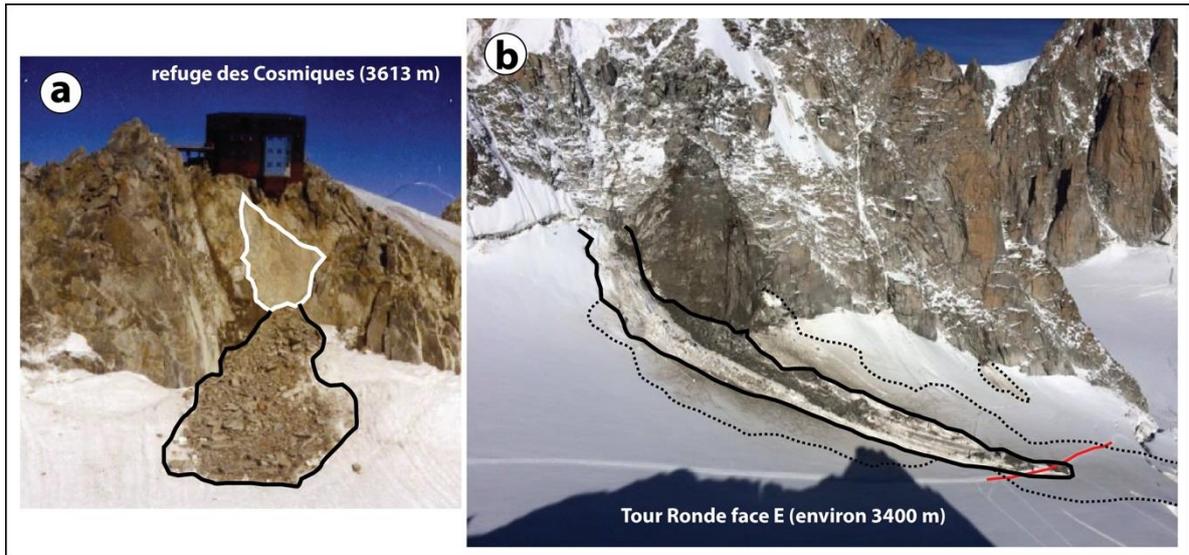


Fig. 1. a) écoulement sous le refuge des Cosmiques en 1998 ( $600 \text{ m}^3$ ), b) dépôt d'écroulement au pied de la face Est de la Tour Ronde en août 2015 (plusieurs milliers de  $\text{m}^3$  ; petit dépôt d'un autre écoulement, à droite du principal dépôt).

Trait blanc : niche d'arrachement ; trait noir continu : dépôt d'écroulement ; trait noir pointillé : dépôt de la poussière ; trait rouge : trace d'alpinistes.

La dynamique des écoulements qui ont lieu actuellement dans le massif, ainsi que leur cause, est assez bien comprise grâce aux données apportées par un réseau d'observateurs établi en 2007, qui a permis de documenter 850 écoulements en 12 ans d'observations. La dynamique des écoulements qui ont eu lieu depuis le Petit Âge Glaciaire est aussi bien comprise, grâce à l'étude de sa fréquence à partir de la comparaison de photographies historiques. Ces observations ont mis en évidence une augmentation du nombre d'écroulements récents, en relation avec la hausse de températures qui a eu lieu pendant les trois dernières décennies, et qui entraîne la dégradation du permafrost existant dans les parois du massif.

À présent, une température de plus en plus haute a pour effet une accélération de la dégradation du permafrost. Cette accélération accentue la déstabilisation des versants, favorisant ainsi le déclenchement des écoulements. L'impact d'autres facteurs qui peuvent participer au déclenchement des écoulements semble en ce moment réduit, l'absence de séismes récents qui aurait pu causer des écoulements semble confirmer ce fait. La fréquence des écoulements actuels dans le massif semble donc être en relation directe avec la température de l'air.

#### Les écoulements holocènes, un phénomène méconnu

Si la dynamique et la cause principale des écoulements actuels et récents dans le massif sont bien compris, leur fréquence au cours de l'Holocène, ainsi que les facteurs ayant favorisé ces écoulements, restent encore méconnus. L'étude des écoulements passés dans la partie centrale du massif du Mont Blanc pose de nombreux problèmes : manque de témoins historiques (inaccessibilité du grand public avant la démocratisation de l'alpinisme), pas de débris à la base des parois (car ils sont rapidement emportés par le glacier), et pas d'infrastructures ni de personnes exposées aux écoulements avant le XXe siècle, donc pas de considération des écoulements comme un risque.

La relation entre hausse de la température et augmentation du nombre d'écroulements remarquée actuellement s'explique en contexte de réchauffement climatique. Les effets du réchauffement climatique semblent être accentués en haute montagne, comme en témoigne la vitesse inégale de la hausse de température qui a eu lieu en Europe : depuis 1880, en plaine ( $0,85 \text{ }^\circ\text{C}$ ) et dans les Alpes ( $2 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Les changements climatiques qui ont eu lieu pendant l'Holocène, avec alternance de périodes chaudes et des périodes froides, ont pu avoir un impact similaire sur les températures du massif, et donc sur la stabilité de ses versants.

Mais à présent cette hypothèse reste impossible de confirmer, car i) il n'y a pas de registre des écoulements holocènes ayant eu lieu dans la partie centrale du massif, car cette partie du massif a resté inaccessible historiquement, ii) aucun registre de températures de la partie centrale du massif (ni de ses environs) existe à l'échelle de l'Holocène.

### Problématique et approche méthodologique de l'étude

Le deuxième de ces problèmes peut être en parti résolu, grâce à la disponibilité, dans la littérature scientifique, de proxies qui permettent d'estimer la température de l'air au long de l'Holocène. Mais, comment estimer la fréquence des écroulements holocènes sans témoins des événements et sans pouvoir étudier les dépôts en résultant ?

Plusieurs études ont été faites sur les grands glissements de terrain holocènes des Alpes, par datation des cicatrices et/ou des débris. Les âges résultants peuvent être groupés en quelques périodes de grande activité gravitaire, qui ont pu être corrélées à plusieurs causes, dont des périodes climatiques favorables aux glissements de terrain (avec hausse de température ou des précipitations). Mais considérer que les écroulements du massif du Mont Blanc ont eu lieu pendant les mêmes périodes risque d'être incorrect, du fait que ce sont des processus différents impliquant des volumes très différents.

Une campagne de datation des écroulements dans les parois du massif devra donc permettre de décrire leur fréquence à l'échelle post-glaciaire (Tardiglaciaire et Holocène), pour ainsi identifier les périodes les plus favorables aux écroulements.

En raison du manque de débris au pied des parois, l'étude des paléo-écroulements (datation, quantification des volumes) doit être faite dans les zones de départ des écroulements : les niches d'arrachement. La datation cosmogénique, qui permet d'obtenir l'âge d'exposition de surfaces rocheuses, semble bien adaptée à ce propos, du fait que les parois actuelles ont été exposées aux conditions subaériennes comme résultat d'un écroulement ; leur âge d'exposition est donc interprété comme l'âge du dernier écroulement.

Les âges des écroulements peuvent ensuite être comparés pour trouver d'éventuels groupes d'âges similaires, ce qui doit permettre d'identifier les périodes où l'activité gravitaire a été plus intense. Ces périodes d'activité intense peuvent être corrélées à des données climatiques holocènes. Du fait qu'on ne dispose pas des registres climatiques antérieurs au XXe siècle, l'utilisation de proxies de température (p.ex., ratio  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  de l'air piégé dans des carottes de glaces en Groenland) et l'identification des périodes climatiques holocènes dans la littérature scientifique permet d'évaluer si les périodes de forte activité gravitaire correspondent à des périodes considérées comme favorables au déclenchement des écroulements (périodes avec température élevée).

Pour caractériser le volume des écroulements, l'utilisation de techniques de représentation 3D des parois actuelles doit permettre, quand la forme des niches a été bien préservée, de reconstruire la paléoforme avant écroulement des parois, ce qui permet ensuite de calculer les volumes écroulés.

Finalement, une étude sur la couleur de la surface du granite permet de comprendre l'évolution du granite frais, qui devient progressivement orange avec l'altération. La vitesse de ce changement de couleur est méconnue. L'établissement d'une relation couleur-âge permet d'attribuer à chaque âge d'exposition un couleur d'altération, ce qui permet dans une deuxième phase de dater l'âge d'exposition des parois granitiques à partir de sa couleur. L'étude de la couleur des échantillons est faite en laboratoire avec des techniques de spectroscopie de réflectance.

### Organisation du mémoire

Le manuscrit est organisé en trois parties avec douze chapitres.

La partie 1 est une introduction au sujet puis présente les campagnes de datation qui ont été réalisées avant le début de la thèse. Le chapitre 1 présente le massif du Mont Blanc et sa prédisposition aux écroulements, ainsi que les facteurs qui les provoquent. Le chapitre 2 est un recensement des écroulements qui ont été observés dans le massif jusqu'à présent, ainsi que des techniques mises en place pour pouvoir détecter ces écroulements depuis le PAG. Le chapitre 3 explique la technique de datation cosmogénique adaptée à l'obtention des âges des écroulements holocènes, et présente les deux premières campagnes de datation réalisées en 2006 et 2011, ainsi qu'une mise à jour des âges d'exposition avec l'utilisation de nouveaux paramètres. Le chapitre 4 est structuré autour du premier article publié dans le cadre de cette thèse, où les âges des écroulements des campagnes 2006 et 2011 sont présentés et corrélés à des périodes climatiques holocènes.

La partie 2 de la thèse présente la suite de l'étude, à partir de la campagne la plus large de prélèvements en parois réalisée en 2015 et 2016. Le chapitre 5 explique la technique mise en place pour la construction des modèles 3D des parois, qui permet le calcul des volumes des écroulements anciens et l'analyse de la fracturation. Le chapitre 6 présente la campagne d'échantillonnage qui a été faite dans le cadre de cette thèse, et le traitement qui a suivi des échantillons jusqu'à l'obtention de leur âge d'exposition. Le chapitre 7 montre la relation possible entre les périodes où il y a une concentration d'âges d'écroulements

et les différentes périodes climatiques de l'Holocène. Le chapitre 8 est structuré autour du deuxième article publié dans le cadre de cette thèse, où l'ensemble des âges obtenus depuis 2006 sont présentés.

La partie 3 de la thèse présente les techniques utilisées pour comprendre la relation couleur-âge des surfaces granitiques du bassin du Géant. Le chapitre 9 caractérise la composition du granite et de la patine qui se forme par altération de la surface. Le chapitre 10 présente l'étude de la couleur du granite : la technique de spectroscopie de réflectance pour mesurer la couleur, les différentes façons de représenter la couleur, la relation couleur-âge, et deux méthodes de datation de la surface du granite à partir de la couleur de sa surface. Le chapitre 11 est structuré autour du troisième article publié dans le cadre de cette thèse, qui explique la méthode de datation à partir de la couleur.

# **PARTIE 1. ÉTAT DE L'ART SUR LES ÉCROULEMENTS DANS LE MASSIF DU MONT BLANC**



## 1. PRÉSENTATION DU SITE D'ÉTUDE

### 1.1. Le massif du Mont Blanc et le Glacier du Géant

Le massif du Mont Blanc, situé dans les Alpes occidentales, s'étend sur 550 km<sup>2</sup> entre France, Suisse et Italie (Figure 1.1). Ce massif se développe de 600 m à 4810 m (sommet du Mont Blanc) et est le plus haut massif des Alpes. Il est limité au NW par la vallée de l'Arve, au SE par le Val Veny et le Val Ferret italien, au Sud avec le Val Montjoie et la vallée des Glaciers, et au Nord avec la vallée de l'Eau Noire et au NE par le Val Ferret suisse.

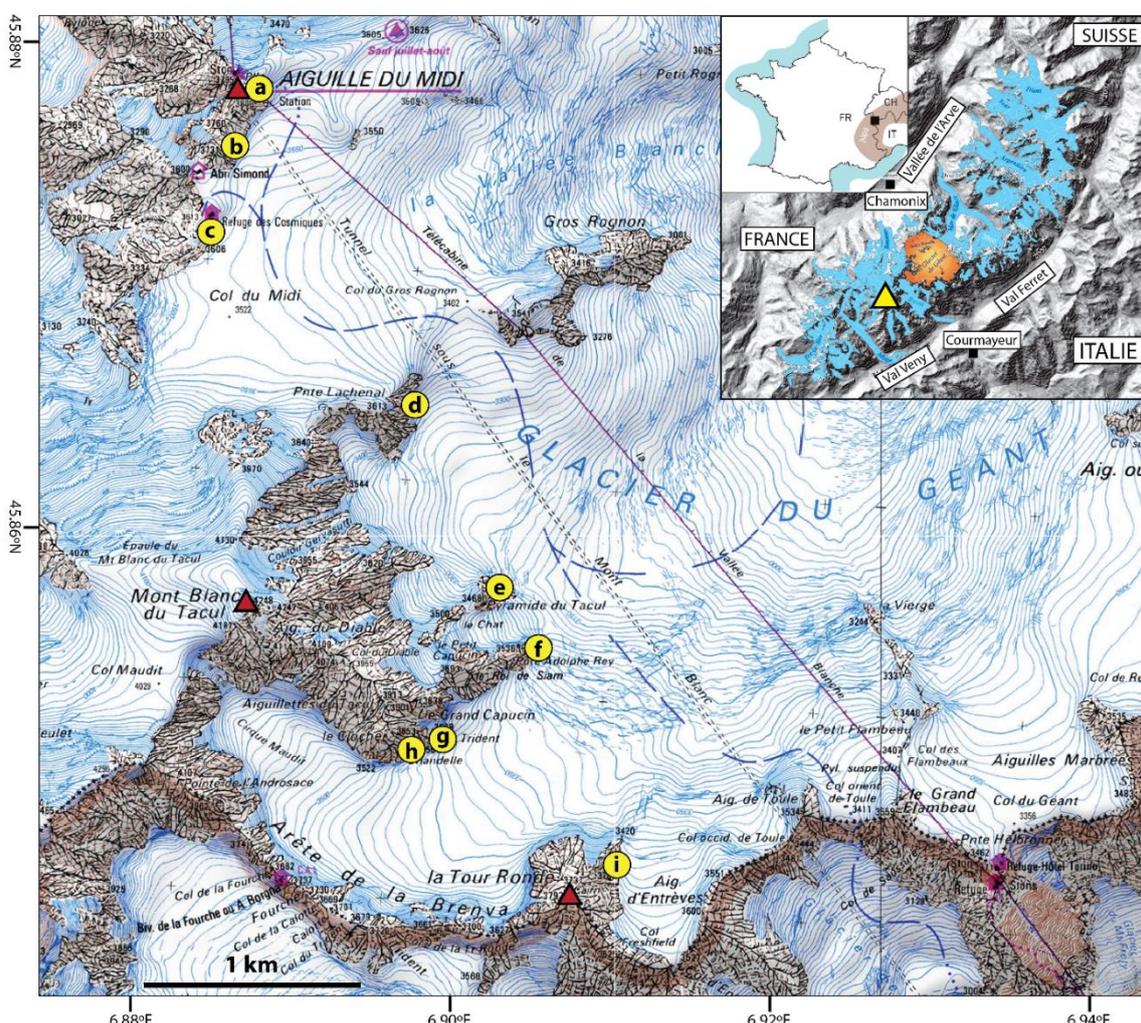


Fig. 1.1. Secteur d'étude du bassin du Glacier du Géant (en orange dans l'encadré représentant le massif du Mont Blanc).

Les cercles jaunes représentent les sites d'échantillonnage : a) Aiguille du Midi, b) Éperon des Cosmiques, c) Refuge des Cosmiques, d) Pointe Lachenal, e) Pyramide du Tacul, f) Pointe Adolphe Rey, g) Trident du Tacul, h) Chandelle du Tacul, i) Tour Ronde. Triangle jaune : sommet du Mont Blanc (altitude : 4810 m).

Géologie du massif du Mont Blanc

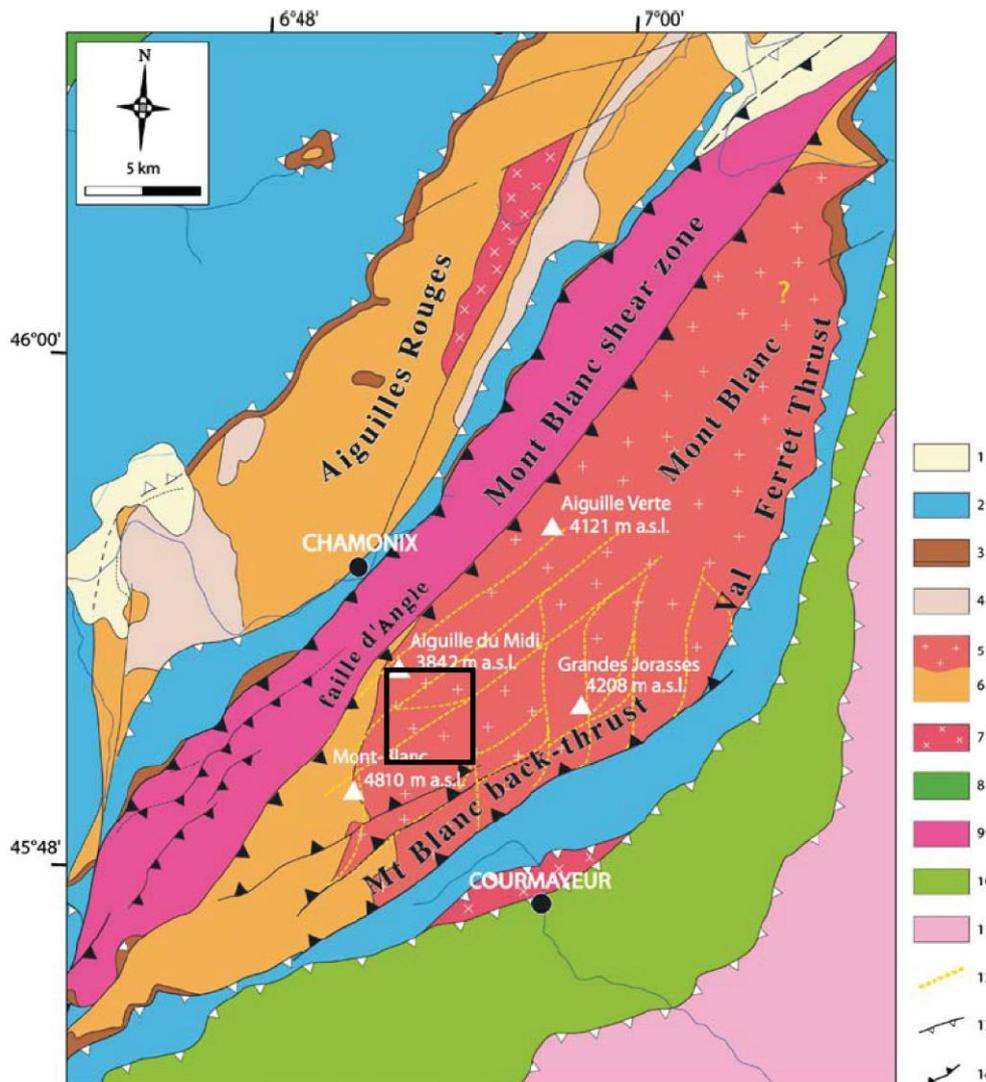


Fig. 1.2. Géologie du massif du Mont Blanc et du secteur d'étude (bassin du Glacier du Géant, rectangle noir). Modifié de Ravanel et al, 2010.

Légende : 1) sédiments et sols du Quaternaire, 2) calcaires Jurassique et Crétacé, 3) calcaire Triasique, 4) grès et schistes houillers du Carbonifère, 5) Granite du Mont Blanc, 6) gneiss hercyniennes, 7) granite des Aiguilles Rouges, 8) roches sédimentaires du domaine pennique, 9) roches métamorphiques anté-hercyniennes, 10) calcaires Triasique, Jurassique et Crétacé, 11) zones internes, 12) fracturation principale du massif, 13) chevauchement, 14) faille normale.

Le massif du Mont Blanc est un des massifs cristallins externes des Alpes occidentales. Il est composé de deux unités lithologiques principales, séparées par la faille de l'Angle (Fig. 1.2) :

- un ensemble de roches métamorphiques anté-hercyniennes ( $453 \pm 3$  Millions d'années), regroupant notamment des gneiss, des granites métamorphisés et des amphibolites, situées sur les bordures ouest et nord-ouest du massif (von Raumer et Bussy, 2004)
- une intrusion granitique tardi-hercynienne ( $304 \pm 3$  Ma ; Bussy et von Raumer, 1994). On distingue deux faciès : le *granite central* qui prédomine dans le massif (Rossi, 2005), aux variations de composition chimique faibles, et le *faciès de bordure*, situé en bordure Nord-Est du massif. Le secteur d'étude est situé dans le faciès granitique central.

Une histoire géologique polyphasée a produit plusieurs zones de déformation et cisaillement présentes à grande échelle (Bellière, 1988). Le massif du Mont Blanc est ainsi recoupé par des fractures hercyniennes orientées NW-SE, généralement dextres, et par des fractures alpines orientées NE-SW, généralement senestres (Bertini et al, 1985).

À l'échelle de l'affleurement, on observe de nombreuses diaclases qui suivent les mêmes orientations que la fracturation à grande échelle.

#### L'englacement dans le massif du Mont Blanc

Environ 30 % de la surface du massif est actuellement couverte par les glaciers (Gardent et al, 2014). Le secteur d'étude se situe dans le haut bassin du glacier du Géant à des altitudes supérieures à 3000 m (Fig. 1.3). La couverture glaciaire occupe 80 % du secteur d'étude dans un cirque aux parois rocheuses subverticales.



*Fig. 1.3. Panorama de la Combe Maudite et du haut bassin du Géant.*

À différence de la Mer de Glace, située en zone d'ablation du glacier où l'écoulement de la glace est parallèle à la surface des parois, le haut glacier du Géant constitue une zone d'accumulation glaciaire, où l'écoulement de la glace se fait vers le centre de la vallée (Paterson, 1994). Le fait que la glace est encore en cours de compaction et qu'elle n'a donc pas atteint sa densité maximale (0,91) explique l'absence d'érosion glaciaire (exprimée par des stries, "coups de gouge", roches moutonnées, etc.) sur la partie inférieure des parois.

Le climat extrêmement froid entraîne des précipitations quasi exclusivement sous la forme de neige. D'autre part, la verticalité des parois, la haute altitude du bassin et les températures froides limitent la météorisation chimique de la roche et le développement de sol et de végétation (Gordon et Dorn, 2005).

### **1.2. Le massif du Mont Blanc, un terrain favorable aux écroulements**

La disposition des fractures, la verticalité des parois, ainsi que l'absence de couverture végétale stabilisant les versants, font du massif du Mont Blanc un terrain favorable aux écroulements (Deline et al, 2012). En absence d'érosion glaciaire ni fluviale, ce mouvement gravitaire est le principal facteur érosif dans la partie haute du massif.

Qu'est-ce qu'un écoulement ?

Les mouvements gravitaires sont des transferts verticaux de masse qui se produisent dans un versant. Ils nécessitent de l'effet de la gravité et sont causés par un ou plusieurs facteurs de déclenchement, et peuvent être aussi favorisés par un ou plusieurs facteurs conditionnant.

On peut utiliser plusieurs critères pour classer les mouvements gravitaires. Ainsi, selon le type de matériel mobilisé, on peut les classer en trois groupes principales :

- chutes de blocs (éboulements et écoulements), quand des roches sont mobilisées
- glissements de terrain, si du sol, de la boue ou des strates géologiques sont mobilisés
- avalanches de neige si la neige est mobilisée

Une chute de blocs est le mouvement d'une masse rocheuse, composé d'une ou de plusieurs particules, quand se sépare d'un versant rocheux, d'une paroi ou une falaise et se déplace, propulsée par l'action de la gravité, suivant une trajectoire verticale ou subverticale (Cruden et Varnes, 1996 ; Royán, 2015).

Selon le type de mouvement de propagation, on distingue trois types (Varnes, 1978) :

- écoulement / éboulement en chute libre (*rockfall* ; Fig. 1.4 a,b,c)
- chute par rotation ou basculement du bloc ou masse rocheuse (*rock toppling* ; Fig. 1.4 d)
- glissement sur une surface inclinée (*rock slide* ; Fig. 1.4 e)

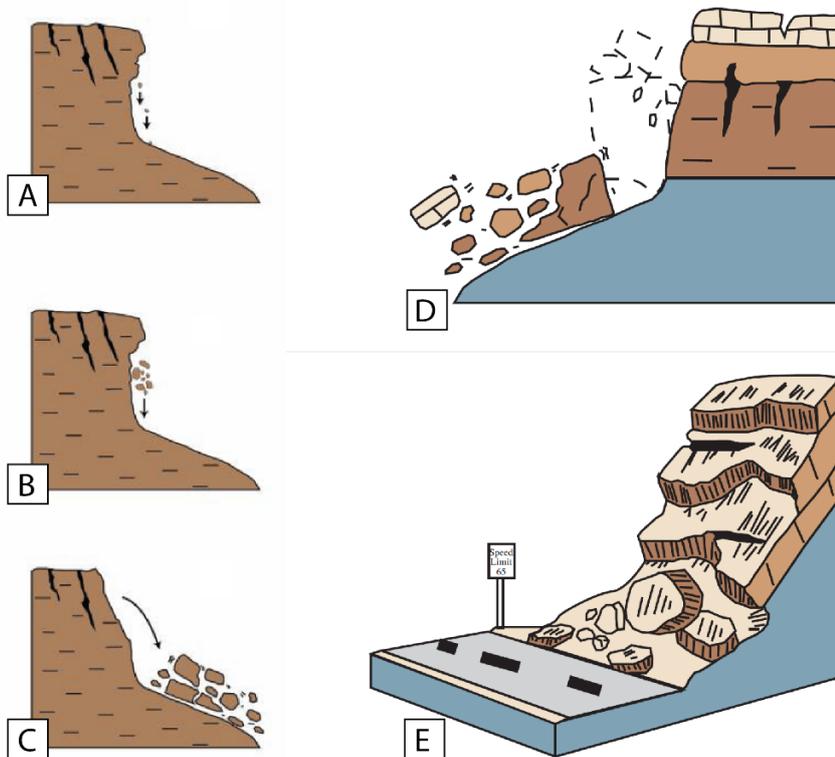


Fig. 1.4. Plusieurs types de chutes de blocs : a) éboulement, b) éboulement (< 100 m<sup>3</sup>), c) écoulement (> 100 m<sup>3</sup>), d) basculement, e) glissement. Modifié de Highland, 2004.

Du fait qu'on peut caractériser les écoulements selon plusieurs paramètres (type de matériel, degré de fragmentation, mécanisme de déclenchement, etc.), plusieurs classifications sont possibles. Néanmoins, le volume d'un écoulement reste la caractéristique principale à prendre en compte quand on veut quantifier la magnitude de l'évènement, son potentiel destructif, et donc le risque auquel sont soumis les éléments vulnérables (population, habitations, infrastructures) exposés.

On peut distinguer trois types d'écoulements selon son volume :

- les éboulements (Fig. 1.4 b) sont des chutes de matériel rocheux cohérent mobilisant un volume totale inférieur aux 100 m<sup>3</sup> (Deline, 2002). Sa trajectoire est généralement verticale, et les particules peuvent se fragmenter en plusieurs morceaux. Les éboulements sont des phénomènes catastrophiques, et peuvent être récurrents. Ils sont déclenchés par des phénomènes nécessitant une

certaine énergie (dans des environnements fluviaux les pluies et averses exceptionnelles sont sa principale cause ; les séismes peuvent être aussi un facteur de déclenchement important) où par l'action continuée de processus de basse énergie qui débilitent la roche (p.ex., érosion chimique dans les fissures, cycles de gel-dégel). En haute montagne sont généralement causés par les cycles annuels de gel-dégel, qui affecte des épaisseurs de roche métrique (Matsuoka et Sakai, 1999), et par la dégradation du permafrost (Ravanel, 2010).

- les écroulements (Fig. 1.4 c) sont des grandes chutes de matériel rocheux cohérent qui mobilisent plus de 100 m<sup>3</sup> de roche (Deline, 2002). Sa trajectoire est verticale, et les particules se fragmentent en plusieurs morceaux. Les écroulements sont des phénomènes catastrophiques et sa fréquence est généralement exceptionnelle. Ils peuvent être causés par une grande variété de processus, selon l'environnement : séismes, pluies et averses exceptionnelles, érosion fluviale, crues, décompression post-exhumation... En haute montagne ils sont généralement causés par l'action continue des cycles gel-dégel annuels et par la dégradation du permafrost.
- les avalanches rocheuses sont des grands écroulements qui mobilisent plus de 100 000 m<sup>3</sup> de roche. Tels volumes de roche impliquent le déplacement d'énormes masses de matériel, souvent hétérogène, qui adopte un comportement fluide. Les avalanches rocheuses sont des phénomènes catastrophiques avec une fréquence très exceptionnelle. Ils peuvent être déclenchés par les mêmes processus déclencheurs des écroulements, mais du fait de sa grande taille, ils nécessitent généralement, soit des magnitudes exceptionnelles des facteurs déclencheurs (p.ex., une augmentation brutale de la pression hydrostatique par l'infiltration massive d'eau à l'intérieur de la roche due à une quantité exceptionnelle de précipitations), soit une longue mise en place des conditions favorisant la désolidarisation du matériel affecté (p.ex., l'érosion à l'intérieur des fractures ; l'érosion entre deux strates géologiques).



Fig. 1.5. Avalanche rocheuse de Punta Cola (Aysén Fjord, Chili). Les débris de cette avalanche rocheuse ont eu un comportement fluide qui leur a permis de se déplacer sur 1,5 km (flèche noire) jusqu'à la mer, où ils ont causé un tsunami (source photo : Froude, 2016).

### Les causes des écroulements dans le massif du Mont Blanc

Plusieurs causes peuvent contribuer à déclencher un écroulement : les séismes, la décompression post-glaciaire, la gélifraction et la dégradation du permafrost.

Les séismes sont un facteur important de déstabilisation des parois (Harp et Jibson, 2002). Plusieurs glissements de terrain observés au monde ont été causés par des grands séismes (Sepúlveda et al, 2010 ; Roback et al, 2018). Au Mont Blanc, la présence de points saillants de la topographie peut amplifier l'intensité des ondes sismiques. Néanmoins, la magnitude des séismes actuels dans les Alpes est limitée. Un séisme de magnitude 5 peut, en théorie, causer des phénomènes gravitaires à 15 km de distance, et un séisme de magnitude 6, à 50 km de distance (Keefer, 1984). Le séisme le plus important mesuré (entre 1962 et 2009) près du massif du Mont Blanc a eu lieu dans le massif du Giffre, 20 km au nord du glacier du Géant, avec une magnitude  $M_w$  de 4,5-5,0 (BCSF, 2017). À l'échelle historique, six séismes avec des magnitudes  $M_w$  comprises entre 5,7 et 6,2 ont été documentés entre 1524 et 1946 dans

le Valais, Suisse (Fäh et al, 2012), ses deux épicentres les plus proches situés à Ardon et Aigle, à c. 50 km du bassin du Géant. Le plus important séisme documenté près du massif du Mont Blanc depuis 1900 a eu lieu en 1905 au Nord d'Argentière, à c. 19 km du bassin du Géant, avec une magnitude  $M_w 5,3 \pm 0,3$  (Cara et al, 2017). Ce séisme a causé des nombreux dégâts aux maisons et des nombreux éboulements (source : SisFrance). A l'échelle de l'Holocène, plusieurs glissements de terrain des Alpes ont pu être corrélés à des séismes, et trois périodes de grande activité sismique et gravitaire ont été identifiés : 10-9 ka, 5-3 ka, et c. 1 ka (Darnault et al, 2012 ; Sanchez et al, 2010 ; Ivy-Ochs et al, 2017). Les écroulements causés par la sismicité semblent donc, actuellement, un phénomène de basse fréquence, mais ils ont pu être plus nombreux dans le passé, et la sismicité reste une des causes possibles des écroulements holocènes.

La décompression post-glaciaire se produit dans les versants des vallées préalablement érodées par l'abrasion des glaciers. Les parties basses des versants sont privées de la pression que la glace y exerçait, ce qui déclenche un phénomène de décompression qui se traduit par la création de fractures parallèles à la surface du versant (McColl, 2012). Le nouveau versant post-glaciaire, à pente plus raide, présente un angle supérieur à l'angle de stabilité de la paroi. Ces deux phénomènes peuvent aider au déclenchement des mouvements gravitaires (écroulements superficiels, glissements de terrain, sackung, etc. ; Savage et Varnes, 1987 ; Oppikofer et al, 2008 ; McCalpin, 1999). Ces écroulements résultants de la décompression post-glaciaire ont lieu surtout dans la zone d'ablation des glaciers. Du fait que les parois du bassin du Géant sont situées dans la zone d'accumulation du glacier, où l'érosion physique est très faible (Paterson, 1994), elles ne semblent pas susceptibles, donc, d'être affectées par la décompression post-glaciaire.

La gélifraction a lieu lorsque l'eau s'infiltré dans les fractures. Avec une température négative, l'eau gèle et augmente son volume, et ainsi la pression qui exerce dans la roche. Ce phénomène, répété au cours de cycles périodiques de gel-dégel (jour/nuit, été/hiver), finit par élargir les fractures et déstabiliser la roche. En haute altitude, où le permafrost (la roche gelée en permanence) est présent, la gélifraction n'est effective que dans les premières dizaines de centimètres superficiels de la couche active (Matsuoka et al, 1998), composée des premiers mètres de roche (p.ex., à l'Aiguille du Midi elle atteint de 2 à 6 m selon l'exposition ; Magnin et al, 2015a), et plus sensibles aux changements de températures de l'air. Dans le massif du Mont Blanc la gélifraction est plus effective essentiellement à des altitudes inférieures à la limite du permafrost (c. 2600 m en face Nord, c. 3000 m en face Sud ; Magnin et al, 2015b).

La dégradation du permafrost est la conséquence de l'augmentation des températures de la roche glacée en permanence, jusqu'à atteindre des valeurs proches de 0 °C voire positives. Lorsque la température de la glace permanente interstitielle, qui agissait comme un ciment entre les blocs de roche qui composent une paroi, approche les 0 °C ses propriétés physiques et mécaniques changent, ce qui facilite la perte de soutien des blocs affectés (Davies et al, 2001). Les températures positives entraînent la fonte de cette glace. Ces blocs, maintenant dépourvus de ce soutien, ont plus de facilité pour s'écrouler que les blocs affectés par le permafrost (Gruber et Haeberli, 2007), qui restent "collés à la paroi". Les parois affectées par la dégradation du permafrost passent à un contexte de gel-dégel. Elles sont, donc, susceptibles aussi au phénomène de gélifraction.

Dans le bassin du glacier du Géant, le facteur principal qui agit sur le déclenchement des instabilités gravitaires est la dégradation du permafrost.

## **2. ÉTAT DES CONNAISSANCES DES ÉCROULEMENTS PASSÉS ET ACTUELS DANS LE MASSIF DU MONT BLANC**

Une étude des écroulements historiques à l'aide d'archives historiques s'avère impossible dans le massif du Mont Blanc, du fait que la plupart du massif est resté inexplorée jusqu'à la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle. Leur étude géomorphologique à partir des dépôts des écroulements est généralement aussi impossible car ils sont rapidement emportés par l'écoulement des glaciers.

Afin de mettre à jour les connaissances sur la fréquence et volume des écroulements passés et actuels qui ont eu lieu dans le massif, plusieurs techniques sont donc nécessaires.

### **2.1. Les écroulements historiques dans la littérature scientifique**

Les quelques données existantes sur les écroulements historiques dans la littérature scientifique (Fig. 2.1) se limitent généralement aux événements qui ont eu lieu à proximité des zones peuplées ou des chemins, et qui ont été directement observés par la population, ou détectés par la présence de débris peu après de l'évènement.

Les très grands écroulements (plusieurs millions de m<sup>3</sup>) sont généralement connus car ils transforment le cadre géomorphologique à l'échelle de la vallée. Ainsi, on trouve quelques exemples historiques de grands écroulements / avalanches rocheuses dans le massif du Mont Blanc : en 1717 au Glacier du Triolet (8.5 M m<sup>3</sup> ; Deline et Kirkbride, 2009), en 1920 au Grand Pilier d'Angle (c. 3 M m<sup>3</sup>), en 1997 à l'Éperon de la Brenva (c. 2 M m<sup>3</sup> ; Deline et al, 2015), et en 2005 aux Drus (0.26 M m<sup>3</sup> ; Ravanel et Deline, 2008).

Par contre, peu d'information est disponible sur les écroulements historiques de petite taille qui ont eu lieu dans le massif. Galibert (1965) a dédié un chapitre de sa thèse aux phénomènes d'érosion des versants. Il cite quelques écroulements dans les Alpes et les Pyrénées, la plupart étant des évènements détectés à partir de la localisation de leur niche d'arrachement, sans date précise. Parmi ces écroulements, quatre sont situés dans le massif du Mont Blanc, documentés à partir de la tradition orale. Bozonnet (1981) mentionne un évènement d'âge inconnu et six évènements dans la deuxième moitié du XX<sup>e</sup> siècle. Bozonnet (1994) mentionne six éboulements pendant l'été 1992 dus aux fortes chaleurs.

Une liste exhaustive des écroulements historiques cités par ces deux auteurs est présentée dans l'annexe 1.

La thèse de Ravanel (2010) résume le travail bibliographique de Galibert et de Bozonnet, et mentionne plus de 100 grands écroulements qui ont eu lieu récemment. Ce travail va au-delà de la compilation des (peu nombreux) évènements observés historiquement et développe, à partir des données extraites avec plusieurs techniques, un recensement exhaustif des écroulements historiques et actuels qui est devenu le catalogue le plus complet dont on dispose actuellement. Les techniques utilisées sont la photo-comparaison, la télédétection à partir d'images satellite, un réseau d'observateurs et le suivi LiDAR. Ces techniques sont présentées dans les sections qui suivent.

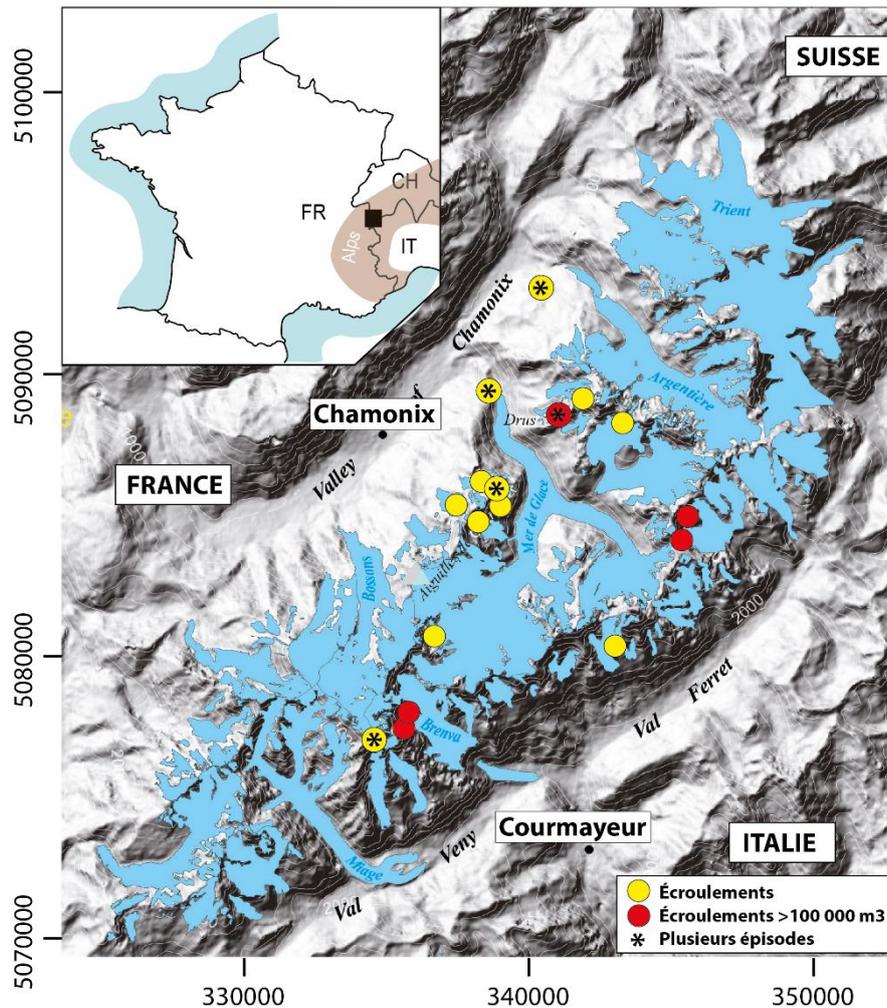


Fig. 2.1. Écoulements historiques du massif du Mont Blanc décrits dans la littérature scientifique (Galibert, 1965 ; Bozonnet, 1981 ; Bozonnet, 1994 ; Deline et Kirkbride, 2009 ; Deline et al, 2015). Les écoulements cités dans Ravel (2010) ne sont pas inclus dans cette image, en raison de leur grand nombre. Cordonnées en m ; système de coordonnées : UTM 32T

## 2.2. Étude diachronique des écoulements par photo-comparaison

Afin d'établir la fréquence des écoulements depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG), leur recensement a été réalisé par comparaison de photographies anciennes. Les différences de couleur et de forme sur deux photographies de dates différentes permettent la détection, dans l'espace et le temps, des niches d'arrachement.

Cette comparaison de photos ne peut être réalisée que dans des secteurs photographiés dès le XIXe siècle depuis les fonds de vallée, comme la face Ouest des Drus et la face Nord des Aiguilles de Chamonix. Parmi les 400 photos réunies pour ces deux secteurs, environ 160 photos présentaient les qualités d'image et d'angle de vue permettant de les retenir pour l'analyse. Des documents anciens (guides d'escalade, cahiers de guides de montagne, revue du Club Alpin Français...) ont aidé à compléter l'information sur certains écoulements détectés avec les photographies. Un scan LiDAR a permis, dans certains cas, de calculer avec précision le volume des écoulements (chapitre 2.5). D'autres volumes ont été calculés à partir de la mesure des 3 axes de la niche d'arrachement (chapitre 5.4).

Cette analyse a permis de recenser (Fig. 2.2) 8 écoulements ( $350 - 265\ 000\ \text{m}^3$ ) dans la face Ouest des Drus pour la période 1905-2005 (Ravel et Deline, 2008) et 42 écoulements ( $500 - 65\ 000\ \text{m}^3$ ) dans la face Nord des Aiguilles de Chamonix pour la période 1947-2009 (Ravel et Deline, 2010). La photo comparaison, combinée avec les autres techniques utilisées (chapitres 2.3, 2.4 et 2.5) a aussi permis de recenser 16 écoulements et éboulements ( $0,7 - 600\ \text{m}^3$ ) à l'arête SE des Cosmiques et deux ( $60\ \text{m}^3$ ,  $>1000\ \text{m}^3$ ) dans sa face NW sur la période 1998-2011 (Ravel et al, 2013a).

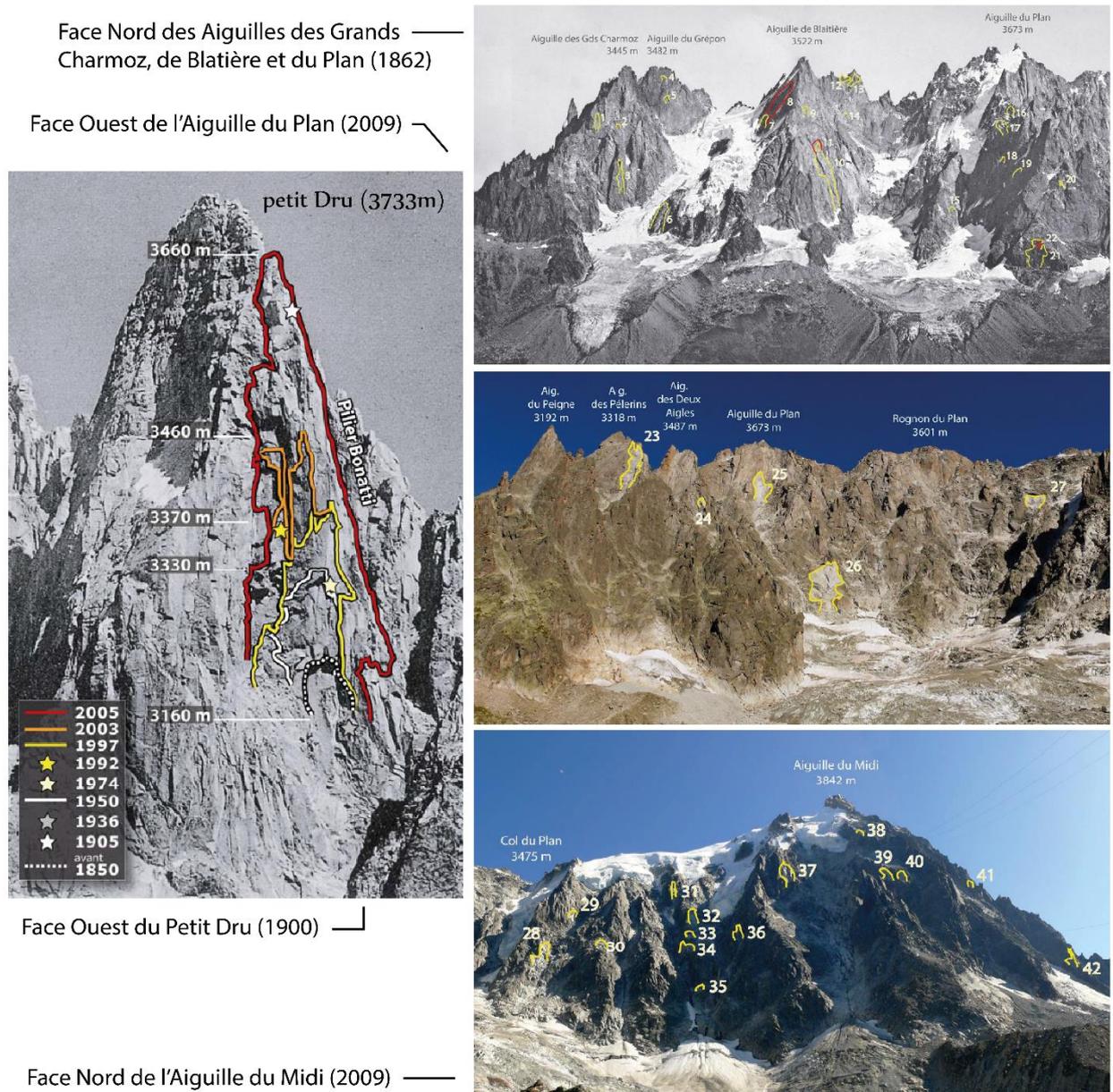


Fig. 2.2. Face Ouest du Petit Dru et face Nord des Aiguilles de Chamonix, les secteurs étudiés par photo comparaison pour détecter les écoulements depuis le PAG (Ravanel, 2010).

### 2.3. Étude des écoulements actuels avec un réseau d'observateurs

En 2005 un réseau d'observateurs a été mis en place dans le cadre du projet PERMAdataROC (Ravanel et Deline, 2013), composé de guides de montagne, de gardiens de refuge, d'employés des infrastructures et d'alpinistes. En 2006 et 2007 les personnes qui participent au réseau sont formées, une campagne de communication est réalisée avec de posters placés dans les refuges, un partenariat est établi avec la *Compagnie des Guides de Chamonix*, et un site web est créé pour permettre aux alpinistes de rapporter leur témoignage.

En 2007 le réseau est pleinement opératif. Les informations reçues sont complétées avec l'inspection directe sur le terrain de certains secteurs (confirmation des écoulements signalés, géoréférencement des niches, mesure de leurs dimensions pour l'estimation du volume des écoulements). En 2018 une nouvelle application, *ObsAlp*, permet aux observateurs de fournir directement les données depuis un téléphone portable.

De 2007 à 2017, le réseau d'observateurs a permis de documenter plus de 850 écoulements de plus de 100 m<sup>3</sup>. En moyenne 70 écoulements se produisent chaque année sur le secteur couvert par le réseau, soit 60 % de la superficie du massif du Mont Blanc, avec un minimum de 22 écoulements en 2008 et un maximum de 161 écoulements en 2015. Les volumes sont compris entre 100 et 44 000 m<sup>3</sup>.

#### **2.4. Étude des écoulements de 2003 à partir d'images satellite**

Le grand nombre d'écoulements qui ont eu lieu pendant l'été de 2003 comptent parmi les effets, ressentis en haute et moyenne montagne, dus à la température exceptionnellement haute expérimentée au massif du Mont-Blanc (Ravanel et al, 2017) et dans les Alpes (Schär et al, 2004). Malgré le grand nombre d'écoulements observés, aucune base de données n'avait été produite. Il y avait, donc, une méconnaissance du nombre et distribution des écoulements qui ont eu lieu dans le massif en 2003. Pour pouvoir comparer ces écoulements aux écoulements observés avec le réseau d'observateurs, un recensement est réalisé à partir d'images satellite, par détection et cartographie des dépôts visibles sur la surface du glacier au pied des parois.

L'étude (Ravanel, 2010) est réalisée sur la partie centrale du massif, à partir d'images du satellite SPOT-5 (2,5 m de résolution) couvrant une aire de 700 km<sup>2</sup> (20 × 35 km), obtenus pendant un survol fin août 2003, quand l'enneigement du massif est à son niveau le plus bas. Seuls les débris montrant une taille minimale (correspondant à des écoulements d'un volume supérieur à c. 100 m<sup>3</sup>) ont été retenus. Dans certaines zones (notamment les zones à l'ombre au pied des faces nord, et sur les glaciers noirs) la détection des débris a été difficile voire impossible. L'information de ces zones a été extraite à l'aide des observations faites par photo comparaison (Ravanel et Deline, 2008 ; 2010).

Les données géographiques des niches d'arrachement (pente, altitude et orientation) ont été obtenues avec un Système d'Information Géographique (SIG), à partir de plusieurs Modèles Numériques de Terrain (MNT) de résolutions variables (10 à 50 m).

L'étude à partir d'images satellite a permis de documenter 182 écoulements en 2003 (Fig. 2.3). Avec des volumes compris entre 100 et 45 000 m<sup>3</sup> (volume moyenne : 1 900 m<sup>3</sup>). 180 de ces écoulements se sont produit dans des zones où le modèle TEBAL de distribution du permafrost alpin (Gruber, 2005) prédit la présence de permafrost.

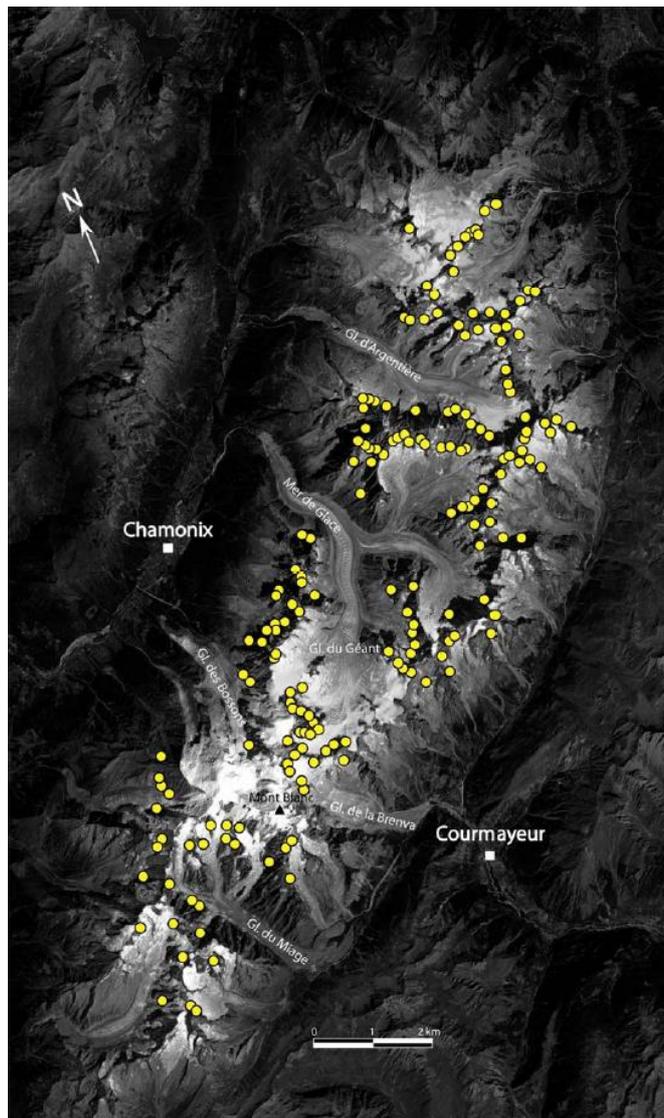


Fig. 2.3. Position sur l'image satellite SPOT-5 des 182 écoulements de 2003 détectés par cartographie des dépôts visibles sur la surface des glaciers (Ravanel, 2010).

### **2.5. Étude diachronique des écroulements actuels par suivi LiDAR de parois sélectionnées**

Les écroulements avec des volumes  $< 100 \text{ m}^3$  ne sont pas observés par le réseau. L'analyse diachronique à partir d'images haute résolution d'une paroi permet de quantifier avec précision la totalité des écroulements qui ont eu lieu durant une période donnée.

Le LiDAR (*Light Detection And Ranging*) ou laserscan est un outil de télédétection à haute résolution qui permet d'obtenir un modèle 3D d'un objet. L'usage du LiDAR terrestre ou aéroporté s'est beaucoup développé depuis les années 2000, avec deux applications principales : la cartographie et le suivi temporel des surfaces topographiques. Ses principes et son fonctionnement sont brièvement décrits dans le chapitre 5.1 de cette thèse, et plus en détail dans Ravel (2010).

Dans le massif du Mont Blanc l'utilisation du LiDAR pour l'étude des écroulements a une double finalité : l'analyse diachronique à haute résolution des parois et le calcul du volume des écroulements. La première permet de localiser tous les secteurs d'une paroi qui ont changé pendant le temps écoulé entre deux scans en comparant les deux modèles 3D. Le volume d'un écroulement s'obtient en quantifiant la quantité de matière manquante lors de la comparaison des surfaces pré- et post-écroulement. Le volume des écroulements anciens ainsi ne peut être obtenu avec cette technique puisqu'on ne dispose pas du modèle 3D pré-écroulement ; dans ce cas, la forme de la paroi avant l'écroulement est reconstituée pour estimer la forme théorique des blocs écroulés, et donc leur volume, comme expliqué en détail dans le chapitre 5.4.

Une dizaine de parois est suivie annuellement par le laboratoire EDYTEM depuis 2005, avec un scan en début d'automne lorsque les accumulations de neige sur les vires sont minimales : Drus, Aiguille du Midi, Arête des Cosmiques, Aiguilles d'Entrèves, Tour Ronde, Grand Flambeau, Aiguilles Marbrées, Aiguille de l'Androsace, Aiguilles Blanches de Peuterey, Piliers du Frêne et Grand Pilier d'Angle. De 2005 à 2010, 69 éboulements et écroulements d'un volume  $> 1 \text{ m}^3$  ont été détectés, avec un volume maximal de  $546 \text{ m}^3$  et un volume total de  $2223 \text{ m}^3$  (Ravel, 2010).

Trois de ces modèles 3D LiDAR ont été utilisés dans le cadre de cette thèse pour réaliser les analyses géomorphologiques (chapitre 5.2) : ceux de la paroi située sous le refuge des Cosmiques, de la face est de la Tour Ronde et du Piton Central de l'Aiguille du Midi.



### 3. NÉCESSITÉ DE DATER LES ÉCROULEMENTS ANCIENS

La base de données des écroulements du massif du Mont Blanc a mis en évidence que 70 % des écroulements détectés depuis le Petit Âge Glaciaire (PAG) par photo-comparaison ont eu lieu au cours des derniers 30 ans (Ravel et Deline, 2010). Dans le même temps, la température de l'air à Chamonix (1042 m) est devenue plus élevée (source : MétéoFrance ; Fig. 3.1), ce qui suggère une relation entre cette hausse de la température et le déclenchement des écroulements rocheux.

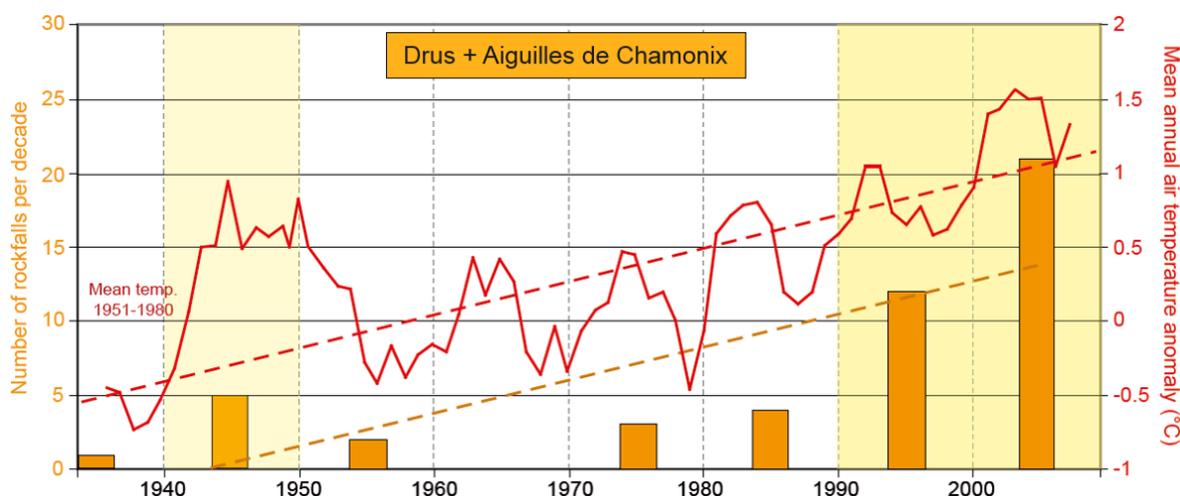


Fig. 3.1. Nombre d'écroulements (>100 m<sup>3</sup>) dans la face ouest des Drus et sur le versant nord des Aiguilles de Chamonix depuis le Petit Âge Glaciaire et température moyenne annuelle de l'air à Chamonix. En jaune, les trois décennies avec le nombre plus haut d'écroulements, représentant le 80 % du total. Ravel, 2010.

L'été 2003 a battu le record de température estivale (Ravel et al, 2017). La température moyenne en été (Juin, Juillet et Août) est la plus élevée jamais enregistrée à Chamonix (16,9 °C) et dans les Alpes (~3 °C plus élevée que la moyenne estivale du période 1961-1990 ; Schär et al, 2004). La température moyenne de l'été 2015 a été la seconde la plus élevée jamais enregistré à Chamonix (16,5 °C).

En parallèle, le nombre d'écroulements détectés en 2003 par inspection d'images satellites et en 2015 avec le réseau d'observateurs (182 et 160, respectivement) sont, de loin, les plus élevés en 12 ans d'observations (moyenne : 70 écroulements/an ; Ravel et al, 2017).

Cette relation entre le nombre d'écroulements et la température moyenne de l'air a été remarquée dans le massif du Mont Blanc (Gruber et Haerberli, 2007) comme dans d'autres massifs des Alpes (p.ex. dans les Alpes centrales ; Luethi et al, 2015) et du monde (p.ex. dans les Alpes du sud en Nouvelle-Zélande ; Allen et al, 2009). Elle suggère que la dégradation du permafrost (chapitre 1.2) causée par la hausse de la température est un facteur direct du déclenchement d'écroulements observés actuellement, et que la tendance actuelle de hausse de la température globale aura pour effet un recul progressif du permafrost (Magnin et al, 2017), donc une augmentation des écroulements (Huggel et al, 2010).

Plusieurs études sur la relation entre périodes chaudes et l'occurrence des glissements de terrain ont été faites à l'échelle de l'Holocène (les derniers 11 700 années) dans les Alpes (Zerathe et al, 2014 ; Ivy-Ochs et al, 2017) et dans d'autres massifs du monde (p.ex. dans les Highlands écossais, Ballantyne, 2008 ; ou dans l'aire de Skagafjörður en Islande, Mercier et al, 2013), et suggèrent un déclenchement favorisé par certaines variations du climat, notamment par la hausse de température et des précipitations. Mais les glissements de terrain étudiés ne sont pas directement comparables aux écroulements du massif du Mont Blanc, car ils sont issus de processus différents ayant lieu dans des contextes différents : ils ont lieu à moindre altitude (en moyenne et basse montagne, où le permafrost est inexistant), ils sont situés en milieu périglaciaire ou fluvatile, ce ne sont pas des phénomènes catastrophiques, et sont contrôlés surtout par la circulation d'eau à l'intérieur du massif (augmentation de la pression hydrostatique, lubrification de la zone de rupture).

Afin de comprendre la relation, à l'échelle de l'Holocène, entre écroulements rocheux et périodes chaudes dans le massif du Mont Blanc, il est impératif d'établir une base de données d'âge de déclenchement des paléo-écroulements. Ceci est possible par la datation par nucléides cosmogéniques du temps d'exposition des niches d'arrachement et des surfaces des parois dans le massif.

### **3.1. Bases de la méthode de datation cosmogénique**

La datation cosmogénique (*datation par nucléides cosmogéniques*) est un outil très utilisé en géologie du Quaternaire et en géomorphologie quantitative. Elle permet de mesurer le temps d'exposition aux rayonnements cosmiques d'une surface minérale. Un descriptif exhaustif de la méthode est proposé par Dunai (2010), ses principes généraux étant ici résumés. Les détails du protocole de datation cosmogénique mis en œuvre pour les échantillons traités dans cette thèse, de l'échantillonnage à l'obtention des âges, sont exposés dans le chapitre 6.

#### Quelques définitions préliminaires

Un nucléide est un type d'atome défini par le nombre de protons et de neutrons contenu dans son noyau atomique et par son état d'énergie nucléaire. Dans la nomenclature, il est représenté par i) son nombre de masse ( $A$ ), équivalent au nombre total de nucléons (somme de protons et neutrons) et affiché en exposant ; et ii) son nombre atomique ( $Z$ ), équivalent à son nombre de protons, et affiché en indice. Ainsi,  ${}^{10}_4\text{Be}$  représente un atome de Béryllium avec un noyau composé de 4 protons et 6 neutrons. Néanmoins, les nucléides sont généralement représentés par le nom de l'élément et son nombre de masse ( ${}^{10}\text{Be}$ , *béryllium-10*), du fait que l'élément est défini par son nombre atomique ( $Z$ ), donc celui-ci est invariable pour un même élément.

Un isotope est un type d'atome défini par le nombre de protons et de neutrons contenu dans son noyau atomique, mais sans faire distinction de son état d'énergie nucléaire. Ainsi, un isotope peut se présenter sous forme de plusieurs nucléides.

Un nucléide cosmogénique est un nucléide créé à partir de l'interaction entre les rayons cosmiques et un atome de l'environnement terrestre (atmosphère, lithosphère, hydrosphère). Le béryllium-10 ( ${}^{10}\text{Be}$ ) est un nucléide radioactif : sa composition étant instable, il se désintègre en bore-10 ( ${}^{10}\text{B}$ ). Du fait que sa demi-vie ( $1,387 \pm 0,012$  M ans, Korschinek et al, 2010) est plusieurs ordres de magnitude inférieur à l'âge de la Terre, tous les atomes de  ${}^{10}\text{Be}$  présents dans le système solaire primordial ont été désintégrés. Tout le  ${}^{10}\text{Be}$  présent actuellement dans le système solaire, donc, est cosmogénique.

Les rayons cosmiques sont un flux de particules subatomiques (c. 87 % des protons, c. 12 % de particules alpha et c. 1 % de noyaux lourds) à haute énergie d'origine solaire mais surtout galactique et qui traversent le milieu interstellaire et interagissent avec la matière. La plupart des rayons cosmiques qui interagissent avec la Terre proviennent de la Voie Lactée.

La spallation est la cassure partielle d'un noyau atomique, libérant un petit nombre de nucléons et plusieurs particules subatomiques. L'atome devient, à conséquence de cette réaction, un atome appartenant à un élément chimique différent à celui d'origine. La spallation est un phénomène différent à la fission nucléaire, où un noyau de  $X$  nucléons se divise en 2 noyaux de c.  $X/2$  nucléons.

#### La formation des nucléides cosmogéniques dans l'atmosphère et dans la surface de la Terre

Les particules primaires (neutrons et particules alpha) les plus énergétiques ( $> 0,6$  GeV) des rayons cosmiques peuvent traverser les champs magnétiques solaire et terrestre. L'énergie nécessaire pour que les particules approchant la Terre avec une trajectoire perpendiculaire à sa surface puissent traverser le champ géomagnétique varie, de  $> 0,6$  GeV à  $> 10$  GeV, selon si elles pénètrent, respectivement, par les pôles ou par l'équateur magnétiques, car elles se voient conditionnées par l'orientation des lignes du champ magnétique. Une fois qu'elles ont atteint les couches supérieures de l'atmosphère, elles peuvent interagir, par spallation pour le béryllium-10, avec les atomes d'azote et d'oxygène, formant le  ${}^{10}\text{Be}$  « atmosphérique » (Table 3.1). L'interaction du rayonnement primaire avec les atomes de l'atmosphère crée des particules secondaires (protons, neutrons et muons), qui, tant qu'elles ont suffisamment d'énergie, interagissent avec les atomes constituant l'atmosphère.

Leur abondance décroît exponentiellement à mesure qu'on approche de la surface de la Terre, du fait de l'atténuation d'énergie des particules secondaires interagissant avec les atomes de l'atmosphère.

<sup>10</sup> Be atmosphérique	<sup>10</sup> Be produit <i>in-situ</i>		
par spallation	par spallation	par capture de neutron thermique	par capture de muon négative
<sup>14</sup> N(n, 3pn) <sup>10</sup> Be <sup>16</sup> O(n, 4p3n) <sup>10</sup> Be	<sup>16</sup> O(n, <sup>3</sup> Heα) <sup>10</sup> Be <sup>16</sup> O(n, 4p3n) <sup>10</sup> Be <sup>28</sup> Si(n, x) <sup>10</sup> Be	<sup>9</sup> Be(n, γ) <sup>10</sup> Be	<sup>16</sup> O(μ <sup>-</sup> , αpn) <sup>10</sup> Be <sup>28</sup> Si(μ <sup>-</sup> , x) <sup>10</sup> Be

Table 3.1. Réactions de production du <sup>10</sup>Be, à partir des plusieurs éléments d'origine et des différents processus. Légende, pour chaque réaction : nucléide d'origine (particule incidente, particule produite) nucléide résultant ; n= neutron, p= proton, <sup>3</sup>He = noyau de <sup>3</sup>He, α= particule alpha, x= plusieurs particules peuvent être produites, γ= photon de rayon Gamma, μ<sup>-</sup>= muon (Dunai, 2010 ; Marrero et al, 2016).

L'abondance de rayons cosmiques secondaires peut être calculée avec l'équation suivante :

$$N(d) = N_0 e^{-d/\Lambda}$$

où *N* est l'abondance des neutrons secondaires, *d* la profondeur atmosphérique (en g/cm<sup>2</sup> ; en considérant que la pression standard au niveau de la mer est 1013 mbar = 1030 g/cm<sup>2</sup>), et *Λ* la longueur d'atténuation des particules incidentes (en g/cm<sup>2</sup>).

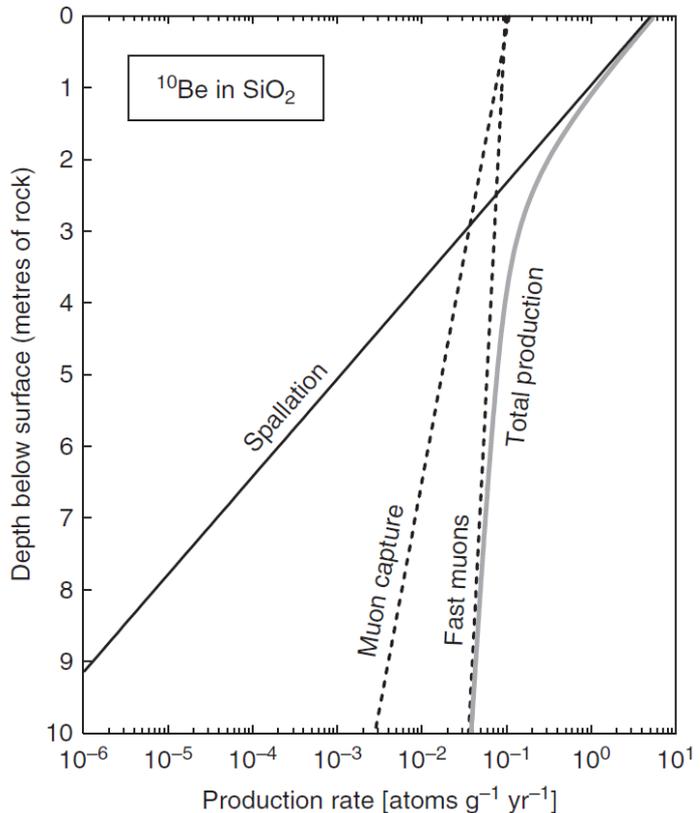
De ce fait, seul *c.* 0,1 % de ces particules secondaires et *c.* 0.01 % des particules primaires ont suffisamment d'énergie pour interagir avec les atomes de la surface de la Terre. Ces particules peuvent produire dans les premiers mètres de la surface de la Terre, des nucléides cosmogéniques au sein de la structure minérale. On parle alors de production *in-situ* de nucléides cosmogéniques.

Plusieurs processus peuvent produire des nucléides cosmogéniques *in-situ* : la spallation, par impact de neutrons à haute énergie ; la capture de neutrons thermiques et la capture de muons négatifs (Table 3.1). Lors de son interaction avec la matière, les muons rapides créent des particules secondaires (neutrons) qui peuvent, elles aussi, créer des nucléides cosmogéniques grâce aux deux premières réactions.

La capacité de pénétration de chaque particule dépend de la densité de la matière traversée. La contribution des différents processus de production du <sup>10</sup>Be varie selon la profondeur : près de la surface la plupart de production de <sup>10</sup>Be est due au processus de spallation, tandis qu'à partir des 2,5 m de profondeur la production de <sup>10</sup>Be est dominée par l'interaction des muons rapides. Ceci est du fait des différentes longueurs d'atténuation des particules : 160 g/cm<sup>2</sup> pour les neutrons, 1500 g/cm<sup>2</sup> pour les muons lents et 4320 g/cm<sup>2</sup> pour les muons rapides (Heisinger et al, 2002).

La production totale de nucléides cosmogéniques décroît exponentiellement avec la profondeur de la matière traversée par les rayons cosmiques. Ainsi, dans une roche compacte (p.ex. le granite, densité *c.* 2,7) 99 % des particules interagissent avec les trois premiers mètres de roche (Fig. 3.2). Dans une glace compacte (densité *c.* 0,9) 99 % des particules interagissent avec les 10 premiers mètres de glace.

Fig. 3.2. Taux de production de Béryllium 10 (<sup>10</sup>Be) au niveau de la mer à haute latitude (> 60°) en fonction de la profondeur relative à la surface de la Terre, pour une matière de densité 2,7. 99 % de la production est produite dans les 3 premiers mètres de roche. (Dunai, 2010).



### La datation cosmogénique du granite

La datation cosmogénique consiste en un comptage de nucléides cosmogéniques dont les plus utilisés en géologie sont l'hélium-3 ( $^3\text{He}$ ), le béryllium-10 ( $^{10}\text{Be}$ ), le carbone-14 ( $^{14}\text{C}$ ), le néon-21 ( $^{21}\text{Ne}$ ), l'aluminium-26 ( $^{26}\text{Al}$ ), le chlore-36 ( $^{36}\text{Cl}$ ). Le choix du nucléide à utiliser est conditionné par la composition minéralogique de la roche à dater. Ainsi, pour les silicates, on utilise généralement le béryllium-10 ( $^{10}\text{Be}$ ) car les modalités de production sont les plus maîtrisées.

Dans le granite, cet isotope est issu principalement de la spallation des atomes d'oxygène et de silice contenus dans la composition de la plupart de ses minéraux, dont le quartz, les feldspaths et les micas. Ce nouvel atome substitue l'atome d'origine dans la structure cristalline des minéraux et y reste par conséquent stable dans le temps. Néanmoins, le  $^{10}\text{Be}$  étant radioactif, il se désintègre en Bore 10 ( $^{10}\text{B}$ ) avec une demi-vie de  $1,387 \pm 0,012$  M ans (Korschinek et al, 2010).

Un traitement préalable de purification des minéraux est nécessaire pour en extraire le  $^{10}\text{Be}$  (la description du protocole est détaillée dans le chapitre 6.2). Une fois mesurée la quantité de  $^{10}\text{Be}$  par gramme de quartz (généralement exprimée en at/g ; nombre d'atomes de  $^{10}\text{Be}$  par gramme de quartz), un taux de production annuel spécifique au site d'échantillonnage (at/g/an ; nombre d'atomes de  $^{10}\text{Be}$  par gramme de quartz par an) doit être calculé, par correction d'un taux de production de référence, grâce aux facteurs d'échelle spécifiques au site d'échantillonnage et à l'échantillon lui-même.

Le taux de production de référence, SLHL (*Sea Level High Latitude*) est un taux de production globale qui exprime le taux de production, au niveau de la mer, à plus de  $60^\circ$  de latitude. Il est obtenu par calibration. Trois techniques permettent d'accéder à cette calibration ainsi que les variations du taux de production conditionnées par les facteurs d'échelle (p.ex., selon les coordonnées géographiques et l'altitude) : la modélisation à partir des lois physiques qui régissent la production (Masarik et Reedy, 1995 ; Masarik et Beer, 1999), les expérimentations par irradiation de cibles (Nishiizumi et al, 2009) et, la mesure de la production de TCN sur des sites de calibration (Gosse et Philips, 2001) dont l'âge de la morphologie a été préalablement daté par d'autres méthodes de datation indépendantes (p.ex., datation au  $^{14}\text{C}$ , au Ar/Ar, par dendrochronologie, etc.).

Plusieurs sites de calibration existent, leur taux de production étant généralement exprimé en taux de production standardisés pour des latitudes et altitudes de référence. Ils existent, aussi, des taux de production "locaux" obtenus dans les sites de calibration, et corrigés pour être exprimés en SLHL. Ces taux de production locaux permettent, dans le cas d'échantillonnage en sites qui peuvent être mal représentés par l'SLHL global (p.ex., lors de l'échantillonnage en altitude), de réduire l'erreur potentiel du calcul dû à la conversion d'un taux de production globale.

La méthode de datation cosmogénique fait l'objet d'évolutions rapides et continues, favorisées par le développement des connaissances sur les paramètres de correction et par une meilleure connaissance des mécanismes qui contrôlent les interactions entre les rayons cosmiques et les atomes de l'atmosphère et des matériels de la surface de la Terre. Ainsi, grâce à ces améliorations le taux de production globale du  $^{10}\text{Be}$  au niveau de la mer aux hautes latitudes (SLHL) est estimé à  $4.13 \pm 0.20$  at/g/an en 2018 (le taux de production SLHL était estimé à  $5,1 \pm 0.3$  at/g/an en 2000 ; Stone, 2000). Cette correction du taux de production se traduit par un vieillissement des âges calculés précédemment de *c.* 19 %.

### Les facteurs de correction pour calculer le taux de production spécifique au site et à l'échantillon

Plusieurs facteurs de correction doivent être appliqués au taux de production SLHL, pour ainsi obtenir le taux de production sur la localisation précise d'échantillonnage.

Les facteurs d'échelle permettent de calculer la production de nucléides cosmogéniques, selon la latitude et l'altitude du site d'échantillonnage :

-Latitude : la déviation que subissent les rayons cosmiques d'énergie inférieure à la rigidité magnétique limite (i.e. énergie minimale nécessaire pour traverser un champ magnétique) dépend de l'intensité du champ et de l'angle d'incidence des rayonnements avec les lignes du champ géomagnétique. À l'équateur où la rigidité est maximale, la valeur est de 10 GeV, elle décroît vers les pôles magnétiques. Ceci s'exprime par un accroissement du taux de production vers les hautes latitudes.

-Altitude : du fait que la quantité de rayons cosmiques ayant suffisamment d'énergie pour permettre des réactions nucléaires de type spallation décroît exponentiellement avec l'épaisseur d'atmosphère traversée, le taux de production SLHL doit être corrigé à l'altitude de l'échantillonnage.

Ainsi, le taux de production de  $^{10}\text{Be}$  en un point déterminé de la surface de la terre (intégrant la latitude géomagnétique et l'altitude) peut être défini selon le polynôme de 3e degré suivant (Lal, 1991) :

$$P_0(L, y) = a(L) + b(L)y + c(L)y^2 + d(L)y^3$$

où  $P_0(L, y)$  est le taux de production à une latitude et altitude précise,  $L$  est la latitude géomagnétique,  $y$  l'altitude (en km) et  $a, b, c$  sont des fonctions de  $L$ .

D'autres facteurs de correction doivent être appliqués afin de pouvoir obtenir le taux de production au site :

-Variations du champ géomagnétique : les variations de l'intensité du champ géomagnétique au long des temps géologiques ont un effet inverse sur le flux de rayonnement cosmique atteignant l'environnement terrestre (p. ex., une forte intensité conduisant à faible flux) et donc le taux de production (Carcaillet et al, 2004 ; Pigati et Lifton, 2004 ; Lifton et al, 2014). Ces changements peuvent être intégrés aux facteurs de correction, ou au contraire on peut considérer qu'il soit resté uniforme au long du temps. Les outils de calcul (p.ex., *CRONUS-Earth Web Calculators*) proposent plusieurs modèles de calcul (scaling scheme) intégrant ou pas les variations du champ géomagnétique (Marrero et al, 2016).

-Masque topographique : du fait que les rayons cosmiques sont isotropes (et non seulement arrivant en direction perpendiculaire à sa surface), les taux de production SLHL sont établis pour un site sans topographie environnante. Dans ce site d'échantillonnage idéale 100 % du flux de rayonnement ayant suffisamment d'énergie produirait des nucléides cosmogéniques, ceci peut être exprimé par l'équation (Heidbreder et al, 1971 ; Lal, 1958) :

$$I(\theta, \phi) = I_0 \cdot \sin^m \theta$$

où  $I(\theta, \phi)$  est l'intensité du bombardement de rayonnement cosmique,  $I_0$  est l'intensité verticale,  $m$  est une constante (c. 2,3) et  $\theta$  l'angle d'incidence par rapport à la verticale. L'écrantage produit par un relief environnant sur le site d'échantillonnage crée donc un masque topographique. Cet écrantage peut être calculé selon l'équation suivante (Dunne et al, 1999) :

$$S = 1 - \frac{1}{360^\circ} \cdot \sum_{i=1}^n \Delta\phi_i \sin^{m+1} \theta_i$$

où  $S$  est le facteur d'écrantage et  $\phi$  est l'angle azimutale. Dans le cadre d'un échantillonnage en paroi verticale le masque topographique (ou *topo shielding*, en anglais) est l'un des paramètres les plus importants, car l'écrantage causé par la propre paroi peut représenter jusqu'au 50 % pour une paroi verticale sur 180°.

#### Les facteurs de correction pour estimer le taux de production sur l'échantillon.

D'autres facteurs de correction sont dépendants de l'échantillon et des caractéristiques de la surface d'échantillonnage :

-Épaisseur de dépôts superficiels : l'accumulation de neige, de sols ou de sédiments sur la surface à échantillonner a pour effet une atténuation du flux de rayons cosmiques durant le laps de temps pendant lequel le dépôt était présent. Cette atténuation est proportionnelle à l'épaisseur de dépôt ainsi qu'à sa densité.

L'épaisseur annuelle moyenne des dépôts superficiels (intégrée durant tout le temps de dépôt) et sa densité aident à la correction de cet écrantage. L'effet des éventuels dépôts de neige ou sédiments sur le taux de production au niveau de l'échantillon peut être calculé selon l'équation suivante :

$$S_s = \frac{M}{12} e^{-\frac{\rho_s H_s}{\Lambda_s}} + \frac{12 - M}{12}$$

où  $S_s$  est le taux de production corrigé par la couverture de dépôts superficiels,  $M$  est le nombre de mois par an avec présence de dépôts,  $\rho_s$  est la densité des dépôts (en  $\text{g/cm}^3$ ),  $H_s$  est l'épaisseur accumulée (cm), et  $\Lambda_s$  la longueur d'atténuation des particules (en  $\text{g/cm}^2$ ).

-Taux d'érosion : l'érosion constante qui a lieu en certaines surfaces géologiques (p.ex., dans des surfaces calcaires, dans des surfaces granitiques en milieu tempéré), a pour effet l'abrasion progressive de sa surface. La surface échantillonnée ne correspondant pas alors à la surface exposée à l'origine. L'utilisation combinée de deux nucléides cosmogéniques (p.ex., le  $^{10}\text{Be}$  et le  $^{26}\text{Al}$ ) permet de calculer le taux d'érosion de la surface. Quand on utilise un seul nucléide cosmogénique, un taux d'érosion moyen intégré à la durée d'exposition doit être estimé (Gosse et Philips, 2001). La considération dans l'équation de calcul d'âge d'un taux d'érosion calculé ou déterminé de façon indépendante, permet de prendre en compte les variations du taux de production.

-Épaisseur de l'échantillon : Les taux de production des nucléides sont calibrés pour la surface rocheuse (interface roche/air). Du fait que leur production décroît exponentiellement avec la profondeur de l'échantillon, l'épaisseur de celui-ci doit être pris en compte, et un facteur de correction appliqué, selon l'équation suivante (Gosse et Philips, 2001) :

$$Q_s = \frac{\Lambda}{Z_s} (1 - \exp(-\frac{Z_s}{\Lambda}))$$

où  $Q_s$  est le facteur de correction,  $\Lambda$  la longueur d'atténuation des particules et  $Z_s$  est l'épaisseur de l'échantillon.

-Profondeur du site d'échantillonnage : du fait que la production de nucléides décroît exponentiellement avec la profondeur du matériel traversé, le calcul du taux de production devra prendre en compte aussi de la profondeur à laquelle l'échantillon a été prélevé. La production de  $^{10}\text{Be}$  à une profondeur déterminée peut être estimée selon l'équation suivante (Lal, 1991) :

$$P(x) = P_0 \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda}}$$

où  $P(x)$  est la production de  $^{10}\text{Be}$  à une profondeur de  $x$  cm,  $P_0$  le taux de production en surface (en at/g/an),  $\rho$  est la densité de la matière traversée (en g/cm<sup>3</sup>), et  $\Lambda$  la longueur d'atténuation des particules (en g/cm<sup>2</sup>).

-Densité : la capacité de pénétration des rayons cosmiques, et donc son atténuation, est en relation directe avec la densité du matériel traversé. L'accumulation de nucléides cosmogéniques à une profondeur donnée sera en relation avec la densité et l'épaisseur du matériel situé au-dessus.

-Héritage :

La production en profondeur de nucléides cosmogéniques s'atténue rapidement mais peut être significative dans les premières dizaines de centimètres, particulièrement si le temps d'exposition est important (supérieure au millier d'années). En fonction de l'intensité de l'érosion par des processus exogènes, glaciaires, gravitaires ou autres, une partie de cette épaisseur de roche contenant des nucléides cosmogéniques peut être préservée au niveau de la surface échantillonnée. Cette concentration est alors considérée comme héritée de la production en profondeur.

#### Le calcul de l'âge d'exposition

La concentration d'un nucléide cosmogénique dans un échantillon qui ne subit aucune érosion pendant son temps d'exposition peut être calculée selon l'équation suivante (Dunai, 2010) :

$$C_{total}(t, z) = C_{inh}(z)e^{-t\lambda} + \sum_i \frac{P_i(z)}{\lambda} (1 - e^{-t\lambda})$$

, où

$$P_i(z) = P_i(0)e^{-z\rho/\Lambda_i}$$

$C_{total}(t, z)$  est la concentration totale du nucléide à une profondeur  $z$ ,  $C_{inh}$  est la concentration héritée de la production en profondeur,  $\lambda$  est la constante de désintégration radioactive,  $i$  est chacun des processus de production de nucléides en profondeur, et  $\rho$  est la densité d'un éventuel matériel couvrant l'échantillon (si échantillonnage en profondeur).

La concentration de nucléides cosmogéniques dans une surface subissant une érosion constante pendant son temps d'exposition peut être calculée selon l'équation suivante (Dunai, 2010) :

$$C_{total}(t, z) = C_{inh}(z)e^{-t\lambda} + \sum_i \frac{P_i(z)}{\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda_i} e^{-\rho(z_0 - \varepsilon t)/\Lambda_i} (1 - e^{-(\lambda + \frac{\rho\varepsilon}{\Lambda_i})t})$$

où  $\varepsilon$  est le taux d'érosion déterminé ou estimé par une méthode indépendante.

En pratique, ce calcul peut être fait par un logiciel de calcul des âges. Ainsi, des données d'entrée inhérents à chaque échantillon (p.ex., altitude et latitude du site d'échantillonnage, teneur en  $^{10}\text{Be}$  par gramme de quartz, etc.) doivent être renseignés, certains paramètres doivent être choisis (p.ex., taux d'érosion, modèle de variations du champ géomagnétique, etc.), et le logiciel fait le calcul de l'âge d'exposition, exprimé en un âge en lien avec la date de référence (p.ex., pour *CRONUS-Earth* les âges sont calculées avant l'an 2010; Marrero et al, 2016) et d'une incertitude des âges, exprimée en  $\pm$  ans.

Plusieurs logiciels de calcul des âges existent en ligne, notamment *The online calculators formerly known as the CRONUS-Earth online calculators* (Balco et al, 2008), *CRONUS-Earth web calculators* (Marrero et al, 2016) et CREp (Martin et al, 2017). Certains sont mieux adaptés au calcul des âges de certains processus, ou à l'utilisation de certains nucléides. Ainsi par exemple, pour la datation des âges d'exposition, ces trois logiciels permettent le calcul au  $^{10}\text{Be}$  et au  $^3\text{He}$  ; *CRONUS-Earth* et *The online calculators...* permettent le calcul au  $^{26}\text{Al}$  ; tandis que seulement *CRONUS-Earth* permet le calcul au  $^{36}\text{Cl}$  et au  $^{14}\text{C}$  produit *in-situ*.

Il y a des différences aussi concernant le choix des paramètres qui interviennent au calcul du taux de production (p.ex., facteurs de correction, choix des sites de calibration du taux de production, choix du modèle du champ géomagnétique, etc.), du fait que certains paramètres sont automatisés (ou non) selon le logiciel. La façon comment ces paramètres vont être utilisés peut changer aussi d'un logiciel à l'autre. Le choix du logiciel de calcul peut conditionner, donc, les âges obtenus. Néanmoins, la datation au Béryllium 10 est la méthode de datation cosmogénique la mieux comprise et maîtrisée, et la fiabilité du processus de calcul des âges est très robuste. D'autre part, la méthode « nucléide cosmogéniques » est la seule méthode qui permet de calculer directement l'âge d'une surface rocheuse sans risque de diachronisme entre la surface et l'objet daté par ailleurs. Les différences entre les différents âges obtenus par datation au béryllium-10, selon l'utilisation des plusieurs logiciels appliqués à un même échantillon, donc, restent généralement modérées.

### **3.2. Datation des écroulements dans le massif du Mont Blanc. Campagne de 2006 à l'Aiguille du Midi**

Une première campagne de datation des écroulements a eu lieu pendant l'été 2006 à l'Aiguille du Midi (Böhlert et al, 2008), qui avait pour but :

- de dater l'âge d'exposition de cinq surfaces différentes des parois de l'Aiguille du Midi, pour estimer l'âge des écroulements et ainsi comprendre l'évolution des parois en contexte de permafrost face aux changements climatiques,
- d'obtenir un spectre de réflectance de la surface de chaque échantillon pour étudier l'évolution de sa couleur avec le temps. L'hypothèse de départ est que la couleur de la patine du granite "frais", grise, devient orange puis rouge lors de l'exposition aux conditions externes. Une compréhension des processus physico/chimiques et d'évolution de la couleur de la roche permettrait de contraindre l'âge d'exposition, donc l'âge des écroulements à partir de la couleur de leur niche d'arrachement et la comparaison avec des âges calculés par la méthode nucléides cosmogéniques,
- d'analyser la composition chimique de la roche avec la fluorescence X pour déterminer les changements de composition de la patine minérale,
- d'étudier la relation couleur-âge pour confirmer ou non l'hypothèse initiale.

Cinq échantillons ont été prélevés dans la face sud du piton central et de l'Arête des Cosmiques (Fig. 3.3).

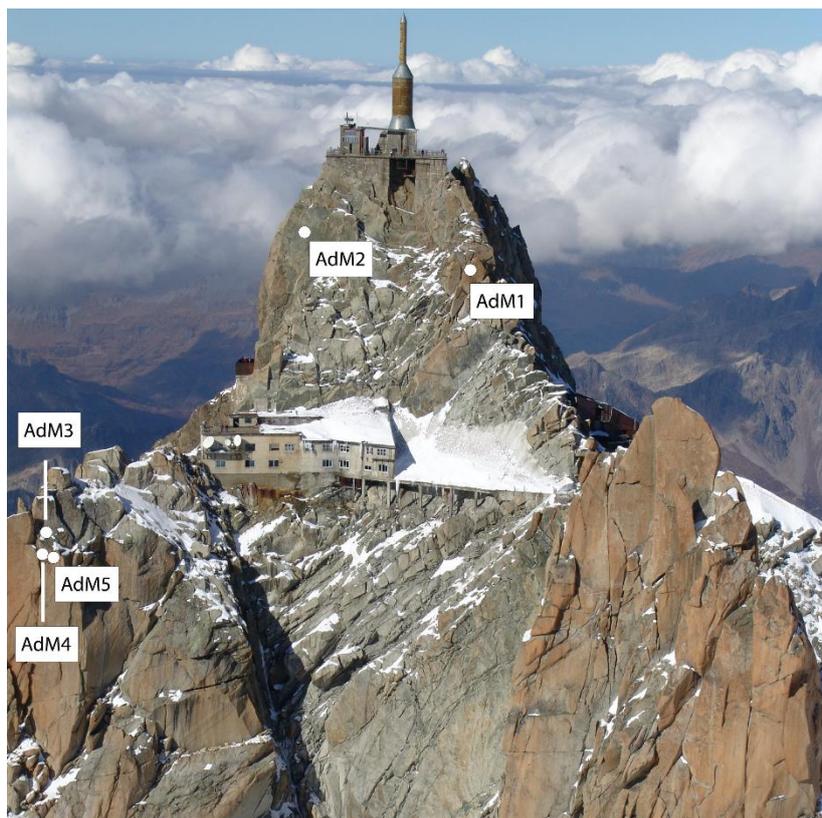


Fig. 3.3. Localisation des 5 échantillons de l'étude pilote de 2006 à l'Aiguille du Midi (Böhlert et al, 2008 ; modifié).

#### Datation des écoulements

L'âge d'exposition des parois a été obtenu par datation cosmogénique au  $^{10}\text{Be}$ . Les échantillons ont été traités, et les âges d'exposition calculés, par le Département de Géographie de l'Université de Zurich (Suisse). Les ratios  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  ont été mesurés au Spectromètre de Masse par Accélérateur (AMS) ETH/PSI de Zurich (*ETH/PSI Zürich Tandem Accelerator Mass Spectrometry (AMS) facility*). Les paramètres de correction utilisés pour la datation cosmogénique de ces échantillons sont donnés par Böhlert et al (2008).

Les cinq âges obtenus sont compris entre  $1.47 \pm 0.14$  et  $38,60 \pm 1.20$  ka (Table 3.2).

Campagne	Échantillon	Âge d'exposition (ans)	Incertitude (ans)	Remarques
2006	ADM1	38 600	1 200	
	ADM2	1 470	140	
	ADM3	3 870	200	
	ADM4	5 560	260	
	ADM5	6 390	330	
	ADMf	échantillon de roche fraîche non daté ; utilisé par les mesures spectrales		

Table 3.2. Ages obtenus suite à la campagne d'échantillonnage de 2006 à l'Aiguille du Midi (Böhlert et al, 2008). Les âges sont présentés avec leur calcul et format d'origine (nomenclature originale, âge d'exposition en années).

#### Analyses géochimiques de la composition du granite et spectroscopie de réflectance

Des analyses de la composition chimique de la roche et des mesures de la couleur de la roche par spectroscopie de réflectance, ont été réalisés afin d'étudier l'évolution de la couleur de la surface du granite. Néanmoins, ce chapitre traitant sur les âges des écoulements, les détails sur la méthodologie de ces deux techniques, ainsi que ses résultats sont traités dans la troisième partie de la thèse.

### **3.3. Datation des écroulements dans le massif du Mont Blanc. Campagne de 2011 dans le bassin du Géant**

#### Extension de l'étude à l'échelle du Glacier du Géant (2011)

Une deuxième campagne de prélèvement d'échantillons pour la datation d'écroulements a eu lieu en 2011. Elle a été élargie au bassin du glacier du Géant, à des altitudes supérieures à 3200 m (Fig. 1.1). La spectroscopie de réflectance a également été réalisée au Département de Géographie de l'Université de Zurich pour caractériser la couleur de la surface de chaque échantillon avec les mêmes outils que ceux utilisés en 2006.

Les objectifs de cette deuxième campagne étaient :

- d'agrandir la base de données pour étudier la possible relation entre occurrence des écroulements et périodes chaudes de l'Holocène,
- d'élargir la zone d'étude à la partie centrale du massif,
- de dater l'âge d'exposition de cinq niches d'arrachement aux couleurs très claires donc a priori très jeunes, dont celle de 1998 sous le refuge des Cosmiques (Ravel et al, 2013a), pour valider la méthode pour les événements très récents,
- d'explorer la relation couleur-âge avec une base de données spectrales plus grande.

La campagne de terrain a eu lieu en septembre 2011 avec le prélèvement de 20 échantillons sur six sites : l'Aiguille du Midi, l'Éperon des Cosmiques, la paroi sous le refuge des Cosmiques, la Pyramide du Tacul, le Trident du Tacul et la Tour Ronde (Annexe 2 ; Gallach et al, 2018).

#### Datation des écroulements

L'âge d'exposition des parois a été calculé par le Département de Géographie de l'Université de Zurich (Suisse) suivant la même procédure et utilisant les paramètres de correction utilisés pour la datation des échantillons de la campagne réalisée en 2006.

Les 14 âges obtenus sont compris entre  $0.04 \pm 0.01$  et  $61.70 \pm 7.09$  ka (Table 3.3).

Campagne	Échantillon	Âge d'exposition (ans)	Incertitude (ans)	Remarques
2011	ADM1*	-	-	
	ADM2*	-	-	probablement la surface la plus vieille
	ADM3*	287	68	
	ECO1	-	-	
	ECO2	525	94	
	ECO3	4952	639	
	COS1	37	14	échantillon de l'écroulement de 1998
	PYR1	-	-	
	PYR2	61698	7085	
	PYR3	2443	320	
	TRI1	7150	912	
	TRI2	13059	1273	surface très altérée
	TRI3	-	-	
	TRI4	1974	233	
	TRI5	6787	693	
	TRO1	439	73	
	TRO2	3931	402	
TRO3	-	-		
TRO4	1861	337		
TRO5	113	25	exposé très récemment par le glacier	

Table 3.3. Âges obtenus suite à la campagne d'échantillonnage de 2011 dans le bassin du glacier du Géant (Ravel et al, 2013b). Les âges sont présentés avec leur calcul et format d'origine (nomenclature originale, âge d'exposition en années).

\*Dans le reste de la thèse (y compris dans Gallach et al, 2018, inséré dans la première partie), ces échantillons ont été renommés respectivement ADM6, ADM7 et ADM8.

Les résultats issus de cette campagne, ont été présentés lors du congrès annuel de l'EGU (*European Geosciences Union*) en 2013 sous la forme d'un poster (Ravel et al, 2013b), dont le résumé et une reproduction figurent dans l'Annexe 2.

#### Spectroscopie de réflectance

La spectroscopie de réflectance de la surface des échantillons a été aussi réalisée sur les échantillons. Les résultats sont traités dans la troisième partie de la thèse.

### **3.4. Nouveau calcul des âges pour les échantillons des campagnes 2006 et 2011**

Les résultats de la campagne 2011, associés à ceux de celle de 2006, ont été publiés en mai 2018 dans *Landslides* (Gallach et al, 2018). Les échantillons ayant été datés, respectivement, en 2012 et 2007, les 19 âges disponibles ont été recalculés pour publier les résultats selon les standards actuels. Ceci est possible avec l'intégration, dans le nouveau calcul, des nouvelles connaissances sur le processus de formation du  $^{10}\text{Be}$  *in-situ* (p.ex., un taux de production plus précis). En revanche, les résultats de la mesure du rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  dans le spectromètre de masse par accélérateur ne peuvent pas être améliorés lors d'un nouveau calcul des âges, car cette mesure est destructive.

Les âges ont été recalculés par le Département de Géographie de l'Université de Zurich (Suisse) en Mars 2018 avec la version 2.3 du logiciel *The online calculators formerly known as the CRONUS-Earth online calculators* (Balco et al, 2008).

Lors de la sélection des données qui doivent être introduites au logiciel pour le calcul des âges, toutes les données d'origine ont été révisées, et le choix des différents paramètres à utiliser a été à nouveau évalué. Le choix final qui en résulte est exposé dans l'annexe 3.

Un calcul de l'héritage maximal potentiel dans les échantillons a été réalisé afin d'estimer la correction nécessaire pour réduire l'erreur potentiel induit par l'héritage, en considérant (i) que les écroulements qui ont mis à l'exposition les surfaces échantillonnées ont eu une épaisseur minimum de 3m de profondeur avant l'écroulement, (ii) que le niveau du glacier pendant le dernier maximum glaciaire était environ 50-60 m plus haut que le niveau actuel (Coutterand et Buoncristiani, 2006), (iii) que les surfaces avant écroulement des échantillons situés au-dessus de cette limite (ADM1, ADM8, PYR2, TRI1, TRI2) ont été stables pendant au moins 100 000 ans, période pendant laquelle ils ont reçu le rayonnement cosmique, et (iv) que, après la baisse du niveau du glacier, le reste des parois échantillonnées ont été exposés au rayonnement cosmique durant une période au maximum de 15 000 ans. Ainsi, le calcul de la production de  $^{10}\text{Be}$  à 3 m de profondeur pendant 100 000 ans a été calculé pour le premier groupe d'échantillons, et pendant 15 000 ans pour le reste. Ce calcul prend en compte la production par spallation mais aussi la production par l'interaction des muons rapides, qui dominent la production de  $^{10}\text{Be}$  au-delà des 3 m de profondeur (Fig 3.2).

Le  $^{10}\text{Be}$  présent dans un échantillon par héritage peut être calculé avec l'équation suivante (Hidy et al, 2010), où la concentration  $C$  (en at/g) du nucléide  $m$  à la profondeur  $z$  (en cm), avec un taux d'érosion  $\varepsilon$  (cm/an) et un âge d'exposition  $t$  (en ans) est :

$$C_m(z, \varepsilon, t) = \sum_i \frac{P(0)_{m,i}}{\left(\frac{\varepsilon \rho_z}{\Lambda_i} + \lambda_m\right)} \cdot \exp\left(-\frac{z \rho_z}{\Lambda_i}\right) \cdot \left[1 - \exp\left(-t \left(\frac{\varepsilon \rho_z}{\Lambda_i} + \lambda_m\right)\right)\right] + C_{inh,m} \cdot \exp(-\lambda_m t)$$

où  $i$  sont les plusieurs processus de production du nucléide,  $P(0)_{m,i}$  est le taux de production en surface du nucléide avec le processus  $i$ ,  $\lambda_m$  est la constante de décroissance du nucléide,  $\rho_z$  est la densité accumulée à la profondeur  $z$ ,  $\Lambda_i$  est la longueur d'atténuation pour le processus  $i$  (160 g/cm<sup>2</sup> pour les neutrons, 1500 g/cm<sup>2</sup> pour les muons lents et 4320 g/cm<sup>2</sup> pour les muons rapides ; Heisinger et al, 2002), et  $C_{inh,m}$  est la concentration totale (hérité et produite) de nucléides (en atome/g). Les résultats (Gallach et al, 2018, table 2) montrent que les différences entre les âges avant- et post- calcul d'héritage sont, en générale, faibles (moyenne : c. 2 %), sauf pour 3 échantillons ayant un âge d'exposition très jeune (ECO2, TRO1 et TRO5 ; âges < 0.51 ka) et pour deux échantillons (ADM8, COS1). Pour ces derniers les teneurs en  $^{10}\text{Be}$  sont très faibles, une fois corrigées, elles deviennent inférieures à 0, et par conséquent les âges de ces deux échantillons sont considérés comme contemporains aux périodes actuelles.

Un taux d'érosion estimée de 1 mm/ka a été attribué. Le taux d'érosion utilisée en 2007 et 2011 est de 3 mm/ka, mais, en raison de l'érosion chimique très limitée sur les parois, due à sa verticalité, à la haute altitude et les températures basses du bassin, et vu les longs périodes (plusieurs dizaines de ka) auxquels certains échantillons ont été exposés, un taux d'érosion de 3 mm/ka se traduirait en un recul significatif de la surface des parois (Table 6.1) qui n'a pas été observé. Un taux d'érosion d'1 mm/ka semble, donc, plus adapté.

L'altitude du site d'échantillonnage est un des paramètres nécessaires au calcul du taux de production de  $^{10}\text{Be}$ . Du fait que l'abondance de rayons cosmiques participant à la production augmente exponentiellement avec l'altitude (le flux de rayons cosmiques est doublé tous les 1500 m ; Dunai, 2010), une altitude plus précise se traduit en un âge d'exposition plus précise. Des nouvelles altitudes, obtenues à partir de la position des sites d'échantillonnage dans les modèles 3D géoréférencés des parois obtenues par photogrammétrie et par LiDAR (chapitre 5), ont été assignées à chaque échantillon. Dans certains cas les différences sont importantes (p.ex., 100 m de différence pour TRI5).

La longueur d'atténuation des neutrons utilisée lors du calcul de datation en 2007 et 2013 était de 150 g/cm<sup>2</sup>. La longueur d'atténuation des neutrons à haute énergie est comprise entre 150 et 180 g/cm<sup>2</sup> (Dunai, 2010), les valeurs étant plus petites à des hautes latitudes. Pour une latitude correspondant à celle des Alpes, la longueur d'atténuation la plus communément acceptée en l'actualité est de 160 g/cm<sup>2</sup>. Cette valeur a été utilisée pour recalculer les âges.



## 4. RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION

### Fiche synoptique Article 1

<b>Timing of rockfalls in the Mont Blanc massif (Western Alps): evidence from surface exposure dating with cosmogenic <sup>10</sup>Be</b>	
<p><i>Landslides</i> (Springer) DOI 10.1007/s10346-018-0999-8</p> <p>Accepté le 27 avril 2018</p>	<p>Xavi GALLACH, Ludovic RAVANEL, Markus EGLI, Dagmar BRANDOVA, Michael SCHAEPMAN, Marcus CHRISTL, Stephan GRUBER, Philip DELINE, Julien CARCAILLET, François PALLANDRE</p>
<b><u>Objectifs de l'article</u></b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Présenter le premier ensemble d'âges des paléo-écroulements dans les parois du bassin du glacier du Géant.</li> <li>• Recalculer avec les paramètres actuels les âges de la première campagne réalisée en 2006 à l'Aiguille du Midi (Böhlert et al, 2008).</li> <li>• Explorer la relation de la fréquence des écroulements dans les parois rocheuses en contexte de permafrost avec les périodes climatiques pendant l'Holocène.</li> </ul>	
<b><u>Questions de recherche</u></b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Quels âges ont les écroulements correspondants aux niches d'arrachement les plus évidents ?</li> <li>• Les écroulements sont-ils concentrés dans des périodes climatiques chaudes ?</li> <li>• Pendant l'Holocène, la fréquence des écroulements en contexte de permafrost peut-elle être rapprochée de celle des grands glissements de terrain alpins ?</li> </ul>	
<b><u>Principaux résultats</u></b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Un total de 19 âges d'écroulements : 16 âges holocènes, 2 âges pendant la période glaciaire et le Tardiglaciaire, et un âge écarté comme outlier.</li> <li>• 2 concentrations d'âges holocènes, corrélées avec l'Optimum Climatique Romain et l'Holocène moyen ; 2 âges anté-holocènes à forte incertitude absolue non corrélables à des périodes climatiques.</li> </ul>	
<b><u>Implications dans la connaissance des paléo-écroulements dans le massif du Mont-Blanc</u></b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Confirmation que le climat joue un rôle important dans la fréquence des écroulements du massif</li> <li>• Les âges obtenues dans les secteurs supérieurs des parois, non affectés par les glaciers, suggèrent qu'elles peuvent être très stables sur le long terme.</li> </ul>	
<b><u>Perspectives et développements attendus</u></b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Datation d'une troisième série d'écroulements pour obtenir un large ensemble d'âges afin de mieux comprendre la relation entre écroulements et climat.</li> <li>• Ré-échantillonnage dans les niches d'arrachement où la datation cosmogénique a échoué.</li> </ul>	



Landslides (2018) 15:1991–2000  
 DOI 10.1007/s10346-018-0999-8  
 Received: 8 August 2017  
 Accepted: 27 April 2018  
 Published online: 12 May 2018  
 © Springer-Verlag GmbH Germany  
 part of Springer Nature 2018

Xavi Gallach · Ludovic Ravel · Markus Egli · Dagmar Brandova · Michael Schaeppman · Marcus Christl · Stephan Gruber · Philip Deline · Julien Carcaillet · François Pallandre

## Timing of rockfalls in the Mont Blanc massif (Western Alps): evidence from surface exposure dating with cosmogenic $^{10}\text{Be}$

**Abstract** Rockfalls and rock avalanches are a recurrent process in high mountain areas like the Mont Blanc massif. These processes are surveyed due to the hazard they present for infrastructure and alpinists. While rockfalls and rock avalanches have been documented for the last 150 years, we know very little about their frequency since the Last Glacial Maximum (LGM). In order to improve our understanding, it is imperative to date them on a longer timescale. A pilot campaign using Terrestrial Cosmogenic Nuclide (TCN) dating of five samples was carried out in 2006 at the Aiguille du Midi (3842 m a.s.l.). In 2011, a larger scale study (20 samples) was carried out in five other test sites in the Mont Blanc massif. This paper presents the exposure ages of the 2011 TCN study as well as the updated exposure ages of the 2006 study using newer TCN dating parameters. Most of these exposure ages lie within the Holocene but three ages are Pleistocene ( $59.87 \pm 6.10$  ka for the oldest). A comparison of these ages with air temperature and glacier cover proxies explored the possible relationship between the most active rockfall periods and the warmest periods of the Holocene: two clusters of exposure ages have been detected, corresponding to the Middle Holocene (8.2–4.2 ka) and the Roman Warm Period (c. 2 ka) climate periods. Some recent rockfalls have also been dated (< 0.56 ka).

**Keywords**  $^{10}\text{Be}$  cosmogenic nuclide dating · Rockfalls · Late-glacial · Holocene · Mont Blanc massif

### Introduction

Present-day rockfalls ( $> 100 \text{ m}^3$ ) and rock avalanches ( $> 10^5 \text{ m}^3$ ) in the Mont Blanc Massif (MBM) are surveyed and documented by a network of observers (hut keepers, mountain guides, alpinists) operational since 2007 (Ravel et al. 2010a; Ravel and Deline 2013). A clear relationship between the hottest periods of the year and a high frequency of rockfall has been established, especially during the hot summers of 2003 and 2015, very likely caused by permafrost degradation due to current climate change (Schiermeier 2003; Gruber et al. 2004; Ravel et al. 2017). This relationship has also been proposed when studying rockfall occurrence in other regions of the Alps (Fischer et al. 2012; Luethi et al. 2015) and in other distant regions as the New Zealand Southern Alps (Allen et al. 2009).

Rockfall frequency in the MBM over the past 150 years has been studied by comparing historical photographs (Ravel 2010; Ravel and Deline 2008, 2010). Since 1860, more than 70% of rockfalls in the study areas have occurred during the last three decades. Since the end of the nineteenth century, air temperature in the European Alps has risen by an average of 2 °C, with an increase of 1.2 °C between 1988 and 2003 (Auer et al. 2007). Resulting permafrost warming and active layer deepening has increased the frequency of rockfalls (Ravel et al. 2017).

On a longer timescale, landslide frequency during the Holocene has been widely studied in the Alps (Soldati et al. 2004; Zerathe et al. 2014; Ivy-Ochs et al. 2017) and worldwide (Ballantyne 2008; Ballantyne et al. 1998; Hermanns et al. 2004; Mercier et al. 2013). In the Alps, landslide ages obtained by various dating methods show three clusters of events at 10–9, 5–3 and < 2 ka. Early Holocene landslides are generally related to postglacial debuitressing, while Middle and Late Holocene events are generally related to climate change (heavy rainfall).

However, in order to understand rockfall frequency during both Late-glacial and Holocene periods, both of which have been poorly studied and documented, we need more widespread sampling. TCN dating of large rock wall scars provides useful data which will enable us to trace their occurrence back to the post-LGM period, and a possible relationship with warmer climate periods.

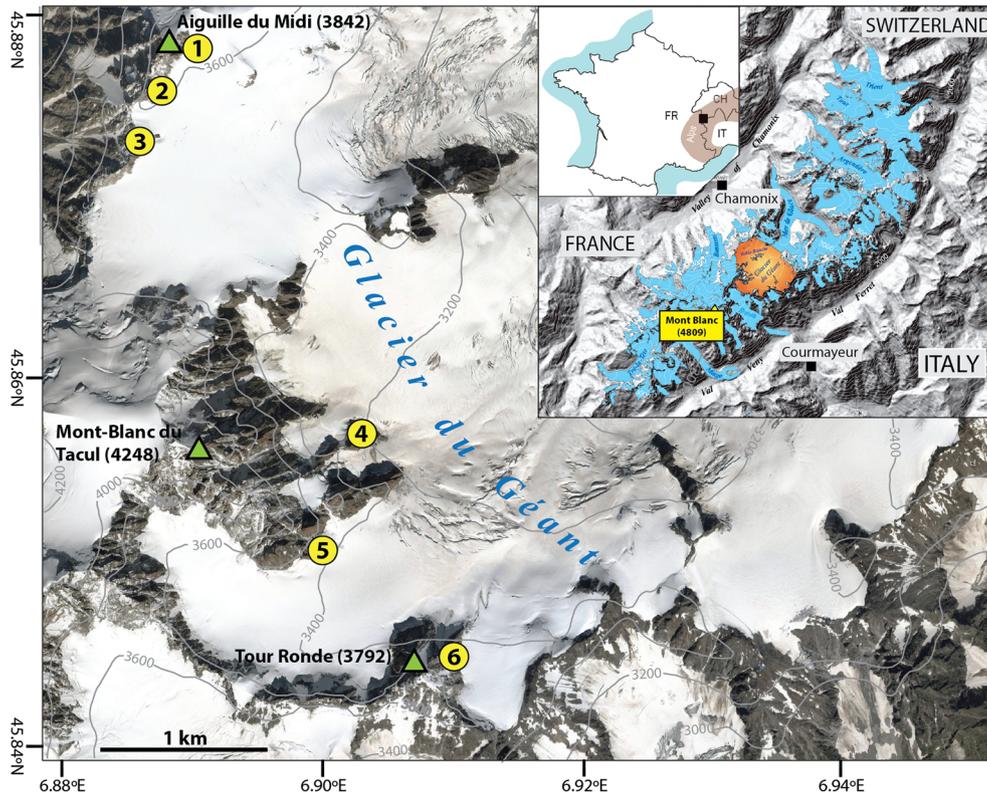
Rockfall frequency and a potential relation to climate variability can only then be obtained when a dataset covering a large time range is available. A first hint of the age of a rockfall can be retrieved from the colour of the rock surface. Rock surfaces recently exposed by rockfalls are evidenced by both light grey colour (Ravel and Deline 2008) and broken rock bridges. As weathering of the biotite (the main ferromagnesian mineral in the MBM granite) produces iron oxide, percolation on rock walls surfaces causes a typical orange-reddish colour. Böhlert et al. (2008) showed in a preliminary study that the redness of the granite surface in the MBM seems time-dependent (the redder a rock surface is, the longer it has been exposed to weathering). We therefore tried to assess rockfall intensities over a largest possible timescale using the approach of surface redness as first indication.

In order to assure the broadest possible range of exposure ages, we aimed to sample the widest colour range at each site, avoiding areas presumably glaciated since the LGM in order to avoid collecting data which has resulted from the addition of successive exposure ages.

### Mont Blanc massif and the test sites

The MBM (Fig. 1) extends over 550 km<sup>2</sup> on the outer margin of the Western Alps. Glaciers cover the 27% of its surface area and continuous permafrost is present in at least 39 km<sup>2</sup> of rock walls steeper than 40° (Magnin et al. 2015).

Almost all MBM rocks are crystalline, the Late-Hercynian granite being intrusive in a Hercynian metamorphic series. These rocks show evidence of a multiphase geological history, which generated shear zones and fractures (Rossi 2005). The large-scale deformation that affects Mont Blanc granite corresponds to faults and shear zones. Superimposed Hercynian and Alpine structures, mainly oriented N 0–25° E and N 45–60° E, respectively (Butler



**Fig. 1** Study sites in the Mont Blanc massif. 1, Aiguille du Midi; 2, Cosmiques Spur; 3, lower Cosmiques Ridge; 4, Pyramide du Tacul; 5, Trident du Tacul; 6, Tour Ronde. Elevation in meters a.s.l.

1985), are highlighted by more or less continuous mylonitic zones on which the morphology of the massif partly depends. At the outcrop-scale, the deformation mainly concurs with the major fracture lines. Strike of the main joint families follows the predominant fault-line. Joints and slope steepness make the MBM conducive to both rockfalls and rock avalanches (Deline et al. 2012). For instance, the Brenva Glacier basin experienced ice-rock avalanches in both 1920 and 1997, the rock volume of which was  $c. 3 \times 10^6 \text{ m}^3$  and  $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ , respectively (Deline et al. 2015).

The six rock walls sampled in 2011 are located in the Glacier du Géant basin, in the central part of the MBM (Figs. 1 and 2). The most northerly (Aiguille du Midi) and southerly (Tour Ronde, on the crest line between France and Italy) sampling sites are 4.2 km apart; elevation is in the range 3300–3800 m a.s.l. (Table 1).

## Methods

### Sampling locations

Sampling was carried out in September 2011, mostly on E and SE faces, where the transition from grey (corresponding to fresh rock) to orange/red colour was most obvious. Nineteen surfaces of different redness, exposed  $N 45^\circ$  to  $N 180^\circ$ , and one surface exposed  $N 270^\circ$ , were selected at six sites at elevations in the range of 3355 to 3825 m a.s.l. The aim was to cover the broadest possible range of surface redness and rockfall ages. Sampling was carried out in such a way as to avoid areas where the colour was too different from its overall aspect (joints, roofs). Both surface exposure dating and reflectance spectroscopy were carried out on each sample.

The different colour units at the six selected sites were determined from photographs and field work. Based on these observations, the rock wall surfaces were classified according to their apparent exposure age (Fig. 2): T1 (older) to T4 (younger).

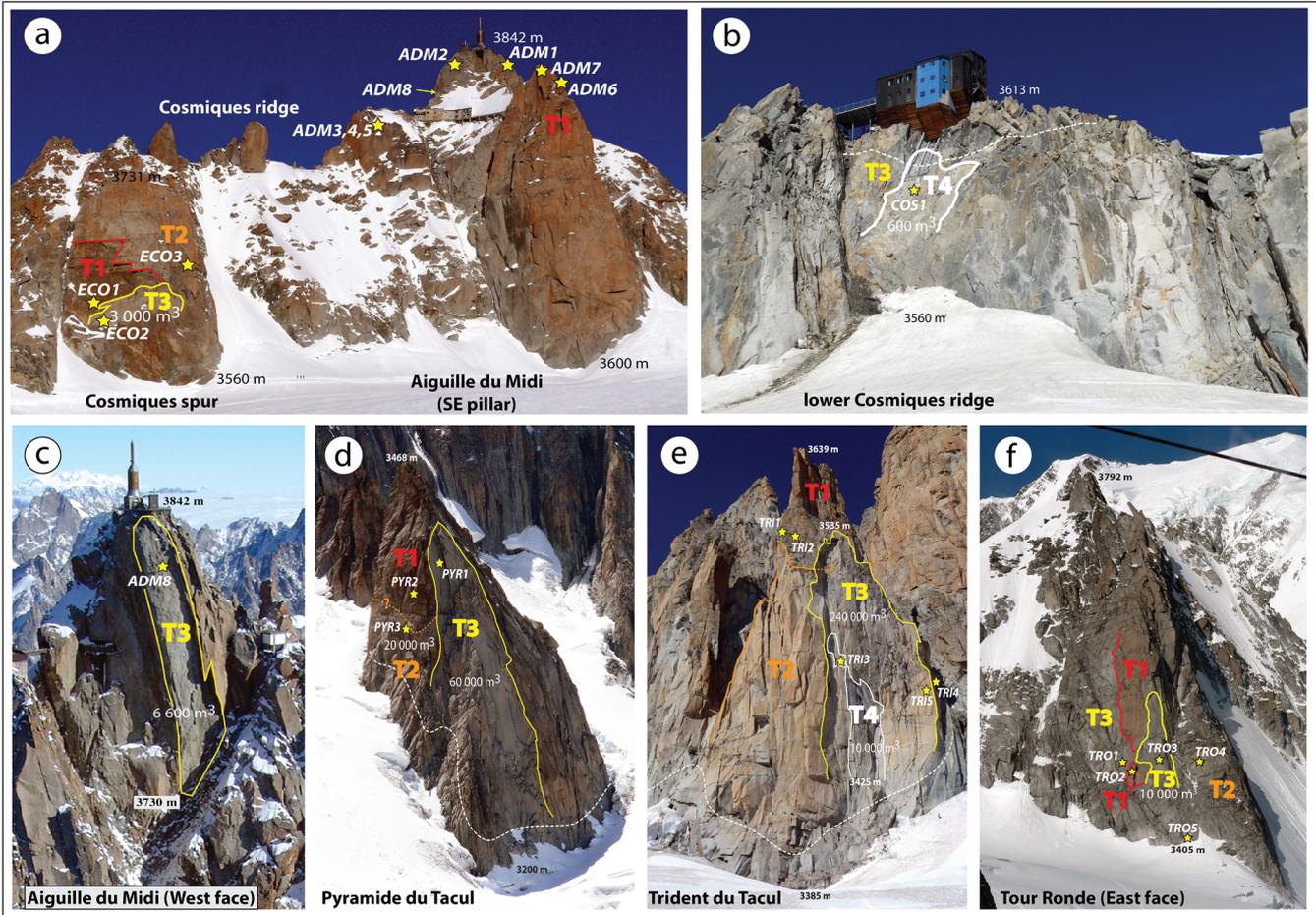
The Aiguille du Midi (Fig. 2a, c), was sampled at the top of the SE Pillar (T1), where the very dark orange surface suggests that it should be the oldest exposed rock; (ii) ADM8 comes from a light grey rockfall scar in the W face of the Central Pillar (T3), suggesting a lower exposure age.

The Cosmiques Spur (Fig. 2a) is a rock wall characterised in its lower section by a long roof formed by rockfalls. The upper half (T2) has the orange colour typical of the surrounding zones while the lower half (T1) presents two sections with a dark orange surface, likely due to water along a fracture within the rock mass before rockfall that corroded Fe. The central section of the lower half (T3) is a rockfall scar having a lighter colour.

The lower Cosmiques Ridge is where the Cosmiques hut is located (3613 m a.s.l.; Fig. 2b). The part of the rock wall below the hut (T3) has a light grey colour and was exposed recently by the lowering of the glacier surface (Ravel et al. 2013). COS1 was sampled within the scar of a 1998 rockfall (T4; Ravel et al. 2013), to check the accuracy of the TCN inventory on a very young dated surface.

On the Pyramide du Tacul (Fig. 2d), a large scar (T3) spans the SE and NE faces giving a slabby, grey depression. The small colour difference between the darker T1 and lighter T2 zones is not sufficient for us to consider T2 a rockfall scar.

On the steep SE and E faces of the Trident du Tacul (Fig. 2e), the very steep and indented summit pillars (T1) are the reddest;



**Fig. 2** Sampling sites in the Mont Blanc massif. T1 to T4: oldest to youngest areas of rock as estimated prior to sampling; white dotted line: trimline showing glacier shrinkage since the 1980s

they tower above a less steep and fractured sector which is delimited at its lower edge by large overhangs. Further down, the SE face is an orange scar with several ribs and cracks. The E face (T3) is a large scar varying in colour from orange in the lower east section to light grey. Finally, a more recent rockfall scar has a light grey colour (T4)—which is lighter still at its recently deglaciated base.

The main rock wall of the E face of the Tour Ronde (Fig. 2f) is separated by a dihedral from a secondary rock wall (T2). The main rock wall has a dark orange, vertical, central part (T1), abutting an upper grey zone (T3); a grey rockfall scar is located in the lower part (T3). Finally, the lightest grey corresponds to the recently deglaciated area at the bottom of the face.

### Sampling protocol

Sampling was carried out as follows: (i) access to the summit of each selected rock wall by cable car and walking (Aiguille du Midi, Cosmiques Spur, lower Cosmiques Ridge) or by helicopter (Pyramide du Tacul, Trident du Tacul, Tour Ronde); (ii) fix static ropes down the zone to be sampled; (iii) search for a fragile zone to facilitate the sampling and optimise logistics; (iv) drill closely spaced intersecting holes with a cordless percussion drill and (v) extract the rock sample with a chisel and hammer. Each sample is composed of one to four pieces of rock (Fig. 3); sample thickness is

up to 6.5 cm, with a sample mass in the range 1.15–4.60 kg (mean 2.50 kg). Sampling was carried out in > 3 m-deep rockfall scars to avoid cosmogenic nuclides inheritance, as ~99% of cosmic rays are absorbed in the first 3 m of granite (Dunai 2010).

### Sample processing

Approximately 1 kg of each rock sample was crushed and sieved to obtain a grain-size of 0.25–0.5 mm. The samples were then leached in order to obtain pure quartz (Kohl and Nishiizumi 1992; Ivy-Ochs 1996). After atmospheric  $^{10}\text{Be}$  decontamination (by 3 sequential HF leaching),  $^9\text{Be}$  carrier solution was added and the sample was then dissolved in 40% HF. Be was isolated using anion and cation exchange columns followed by selective pH precipitation techniques (Brown et al. 1991; Merchel and Hergers 1999). The Be hydroxides were precipitated, dried, and calcined at 850 °C to BeO.

The  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  ratios were measured at the ETH Zurich Tandem Accelerator Mass Spectrometry (AMS) facility (Kubik and Christl 2010). The  $^{10}\text{Be}$  concentrations were corrected for  $^{10}\text{Be}$  in the  $^9\text{Be}$  carrier solution ( $1.68 \pm 0.20 \times 10^{-14}$ ) and normalised to the ETH secondary standard S2007 N with a nominal value of  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be} = 28.1 \times 10^{-12}$ . S2007 N was calibrated with a primary standard ICN 01-5-1 (Nishiizumi et al. 2007) and has a nominal value of  $2.709 \times 10^{-11}$ . The  $1\sigma$  error of S2007 N is 2.7%.

Table 1 Main characteristics of the sampling sites

Study site	Alt. min. (m a.s.l.)	Alt. max. (m a.s.l.)	Lat. (°N)	Long. (°E)	Average slope (°)	Sample	Unit	Altitude (m a.s.l.)	Slope (°)	Aspect (°N)	Scar-corresponding rockfall volume (m <sup>3</sup> ) <sup>4</sup>
Aiguille du Midi	3600	3842	45.8787	6.8878	60	ADM1 <sup>1</sup>	T1	3821	85	165	-
						ADM2 <sup>1</sup>	T2	3825	85	138	-
						ADM3 <sup>1</sup>	T2	3750	49	135	-
						ADM4 <sup>1</sup>	T2	3740	79	127	-
						ADM5 <sup>1</sup>	T2	3740	79	149	-
Lower Cosmiques ridge						ADM6	T1	3780	82	142	-
						ADM7	T1	3790	76	162	-
						ADM8	T3	3815	86	270	6600
Cosmiques spur	3560	3613	45.8732	6.8858	65	COS1	T4	3593	63	125	600
						ECO1	T1	3625	72	142	6400
Pyramide du Tacul						ECO2	T3	3600	83	140	3000
						ECO3	T2	3627	69	132	-
	3200	3468	45.8564	6.9022	70	PYR1	T3	3400	62	136	60,000
Trident du Tacul						PYR2	T1	3380	85	136	-
						PYR3	T2	3355	68	140	20,000
	3385	3639	45.8509	6.8997	85	TRI1	T1	3526	88	148	-
						TRI2 <sup>2</sup>	T1	3523	72	105	-
						TRI3	T4	3471	90	105	10,000
Tour Ronde East face						TRI4	T1	3464	86	48	-
						TRI5	T3	3460	90	145	240,000
	3405	3792	45.8448	6.9095	80	TRO1	T3	3445	83	112	-
						TRO2	T1	3430	85	135	-
						TRO3	T3	3440	85	90	10,000
					TRO4	T2	3440	74	105	-	
					TRO5 <sup>3</sup>	T4	3410	81	89	-	

<sup>1</sup> Böhlert et al. (2008)<sup>2</sup> Sample showing strong desquamation of minerals<sup>3</sup> Sample taken only a few meters above the current glacier surface<sup>4</sup> Rockfall volumes are proposed for the best preserved rockfall scars, where volume can be estimated using 3D reconstructing techniques



**Fig. 3** Samples for TCN dating (a-axis × b-axis, in cm), and final stage of the extraction of a sample (ADM7)

The exposure ages were calculated with *The online calculators formerly known as the CRONUS-Earth online calculators* (Balco et al. 2008; <http://hess.ess.washington.edu/math/>).

The production rate was scaled for latitude and altitude based on Stone (2000) and corrected for sample thickness assuming an exponential depth profile (Brown et al. 1992) with an effective neutron attenuation length of  $160 \text{ g cm}^{-2}$  (Gosse and Phillips 2001) and a rock density of  $2.65 \text{ g cm}^{-3}$ . Geomagnetic field correction was omitted (Masarik et al. 2001; Pigati and Lifton 2004) because the effect is small in the Alps (max. 1–2%). A  $^{10}\text{Be}$  half-life of 1.39 Myr (Chmeleff et al. 2010; Korschinek et al. 2010) was used for the calculation of exposure ages. The shielding of the surrounding topography (based on Dunne et al. 1999) was taken into consideration (Table 2). No correction for snow was applied. We calculated the ages using an erosion rate of  $1 \text{ mm/ky}$ .

Exposure age obtained from one sample in a rockfall scar is considered as the minimum time since the last rockfall. Since both erosion and snow cover are considered negligible, in the absence of surface dissolution and frost shattering (highly fractured areas were avoided), and due to sub-vertical rock walls, the minimum exposure age can be considered the true exposure age.

#### Rockfall volumes

In order to estimate detached rock volumes, scars at the Pyramide and the Trident du Tacul were measured using a Laser Technology

TruPulse 200 laser range finder with inclinometer (effective range 500 m, accuracy  $\pm 30 \text{ cm}$  and  $\pm 0.25^\circ$ ; Ravel and Deline 2010). Rock walls at the four other study sites were surveyed with an Optech ILRIS 3D terrestrial laser scanner (effective range 600 m; Ravel et al. 2010b), and a 3D model was produced for every rock wall. Rockfall volumes were calculated for the most evident scars, as a quantification of the difference existing between the current rock wall surface and the estimated surface shape prior to collapse. Uncertainty in the calculation of rockfall volumes can reach up to 1/3 of the volume, specially in those scars offering few clues to reconstruct a collapsed surface. But this does not affect the analysis of the rockfall frequency which is the main aim of this work.

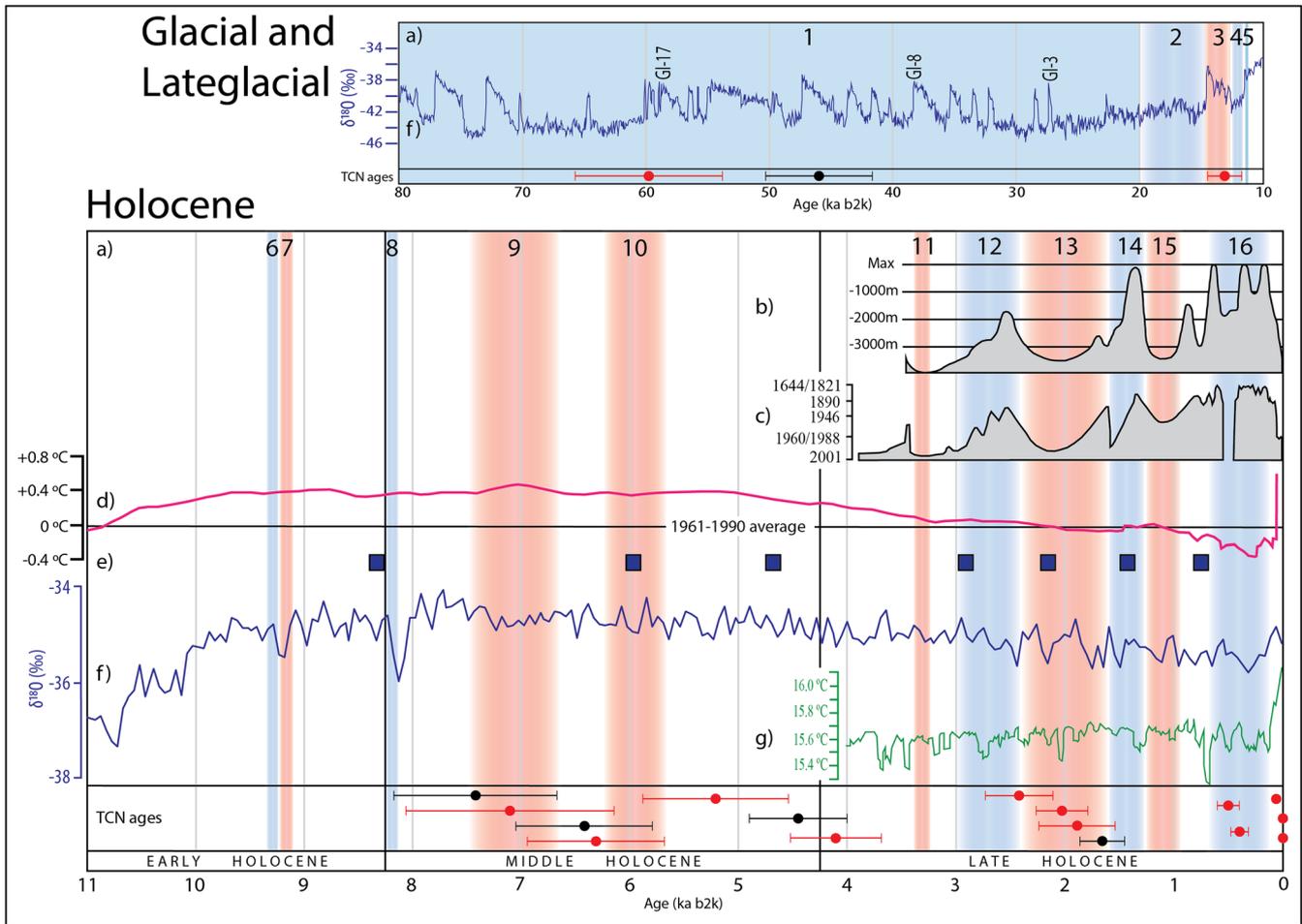
#### Results

Twenty samples were dated in the 2011 survey, and the five dates of the 2006 survey were recalculated using current standards (Table 2). Six samples failed to provide an exposure age due to technical problems (and there was not enough material for a second trial). All results can slightly be biased by inherited  $^{10}\text{Be}$ . Consequently, the age of the surface prior to the rockfall had to be estimated (Table 2). Half of the sampling sites were covered by a glacier during the last glacial period. For the sites that were not covered, an exposure age of  $> 100 \text{ ka}$  had to be assumed. The depth function and penetration of  $^{10}\text{Be}$  into the rock was determined according to Hidy et al. (2010). The potential error

**Table 2** Results of the  $^{10}\text{Be}$  measurements. Shielding correction includes the effects caused by mountain topography, dip and strike of the various rock surfaces. Rock density is  $2.7 \text{ g/cm}^3$ . The exposure ages were calculated using an erosion rate of  $1 \text{ mm/ka}$ . The exposure of the surface prior to rockfall had to be estimated to calculate the inherited  $^{10}\text{Be}$  content at  $3 \text{ m}$ -rock depth (sample location). Single dates are given in  $^{10}\text{Be}$ -ka in order to allow straightforward correction for future refinements in scaling schemes and production rate computation

Sample	$^{10}\text{Be}$ ( $10^4 \text{ at g}^{-1}$ )	Sample thickness (cm)	Shielding factor	Production rate (spallation) ( $\text{at g}^{-1} \text{ a}^{-1}$ )	Production rate (muons) ( $\text{at g}^{-1} \text{ a}^{-1}$ )	Exposure age (ka)	External uncertainty ( $\pm \text{ka}$ )	Estimated age of surfaces prior to rock fall (ka)	Estimated $^{10}\text{Be}$ content in $3 \text{ m}$ depth (with shielding) ( $10^4 \text{ at g}^{-1}$ )	Corrected $^{10}\text{Be}$ content ( $10^4 \text{ at g}^{-1}$ )	Corrected surface age (of rock fall) (ka)	External uncertainty ( $\pm \text{ka}$ )
ADM1	157.63	2.5	0.559	33.67	0.241	46.62	4.44	> 100	1.9565	155.67	46.01	4.39
ADM2	6.03	3.5	0.559	33.58	0.241	1.71	0.22	15	0.1789	5.85	1.66	0.21
ADM3	24.28	5.5	0.898	51.36	0.235	4.53	0.45	15	0.4310	23.85	4.45	0.44
ADM4	24.84	2.5	0.627	36.55	0.238	6.48	0.63	15	0.2132	24.63	6.43	0.63
ADM5	28.28	4	0.627	36.1	0.236	7.49	0.75	15	0.213 s	28.07	7.43	0.75
ADM6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ADM7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ADM8	1.05	4	0.529	35.94	0.584	0.32	0.06	> 100	1.1003	0	Recent	-
CO51	0.17	1.2	0.791	45.67	0.545	0.04	0.02	15	0.3401	0	Recent	-
ECO1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ECO2	1.8	6	0.582	33.74	0.547	0.57	0.10	15	0.1862	1.61	0.51	0.10
ECO3	21.3	6.5	0.734	43.05	0.544	5.28	0.67	15	0.3009	20.99	5.22	0.67
PYR1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PYR2	154.15	5	0.559	28.85	0.517	60.49	6.15	> 100	1.6826	152.47	59.87	6.10
PYR3	9.01	3	0.743	36.62	0.518	2.50	0.33	15	0.2601	8.75	2.43	0.32
TR1	21.18	4	0.523	29.66	0.536	7.65	0.96	>100	1.5114	19.67	7.11	0.93
TR2	51.69	2.5	0.703	40.45	0.54	13.86	1.30	>100	2.7487	48.94	13.13	1.25
TR3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TR4	5.86	3.5	0.547	29.32	0.523	2.08	0.25	15	0.1532	5.71	2.03	0.24
TR5	16.04	5.5	0.5	23.56	0.513	6.36	0.64	15	0.1150	15.93	6.32	0.63
TRO1	1.4	4	0.582	31.45	0.533	0.47	0.08	15	0.1746	1.23	0.41	0.08
TRO2	11.95	4	0.559	30.18	0.532	4.16	0.42	15	0.1621	11.79	4.11	0.42
TRO3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TRO4	6.75	4.5	0.682	35.91	0.532	1.96	0.36	15	0.2319	6.52	1.90	0.35
TRO5	0.37	7	0.605	32.26	0.52	0.13	0.03	15	0.1876	0.18	0.06	0.03

Ages of samples ADM1 to ADM5 corrected in 2018; original dates have been published in Böhlert et al. (2008)



**Fig. 4** Results from TCN dating of rockfalls (black: 2006 survey, Böhlert et al. 2008; red: 2011 survey, this study) and climate/glacier proxies during the Holocene and the last 80 ka (insert). Early-Middle-Late Holocene divisions after Walker et al. (2012). GI, Glacial Interstadials (Svensson et al. 2008). (a) Climate events: 1, Last Glacial period; 2, Late-glacial; 3, Allerød oscillation; 4, Younger Dryas (Ivy-Ochs et al. 2009); 5, Preboreal oscillation (Rasmussen et al. 2007); 6, 9.3 ka cold event (Rasmussen et al. 2007); 7, 9, 10, Holocene warm intervals (Joerin et al. 2008); 8: 8.2 ka cold event (NGRIP members 2004); 11, Bronze Age Optimum; 12, Göschenen I Cold stage (Zoller et al. 1966); 13, Roman Warm Period (Haas et al. 1998); 14, Göschenen II Cold stage (Zoller et al. 1966); 15, Medieval Warm Period; 16, Little Ice Age (Mann 2002); (b) distance of Aletsch Glacier front to maximal Holocene advance (Holzhauser et al. 2005); (c) altitudinal variation of the Mer de Glace surface (Le Roy et al. 2015); (d) global mean temperature anomaly (Marcott et al. 2013); (e) ice-rafting events in the North Atlantic (Bond 1997); (f) NGRIP oxygen isotopic profile (NGRIP members 2004); (g) modelled North Hemisphere temperature (Kobashi et al. 2013)

introduced by inherited  $^{10}\text{Be}$  is however, only marginal (Table 2). The resulting exposure ages range from recent to  $59.87 \pm 6.10$  ka, and fall mostly into the Holocene period (except those for ADM1, PYR2 and TRI2). The age of three large rockfalls (10,000–60,000  $\text{m}^3$ ) remains unknown because PYR1, TRI3 and TRO3 could not be dated (Table 2).

The youngest exposure ages ( $< 1$  ka: ADM8, COS1, ECO2, TRO1, and TRO5) were all sampled in grey to light orange scars. COS1 gave an age of 0 (recent) for the 1998 scar (Ravanel et al. 2013), which is very good considering the potential errors due to  $^{10}\text{Be}$  inheritance and measurements errors of the AMS. All orange to dark orange rock surfaces showed ages  $> 1$  ka, in the range  $1.66 \pm 0.21$  ka (ADM2) to  $59.87 \pm 6.10$  ka (PYR2). These findings generally confirm the hypothesis that *the redder the surface, the older its age* (Böhlert et al. 2008). The light orange TRI2 having an age of  $13.13 \pm 1.25$  ka is considered as an outlier because of either a strong desquamation of minerals on its surface that could have prevented

the development of a darker colour, or a recent surficial exfoliation. The time needed for the granite of the MBM's high-altitude rock walls to turn from light grey to orange is at least several hundred years, as seen when comparing the rock surface colour with its surface exposure age. Special consideration should be given to ADM8, the only west-exposed sample: since the walls exposed east, north and west are colder than south-exposed walls, weathering process are slower, therefore the orange colour is in general less developed in those aspects.

#### Discussion

The five youngest exposure ages ( $< 0.51$  ka), occurred during and after the Little Ice Age (Fig. 4, climate event 16). Among these, three ages correspond to three well preserved rockfall scars, with 3D model-calculated volumes of 600  $\text{m}^3$  (COS1), 3000  $\text{m}^3$  (ECO2) and 6600  $\text{m}^3$  (ADM8). Regardless of lithology and geometry of pre-existing fracture patterns, rockfall volumes follow a recurrent

power law distribution (Dussauge et al. 2003). The analysis of 640 rockfalls in the MBM, mainly surveyed by the observer network (Ravel and Deline 2013) in 2003 and 2007–2015, gave rise to a similar power law distribution for rockfall volumes between 300 and 15,000 m<sup>3</sup> (unpublished data). According to this dataset, these three rockfall volumes correspond to typical low magnitude/high frequency rockfalls that take place almost every year: 3 times/year for 600 m<sup>3</sup> rockfalls, 0.6 times/year for 3000 m<sup>3</sup> rockfalls and 0.3 times/year for 6600 m<sup>3</sup> rockfalls. If such events happened today, they would be considered within the “regular” magnitude and frequency. The two other LIA/post-LIA ages correspond to a recently deglaciated area (TRO5) and a fractured zone (TRO1).

A cluster of four ages (1.7–2.4 ka) is consistent with the Roman Warm Period (Haas et al. 1998; Fig. 4, climate event 13), during which temperatures were higher and several glaciers in the western Alps retreated very significantly (Hormes et al. 2006; Ivy-Ochs et al. 2009; Le Roy et al. 2015; Fig. 4). Warming of the MBM permafrost could have affected rock wall stability and led to an increase in collapses (Magnin et al. 2017; Ravel et al. 2017).

A second cluster of seven ages (4.1–7.4 ka) corresponds to the Middle Holocene (MH, 8.2–4.2 ka; Walker et al. 2012, Fig. 4) that started after the 8.2 ka cold event. The MH climate was highly variable (Mayewski et al. 2004), it became the warmest period of the Holocene (Baroni and Orombelli 1996; Joerin et al. 2008; Nicolussi 2009; Le Roy 2012), and there is general agreement that the Northern Hemisphere became drier and warmer than during the Early Holocene (NGRIP members 2004). As already suggested by Le Roux et al. (2009), the MH appears to be favourable to rockfall triggering.

Among the exposure ages considered in this study, two are older than the Holocene (ADM1, 46.01 ± 4.39 ka; PYR2, 59.87 ± 6.10 ka) and fall into the Last Glacial period. Owing to their rather large error range, these dates cannot be directly be related to a specific Glacial Interstadial.

The samples dating from the Last Glacial period were located > 100 m above the current glacier level (Fig. 2). These zones were very probably not covered by the glacier during the LGM, because the glacier surface was only approximately 40–60 m above the current level (Coutterand and Buoncristiani 2006). The lack of ages older than 10 ka at the bottom of the rock walls, however, suggests that these areas were covered by the glacier and that their deglaciation enabled rockfall triggering, as confirmed by the Holocene ages.

Big rockfall scars could be attributed to a sequence of multiple events. However, a sequence of rockfalls is generally composed of very few major events and several minor events (Ravel and Deline 2008), and lasts few hundreds of years. When studying holocene rockfalls, we assume that the duration of any potential rockfall sequence fits within the uncertainty of its corresponding TCN age. Therefore, we consider that our TCN ages are representative of the rockfalls ages.

Trident du Tacul T3 (Fig. 2e) is the largest rockfall scar (240,000 m<sup>3</sup>) investigated in this study. It was partly below the likely LGM glacier level. TRI5, in the reddest area of T3, shows an age of 6.32 ± 0.63 ka. The lighter orange and grey areas within T3 suggest a complex rockfall history that started ~7 ka ago in the deglaciated area at the bottom of the rock wall.

Glacial erosion at the base of rock walls located in the accumulation zone is very low due to glacial flux being directed away from

the wall towards the center of the valley (Paterson 1994). Glacial debuitressing and rock stress redistribution in these zones are also likely to be negligible as glacier shrinkage is reduced in the accumulation zone (McColl 2012). A main trigger for rockfall during the warmest periods of Late-glacial and Holocene could have been the cryostatic pressure from ice segregation (Murton et al. 2006) combined with hydrostatic pressure in ice-filled joints (Krautblatter et al. 2013). Part of the cause of these rockfalls could also be the degradation of the permafrost that formed when glacier surfaces became lower exposing the base of the rock wall to cold air (Wegmann et al. 1998). Through the deepening of the active layer, the permafrost degradation causes small volume rockfalls (a few hundred to thousands of m<sup>3</sup>) and rather quickly, for example in connection with a hot summer (Ravel et al. 2017). On the other hand, large rockfalls are staggered in time for several years or decades and involve permafrost degradation in depth (Gruber and Haeberli 2007).

Previous studies have explored the timing of Late-glacial and Holocene landslides and their relationship with climate. However, these landslides did not occur in high mountain environments. Soldati et al. (2004) suggest there have been two clusters of landslide periods in the Italian Dolomites, one at 11.5–8.5 ka and the other at 5.8–2 ka. The first seems to have been triggered by postglacial decompression and the second by a period of increased precipitation. Exposure ages of dated landslides in mudstone and limestone subalpine chains (Zerathe et al. 2014) are concentrated at c. 9.5 and 4.2 ka, periods that are characterised by heavy rainfall. Ivy-Ochs et al. (2017) see two main clusters of landslide activity since the end of the LGM: one around 10–9 ka that coincides with a rapid warming at 10.5–10 ka, and another around 5–3 ka. Some landslides also occurred during the Late-glacial period between 15.6 and 12.6 ka. It is known that strong earthquakes can also trigger rockfalls. Large palaeo-earthquakes occurred in central Switzerland about 2.2, 11.6 and 13.8 ka BP (Strasser et al. 2006). If or to which extent such earthquakes affected the Aiguille du Midi region is unknown, but the measured dates around 13.1 and 2.2 ka BP would fit with these events.

The relationship between climate and landslide triggering needs to be better established. Our results regarding the timing of rockfalls on high-altitude walls in the Mont Blanc massif only allow us to establish two possible time-clusters (1.7–2.4, 4.1–7.4 ka). These do not match the above-mentioned clusters of landslides. This is not unexpected due to differences in processes and environments.

## Conclusion

TCN dating enabled to give an idea of rockfall frequency of the MBM over a large timescale. Dating complements historical evidence such as photograph datasets and present-day observations and surveys. Dating of rockfall surfaces always has the bias that the inherited <sup>10</sup>Be content is not really known and has to be estimated. If the samples are taken deep enough in rockfall scars, then this problem is strongly reduced. We showed that the introduced error was in our case very small.

The dataset presented here is still not yet sufficient enough to establish a clear relationship between the main rockfall episodes and climate, e.g., the warmest periods of the Holocene and the Late-glacial. So far we do not have exposure ages for the Bronze Age climate optimum that was characterised by higher

temperatures and stronger glacial recession than the Roman Warm Period. Furthermore, climate is not the only trigger mechanisms of rockfalls. To better disentangle such processes, a broader dataset is needed. Nonetheless, we demonstrate that a significant part of the occurred rockfalls correlate well with climate variability. The youngest rockfall events occurred during and after the Little Ice Age. A second cluster is consistent with the Roman Warm Period and a third cluster corresponds to the Middle Holocene (climate optimum).

### Acknowledgments

This study is part of ANR 14-CE03-0006 *VIP Mont Blanc*, ALCOTRA 342 *PrévRisk Haute Montagne* and Alpes Grenoble Innovation Recherche *RED Mont-Blanc* projects. We thank three anonymous reviewers for their constructive criticism that helped to improve the paper.

### References

Allen SK, Gruber S, Owens IF (2009) Exploring steep bedrock permafrost and its relationship with recent slope failures in the Southern Alps of New Zealand. *Permafrost Process* 20:345–356. <https://doi.org/10.1002/ppp.658>

Auer I, Böhm R, Jurkovic A, Lipa W, Oriik A, Potzmann R, Schöner W, Ungersböck M, Matulla C, Briffa K, Jones P, Efthymiadis D, Brunetti M, Nanni T, Maugeri M, Mercalli L, Mestre O, Moisselin JM, Begert M, Müller-Westermeier G, Kveton V, Bochnicek O, Stastny P, Lapin M, Szalai S, Szentimrey T, Cegnar T, Dolinar M, Gajic-Capka M, Zaninovic K, Majstorovic Z, Nieplova E (2007) HISTALP-historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *Int J Climatol* 27:17–46. <https://doi.org/10.1002/joc.1377>

Balco G, Stone JO, Lifton NA, Dunai TJ (2008) A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  measurements. *Quat Geochronol* 3:174–195

Ballantyne CK (2008) After the ice: Holocene geomorphic activity in the Scottish Highlands. *Scott Geogr J* 124(1):8–52

Ballantyne CK, Stone JO, Fifield LK (1998) Cosmogenic  $\text{Cl-36}$  dating of postglacial landsliding at the Storr, Isle of Skye, Scotland. *The Holocene* 8:347–351

Baroni C, Orombelli G (1996) The Alpine ‘Ice-man’ and Holocene climatic change. *Quat Res* 46:78–83

Böhler R, Gruber S, Egli M, Maisch M, Brandová D, Haerberli W, Ivy-Ochs S, Christl M, Kubik P, W, Deline P (2008) Comparison of exposure ages and spectral properties of rock surfaces in steep, high alpine rock walls of Aiguille du Midi. Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Institute of Northern Engineering–University of Alaska Fairbanks 143–148

Bond G (1997) A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278:1257–1266. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1257>

Brown ET, Edmond JM, Raisbeck GM, Yiou F, Kurz MD, Brook EJ (1991) Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in-situ produced  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ . *Geochim Cosmochim Acta* 55:2269–2283

Brown E, Brook E, Raisbeck G, Yiou F, Kurz M (1992) Effective attenuation lengths of cosmic rays producing  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  in quartz: implications for exposure age dating. *Geophys Res Lett* 19:369–372

Butler RWH (1985) The restoration of thrust systems and displacement continuity around the Mont-Blanc massif, NW external Alpine thrust belt. *J Struct Geol* 7(5):569–582

Chmieleff J, von Blanckenburg F, Kossert K, Jakob D (2010) Determination of the  $^{10}\text{Be}$  half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nucl Instrum Methods Phys Res Sect B: Beam Interact Mater Atoms*, 268, Issue 2, 15, 192–199

Coutterand S, Buoncristiani J-F (2006) Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du Pléistocène récent de la région du Massif du Mont Blanc, France. *Quaternaire* 17(1):35–43. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.633>

Deline P, Gardent M, Magnin F, Ravel L (2012) The morphodynamics of the Mont Blanc massif in a changing cryosphere: a comprehensive review. *Geogr Ann: Ser A Phys Geogr* 94:265–283

Deline P, Akçar N, Ivy-Ochs S, Kubik PW (2015) Repeated Holocene rock avalanches onto the Brenva Glacier, Mont Blanc massif, Italy: a chronology. *Quat Sci Rev* 126:186–200

Dunai TJ (2010) *Cosmogenic nuclides principles, concepts and applications in the earth surface sciences*. Cambridge University Press, Cambridge 187 p

Dunne J, Elmore D, Muzikar P (1999) Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27(1):3–11

Dussaige C, Grasso JR, Helmstetter A (2003) Statistical analysis of rockfall volume distributions: implications for rockfall dynamics. *J Geophys Res: Solid Earth* 108. <https://doi.org/10.1029/2001JB000650>

Fischer L, Purves RS, Huggel C, Noetzi J, Haerberli W (2012) On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock slides and rockfalls in high mountain areas. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 12:241–254. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-241-2012>

Gosse JC, Phillips F (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quat Sci Rev* 20:1475–1560

Gruber S, Haerberli W (2007) Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *J Geophys Res* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JF000547>

Gruber S, Hoelzle M, Haerberli W (2004) Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophys Res Lett* 31. <https://doi.org/10.1029/2004GL020051>

Haas JN, Richoiz I, Tinner W, Wick L (1998) Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. *The Holocene* 8:301–309

Hermanns R, Niedermann S, Ivy-Ochs S, Kubik P (2004) Rock avalanching into a landslide-dammed lake causing multiple dam failure in Las Conchas valley (NW Argentina)—evidence from surface exposure dating and stratigraphic analyses. *Landslides* 1:113–122. <https://doi.org/10.1007/s10346-004-0013-5>

Hidy AJ, Gosse JC, Pederson JL, Mattern JP, Finkel RC (2010) A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: an example from Lees Ferry, Arizona. *Geochem Geophys Geosyst* 11. <https://doi.org/10.1029/2010GC003084>

Holzhauser H, Magny MJ, Zumbühl HJ (2005) Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15:789–801. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl853ra>

Hormes A, Beer J, Schlüchter C (2006) A geochronological approach to understanding the role of solar activity on Holocene glacier length variability in the Swiss Alps. *Geogr Ann Ser A, Phys Geogr* 88:281–294

Ivy-Ochs S (1996) The dating of rock surfaces using in situ produced  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$  and  $^{36}\text{Cl}$ , with examples from Antarctica and the Swiss Alps. PhD Thesis, ETH Zürich, 196 p

Ivy-Ochs S, Kerschner H, Maisch M, Christl M, Kubik PW, Schlüchter C (2009) Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quat Sci Rev* 28:2137–2149

Ivy-Ochs S, Martin S, Campedel P, Hippe K, Alfimov V, Vockenhuber C, Andreotti E, Carugati G, Pasqual D, Rigo M, Vignano A (2017) Geomorphology and age of the Marocche di Dro rock avalanches (Trentino, Italy). *Quat Sci Rev* 169:188–205

Joerin UE, Nicolussi K, Fischer A, Stocker TF, Schlüchter C (2008) Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierwa Glacier, Eastern Swiss Alps. *Quat Sci Rev* 27:337–350. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.10.016>

Kobashi T, Goto-Azuma K, Box JE, Gao CC, Nakaegawa T (2013) Causes of Greenland temperature variability over the past 4000 yr: implications for northern hemispheric temperature changes. *Clim Past* 9:2299–2317. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2299-2013>

Kohl CP, Nishiizumi K (1992) Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides. *Geochim Cosmochim Acta* 56(9):3583–3587

Korschinek G, Bergmaier A, Faestermann T, Gerstmann UC, Rimmert A (2010) A new value for the half-life of  $^{10}\text{Be}$  by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. *Nucl Instrum Methods Phys Res Sect B: Beam Interact Mater Atoms* 268:187–191

Krautblatter M, Funk D, Günzel FK (2013) Why permafrost rocks become unstable: a rock–ice–mechanical model in time and space. *Earth Surf Process Landf* 38:876–887

Kubik PW, Christl M (2010)  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  measurements at the Zurich 6 MV tandem AMS facility. *Nucl Instrum Methods B* 268:880–883

Le Roux O, Schwartz S, Gamond JF, Jongmans D, Bourles D, Braucher R, Mahaney W, Carcaillet J, Leanni L (2009) CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth Planet Sci Lett* 280:236–245. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.01.034>

Le Roy M (2012) Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales - Apports de la dendrochronologie et des datations par isotopes cosmogéniques produits in situ (PhD thesis). Université de Grenoble

- Le Roy M, Nicolussi K, Deline P, Astrade L, Edouard JL, Miramont C, Arnaud F (2015) Calendar-dated glacier variations in the western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif. *Quat Sci Rev* 108:1–22. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.033>
- Luethi R, Gruber S, Ravanel L (2015) Modelling of transient thermal conditions in rockfall detachment areas: towards a better understanding of failure mechanisms in a changing permafrost environment. *Geogr Ann A* 97(4):753–767. <https://doi.org/10.1111/geoa.12114>
- Magnin F, Brenning A, Bodin X, Deline P, Ravanel L (2015) Modélisation statistique de la distribution du permafrost de paroi: application au massif du Mont Blanc. *Géomorphologie: Relief, Process Environ* 21:145–162. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10965>
- Magnin F, Josnin J-Y, Ravanel L, Pergaud J, Pohl B, Deline P (2017) Modelling rock wall permafrost degradation in the Mont Blanc massif from the LIA to the end of the 21st century. *Cryosphere* 11:1813–1834
- Mann ME (2002) Little Ice Age. *Encyclopedia of global environmental change. Volume 1, The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change*: 504–509
- Marcott SA, Shakun JD, Clark PU, Mix AC (2013) A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science* 339:1198–1201
- Masarik J, Frank M, Schäfer JM, Wieler R (2001) Correction of in situ cosmogenic nuclide production rates for geomagnetic field intensity variations during the past 800,000 years. *Geochim Cosmochim Acta* 65:2995–3003
- Mayewski PA, Rohling EE, Curt Stager J, Karlén W, Maasch KA, Meeker LD, Meyerson EA, Gasse F, van Kreveld S, Holmgren K, Lee-Thorp J, Rosqvist G, Rack F, Staubwasser M, Schneider RR, Steig EJ (2004) Holocene climate variability. *Quat Res* 62:243–255. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.07.001>
- Merchel S, Herperts U (1999) An update on radiochemical separation techniques for the determination of longlived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochim Acta* 84:215–219
- Mercier D, Cossart E, Decaulne A, Feuillet T, Jónsson HP, Sæmundsson Þ (2013) The Höfñahólar rock avalanche (sturzström): chronological constraint of paraglacial landsliding on an Icelandic hillslope. *The Holocene* 23:432–446
- Murton JB, Peterson R, Ozouf JC (2006) Bedrock fracture by ice segregation in cold regions. *Science* 314:1127–1129
- McCull ST (2012) Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology* 153–154:1–16
- Nicolussi K (2009) Klimaentwicklung in den Alpen während der letzten 7000 Jahre. *Impulsreferate*:109–124
- NGRIP members (2004) High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431:147–151
- Nishiizumi K, Imamura M, Caffee MW, Southon JR, Finkel RC, McAninch J (2007) Absolute calibration of <sup>10</sup>Be AMS standards. *Nucl Instrum Methods Phys Res, Sect B* 258:403–413. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2007.01.297>
- Paterson WSB (1994) *The physics of glaciers*, 3rd edn. Elsevier Science, Tarrytown 480p
- Pigati JS, Lifton NA (2004) Geomagnetic effects on time-integrated cosmogenic nuclide production with emphasis on in situ <sup>14</sup>C and <sup>10</sup>Be. *Earth Planet Sci Lett* 226:193–205. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.07.031>
- Rasmussen SO, Vinther BM, Clausen HB, Andersen KK (2007) Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quat Sci Rev* 26:1907–1914. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.015>
- Ravanel L (2010) Caractérisation, facteurs et dynamiques des écroulements rocheux dans les parois à permafrost du massif du Mont-Blanc. PhD Thesis. Université de Savoie
- Ravanel L, Deline P (2008) La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc) : évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du Petit Age Glaciaire. *Géomorphologie: Relief, Process, Environ* 4:261–272
- Ravanel L, Deline P (2010) Climate influence on rockfalls in high-alpine steep rock walls: the north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the Little Ice Age. *The Holocene* 21:357–365
- Ravanel L, Deline P (2013) A network of observers in the Mont Blanc massif to study rockfalls in high alpine rock walls. *Geogr Fis Din Quat* 36:151–158. <https://doi.org/10.4461/GFDQ.2013.36.12>
- Ravanel L, Allignol F, Deline P, Ravello M (2010a) Rock falls in the Mont Blanc massif in 2007 and 2008. *Landslides* 7:493–501. <https://doi.org/10.1007/s10346-010-0206-z>
- Ravanel L, Deline P, Jailliet S (2010b) Quantification des éboulements/écroulements dans les parois de la haute montagne alpine: quatre années de laserscanning terrestre dans le massif du Mont-Blanc. *Revue Française de Photogrammétrie et Télédétection* 192:58–65
- Ravanel L, Deline P, Lambiel C, Vincent C (2013) Instability of a highly vulnerable high alpine rock ridge: the lower Arête des Cosmiques (Mont Blanc massif, France). *Geografiska Annaler: Series A, Phys Geogr* 95(1):51–66
- Ravanel L, Magnin F, Deline P (2017) Impacts of the 2003 and 2015 summer heat waves on permafrost-affected rock walls in the Mont Blanc massif. *Sci Total Environ* 609:132–143
- Rossi M (2005) Déformation, transferts de matière et de fluide dans la croûte continentale: application aux massifs cristallins externes des Alpes. PhD Thesis, Université Joseph Fourier, 376 p
- Schiermeier Q (2003) Alpine thaw breaks ice over permafrost's role. *Nature* 424:712
- Soldati M, Corsini A, Pasuto A (2004) Landslides and climate change in the Italian dolomites since the Late glacial. *Catena* 55:141–161
- Stone J (2000) Air pressure and cosmogenic isotope production. *J Geophys Res* 105:23753–23759
- Strasser M, Anselmetti FS, Fäh D, Giardini D, Schnellmann M (2006) Magnitudes and source areas of large prehistoric northern Alpine earthquakes revealed by slope failures in lakes. *Geology* 34:1005–1008
- Svensson A, Andersen KK, Bigler M, Clausen HB, Dahl-Jensen D, Davies SM, Johnsen SJ, Muscheler R, Parrenin F, Rasmussen SO, others (2008) A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Clim Past* 4:47–57
- Walker MJC, Berkelhammer M, Björck S, Cwynar LC, Fisher DA, Long AJ, Lowe JJ, Newnham RM, Rasmussen SO, Weiss H (2012) Formal subdivision of the Holocene series/epoch: a discussion paper by a working group of INTIMATE (integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the subcommission on quaternary stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *J Quat Sci* 27:649–659. <https://doi.org/10.1002/jqs.2565>
- Wegmann M, Gudmundsson GH, Haeberli W (1998) Permafrost changes in rock walls and the retreat of alpine glaciers: a thermal modelling approach. *Permafrost Periglacial Process* 9:23–33
- Zerathe S, Lebourg T, Braucher R, Bourlé D (2014) Mid-Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by <sup>36</sup>Cl dating. Insight on an Alpine-scale landslide activity. *Quat Sci Rev* 90:106–127. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.02.015>
- Zoller H, Schindler C, Röthlisberger F (1966) Postglaziale gletscherstande und klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderheingebiet. *Sonderabdruck aus Verhandl Naturf Ges Basel* 77:97–164

**X. Gallach** (✉) · **L. Ravanel** · **P. Deline**

EDYTEM Laboratory,  
Université Savoie Mont Blanc – CNRS,  
Le Bourget du Lac, France  
Email: xavi.gallach@univ-smb.fr

**X. Gallach** · **J. Carcaillet**

ISTerre Laboratory,  
Université Grenoble Alpes – CNRS,  
Grenoble, France

**L. Ravanel** · **M. Egli** · **D. Brandova** · **M. Schaeptman**

Department of Geography,  
University of Zurich,  
Zurich, Switzerland

**M. Christl**

Laboratory of Ion Beam Physics, ETH Zürich,  
Zurich, Switzerland

**S. Gruber**

Department of Geography and Environmental Studies,  
Carleton University,  
Ottawa, Canada

**F. Pallandre**

ENSA,  
Chamonix, France

### **Conclusion de la partie 1.**

L'étude des effets potentiels du réchauffement climatique actuel sur la haute montagne nécessite une bonne compréhension des phénomènes qui sont directement ou indirectement causés par la hausse de la température de l'air, et qui constituent un risque pour les alpinistes et/ou les infrastructures existantes. La reconstitution des écroulements récents dans deux secteurs du massif (Dru et Aiguilles de Chamonix) a permis de construire une base de données pour comprendre leur fréquence depuis le Petit Âge Glaciaire, et de corréler cette fréquence avec les données climatiques disponibles depuis les années 1930 (Ravanel, 2010). Cette base de données est très complète pour l'année 2003 et à partir de 2007, quand le réseau d'observateurs d'écroulements est devenu pleinement opérationnel.

L'étude des écroulements antérieurs à la fin du PAG est nécessaire pour approcher leur fréquence, qui pourra être corrélée à des proxies de température et aux périodes climatiques documentées dans la littérature. Deux campagnes de datation cosmogénique des paléo-écroulements ont eu lieu dans le bassin du Géant avant ce travail de thèse, avec le prélèvement de 25 échantillons. Cette thèse s'est donc appuyée sur ces deux campagnes, avec les objectifs suivants : i) récupérer les données de ces 25 échantillons, ii) recalculer leurs âges d'exposition selon les standards actuels, iii) examiner une possible corrélation de ces âges avec les périodes chaudes passées, et iv) publier dans une revue scientifique les âges d'exposition et leur éventuelle corrélation avec le climat.

Ce travail a abouti au premier article présenté au chapitre 4 de cette thèse. Toutefois, le nombre d'âges d'exposition disponibles (18) couvrant l'Holocène et la deuxième moitié de la dernière période glaciaire, est insuffisant pour établir une solide relation entre l'occurrence des paléo-écroulements et les périodes chaudes de l'Holocène.

Une troisième campagne a donc été réalisée avec un plus grand nombre d'échantillons, afin de reconstituer de manière plus robuste la fréquence des écroulements au cours de l'Holocène. C'est là l'un des objectifs principaux de cette thèse, présenté dans la deuxième partie.



**PARTIE 2. CONTRÔLES GÉOMORPHOLOGIQUE ET  
CLIMATIQUE SUR LA FRÉQUENCE DES  
ÉCROUELEMENTS POST-GLACIAIRES**



## 5. ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE DES PAROIS PAR LA MODÉLISATION 3D

Afin d'appréhender les modalités de déclenchement des écoulements rocheux à l'échelle du bassin du Géant, une modélisation tridimensionnelle (3D) des cicatrices permettra i) d'estimer les volumes des écoulements rocheux identifiés dans le secteur d'étude et, ii) d'étudier la structure géologique des parois par une approche statistique (densité et orientation des discontinuités -failles et diaclases). Ces éléments aideront à déterminer l'impact des facteurs géologiques en question sur la localisation et le volume des écoulements.

Le matériel écroulé ne se situe généralement plus en pied de paroi car il est transporté et évacué par les glaciers. Le calcul du volume des écoulements doit donc être réalisé à partir de la géométrie des cicatrices, sur la base d'une reconstruction de la forme ainsi que des volumes des blocs détachés. Ce travail est réalisé à partir de l'analyse des morphologies des parois entourant les cicatrices. Généralement, ces formes sont facilement identifiables pour les écoulements relativement jeunes (< 1000 ans).

D'autre part, une analyse structurale des parois est réalisée à partir des pendages mesurés sur les modèles 3D au niveau des discontinuités, en surface et en profondeur.

Dans les deux cas, et pour le type d'objet qu'on étudie (des parois verticales), la réalisation d'un tel travail est impossible à mettre en œuvre avec une approche de terrain classique (à l'aide d'un décimètre pour mesurer les dimensions des cicatrices et d'une boussole/clinomètre pour les pendages). L'acquisition de données à partir d'un modèle 3D permet de dépasser ces contraintes (Dueholm et Olsen, 1993).

### 5.1. Obtention d'un modèle 3D d'une paroi par LiDAR et photogrammétrie

Un modèle 3D est la représentation numérique d'un objet (Fig. 5.1a) respectant l'ensemble de ses proportions. Il peut être ou non géoréférencé. À la différence d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT ou DEM pour *Digital Elevation Model*), considéré comme un modèle 2,5D dans lequel chaque point (X, Y) a une valeur unique d'altitude (Z) associée (Fig. 5.1b), un modèle 3D peut avoir plusieurs valeurs Z associées aux mêmes coordonnées X, Y. Cela permet de représenter des surfaces et des volumes rocheux complexes, présentant des surplombs par exemple.

L'obtention du modèle 3D géoréférencé d'un objet naturel de grandes dimensions (tel qu'un sommet granitique) nécessite le recours à des outils et des techniques spécifiques afin d'obtenir des modèles à haute résolution (Egels, 2011).

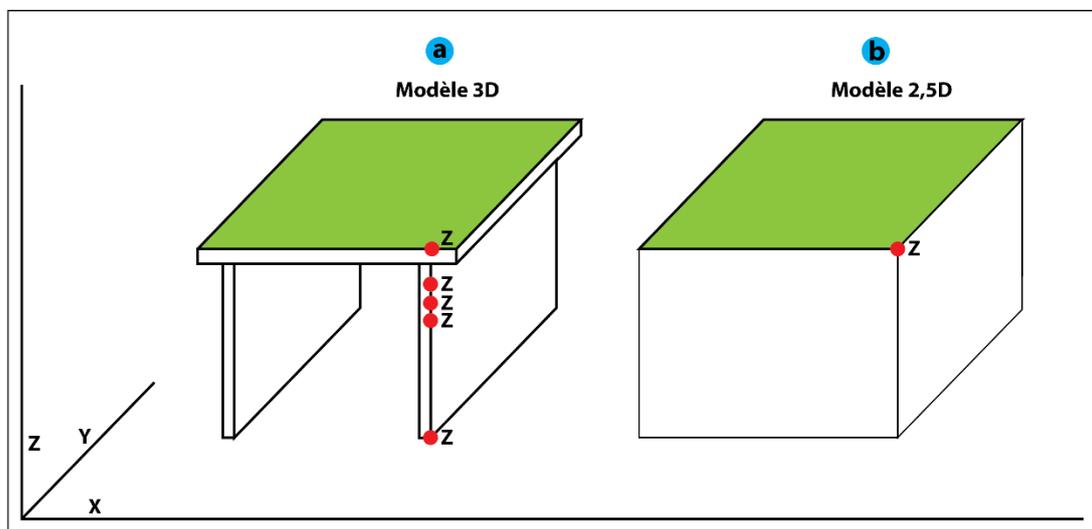


Fig. 5.1. Représentation d'un même objet (une table) en 3D et en 2,5D.

Les techniques de LiDAR et de photogrammétrie sont particulièrement adaptées pour l'obtention de modèles 3D à partir desquels calculer des volumes écroulés (Ravel et al, 2010, 2013a).

#### La méthode LiDAR

Un LiDAR (*Light Detection And Ranging*, ou laserscan, ou encore scanner laser) est un appareil qui utilise le même principe qu'une station totale (ST ; Fig. 5.2) : un rayon LASER (*Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation*) est émis vers un objet et en retour le rayon est détecté par le même appareil. Chaque signal reçu est associé à l'angle et l'orientation que le dispositif émetteur avait lors de l'émission du rayon, ce qui permet de connaître la position relative du point sur la surface qui l'a renvoyé. L'appareil mesure le temps que la lumière met pour faire l'aller-retour et ainsi la distance entre le scanner et le point de l'objet étudié. Si une ST réalise ce processus de façon individuelle pour chaque point mesuré, un LiDAR le réalise de façon automatisée pour plusieurs milliers de points par seconde (Pfeifer, 2007). Le résultat se présente sous la forme d'un nuage de points. Chaque point représente un point de la surface de l'objet scanné et contient les coordonnées spatiales (X, Y, Z) relatives à la position de l'appareil (Vosselman et Maas, 2010).

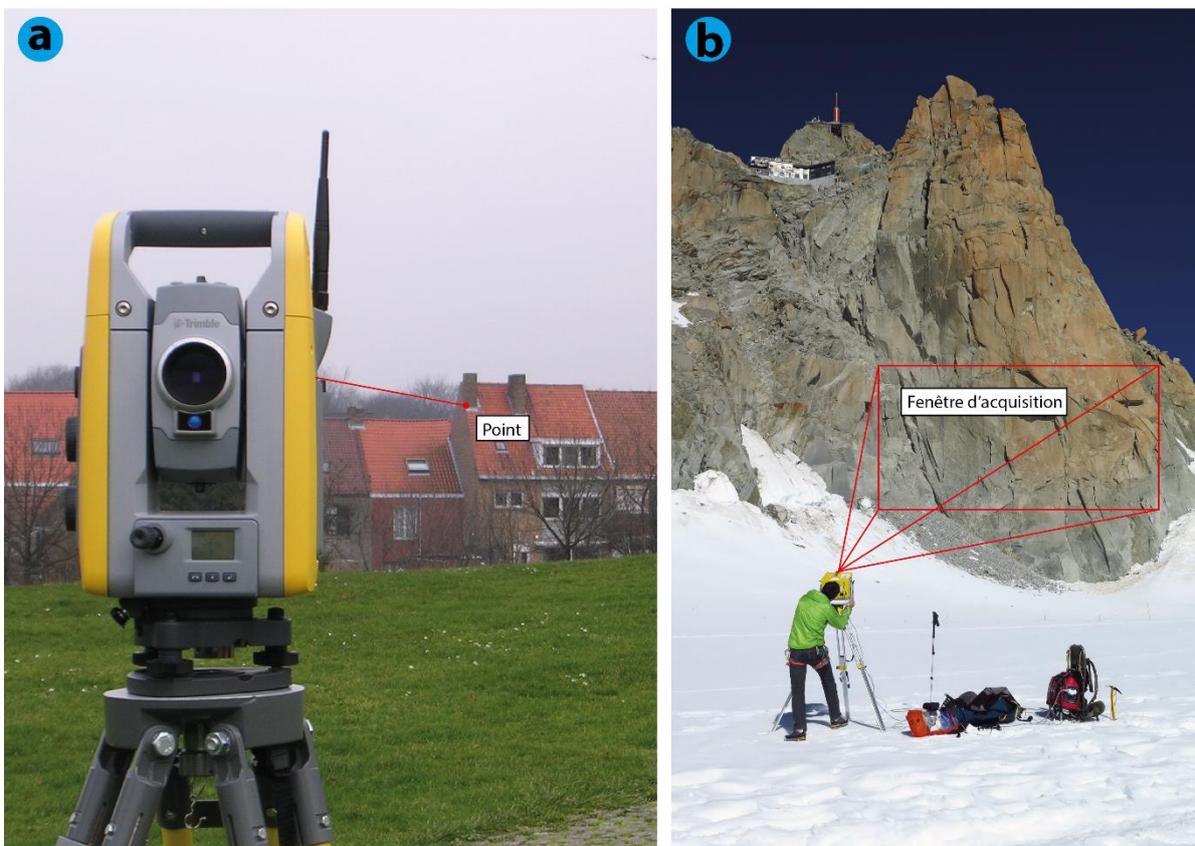


Fig. 5.2. a) Relevé topographique avec Station Totale, b) relevé topographique avec LiDAR terrestre.

#### La méthode photogrammétrique

La photogrammétrie est une technique utilisant la trigonométrie pour représenter en 2,5D ou 3D certains objets à partir de deux ou plusieurs photographies (Fig. 5.3). Les objets représentés peuvent être aussi variés qu'une portion de la surface terrestre, des bâtiments, ou de simples objets. La photogrammétrie numérique (Egels, 2011) requiert un traitement informatique qui, à partir de logiciels SfM (*Structure from Motion*), identifie des points homologues (représentés par autant de pixels) dans plusieurs photos prises depuis différents points de vue. Les distances à l'objet sont alors calculées à partir de la parallaxe qui existe entre les pixels de différentes photos représentant un même point et les métadonnées des photos (p.ex. distance focale de l'objectif utilisé). Théoriquement, il est nécessaire d'acquérir *a minima* deux photos prises depuis deux points de vue différents pour obtenir un modèle 3D photogrammétrique. En réalité, l'obtention d'un modèle à haute-résolution est bien plus complexe et nécessite à la fois un appareil photo de très bonne qualité, un set de plusieurs dizaines ou centaines de photos, et éventuellement un bon géoréférencement (de l'appareil photo, de l'aéronef s'il s'agit d'une

campagne aéroportée, des cibles ou des points remarquables situés au niveau ou à proximité de l'objet étudié). La précision augmente aussi quand on évite l'homogénéité des distances qui séparent les points de vue des photos utilisées (James et Robson, 2014).

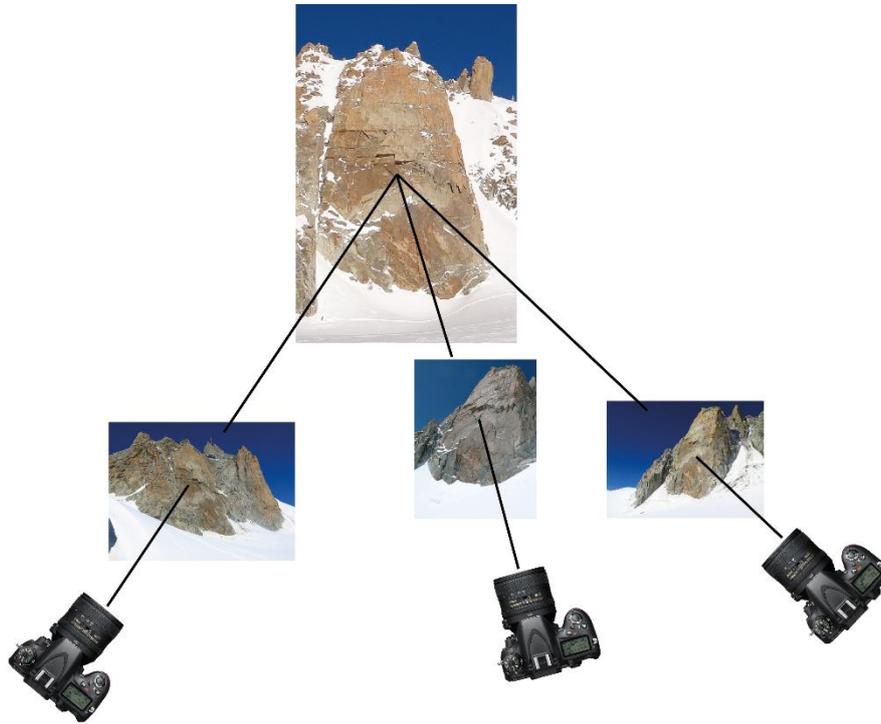


Fig. 5.3. Principe basique de la photogrammétrie : la position de l'objet est obtenue à partir de la parallaxe de deux ou plusieurs photos.

## **5.2. Modèles 3D préexistants et acquisition de nouvelles données photogrammétriques**

Plusieurs modèles 3D des parois du massif du Mont Blanc acquis par LiDAR ont été produits à EDYTEM dans le cadre d'études antérieures (Ravanel, 2010). Certains d'entre eux pourront être utilisés ici. L'utilisation des modèles existants permet une économie de temps et de moyens considérable.

Pour les autres parois, la technique photogrammétrique a été retenue pour deux raisons principales : i) utiliser une technique encore peu développée à EDYTEM pour de grandes parois verticales, ii) réaliser, dans le contexte très contraignant de la haute montagne, des campagnes de terrain rapides, faciles et légères.

### Données existantes

Un scanner laser terrestre *Optech ILRIS 3D*® a été acquis par le laboratoire EDYTEM en 2005. Celui-ci a permis de réaliser de nombreuses campagnes LiDAR dans le massif du Mont Blanc (Fig. 5.2b) dans le but de réaliser le suivi annuel d'une dizaine de parois présentant ou non des instabilités (Ravanel et al, 2013a) et de reconstituer le volume d'anciens écroulements (Ravanel et Deline, 2008).

Dans le bassin du Glacier du Géant (Fig. 5.4), le LiDAR terrestre a été utilisé pour la paroi située sous le refuge des Cosmiques (Ravanel et al, 2013a), la face est de la Tour Ronde (Rabat et al, 2008) et le sommet de l'Aiguille du Midi (Deline et al, 2009). Ces trois modèles 3D LiDAR ont fait l'objet d'analyses similaires aux modèles 3D photogrammétriques (chapitre 5.3).

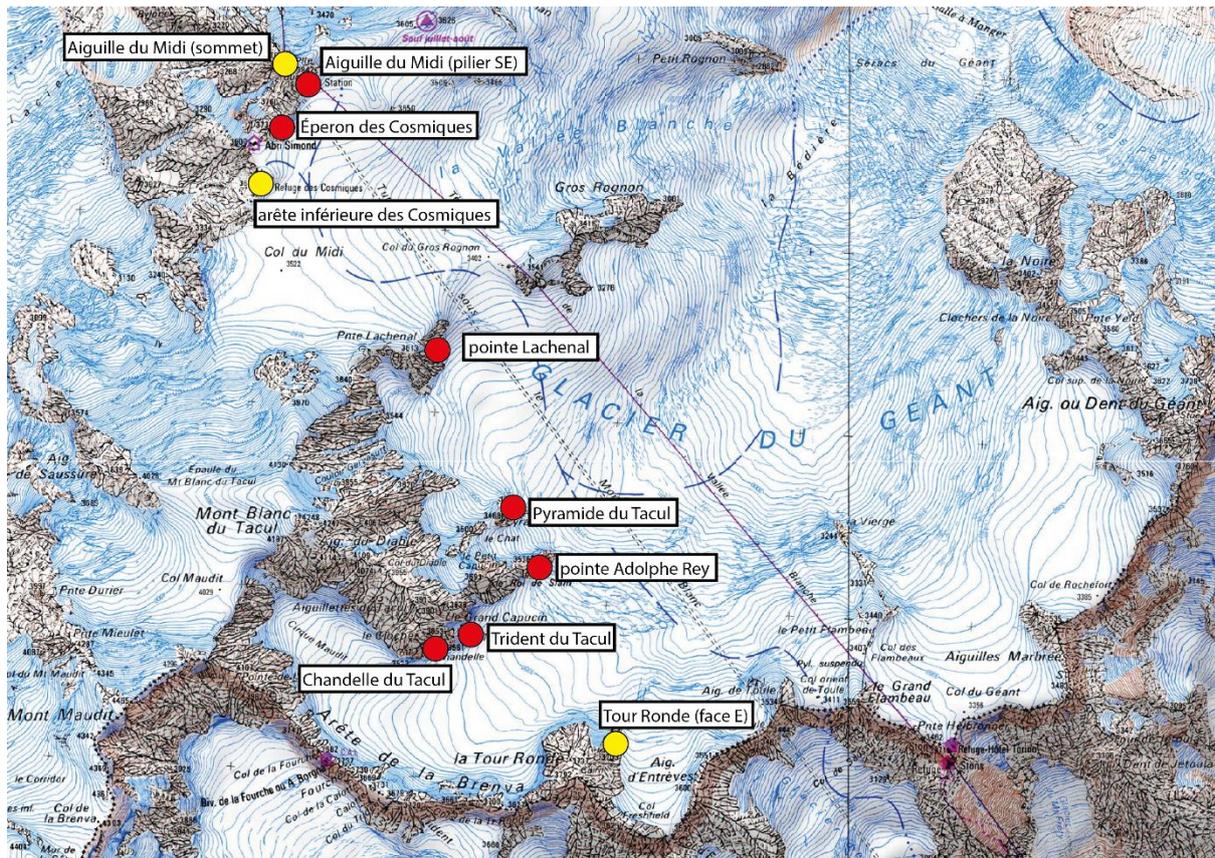


Fig. 5.4: Bassin du Glacier du Géant, avec les parois modélisées en 3D par LiDAR (en jaune) et par photogrammétrie (en rouge).

#### Acquisition des données photogrammétriques

Le modèle 3D photogrammétrique des parois granitiques (pilier SE de l'Aiguille du Midi, Éperon des Cosmiques, pointe Lachenal, Pyramide du Tacul, pointe Adolphe Rey, Trident du Tacul, Chandelle du Tacul ; Fig. 5.4), a été réalisé avec un appareil photo reflex Nikon D800 (7360 × 4912 px soit 36 Mpx) avec l'utilisation combinée de 3 objectifs Nikkor (34 mm, 50 mm et 85 mm). Entre 55 et 175 photos ont été nécessaires pour chaque paroi, en format RAW (c. 40 Mb par photo, format non compressé et non filtré contenant des métadonnées).

La technique de géoréférencement utilisée est adaptée aux conditions particulières de campagnes photogrammétriques réalisées depuis un glacier. En raison de la particularité des objets modélisés - des parois très hautes (> 100 m) et verticales - les contraintes sont nombreuses : le placement de cibles permettant de géoréférencer les parois est impossible. Même avec la mise en place éventuelle de cibles, le géoréférencement de celles-ci à l'aide d'un GPS serait peu précis en raison du masque produit par la paroi (limitant l'obtention par le module GPS de satellites). Le géoréférencement à distance à partir de points remarquables observés sur la paroi à l'aide d'une station totale (ST) est également impossible car pour géoréférencer la ST, il est nécessaire d'identifier 3 points statiques de coordonnées connues. Hors, le mouvement du glacier peut atteindre quelques centimètres au cours d'une campagne de mesure. Ce biais augmente donc l'incertitude de mesure. La solution adoptée a été le géoréférencement de l'appareil photo lors de chaque prise de vue, le logiciel de photogrammétrie permettant ensuite d'utiliser les coordonnées obtenues.

La campagne a été réalisée sur plusieurs jours d'été 2016 afin d'éviter la présence de neige dans les parois ; toujours par une cordée composée de deux personnes au sein de laquelle l'une se charge de l'acquisition des photos et l'autre de l'acquisition des coordonnées GPS. Deux appareils GPS ont été utilisés : un GPS différentiel Trimble Geo7x (précision c. 5 cm) et un GPS de poing Garmin eTrex Venture HC (précision c. 3 m).

### 5.3. Obtention des modèles 3D

#### Construction du nuage de points photogrammétrique

Les photos obtenues pour construire le nuage de points doivent être converties du format .nef (RAW) au format .tiff (format utilisé par le logiciel de photogrammétrie) à l'aide du logiciel *Nikon ViewNX2*. Les photos résultantes pèsent environ 200 Mb.

La construction du nuage de points, réalisée à l'aide du logiciel *AGISOFT PhotoScan* version 11.1.07 (Agisoft, 2017), nécessite plusieurs étapes (Fig. 5.5) :

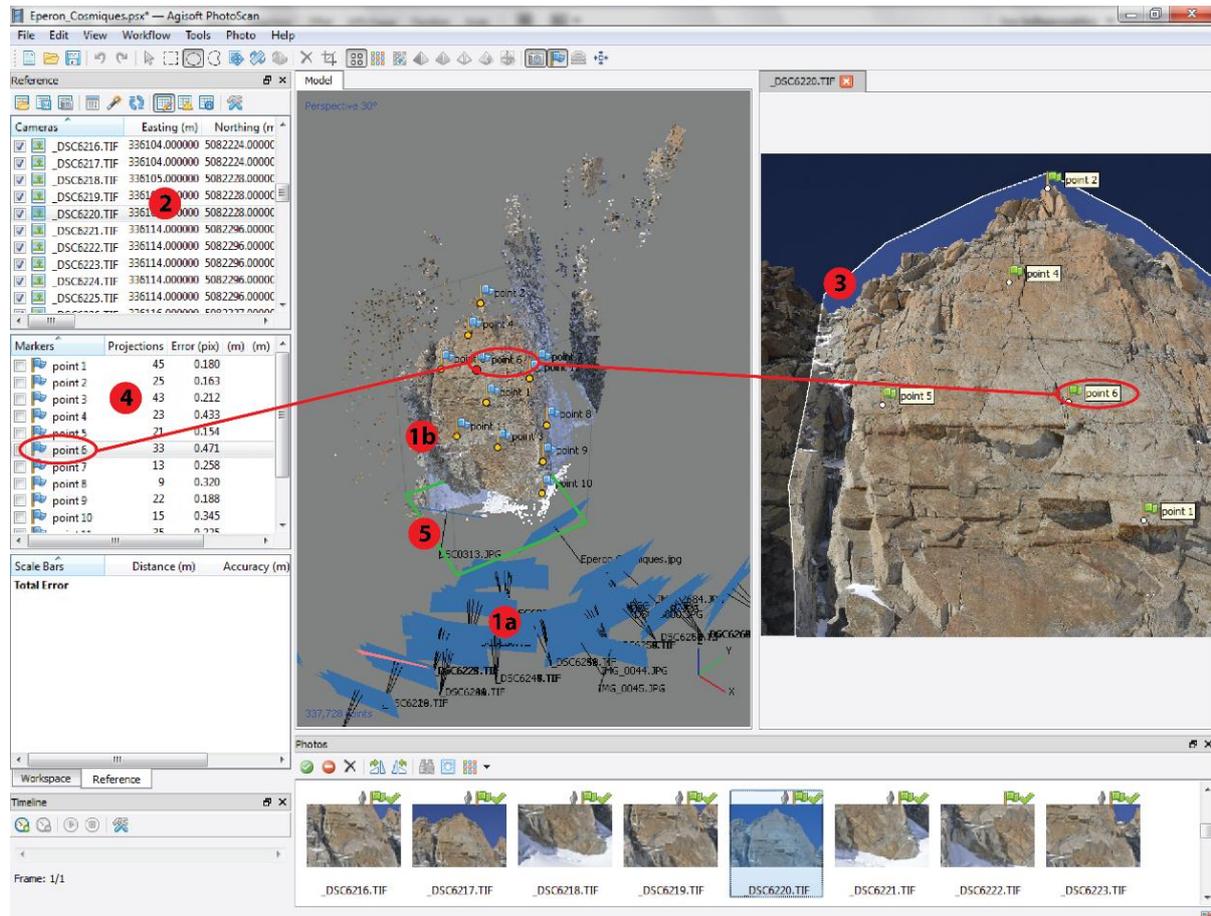


Fig. 5.5. Espace de travail du logiciel AGISOFT PhotoScan utilisé pour la construction du modèle 3D photogrammétrique de l'Éperon des Cosmiques. Chiffres : voir texte.

- 1) alignement des photos : le logiciel situe dans un espace théorique la position relative des différents points de vue (1a), il crée un premier nuage de points de basse densité (quelques milliers de points, 1b)
- 2) assignation à chaque photo des coordonnées obtenues par GPS de la position de l'appareil à photo pour géoréférencer l'espace de travail et le nuage de points que sera obtenu
- 3) création de masques sur chaque photo pour discriminer les parties utiles de chaque photo de celles qui ne fournissent pas d'informations utiles (ciel, neige, etc.)
- 4) identification de points remarquables homologues sur plusieurs photos de manière de permettre un meilleur calcul de parallaxe
- 5) délimitation des limites de l'objet pour que le logiciel ne prenne pas en compte les objets en dehors de la zone d'intérêt
- 6) lancement de la construction du nuage de points - ce processus est réalisé avec une station de travail de 3,40 GHz de vitesse et 128 Gb de mémoire RAM, avec une carte graphique Nvidia Quadro 3GOVRAM.

Les étapes antérieures au calcul peuvent durer, selon la complexité du modèle, de quelques heures à plusieurs jours, et la phase de calcul du nuage de points peut durer des dizaines d'heures.

Le résultat est un nuage de points brut (40 à 100 millions de points, Fig. 5.6a), exportable en format texte (.txt et .las).

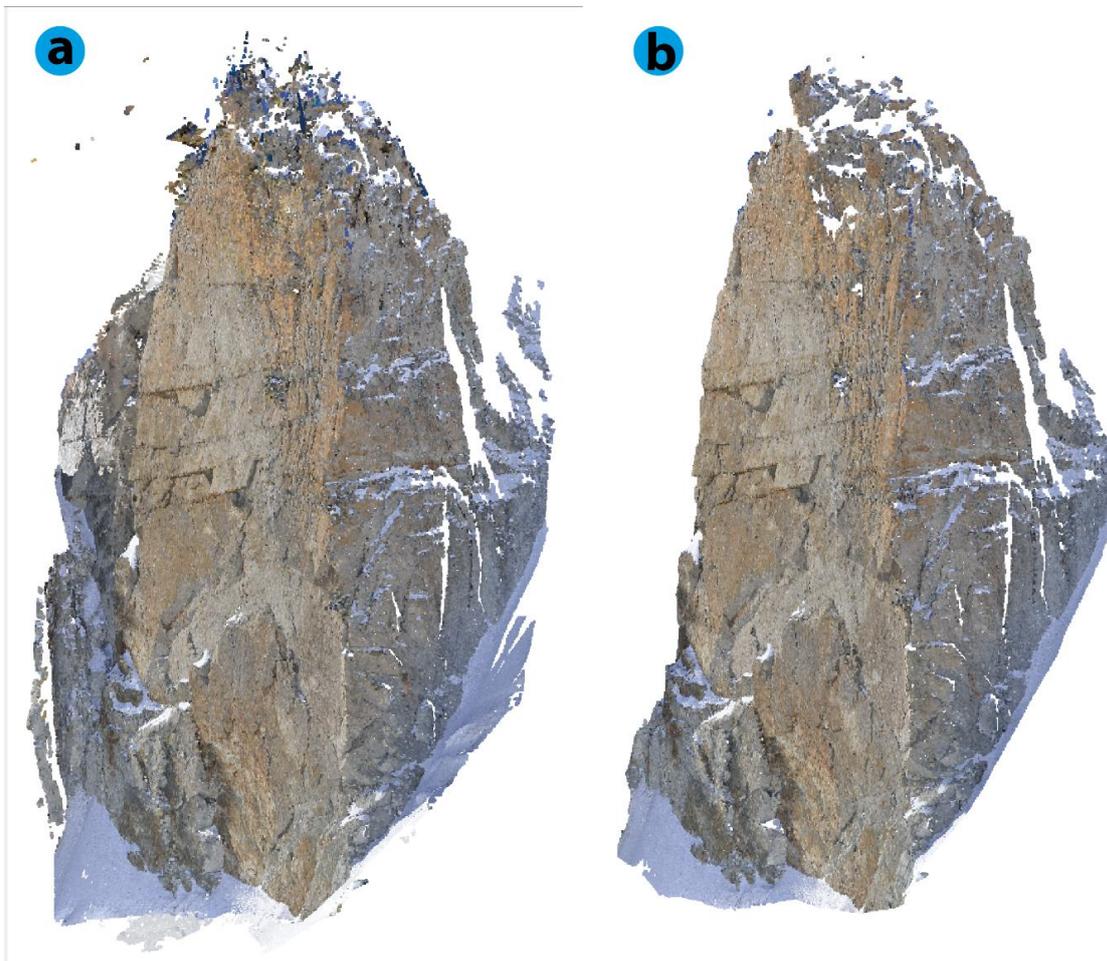


Fig. 5.6. a) Nuage de points brut (42 millions de points) de l'Éperon des Cosmiques, b) nuage de points nettoyé et réduit à 20 millions de points. En raison de son grand nombre, la totalité des points des nuages ne peut pas être représentée dans l'espace de visualisation du logiciel. L'apparence globale entre les deux représentations reste la même.

#### Nettoyage et réduction du nuage de points

Le nuage de points doit être nettoyé et réduit, en raison de la haute densité des points créés, pour le rendre plus léger. Ce processus, réalisé avec le logiciel *HEXAGON 3DReshaper* version 1.2.6 (Technodigit, 2017), peut-être également appliqué aux nuages de points LiDAR. Plusieurs étapes sont requises :

- réduction du bruit du nuage, de façon à éliminer les points flottant devant ou derrière les surfaces représentées (environ le 5 % du total des points du nuage)
- nettoyage manuel des parties du nuage qui représentent des surfaces non utiles à notre étude (notamment des surfaces enneigées ou englacées, ou encore des parties de sommets voisins)
- réduction du nombre de points du nuage, de façon automatisée, afin d'obtenir un nuage plus léger qui permettra de travailler d'une façon plus rapide et aisée. Généralement, pour construire un maillage destiné au calcul des volumes d'écroulements, un nuage de 4 millions de points est suffisant, alors que pour les analyses statistiques de la structure (densité de fractures) des parois, on utilise des nuages de points d'environ 7 millions de points.

Le résultat est un nuage de points nettoyé et réduit, et moins lourd que le nuage brut (Fig. 5.6b).

#### Transformation d'un nuage de points en maillage

Il existe plusieurs formats de modèle 3D qu'on peut analyser, selon l'objectif scientifique. Ainsi, pour faire l'analyse structurale d'un affleurement ou d'un massif rocheux, un nuage de points est suffisant car

les logiciels d'analyse existants permettent d'extraire les plans directement à partir du calcul des relations spatiales entre les points du nuage.

Pour reconstruire les paléo-formes des volumes écroulés et calculer les volumes correspondants, il est nécessaire que le modèle 3D ait une surface. Pour cela, il est nécessaire de produire un maillage (ou TIN, *Triangle Irregular Network*) à partir du nuage de points.

La création d'un maillage TIN (Fig. 5.7a), réalisée avec le logiciel 3DReshaper, consiste à créer des surfaces à partir d'un nuage de points. La surface de l'objet correspond alors à un réseau de triangles, chacun produit à partir de trois points du nuage constituant les sommets. Plusieurs étapes sont nécessaires pour obtenir le maillage final :

- création (automatique) d'un maillage préliminaire de triangles de la même taille (d'environ 2-3 m de côté, Fig. 5.7b). Une taille pertinente doit être choisie car : i) une taille de triangle trop petite créera un maillage non continu (avec des trous aux endroits où la densité des points est faible), ii) une taille de triangle trop grande créera un maillage qui aura tendance à moyenniser la rugosité de la surface et sous-détailler sa forme véritable
- affinage (automatique) du maillage et réduction du nombre de triangles (Fig. 5.7c). Lorsque les surfaces sont plus régulières, il est possible de créer des triangles plus grands. Inversement, lorsque les surfaces sont moins régulières, il est nécessaire de créer des triangles plus petits (avec l'ajout de nouveaux points du nuage). Ce processus permet d'obtenir un maillage à la fois plus précis et plus léger
- finition (manuelle) du maillage : cette étape permet de combler les lacunes résiduelles et d'éliminer les polygones et surfaces aberrantes.

Le maillage final se présente sous la forme d'un réseau continu de triangles représentant la surface d'une paroi en trois dimensions (Fig. 5.7a).

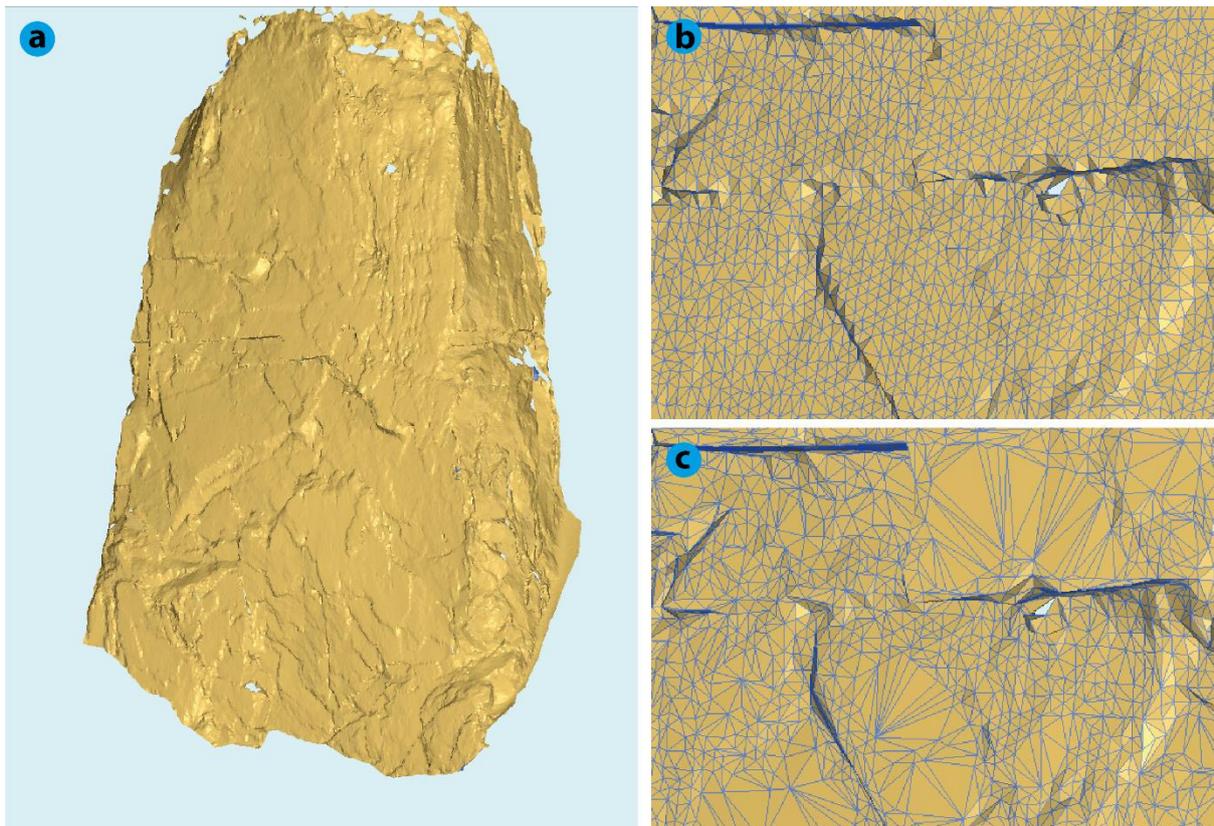


Fig. 5.7. Construction du maillage à partir du nuage de points propre. (Échelle : la paroi mesure 170 m de hauteur). a) maillage TIN de l'Éperon des Cosmiques, b) maillage préliminaire avec des triangles mesurant 2-3 m de côté, c) maillage résultant de l'affinage, avec des triangles de plusieurs tailles.

#### **5.4. Reconstitution des paléo-écroulements et calcul des volumes**

##### Reconstitution 3D de la paléoforme de la paroi

La reconstitution 3D de la forme d'un écroulement nécessaire pour déterminer son volume est assez aisée lorsque les parois qui entourent la cicatrice ont conservé leur forme initiale (Fig. 5.8). Dans ce cas, la reconstitution consiste à créer des plans qui serviront à « fermer » la cicatrice afin d'en calculer le volume.

Pour les cicatrices plus difficiles à visualiser, cette technique sera plus délicate voire impossible à mettre en œuvre. Il est alors nécessaire de suivre la procédure précédente dans les secteurs où c'est possible, et d'effectuer des interprétations là où cela n'est pas possible.

Dans les deux cas, la procédure à suivre (manuelle) est la suivante :

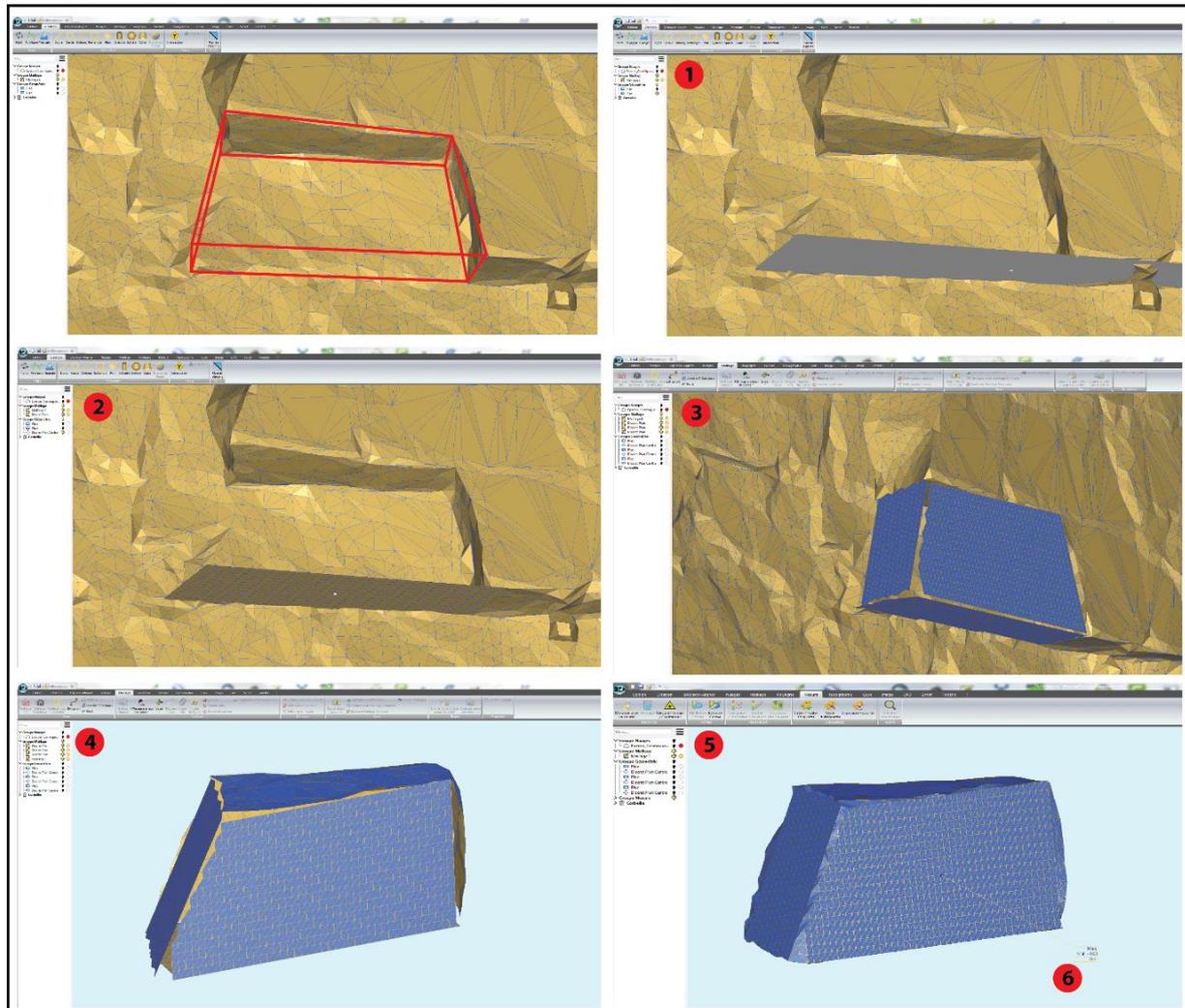


Fig. 5.8. Reconstitution de la forme et volume de la niche d'arrachement d'un écroulement.

- 1) créer des plans qui seront placés dans la continuité des parois voisines de la cicatrice, afin de reconstituer la paléoforme de la paroi avant l'écroulement ;
- 2) discrétiser les plans : transformer un plan (théorique) en maillage TIN ;
- 3) couper les différents plans au niveau de leur intersection avec d'autres plans ou avec la paroi ;
- 4) couper la cicatrice de l'écroulement au niveau de l'intersection de ses parois internes avec la surface de la paroi, éliminer le maillage qui représente la paroi autour de la cicatrice ;
- 5) souder les angles constitués par l'intersection de deux plans, souder le maillage correspondant à la cicatrice avec celui correspondant aux plans créés artificiellement, pour ainsi fermer le volume ;
- 6) calculer le volume correspondant (procédure automatisée).

Deux méthodes utilisées en absence d'indices sur la paléoforme du volume écroulé

En l'absence d'indices permettant d'estimer la paléo-forme de la paroi, la reconstitution de la forme de la masse écroulée devient impossible.

Néanmoins, il existe deux techniques qui permettent, dans certains cas, d'en estimer le volume :

- Mesure des 3 dimensions de l'écroulement. Quand les limites du volume écroulé sont encore visibles grâce à des indicateurs géomorphologiques, l'outil *Mesure* de 3DReshaper nous permet de mesurer la hauteur, la largeur et l'épaisseur de l'espace occupé par le compartiment rocheux avant écroulement.
- Mesure de la surface de la niche et calcul statistique de l'épaisseur. Dans certains cas, même si les parois qui entouraient une masse écroulée n'existent plus comme c'est le cas pour ECO5 (Fig. 5.9 ; Table 5.1), les limites de la surface occupée par la masse écroulée sont encore bien visibles grâce aux contrastes de couleur actuels sur la paroi. Cette surface peut être mesurée avec une précision de l'ordre du m<sup>2</sup> à l'aide de 3DReshaper. Le versant orienté SE correspond au plan d'une fracture appartenant à une famille orientée N50°, bien exprimée en coupant la surface du versant orienté NE. En mesurant dans la face NE la distance entre chacune des fractures, on peut obtenir une distance moyenne. Ce calcul peut être réalisé directement quand l'angle entre les deux surfaces approche 90° (dans le cas de l'Éperon des Cosmiques, l'angle entre les directions N50° et N135° est de 85° ; cette différence de 5° se traduit par une erreur de 0,4 %). Quand l'angle entre les deux surfaces est trop éloigné de 90°, une correction de l'épaisseur est nécessaire. L'équation suivante permet de calculer une épaisseur de roche  $E_a$  entre deux fractures parallèles à une surface  $a$  exprimées au sein d'une surface  $b$  :

$$E_a = E_{ap} \cdot \cos (90 - \alpha_{ab})$$

où  $E_{ap}$  est l'épaisseur apparente (équivalente à la distance entre deux fractures exprimées dans la surface  $b$ ) et  $\alpha_{ab}$  est l'angle (différence) en degrés entre les orientations des parois  $a$  et  $b$ . L'épaisseur moyenne résultant de ces mesures est une épaisseur théorique mais plausible du compartiment écroulé qui, multipliée par la surface mesurée, donne un volume théorique. Compte tenu des distances minimales et maximales entre les différentes fractures, une incertitude peut être proposée.

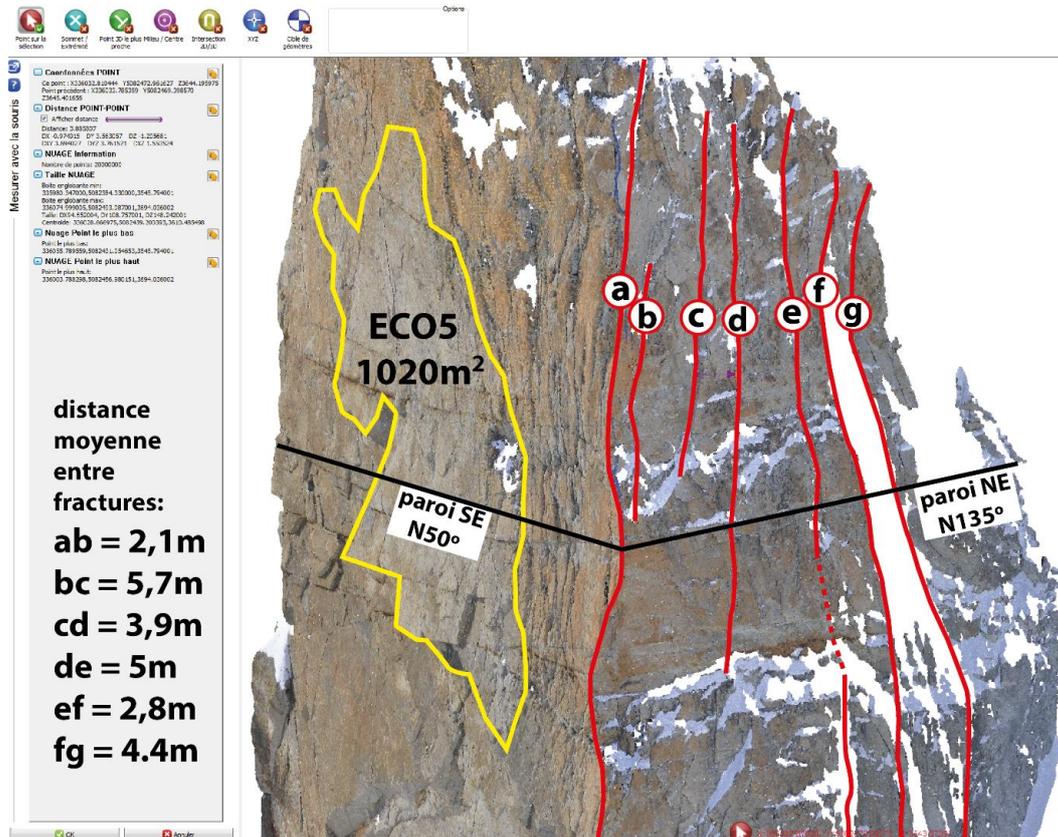


Fig. 5.9. Mesures utilisées pour le calcul du volume de l'écroulement correspondant à l'échantillon ECO5.

	Minimal	Moyen	Maximal
Épaisseur	2,1 m	4 m	5,7 m
Surface	1020 m <sup>2</sup>		
Volume	2142 m <sup>3</sup>	4080 m <sup>3</sup>	5814 m <sup>3</sup>
Incertitude ((écart min-max / moyenne) / 2)			45 %

Table 5.1. Calcul de volume pour l'éroulement correspondant à l'échantillon ECO5.

Les deux méthodes de calcul de volume présentées ici sont moins précises que la reconstitution 3D de la forme du paléo-écroulement, mais permettent d'obtenir un volume pour des écroulements impossibles à estimer autrement.

#### Une troisième méthode de calcul du volume par mesure des 3 axes de l'écroulement, sans modèle 3D

Une troisième technique de calcul des volumes, moins précise qu'avec l'utilisation des nuages de points, mais possible quand on ne peut pas réaliser une campagne LiDAR ou photogrammétrique, consiste en la mesure sur le terrain des trois dimensions de la niche d'arrachement. Ceci permet d'obtenir un volume du même ordre de grandeur que le volume de roche écroulé. Cette mesure des trois axes peut être réalisée à l'aide d'un télémètre laser type *LaserTechnology* TruPulse 200 (Ravel et Deline, 2010), un équipement moins précis qu'un LiDAR mais beaucoup plus facile et rapide d'utilisation et surtout très léger (220 g), ce qui permet son utilisation sur le terrain même lors d'autres missions. Aucun des volumes présentés dans ce travail n'a toutefois été estimé selon cette méthode.

### **5.5. Analyse statistique de la structure des parois**

Afin d'étudier la manière dont la structure géologique du bassin du Géant peut conditionner la localisation et le volume des compartiments rocheux écroulés, une cartographie des principales discontinuités (failles et diaclases) observées à la surface des parois doit permettre de quantifier statistiquement la densité et l'orientation des familles de fractures présentes au niveau de chaque paroi.

Une telle étude est impossible avec une approche classique (mesure directe sur le terrain des orientations et pendages, avec boussole et clinomètre) du fait de la difficile accessibilité des parois. L'orientation et le pendage des fractures doivent donc être obtenus autrement.

#### Cartographie et mesure des principales familles sur une image satellite

Les principales familles de fractures dans le bassin du Géant ont été étudiées à partir de mesures de terrain ponctuelles (Bellière, 1988 ; Bertini et al, 1985 ; Baggio et Mezzacasa, 1971) . Ces données ont permis de produire des cartes tectoniques simplifiées (Baggio, 1958 ; Bertini et al, 1985 ; Rossi et Rolland, 2014) qui donnent une idée, par extrapolation, de l'orientation des familles principales.

La cartographie des fractures principales sur une image satellite permet la détection exhaustive de toutes les grandes fractures verticales et subverticales qui s'expriment en surface et qui conditionnent la forme et l'orientation des parois. Dans ce but, deux images satellite extraites de *ArcGIS World Topographic Map* ont été assemblées. L'image résultante a été imprimée en format A3 pour une bonne visualisation des détails. Plusieurs familles de fractures ont été cartographiées directement sur le papier (Fig. 5.10). Une couleur a été attribuée à chaque famille.

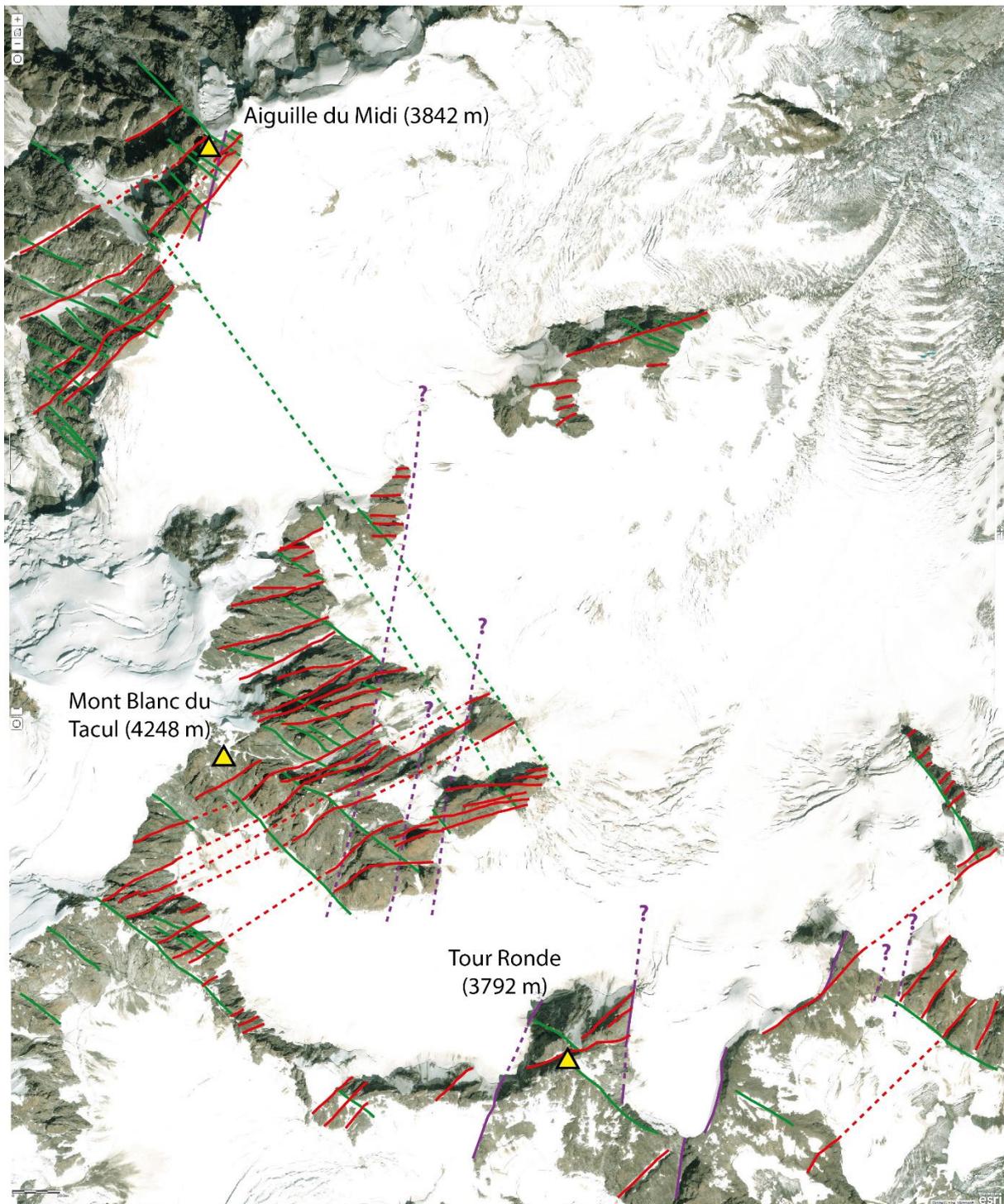


Fig. 5.10. Cartographie des fractures du bassin du Géant à partir d'une image satellite. Les fractures sont classées par familles, une couleur étant assignée à chacune des trois familles.

L'orientation de chaque fracture a été mesurée directement sur l'image satellite avec une équerre et un rapporteur. L'ensemble des orientations a été représenté sur une rose des vents. Puis l'image a été scannée et les fractures digitalisées.

Des deux familles principales, la plus évidente (en rouge) est orientée ENE-WSW et la seconde (en vert), NW-SE. Une troisième famille, peu représentée, est présente dans la partie sud du bassin (en violet). Elle est orientée NNE-SSW.

Cette carte tectonique ainsi que les statistiques des fractures cartographiées sont présentées dans la section *Results* de l'article présenté dans le chapitre 8 (Gallach et al, soumis).

Détection des principales familles de fractures à partir d'un traitement des nuages de points sous CloudCompare

La détection automatisée des orientations de surfaces géologiques est possible à l'aide de logiciels dédiés. Une étude des plans géologiques est par exemple possible avec le logiciel *CloudCompare* (Girardeau-Montaut, 2015) et le plugin *qFacets* spécialement développé par le BRGM à cet effet (Dewez et al, 2016). Ce plugin crée des centaines voire milliers de petits plans artificiels à partir des points d'un nuage, et mesure leurs orientations.

La mesure automatisée des orientations des principaux plans des nuages de points LiDAR et photogrammétriques a été ainsi faite sur l'ensemble des modèles 3D des parois. Néanmoins, l'analyse en détail des résultats a montré que les orientations obtenues ne représentent pas véritablement les orientations des fractures mais surtout celles des surfaces de paroi exposées. La confirmation de cette hypothèse a été apportée par l'analyse des résultats obtenus pour l'Éperon des Cosmiques, où seules deux faces avec une forte homogénéité (SE et NE) sont représentées dans le nuage 3D, la face SE représentant c. 2/3 du total des facettes exposées (Fig. 5.6 ; Fig. 5.9).

Le stéréonet présentant les résultats de l'analyse automatisée (Fig. 5.11) montre une famille principale de plans orientée SE, avec une forte concentration, et la présence d'une deuxième famille, orientée NE. Une famille de fractures horizontales facilement identifiable sur les photographies (Fig. 5.5) et dans les nuages de points (Fig. 5.6) devrait être présente sur le stéréonet, mais elle est quasiment absente. La quantification statistique des plans (Fig. 5.12) montre que c. 60 % des plans sont orientés SE, c. 25 % sont orientés NE, et c. 15 % ont des orientations diverses.

Ces éléments permettent d'exclure l'utilisation de l'analyse automatisée des fractures avec le logiciel *CloudCompare*.

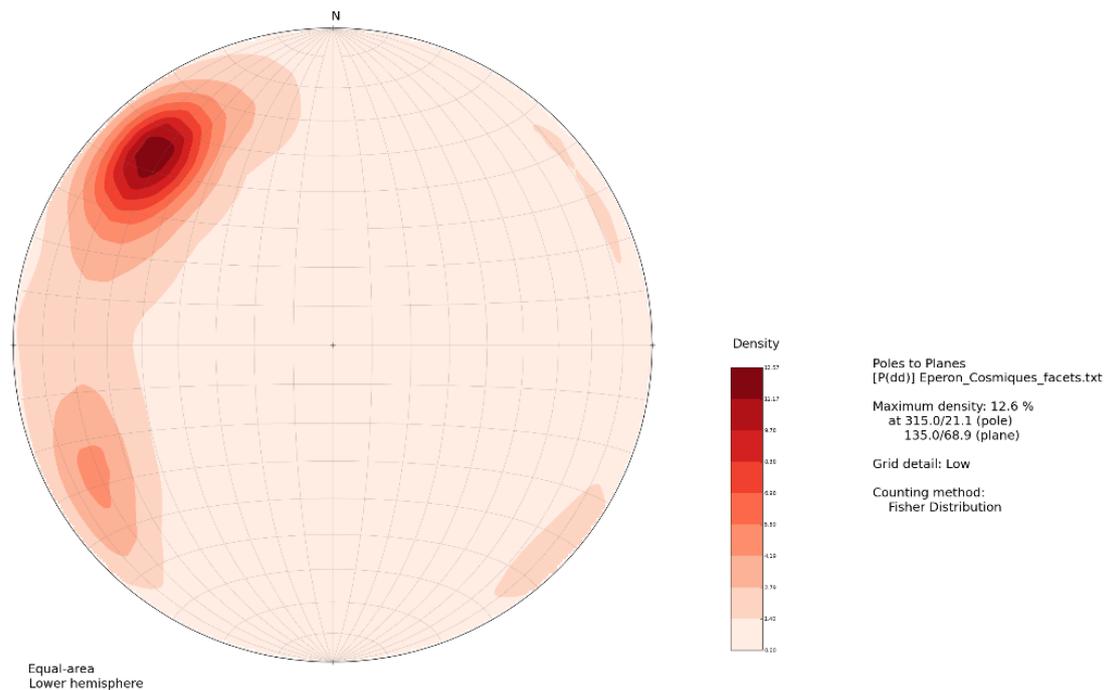


Fig. 5.11. Stéréonet (projection stéréographique) avec densité des orientations des plans de l'Éperon des Cosmiques obtenu par procédure automatisée avec le logiciel *CloudCompare*.

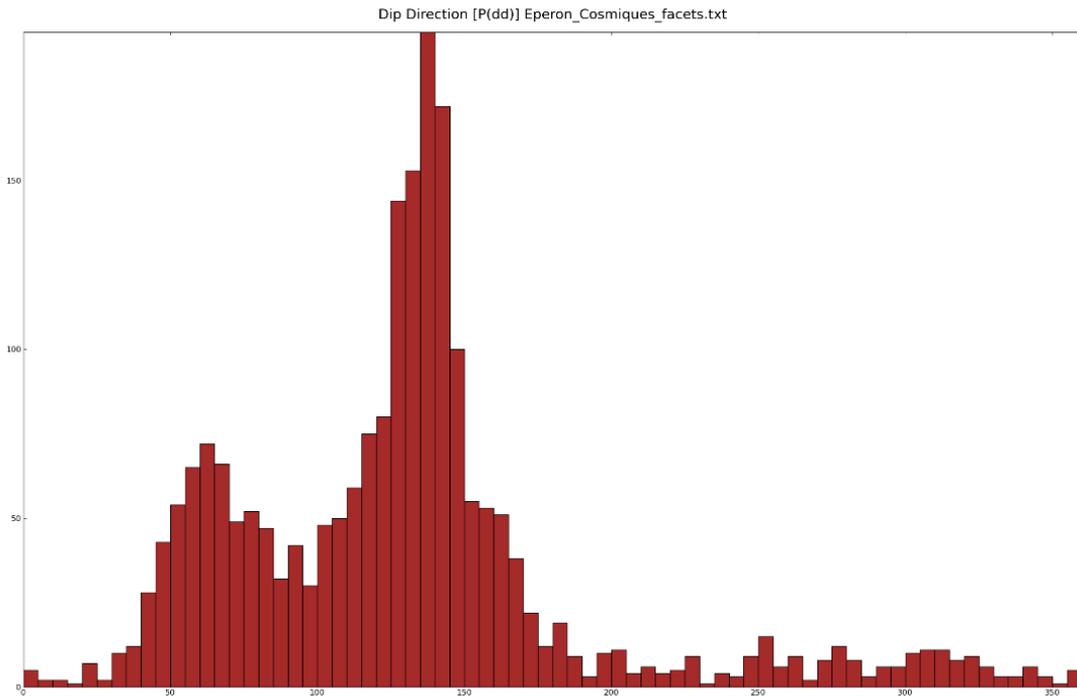


Fig. 5.12. Histogramme des orientations des plans de l'Éperon des Cosmiques obtenu par procédure automatisée avec le logiciel CloudCompare.

Obtention des orientations des principales fractures par cartographie dans les nuages de points

Une analyse des orientations des fractures peut être réalisée de façon semi-automatisée à partir de la cartographie directe des fractures les plus évidentes dans les nuages de points et du calcul automatisé de l'orientation et du pendage des fractures. Cette procédure a été utilisée avec succès pour l'analyse statistique de la fracturation des parois du bassin du Géant.

Cette procédure nécessitant beaucoup de temps, seuls cinq nuages de points ont été traités : Éperon des Cosmiques, arête inférieure des Cosmiques, Pyramide du Tacul, pointe Adolphe Rey et Tour Ronde. Ce choix des extrêmes et de la partie centrale de la zone d'étude assure une représentativité des données à l'échelle du bassin.

Les nuages de points sont visualisés avec le logiciel *Microstation Connect*, en format Reality Mesh. Les fractures exprimées à la surface des parois sont ensuite cartographiées directement dans le nuage de points (Fig. 5.13) et leurs orientations et pendages extraits à l'aide du plugin *SurfaceMeasure* de *Microstation*, développée par le *Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà* de la Faculté de Géologie de l'Université de Barcelone.

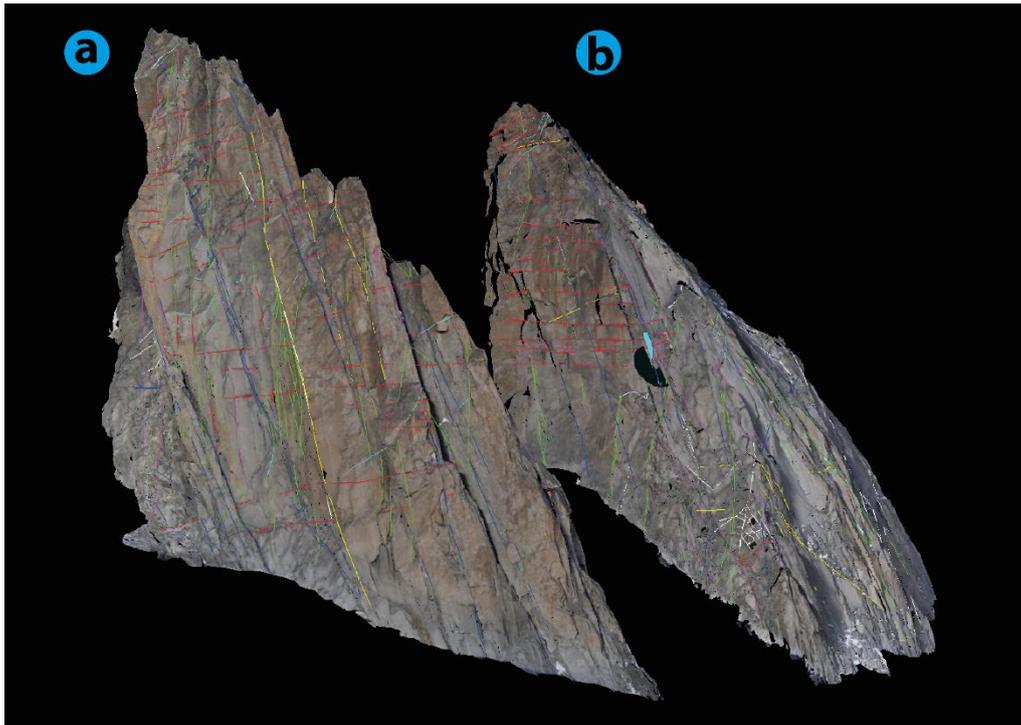


Fig. 5.13. Représentation des parois et cartographie des fractures exprimées en surface à la Pointe Adolphe Rey (a) et à la Pyramide du Tacul (b) ; une couleur est attribuée à chaque famille de fractures.

Un total de 468 fractures a été cartographié. Trois familles principales de fractures ont été détectées (Fig. 5.14) dont deux verticales avec des orientations NE-SW et NW-SE. Les orientations sont subparallèles, donc concordantes avec les orientations obtenues lors de la cartographie des images satellite ainsi qu’avec la nature anastomosée des 2 familles principales rapportées dans la littérature (Rossi et al, 2005 ; Rossi et Roland, 2014). Une troisième famille horizontale à subhorizontale a été détectée, avec un léger pendage (c. 15°) vers l’W à l’Éperon des Cosmiques (nord du bassin) et de c. 25° vers le SE à la Tour Ronde (sud du bassin). Cette disposition de la famille de fractures subhorizontales est concordante avec les fentes alpines et la structure en éventail du massif du Mont Blanc (Rossi et al, 2005).

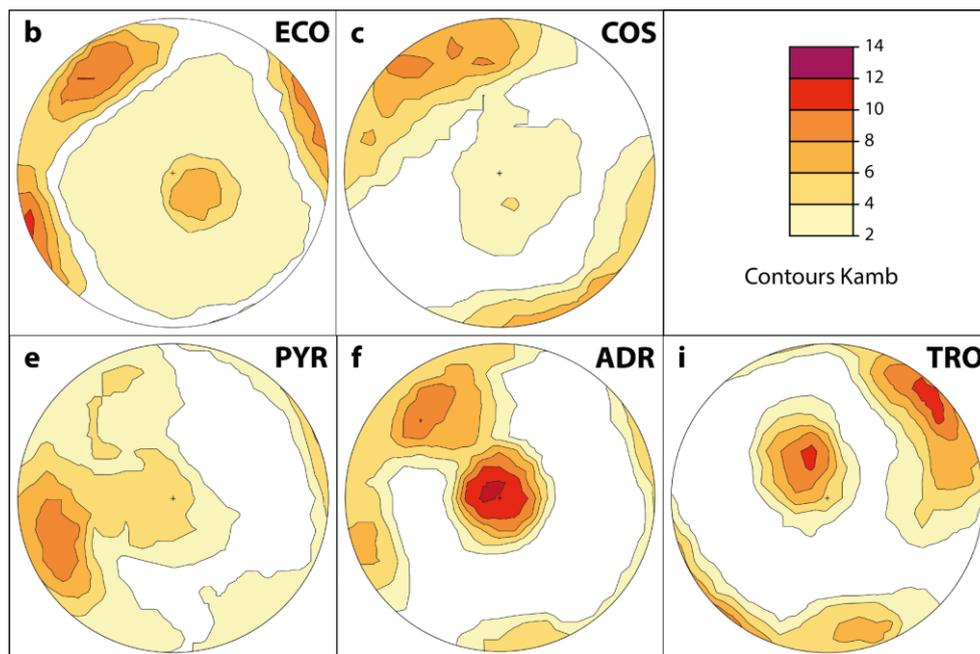


Fig. 5.14. Stéréonet (projection stéréographique) avec densité des orientations des plans des 5 parois analysées par procédure semi-automatisée dans le bassin du Géant : b) Éperon des Cosmiques, c) arête inférieure des Cosmiques, e) Pyramide du Tacul, f) Pointe Adolphe Rey, i) Tour Ronde (Fig. 1.1).

### **5.6. Calcul statistique des volumes moyens des blocs qui composent une paroi**

Les résultats de la cartographie des fractures montrent l'existence dans les parois de trois familles principales de fractures (deux verticales, une horizontale), chacune orientée de façon presque perpendiculaire aux deux autres. Cette disposition des fractures permet d'extraire trois pôles (ou axes) principaux qui correspondent aux trois axes nécessaires pour mesurer tout objet ayant trois dimensions (p.ex., un compartiment rocheux).

Un calcul du volume théorique des blocs qui composent une paroi doit être possible par estimation de la distance moyenne entre les fractures correspondantes le long de chacun des trois axes. Cette valeur est donnée par le rapport de la distance totale de l'axe (distance maximale entre deux extrêmes du nuage de points le long de l'axe) au nombre correspondant de compartiments rocheux (nombre total +1 de fractures comptabilisées pour une famille de fractures perpendiculaires à l'axe mesuré).

Du fait que les valeurs des angles entre les trois axes ne correspondent pas exactement à  $90^\circ$ , plusieurs corrections devraient être faites à l'aide de la formule proposée dans le chapitre 5.4. Néanmoins, ce calcul n'étant pas l'un des objectifs principaux de cette thèse, un calcul simple du volume théorique a été effectué. Les résultats sont représentatifs de l'ordre de grandeur des volumes des blocs qui composent chaque paroi.

Ce calcul n'a pas été fait pour l'arête inférieure des Cosmiques en raison de sa forme : une même fracture peut s'exprimer plusieurs fois le long de la même paroi, ce qui peut rendre difficile son identification.

Les valeurs obtenues pour chaque paroi, ainsi que le volume théorique final, sont présentés dans les tables suivantes (Table 5.2).

Éperon des Cosmiques				
Famille	Nombre de compartiments	Longueur axe	Moyenne	Volume
N53°	55	39 m	0,71 m	6,20 m <sup>3</sup>
N155°	44	74 m	1,68 m	
horizontale	26	135 m	5,19 m	

Pyramide du Tacul				
Familles	Nombre de compartiments	Longueur axe	Moyenne	Volume
N54°	19	106 m	5,6 m	517 m <sup>3</sup>
N155°	28	160 m	5,7 m	
horizontale	15	243 m	16,2 m	

pointe Adolphe Rey				
Familles	Nombre de compartiments	Longueur axe	Moyenne	Volume
N62°	48	75 m	1,6 m	128 m <sup>3</sup>
N130°	20	238 m	11,9 m	
horizontale	36	234 m	6,7 m	

Tour Ronde face E				
Familles	Nombre de compartiments	Longueur axe	Moyenne	Volume
N76°	26	112 m	4,30 m	75 m <sup>3</sup>
N127°	58	198 m	3,41 m	
horizontale	38	193 m	5,1 m	

Table 5.2. Calcul statistique des volumes moyens théoriques de quatre parois.

Ces valeurs peuvent être considérées comme une approximation des valeurs moyennes théoriques des blocs qui constituent une paroi. Dans certains cas, cette valeur peut correspondre à un volume d'écroulement, mais un écroulement peut aussi mobiliser plusieurs dizaines de ces blocs.



## 6. DE LA SÉLECTION DES ÉCHANTILLONS À LA DATATION DES ÉCROULEMENTS

### 6.1. Échantillonnage

#### Choix des sites à échantillonner

La campagne 2015-2016 a été réalisée suivant les mêmes critères que pendant la campagne 2011 : parois orientées Est, Sud-Est et Sud, et situées entre 3300 m et 3800 m d'altitude, où le changement de couleur de la surface de la roche est plus évident (chapitre 3.3). 8 sites différents ont été choisis : Aiguille du Midi, Éperon des Cosmiques, Pointe Lachenal, Pyramide du Tacul, Pointe Adolphe Rey, Trident du Tacul, Chandelle du Tacul et Tour Ronde. Un total de 55 échantillons a été prélevés.

De ces 55 échantillons, 44 ont été prélevés dans des sites nouveaux ; 5 échantillons ont été prélevés en substitution de 4 échantillons qui n'avaient pas fourni des dates lors des analyses pratiquées en 2011 ; et 6 échantillons sont des replicates qui ont pour but de vérifier 3 âges connues, ce qui doit permettre de vérifier la solidité de l'ensemble des âges obtenues dans le cadre de cette thèse par datation cosmogénique.

#### Campagne de terrain

Les sites d'échantillonnage ont été préalablement sélectionnés à partir de photographies montrant des surfaces rocheuses avec des contrastes colorimétriques drastiques. Du fait que seulement les différences importantes de couleur sont remarquables dans une photo conventionnelle (Fig. 6.1a), un traitement de la couleur des photos a été réalisé avec les outils Contraste et Vibrance du logiciel *Adobe Photoshop CS5*, afin de rendre ces différences plus évidentes (Fig. 6.1b), et ainsi pouvoir délimiter les différentes surfaces à dater.

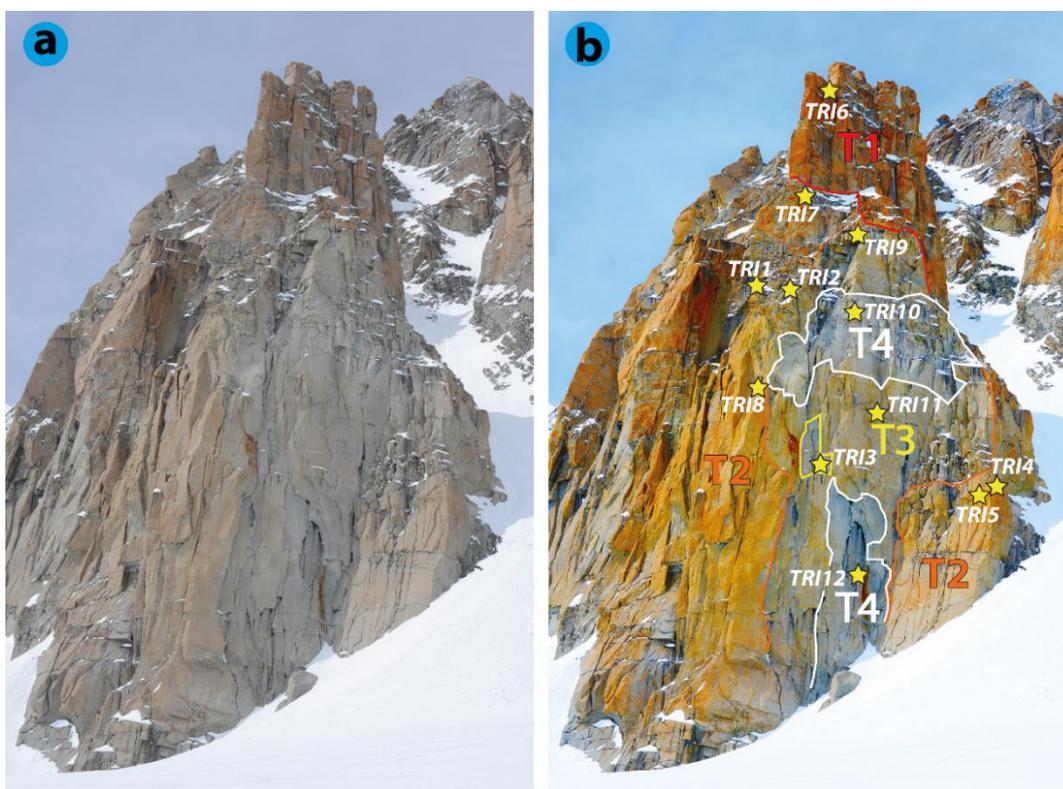


Fig. 6.1. Exemple de traitement de la couleur des photographies des parois étudiées. a) Photographie conventionnelle du Trident du Tacul. b) Photographie traitée avec Photoshop pour rendre les différences de couleur plus visibles, délimitation des surfaces à dater, et choix des sites d'échantillonnage.

Les campagnes d'échantillonnage sont assez complexes car se réalisent dans des parois situées en haute altitude en milieu glaciaire, et nécessitent la mise en œuvre de techniques d'alpinisme et l'encadrement de guides de haute montagne. Les approches ont été réalisées avec le téléphérique de l'Aiguille du Midi quand possible (Aiguille du Midi, Éperon des Cosmiques) ou par déposes hélicoptérées (reste de sites).

Du fait que les échantillons sont prélevés sur des surfaces sub-verticales à verticales ( $> 60^\circ$ ), l'accumulation de neige et de matériaux superficiel est considérée nulle. L'érosion est aussi considérée comme nulle car, i) les conditions climatiques à plus de 3300 m sont défavorables à la météorisation chimique du granite (Gordon et Dorn, 2005), ii) en étage nival et le long de ces escarpements sub-verticaux, le développement du sol ou l'accumulation de matériaux superficiel est très difficile.

Le prélèvement des échantillons (1-2 kg de roche) s'est fait à l'aide d'une meuleuse, d'un perforateur et d'un burin, et facilité par la présence locale de fractures. Une attention particulière a été portée sur la préservation des surfaces permettant l'étude de la couleur sur banc spectrocolorimétrique. Les informations nécessaires pour obtenir les âges sont prélevées : coordonnées géographiques, altitude, pendage et masque topographique (*topo shielding*). Ceci est nécessaire aux calculs d'âge d'exposition par la méthode des nucléides cosmogéniques (Dunai, 2010).

## **6.2. Préparation des échantillons au laboratoire et extraction géochimique du $^{10}\text{Be}$**

### Conditionnement de l'échantillon

Au laboratoire, une partie de l'échantillon ( $\geq 25 \text{ cm}^2$ ) a été coupé et est destiné à la spectroscopie de réflectance et aux analyses de la patine. Ce travail a été réalisé en collaboration avec l'IMT de l'École de Mines d'Alès (voir chapitre 10.4). Le reste de l'échantillon est destiné à la datation par la méthode des nucléides cosmogéniques.

Du fait que la production des nucléides décroît exponentiellement avec la profondeur de l'échantillon, l'épaisseur de celui-ci doit être pris en compte. Les échantillons ont été recoupés en laboratoire à l'aide d'un disque diamanté afin d'obtenir une épaisseur constante (de 1,5 à 4,5 cm selon l'échantillon) dans toute la surface de l'échantillon.

Enfin, les échantillons sont photographiés, mesurés et pesés.

### Traitement mécanique

Les échantillons sont broyés à une fraction granulométrique de 200-500  $\mu\text{m}$  qui représente la taille moyenne des minéraux de quartz (160 à 330 g de sable, selon l'échantillon).

Une séparation magnétique (séparateur magnétique Frantz) permet dans une première phase d'extraire les minéraux ferromagnétiques, notamment la biotite. Cette étape permet de réduire le nombre d'attaques acide nécessaire à la purification du quartz.

### Extraction chimique du quartz

Les premières attaques acides sont réalisées avec de l'acide chlorhydrique (HCl), afin d'éliminer les matériaux carbonatés.

En l'absence d'effervescence, les échantillons subissent une série (c. 20 cycles) d'attaques acides [1/3 d'acide chlorhydrique (HCl) + 2/3 d'acide fluosilicique ( $\text{H}_2\text{SiF}_6$ )], afin de dissoudre oxydes (HCl) et les minéraux silicatés autres que le quartz ( $\text{H}_2\text{SiF}_6$ ). Ce processus prend entre 1 et 2 mois en fonction de la composition originelle de l'échantillon. Au terme de cette étape, la pureté du quartz est vérifiée à la loupe binoculaire.

La troisième attaque acide consiste en la dissolution séquentielle (10 % de la masse totale de l'échantillon) de la surface des grains de quartz à l'aide d'acide fluorhydrique (HF). Cette étape est répétée 3 fois et permet d'éliminer le béryllium " atmosphérique " (i.e. produit dans l'atmosphère), qui peut être potentiellement absorbé sur la surface des grains (Brown et al, 1991 ; Kohl et Nishiizumi, 1992).

### Ajout de l'entraîneur et dissolution totale du quartz

300  $\mu\text{g}$  d'une solution standard de béryllium (1000 mg/l, *Scharlau Be batch 14569501*) sont ajoutés aux échantillons. La quantité de  $^{10}\text{Be}$  présent dans cette solution étant considérée comme extrêmement faible (rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be} = \text{c. } 10^{-15}$ ). Cet ajout permet de fixer le rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}_{\text{ech}}$ . Ceci est important

car i) ce rapport reste fixe tout au long du processus chimique même en cas de perte partielle d'échantillon et, ii) la mesure par Spectromètre de Masse par Accélérateur (SMA) est exprimée en rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  comparé à celui d'un standard de rapport connu ( $1.191 \times 10^{-11} \pm 0.001$ ).

Les échantillons sont ensuite totalement dissous à l'acide fluorhydrique (HF). Ce processus nécessite généralement 3 à 4 jours (Annexe 4).

#### Substitution de l'acide fluorhydrique (HF)

Pour des raisons de sécurité, les solutions d'HF sont substituées en acide chlorhydrique (HCl). Ceci est réalisé par évaporation successive incluant préalablement (Annexe 4) :

- l'ajout d'acide perchlorique ( $\text{HClO}_4$ , 5ml) qui contribue à l'élimination des résidus organiques.
- l'ajout d'acide nitrique ( $\text{HNO}_3$ , 3x 5ml) qui permet de détruire les fluorures de Béryllium résiduels formés durant l'évaporation des solutions d'acide fluorhydrique.
- enfin au terme des substitutions, les échantillons sont remis en solution avec 3 ml d'acide chlorhydrique (HCl) et transférés dans des tubes.

#### Extraction chimique du béryllium

Les prochaines étapes ont pour but d'isoler et purifier le béryllium des autres éléments chimiques (dont l'aluminium, le fer, le magnésium, le manganèse, le titane et l'isobare du béryllium, le bore). Cette extraction est basée sur les protocoles adaptés de Brown et al. (1991) and Merchel et Herpers (1999).

Pour réduire les teneurs en bore, plusieurs protocoles sont mis en œuvre :

- la précipitation du béryllium par ajout d'ammoniaque ( $\text{NH}_4\text{OH}$ ) jusqu'à un pH de  $\sim 7/8$ . Le béryllium précipite sous la forme d'hydroxyde de béryllium ( $\text{Be}(\text{OH})_2$ ), alors que le bore reste dissout car il nécessite une alcalinité plus forte (pH légèrement supérieur à 8). Après centrifugation, le précipité est dissout par rajout d'HCl.
- la séparation par résines échangeuses d'ions. Deux résines sont mises en œuvre. La première (*DOWEX 1x8 100/200 mesh, Acros-Organics*) permet de séparer les oxydes de fer et de manganèse résiduels. La deuxième (*DOWEX 50Wx8 100/200 mesh Acros-Organics*) permet de séparer le bore du béryllium.

Au terme de ces étapes, les échantillons sont évaporés à 250 °C. Après une chauffe finale à 400 °C (10 min), le béryllium se trouve sous la forme d'hydroxyde de béryllium ( $\text{Be}(\text{OH})_2$ ). Enfin, la complète déshydratation est atteinte par une calcination à 1000 °C (1 h) pour produire de l'oxyde de béryllium ( $\text{BeO}$ ). L'échantillon est prêt pour analyse.

### **6.3. Obtention des âges d'exposition**

Les échantillons sont analysés au spectromètre de masse par accélérateur (ASTER, Arnold et al, 2010) du laboratoire CEREGE (Aix-en-Provence), afin de pouvoir déterminer le rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ . Cet accélérateur de masse a la capacité de mesurer les isotopes contenus dans une masse environnante. La précision de mesure du capteur atteint une valeur de rapport de l'ordre de  $10^{-16}$ .

Du fait que la quantité de  $^9\text{Be}$  contenue dans les échantillons est connue car quantifiée par ajout d'un entraîneur de  $^9\text{Be}$  (300  $\mu\text{g}$ , Scharlab ICP Standard), le rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  permet d'obtenir la quantité de  $^{10}\text{Be}$  contenue dans l'échantillon. Cette quantité, une fois corrigée de la valeur du blanc géochimique, permettra de calculer la concentration d'atomes de  $^{10}\text{Be}$  par gramme de quartz (at/g). Cette valeur permet de calculer l'âge d'exposition, à partir du taux de production annuel spécifique au site d'échantillonnage (chapitre 3.1).

Les âges ont été recalculés en Mai 2018 avec la version 2.0 du logiciel *CRONUS-Earth web calculators* (Marrero et al, 2016 ; Annexe 5).

L'âge d'exposition obtenue par datation cosmogénique est une interprétation de la quantité de  $^{10}\text{Be}$  accumulée au cours du temps à la surface de la roche. L'ensemble des données de correction pouvant évoluer avec l'avancée des connaissances, les résultats « machines » ainsi que les données « fixes » (masse de quartz dissout, quantité d'entraîneur, valeur des blancs géochimiques) nécessaires aux calculs sont présentés dans le chapitre suivant.

#### 6.4. Différences dans le choix des paramètres utilisés pour le calcul de l'ensemble des âges

Si le choix de la plupart de paramètres nécessaires au calcul du taux de production (at/g/an) spécifique au site d'échantillonnage utilisés pendant la campagne 2015-2016 reste le même que ceux utilisés pour dater les échantillons des deux campagnes antérieures (dates calculés par le Département de Géographie de l'Université de Zurich, Suisse), deux des paramètres ont été réévalués.

Le taux d'érosion prend compte de la vitesse à laquelle une surface géologique change et fait reculer progressivement sa surface (Dunai, 2010).

En contexte hypothermal, des taux d'érosion des parois extrêmement faibles ont été mesurés (p.ex., 0,1 mm/ka déduit par datation  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$  dans plusieurs sites en Antarctique ; Fogwill et al, 2004 ; Matsuoka et al, 2006) et utilisés (p.ex. 0,05 mm/ka pour des granitoïdes datés en Antarctique ; Di Nicola et al, 2012 ; Sukanuma et al, 2014). Un taux d'érosion si bas (négligeable à l'échelle de temps holocène) est justifié par une absence d'éléments favorisant l'érosion physique (sable ou sel transporté par le vent, haute densité de fracturation ou schistosité de la roche, alternance gel-dégel) ou chimique (accumulations de neige dans la surface, conditions de climat tempéré qui favorisent l'érosion chimique du granite).

Dans les surfaces granitiques du massif du Mont Blanc, en absence d'écaillés et de zones fracturations majeures dans les sites d'échantillonnage, l'érosion du granite a été observée dans certaines surfaces montrant la desquamation par hydrolyse, un type de météorisation chimique dans lequel l'un de ses minéraux (normalement le feldspath) est partiellement dissous, ce qui "libère" les autres minéraux sous forme d'un sable grossier qui peut s'accumuler dans les vires. En absence d'indices, dans les parois du bassin du Géant, qui permettent d'estimer de façon indépendante le taux d'érosion des surfaces affectés par cette desquamation, ces surfaces ont été écartées de l'étude de datation des écroulements. Parmi les parois échantillonnées au bassin du Géant ce phénomène a été remarqué dans seulement deux surfaces qui présentent globalement une pente plus faible aux autres parois, ce qui pourrait expliquer une majeure accumulation de la neige et l'humidité nécessaire au processus de desquamation par hydrolyse.

Ces deux surfaces correspondent à l'échantillon TRI2 (Fig. 6.2a) et à une surface à la base de la Chandelle du Tacul (Fig. 6.2b). De ce fait, l'âge d'exposition de l'échantillon TRI2 avait été considéré comme une valeur aberrante (Gallach et al, 2018), et un éventuel échantillon CHD8 n'a pas été prélevé.

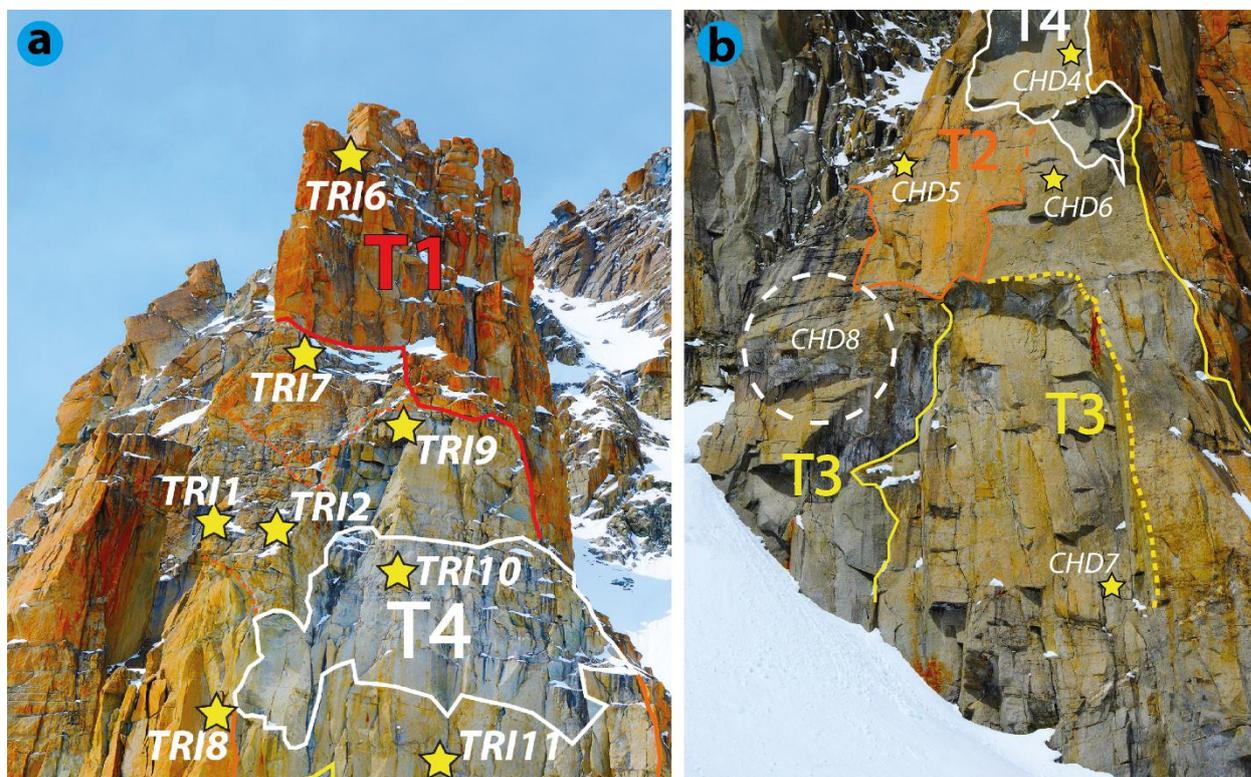


Fig. 6.2. a) emplacement de l'échantillon TRI2, présentant une forte desquamation de la surface. b) cercle blanc pointillé : zone présentant une forte desquamation, où c'était prévu l'échantillonnage de CHD8.

Pour le reste des échantillons, la considération d'un taux d'érosion impliquerait un recul progressif de la surface de la paroi. Le recul de la paroi cumulé pendant le temps d'exposition peut être quantifié (Table 6.1) :

		Âge d'exposition de la paroi			
		1 ka	10 ka	60 ka	100 ka
Taux d'érosion	0 mm / 1000 ans	0 mm	0 mm	0 mm	0 mm
	1 mm / 1000 ans	1 mm	10 mm	60 mm	100 mm
	3 mm / 1000 ans	3 mm	30 mm	180 mm	300 mm

Table 6.1. Erosion d'une paroi exposée à différents taux d'érosion, pendant plusieurs périodes semblants aux âges d'exposition des échantillons : ADR10 : c. 1 ka ; LA4 : c. 10 ka ; PYR2 : c. 60 ka ; ADR6 : c. 100 ka.

Les observations en détail de la surface des parois (cohésion des minéraux, arrondissement des arêtes) ne permettent pas de considérer comme possibles tels valeurs de recul de la paroi. D'autre part, l'évolution de la couleur de la surface de la roche, qui, par altération, devient orange avec le temps d'exposition aux conditions externes, a été étudiée et quantifiée (partie 3 de cette thèse). Une évolution progressive de la couleur a été corrélée aux temps d'exposition des échantillons, y compris pour ceux montrant des âges de plus d'une dizaine de milliers d'années (p.ex., ADM1, ADR6, PYR2, TRO6, etc.). La considération d'un taux d'érosion qui aurait pour effet le recul de la surface des parois impliquerait qu'au-delà d'une certaine période, la couleur de la roche attendrait l'équilibre, car l'évolution de l'altération du granite serait compensée par son érosion.

Le taux d'érosion considérée pour le calcul des âges d'exposition de l'ensemble des échantillons est de 0 mm/ka.

#### Le calcul de la concentration héritée

Le prélèvement des échantillons qui doivent être datés par la datation cosmogénique a été réalisé sur la base d'indices géomorphologiques qui permettent d'estimer la profondeur minimale des blocs écroulés. Du fait que dans une roche avec densité 2.7 (équivalente à la densité du granite du MBM), 99 % des nucléides cosmogéniques sont produits dans les 3 premiers mètres de roche (Dunai, 2010), un échantillonnage dans des surfaces exposées lors d'écroulements de blocs plus épais permet de considérer comme nul ou négligeable la quantité de nucléides cosmogéniques produits en profondeur avant écroulement. Ceci permet de considérer que sur la surface échantillonnée toute la production de nucléides s'est faite après l'écroulement. Un calcul d'héritage n'est pas donc nécessaire.

À la vue des résultats, et après vérification des âges obtenus pour chaque site d'échantillonnage (par comparaison entre les plusieurs âges d'une paroi, et par inspection visuelle de la géomorphologie des parois), un seul échantillon (ADR7 ;  $25.39 \pm 2.10$  ka) a donné un âge d'exposition qui peut être considéré comme aberrant à cause d'un possible héritage de  $^{10}\text{Be}$ . La proximité d'un échantillon (ADR6 ;  $100.49 \pm 8.50$  ka) qui constitue l'âge d'exposition le plus vieux de la base de données, et sa couleur de surface qui ne correspond pas aux couleurs des surfaces des échantillons ayant un âge similaire (Fig. 6.3) confirme que l'âge d'exposition obtenu pour ADR7 est effectivement trop vieux.



Fig. 6.3. Comparaison de la couleur de la surface de ADR7 avec celle de 2 échantillons d'âges proches de ADR7. a) ADR7 ( $25.39 \pm 2.10$  ka), d'âge considéré comme aberrant ; b) TRI6 ( $22.99 \pm 1.90$  ka) ; c) TRO6 ( $26.19 \pm 2.10$  ka). L'échelle de la règle est en cm.

Une vérification (grâce aux modèles 3D obtenus après l'échantillonnage) de l'épaisseur de la cicatrice d'écroulement au niveau du site d'échantillonnage ADR7 a permis d'établir que, dans ce secteur de la cicatrice, l'épaisseur des blocs écroulés (c. 1 m) était insuffisante pour exclure l'héritage.

## 7. CORRÉLATION DES ÂGES AVEC LES PÉRIODES CLIMATIQUES DU TARDIGLACIAIRE ET DE L'HOLOCÈNE

### 7.1. Âges d'exposition des écroulements dans le bassin du Géant

La totalité des 80 échantillons des trois campagnes de datation ainsi que les 63 âges correspondant à 62 surfaces de paroi sont présentés dans les Tables 1 et 2 de l'article présenté dans le Chapitre 8 de cette thèse (Gallach et al, soumis).

Les images en grand format des 9 sites d'échantillonnage avec les âges correspondants sont présentés en Annexe 7 pour une meilleure visualisation des âges des surfaces datées.

L'ensemble des âges et des différents facteurs qui ont limité le nombre final des écroulements datés peut être schématisé ainsi :

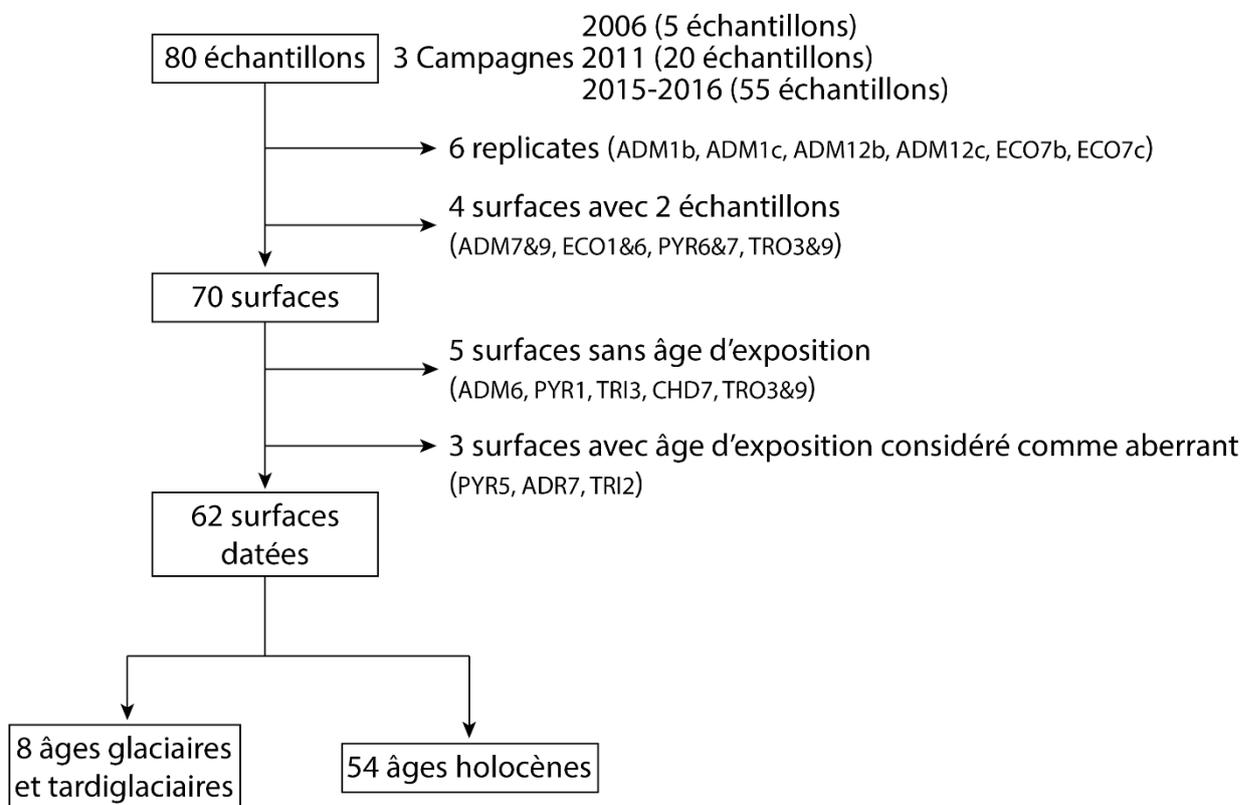


Fig. 7.1. Nombre total d'échantillons et de surfaces datés.

### 7.2. Relation entre les âges des écroulements et les périodes climatiques

Huit des âges d'exposition obtenus par datation cosmogénique appartiennent aux périodes Glaciaire et Tardiglaciaire (Fig. 7.2), allant de  $100.49 \pm 8.50$  ka à  $11.79 \pm 1.20$  ka. En raison d'incertitudes significatives et de la courte durée des stades et interstades, il est impossible de rapporter la plupart de ces âges à des périodes climatiques précises. Les seules exceptions sont les deux âges qui correspondent aux échantillons TRI7 et ADM9, dont la moyenne pondérée de  $14.14 \pm 0.85$  ka est corrélée à la période chaude du Bölling-Alleröd (14.7-12.8 ka).

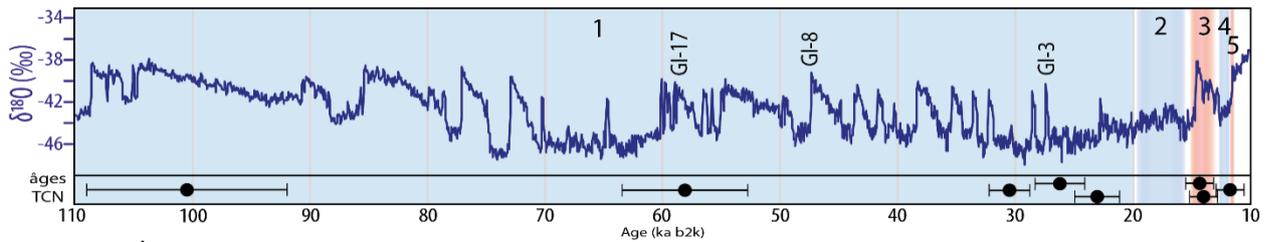


Fig. 7.2. Âges d'exposition et proxy de la température de l'air pendant le Glaciaire et le Tardiglaciaire. La courbe principale représente le profil isotopique de l'oxygène (rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) déterminé à partir de l'analyse de la carotte de glace NGRIP au Groenland (NGRIP, 2004). La numérotation GI correspond aux interstades glaciaires. Les numéros 1 à 5 correspondent aux périodes climatiques froides (bleu) et chaudes (rouge), avec 1 : dernière période glaciaire ; 2 : Tardiglaciaire ; 3 : Bölling-Alleröd ; 4 : Dryas récent ; 5 : Préboréal.

Les âges d'exposition de 54 surfaces sont holocènes (Fig. 7.3), compris entre  $10.09 \pm 0.93$  ka et  $0.03 \pm 0.02$  ka.

Plusieurs groupes d'âges peuvent être déterminés et corrélés à des périodes chaudes :

- un groupe de 8 âges compris entre  $7.79 \pm 0.94$  et  $6.16 \pm 0.51$  ka (groupe b ; moyenne pondérée :  $6.97 \pm 0.22$  ka), peut être corrélé à la Période Chaude de l'Holocène (HWP, *Holocene Warm Period* ; Joerin et al, 2008) ;
- un groupe de 7 âges compris entre  $4.91 \pm 0.59$  ka et  $4.32 \pm 0.48$  (groupe c ; moyenne pondérée :  $4.64 \pm 0.17$  ka), situé à la fin de l'Holocène moyen. Ce groupe n'a pas pu être corrélé avec une période climatique spécifique mais il est compris entre la période froide autour de l'évènement 4.2 ka et une autre période froide qui aurait eu lieu dans des Alpes vers 5.2 ka (Haas et al, 1998 ; Wick, 1996 ; Tinner et al, 1996) ;
- un groupe de 8 âges compris entre  $2.32 \pm 0.41$  ka et  $1.78 \pm 0.19$  (groupe e ; moyenne pondérée :  $1.97 \pm 0.09$  ka), bien corrélé avec l'Optimum Climatique Romain (RWP, *Roman Warm Period*).

D'autres groupes d'âges sont possiblement corrélés à une période chaude ou caractérisée par une forte activité gravitaire :

- un petit groupe de 2-3 âges (groupe a), éventuellement corrélé à une période (10-9 ka) marquée par de nombreux glissements de terrain dans les Alpes (Soldati et al, 2004, Ivy-Ochs et al, 2017), notamment causés par une sismicité importante ;
- un groupe de 4 âges compris entre  $3.55 \pm 0.34$  ka et  $2.80 \pm 0.34$  (group d ; moyenne pondérée :  $3.14 \pm 0.17$  ka), possiblement corrélé avec l'Optimum de l'Âge de Bronze (BAO, *Bronze Age Optimum*) considéré comme chaud (Haas et al, 1998).

Finalement, on trouve un groupe important avec 23 âges (groupe f) situés entre l'Optimum Climatique Médiéval (MWP, *Medieval Warm Period*) et le Petit Âge Glaciaire (LIA, *Little Ice Age*). Du fait que l'un est une période chaude et l'autre une période froide, aucune corrélation avec le climat ne peut être directement proposée.

Le volume de 16 de ces 23 écroulements a été calculé (Table 7.1). La relation volume-fréquence des écroulements a été établie à partir de la base de données des 850 écroulements observés par le réseau d'observateurs du massif. Elle montre une relation linéaire ( $R^2 = 0,99$ ), avec une échelle logarithmique, pour les volumes compris entre 300 et 15 000  $\text{m}^3$  (Ogier et al, 2016). Les volumes supérieurs à 15 000  $\text{m}^3$  sont sous-représentés car la période d'observation est encore trop courte (depuis 2007). Trois écroulements présentent des volumes supérieurs à 15 000  $\text{m}^3$ . Leur période de retour ne peut donc pas être estimée. 13 écroulements de ce groupe d'âges ont un volume maximal de 13 000  $\text{m}^3$  (volume moyen : 4600  $\text{m}^3$ ). Le volume moyen de ces 13 écroulements à un période de retour de 3 ans, et le volume maximal (13 000  $\text{m}^3$ ) de 7 ans. Dans le contexte du climat actuel chaud, ces 13 écroulements pourraient être considérés comme participant de l'érosion moyenne annuelle de la montagne.

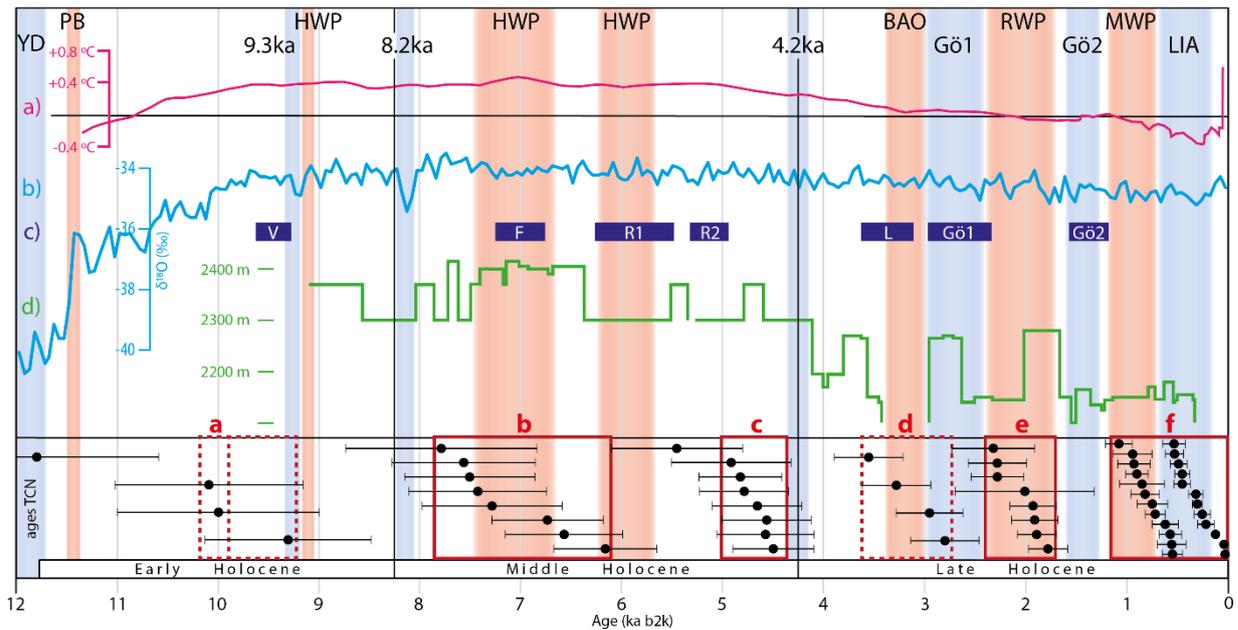


Fig. 7.3. Âges d'exposition et proxies de la température de l'air pendant l'Holocène.

YD : Dryas récent ; PB : Préboréal ; 9.3 ka : événement froid 9.3 ka (Rasmussen et al, 2007); HWP : Périodes Chaudes Holocènes (Joerin et al, 2008); 8.2 ka : évènement froid 8.2 ka (NGRIP members, 2004); 4.2 ka : évènement froid 4.2 ka (Walker et al, 2012); BAO : optimum de l'Âge de Bronze (Haas et al, 1998); Gö1 : période froid Göschener I (Zoller et al, 1966); RWP : Optimum Climatique Romain (Haas et al, 1998); Gö2 : période froid Göschener II (Büntgen et al, 2011); MWP : Optimum Climatique Médiéval (Goosse et al, 2006); LIA : Petit Âge Glaciaire (Mann, 2002); a : anomalie de température globale, par rapport à la moyenne de température 1961-1990 (Marcott et al, 2013); b : profil isotopique NGRIP (NGRIP members, 2004); c : périodes froides : V : Venediger ; F : Frosnitz ; R1, R2 : Rotmoos 1,2 ; L : Löbbsen oscillation ; Gö1, Gö2 : Göschener 1, 2 oscillations (Ivy-Ochs et al, 2009); d : variation altitudinale de la ligne des arbres dans la vallée de Kauner (Nicolussi et al, 2005).

### 7.3. Corrélation des volumes avec les périodes climatiques de l'Holocène

La datation cosmogénique des échantillons prélevés dans leur cicatrice a permis d'obtenir l'âge de 10 des 16 paléo-écroulements dont le volume a été calculé (Table 7.1). La date de l'un des écroulements (COS1) est connue avec précision puisque survenu en 1998 (voir Introduction générale, Fig. 1). Un âge d'exposition est proposé pour cinq autres écroulements, à partir de la couleur de la surface du granite, à l'aide de la méthode de datation GRIGRI – méthode présentée dans la troisième partie de cette thèse.

À l'exception de l'écroulement correspondant à l'échantillon ADR7 (c. 4.07 ka), les âges obtenus sont compris dans les derniers 1100 ans (Fig. 7.4). Ceci peut résulter du fait que seules les niches d'arrachement dont les formes sont bien préservées permettent de reconstituer la forme de la paroi avant l'écroulement.

Paroi	Secteur	Échantillon	Âge b2k (ka)	Volume (m <sup>3</sup> )	Méthode utilisé pour le calcul de volume
Aiguille du Midi	T3	ADM8	0.31 ± 0.05	6600	Reconstitution de la paléoforme
Pointe Adolphe Rey	T3	ADR4	0.56 ± 0.14	3000	Mesure des 3 axes
	T3	ADR7	4.07*	10 200	Reconstitution de la paléoforme
	T4	ADR10	0.94 ± 0.19	2700	Mesure des 3 axes
Chandelle du Tacul	T4	CHD4	0.46 ± 0.07	2500	Reconstitution de la paléoforme
Arête inférieure des Cosmiques	T4	COS1	0.002**	600	Mesure des 3 axes
Éperon des Cosmiques	T3	ECO2	0.57 ± 0.11	3000	Reconstitution de la paléoforme
	T3	ECO5	1.08 ± 0.13	4100	Mesure surface + calcul statistique épaisseur
	T1	ECO6	0.72 ± 0.10	6400	Reconstitution de la paléoforme
Pointe Lachenal	T3	LA2	0.26 ± 0.08	3000	Reconstitution de la paléoforme
Pyramide du Tacul	T3	PYR1	0.73*	20 000	Mesure des 3 axes
	T3	PYR5	0.59*	2500	Mesure des 3 axes
	T4	PYR6,7	0.54 ± 0.07***	40 000	Mesure des 3 axes
Trident du Tacul	T4	TRI10	0.75 ± 0.15	13 000	Mesure des 3 axes
	T4	TRI12	0.54 ± 0.11	2300	Mesure des 3 axes
Tour Ronde face E	T4	TRO3,9	0.30*	20 000	Mesure des 3 axes
Total				139 900	
Moyenne (m <sup>3</sup> /écroulement)				8 744	

Table 7.1. Volume et âge des 16 paléo-écroulements étudiés. Les volumes sont arrondis.

\* âge estimée avec la méthode GRIGRI (chapitre 10.6)

\*\* âge vrai

\*\*\* moyenne pondérée des âges de PYR6 (0.53 ± 0.09 ka) et PYR7 (0.55 ± 0.10 ka)

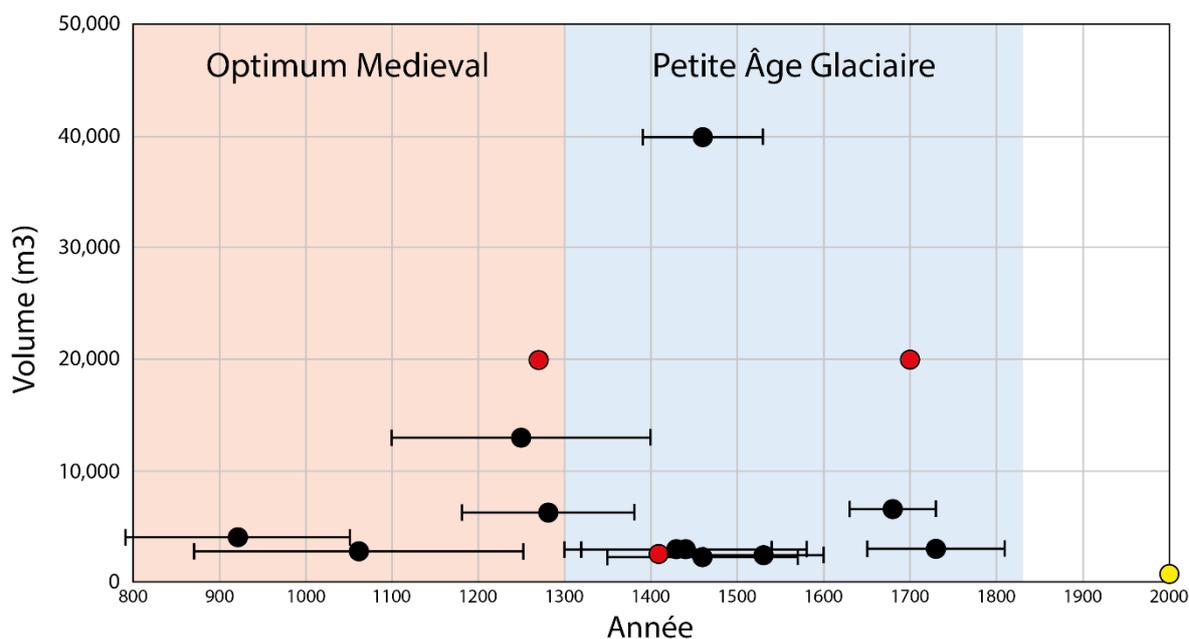


Fig. 7.4. Volumes et âges de 16 paléo-écroulements récents. Les âges sont obtenus par datation cosmogénique (noir), par la méthode GRIGRI de datation à partir de la couleur de la paroi (rouge) ou par observation directe (jaune).

On peut observer trois périodes avec une occurrence d'écroulements plus marquée : aux XIII<sup>e</sup> et XV<sup>e</sup> siècles et autour de 1700. Il est toutefois impossible de trouver une relation entre le climat et le volume des écroulements en raison d'un trop petit nombre d'écroulements se produisant pendant deux périodes climatiques distinctes, l'une chaude (Optimum Climatique Médiéval) et l'autre froide (Petit Âge Glaciaire).

## 8. RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION

### Fiche synoptique Article 2

<b>Lateglacial and Holocene rockfall occurrence in high-elevated rock walls of the Mont Blanc massif (Western Alps): a complete dataset</b>	
<i>Earth Surface Processes and Landforms</i> Soumis en Mars 2019	Xavi GALLACH, Julien CARCAILLET, Ludovic RAVANEL, Philip DELINE, Christophe OGIER, Magali ROSSI, Emmanuel MALET, David GARCIA-SELLÉS
<b><u>Objectifs de l'article</u></b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Présenter les âges obtenus pour les 80 échantillons prélevés au cours de 3 campagnes (2006, 2011 et 2015-2016) de datation des paléo-écroulements dans les parois du bassin du glacier du Géant.</li> <li>• Recalculer les âges publiés antérieurement (Böhlert et al, 2008 ; Gallach et al, 2018) avec les mêmes paramètres utilisés durant la troisième campagne de datation.</li> <li>• Détecter les périodes Holocènes ayant une haute probabilité d'écroulements (par réalisation d'une distribution Kernel des âges et leurs incertitudes), qui puissent être corrélés aux différentes périodes climatiques de l'Holocène.</li> <li>• Explorer la distribution spatiale des écroulements selon leurs âges d'exposition.</li> </ul>	
<b><u>Questions de recherche</u></b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Quel est l'âge d'exposition des surfaces des parois granitiques du bassin du Géant ?</li> <li>• Les écroulements sont-ils significativement concentrés en groupes d'âges pouvant être raccordés à des périodes climatiques ou de forte sismicité holocènes dans les Alpes ?</li> <li>• Les périodes à forte concentration d'écroulements coïncident-elles avec les périodes à forte concentration de grands glissements de terrain alpins ?</li> </ul>	
<b><u>Principaux résultats</u></b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Un dataset de 62 âges d'écroulements : 54 écroulements holocènes et 8 écroulements dans les périodes glaciaire et Tardiglaciaire.</li> <li>• 4 concentrations d'âges holocènes, dont 3 corrélées avec l'Holocène moyen, l'Optimum Climatique Romain et le période couvrant le Période Chaud Médiéval et le Petit Âge Glaciaire ; un groupe de 7 âges concentrés entre 4.5 et 4.9 ka.</li> <li>• La partie supérieure des parois concentre les âges les plus anciens (pre-Holocène), tandis que les parties basse et du milieu des parois est plus active.</li> </ul>	
<b><u>Implications pour la connaissance des paléo-écroulements dans le massif du Mont Blanc</u></b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Le climat (périodes chaudes) joue un rôle important dans la fréquence des écroulements dans le massif.</li> </ul>	
<b><u>Perspectives et développements attendus</u></b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Utilisation des données spectrales des échantillons datés pour préciser la relation couleur-âge et développer une méthode de datation à partir de la couleur de la surface du granite.</li> </ul>	



# Lateglacial and Holocene rockfall occurrence in high-elevated rock walls of the Mont Blanc massif (Western Alps): a complete dataset.

Xavi Gallach<sup>1,2</sup>, Julien Carcaillet<sup>2</sup>, Ludovic Ravanel<sup>1</sup>, Philip Deline<sup>1</sup>, Christophe Ogier<sup>2</sup>, Magali Rossi<sup>1</sup>, Emmanuel Malet<sup>1</sup>, David Garcia-Sellés<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, EDYTEM, 73000 Chambéry, France

xavi.gallach@univ-savoie.fr

<sup>2</sup> Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, IFSTTAR, ISTERre, 38000 Grenoble, France

<sup>3</sup> Dept. de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Geomodels, Facultat de Geologia, Univ. de Barcelona, 08028 Barcelona, Spain

To be submitted to *Earth Surface Processes and Landforms* in March 2019

## **Abstract**

In the Mont Blanc massif (Western Alps), rockfalls are an important hazard for alpinists and infrastructure. This process has been well documented for the last 150 years. Its frequency has been rising for the last three decades, in correspondence with increasing air temperature. In order to understand the relationship between rockfall frequency and Holocene climate periods, dating selected paleo-rockfalls is needed. Rockfall ages have been obtained using Terrestrial Cosmogenic Nuclide dating on scars.

80 samples have been dated in three campaigns carried out in nine locations of the Glacier du Géant basin (> 3000 m a.s.l.). 55 new samples, including 6 replicates, are here presented and discussed together with previous and updated published ages.

62 rockfall ages have been obtained, ranging from  $0.03 \pm 0.02$  to  $100.49 \pm 8.50$  ka. A Kernel density function allows to highlight four Holocene periods of high rockfall occurrence: at c. 6-8 ka (related to the Holocene Warm Periods), at c. 4.9-4.4 ka, at c. 2.4-1.7 ka (related to the Roman Warm Period), and a cluster of recent ages (< 1.1 ka).

In parallel, 3D models of the sampled rock walls were produced using terrestrial LiDAR and photogrammetry. The shape of the 16 most evident rockfall scars have been reconstructed, allowing the calculation of the fallen volumes. 12 of these rockfall could be dated, providing ages younger than  $1.08 \pm 0.13$  ka. A structural study of the main fracture sets has been carried out at the scale of the Glacier du Géant basin using aerial photographs. Two main vertical fracture sets, oriented NW-SE and NE-SW, and one horizontal fracture set, have been detected from 3D models. They control the shape of the rock walls, as well as the geometry and volume of the collapsed blocks.

**Keywords:** <sup>10</sup>Be Cosmogenic Nuclide Dating, Rockfalls, Rock walls, Holocene, Lateglacial, European Alps, Mont Blanc massif.

## **Introduction**

High mountain is a particular environment, its morphodynamics are very sensitive to climate variations (Deline *et al.*, 2012). The effects of the current climate change (e.g., raising temperature) are stronger in high mountain than at lower altitudes: global air temperature has increased by 0.85°C from 1880 to 2012 (IPCC, 2014), while the average air temperature in the Alps has risen by 2°C during the same period, with a rise of 1.2°C from 1988 to 2003 (Auer *et al.*, 2007). Glacier melting and permafrost thawing are two of the most evident effects of the raising air temperature in alpine ranges, and are considered good indicators of climate change (Romanovsky *et al.*, 2007).

An important consequence of air temperature warming in mountain environments is the increase of slope instability (Huggel *et al.*, 2010; McColl, 2012). The relationship between rockfall/landslide occurrence and warmer air temperature caused by the climate change has been observed in different mountain ranges (Geertsema *et al.*, 2006; Huggel *et al.*, 2008; Allen *et al.*, 2009; Le Roux *et al.*, 2009; Fischer *et al.*, 2006; 2012; Stoffel and Huggel, 2012; Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2012; Allen and Huggel,

2013). Heavy rain episodes related to climate change have been considered as landslide triggers as well (e.g., Sigurdsson and Williams, 1991; Stoffel and Huggel, 2012). Permafrost thawing, related to the current warming air temperature, is assumed to be the main triggering factor of many slope instabilities reported in the Alps (Noetzli *et al.*, 2003; Schiermeier, 2003; Gruber *et al.*, 2004; Fischer *et al.*, 2012; Luethi *et al.*, 2015; Paranunzio *et al.*, 2016; Ravel *et al.*, 2017).

The Mont Blanc massif (MBM, Figure 1) is the highest massif in the European Alps, ranging from 580 to 4809 m a.s.l. The central part of the MBM is prone to slope instabilities: infrastructure (cable cars, mountain huts, rack railways) and mountaineering activities are exposed to rockfalls (RF; > 100 m<sup>3</sup>) and rock avalanches (RA; > 100,000 m<sup>3</sup>). Permafrost is largely present above 2600 and 3000 m a.s.l. on north and south aspects, respectively (Magnin *et al.*, 2015a). Current climate change accelerates the permafrost long-term warming in the Alps (Noetzli *et al.*, 2003; Magnin *et al.*, 2017), increases the rockfall occurrence and volume (Gruber and Haeberli, 2007; Fischer *et al.*, 2012; Ravel *et al.*, 2017) and affects the stability of mountain infrastructure (Ravel *et al.*, 2012; DuVillard *et al.*, 2015). The effects of permafrost thawing on the stability of the MBM rock walls were evident during the heatwaves of 2003 and 2015 (Ravel *et al.*, 2011; 2017), the two years with the highest average summer air temperature registered at Chamonix since 1934. Similar effects have been noticed on other alpine ranges during the heatwaves of 2003, 2007 and 2015 (Schiermeier, 2003; Gruber *et al.*, 2004; Allen and Huggel, 2013; WSL, 2015).

Since 2007, rockfalls are surveyed in the central part of the MBM (57 % of its total surface area) with the assistance of a network of hut keepers, mountain guides, alpinists and rescuers; extensive fieldwork in autumn allows to verify and complete the reported observations (Ravel and Deline, 2013). In addition, rockfalls of the exceptionally hot 2003 summer have been documented by mapping supraglacial debris from a SPOT-5 image (Ravel *et al.*, 2017). More than 850 rockfalls have been documented in 12 years (average: 70 events/yr). Most of them took place at altitudes where warm permafrost (temperature between -2°C and 0°C; Magnin *et al.*, 2015b) was present, and/or during warm periods (153 and 160 rockfalls were observed in 2003 and 2015 respectively).

At a longer timescale (during the last decades), several slope instabilities related to the warming temperatures have been documented in high mountains (e.g., Evans and Clague, 1994; Huggel *et al.*, 2012; Bodin *et al.*, 2015). In the MBM, comparison of historical photographs of a selection of rock faces towering the Chamonix valley allowed to exhaustively study the rockfall frequency from 1860 to 2010 (Ravel and Deline, 2008; 2010). Results highlight that 70 % of the rockfalls occurred during the last 20 years of this period, and this raising in occurrence is closely related to warming acceleration.

Some studies consider that the future warming caused by climate change will increase rock wall instabilities (Bottino *et al.*, 2002; Huggel *et al.*, 2010; Ravel *et al.*, 2017). In order to confirm the relationship between raising air temperatures and increasing rockfall occurrence, a study at a broader timescale is needed. Several prehistoric landslides occurred at lower elevation have been dated in the Alps (e.g., Soldati *et al.*, 2004; Ivy-Ochs *et al.*, 2009a; Zerathe *et al.*, 2014; Ivy-Ochs *et al.*, 2017a) and in other mountain ranges (e.g., Ballantyne *et al.*, 1998; Hermanns *et al.*, 2004; Ballantyne, 2008; Mercier *et al.*, 2013). The results show three main Holocene periods of occurrence. However, considering low and medium altitude landslide occurrence as a proxy for studying the RF/RA occurrence on the high altitudes of the MBM is risky, due to: i) the different nature of both phenomena, ii) their different volume, iii) their different triggering factors, and iv) the different environments where they take place.

As no exhaustive study has explored the rockfall occurrence in high mountain environments during the Holocene, the dating of RF/RA in the MBM would provide new information about their occurrence during both the Holocene and Lateglacial, thus to explore their relationship with the warmer periods. The central part of the MBM is composed of granitic rocks, thus suitable for Beryllium-10 (<sup>10</sup>Be) Terrestrial Cosmogenic Nuclide (TCN) dating. TCN dating is used to obtain the surface exposure age of rock wall surfaces, interpreted as rockfall ages.

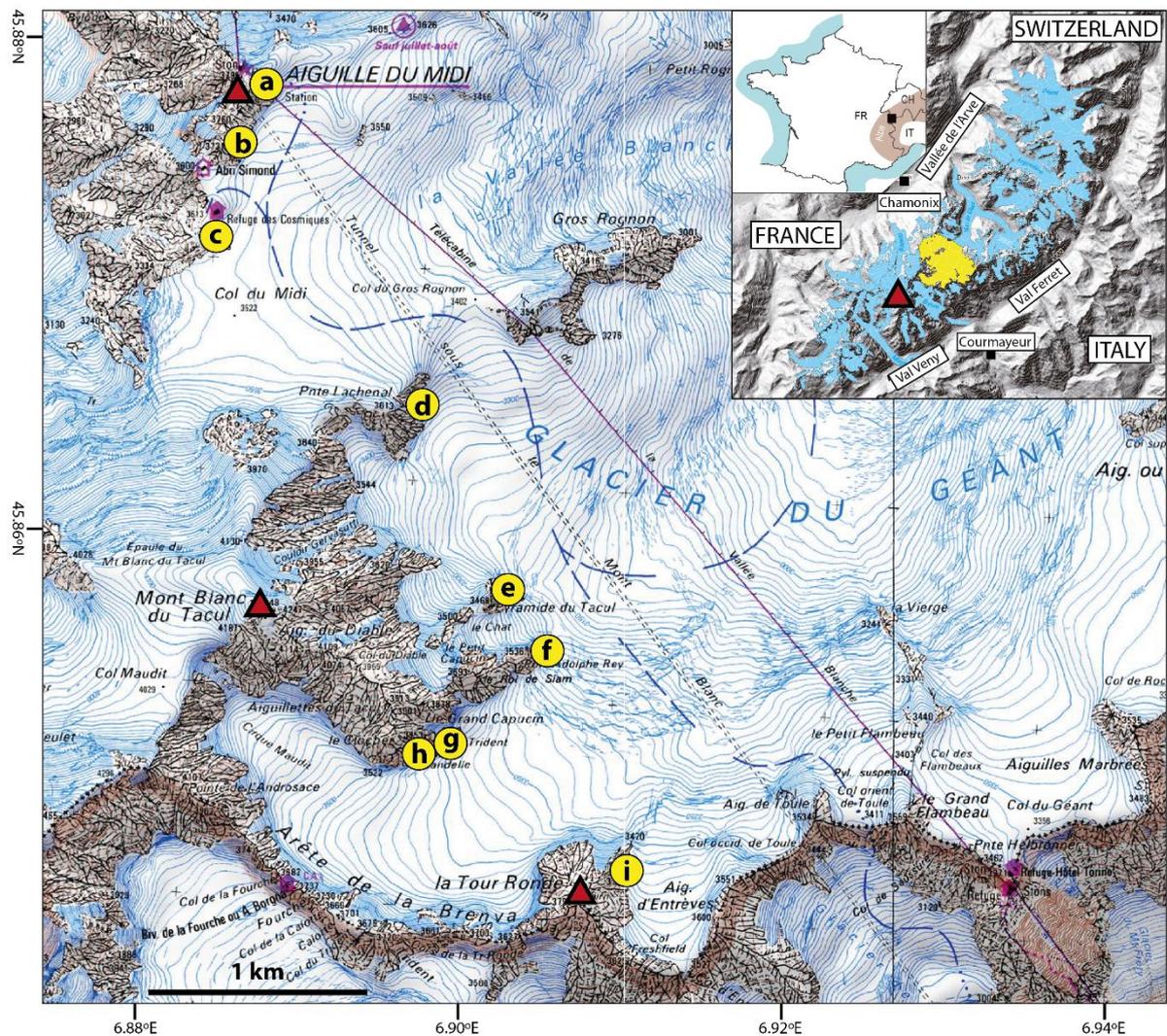
19 rockfall ages were obtained at six sites of the Glacier du Géant basin in previous campaigns (Böhlert *et al.*, 2008; Gallach *et al.*, 2018), showing two clusters that could be correlated to climate periods considered warm. However, the resulting dataset is not big enough to establish a detailed image of the RF/RA occurrence along the Holocene and Lateglacial periods. In this study we present the

results of a third and larger dating campaign conducted at nine sites of the Glacier du Géant basin. The final dataset is composed of 80 samples corresponding to 70 rock surfaces.

### **The Mont Blanc massif**

The MBM is a crystalline massif that extends over an area of 550 km<sup>2</sup> in the Western Alps, between France, Italy and Switzerland (Figure 1). It presents two main lithological units: a Variscan metamorphic series in the W and SW (Von Raumer and Bussy, 2004), and an intrusive late-Variscan granite in the central and eastern parts of the massif (Bussy and Von Raumer, 1994). The granite shows a rather homogeneous composition (Rossi, 2005), presenting a >70 % SiO<sub>2</sub> content (Bussy, 1990). The MBM is crosscut by a network of shear zones and faults: a set of dextral Variscan faults oriented NW-SE, and a set of sinistral Alpine faults oriented NE-SW (Bellière, 1988; Bertini *et al.*, 1985; Rossi *et al.*, 2005). A third horizontal set of Alpine veins is present (Poty *et al.*, 1974; Rossi and Rolland, 2014). This three fracture sets control the shape of the rock walls as well as the geometry and volume of rockfalls. A less frequent set of faults oriented N-S is present in the southern margin of the massif (Baggio and Mezzacasa, 1971; Rossi *et al.*, 2005). 27 % of the massif was covered by glaciers in the 2000s (Gardent *et al.*, 2014), while half of the 16 % of rock walls steeper than 40° are affected by permafrost (Magnin *et al.*, 2015a).

The sampling area is located in the Glacier du Géant basin, between the Aiguille du Midi and the Tour Ronde (Figure 1). Glaciers cover 80 % of the surface, the remaining area being steep rock walls located above the glacier accumulation zone (c. 2800 m a.s.l.; Berthier *et al.*, 2006), while the glacier is partly cold-based (Gilbert *et al.*, 2015). High altitude climatic conditions prevent soil formation and vegetation growth, and make the chemical erosion almost inexistent (Gordon and Dorn, 2005; Matsuoka *et al.*, 2006). The steepness of the rock walls makes this area prone to rockfalls and rock avalanches (Deline *et al.*, 2012). Rockfall is thus the main erosion process.



**Figure 1.** Sampling sites in the Mont Blanc massif. a: Aiguille du Midi (3842 m); b: Cosmiques spur (3731 m); c: lower Cosmiques ridge (3613 m); d: Pointe Lachenal (3550 m); e: Pyramide du Tacul (3468 m); f: Pointe Adolphe Rey (3535 m); g: Trident du Tacul (3639 m); h: Chandelle du Tacul (3613 m); i: Tour Ronde (3792 m). Summits are in meters a.s.l. Yellow area in the inset: Glacier du Géant basin; red triangle in the inset: Mont Blanc summit (4809 m a.s.l.).

## Methods

### *Surface exposure dating of rock wall surfaces*

TCN dating is a very reliable tool when calculating the exposure age of a mineral surface. In the Glacier du Géant basin, in absence of glacial or chemical erosion, a rock wall surface is exposed to subaerial conditions as the result of a rockfall. The exposure age of a rock surface is therefore the time passed since the last rockfall. Dating several rock surfaces in a given area results in the obtention of a data set that shows rockfall occurrence along time, and thus helps in the detection of the eventual periods when the rockfall activity concentrates.

In the present study the results of the third and largest campaign (55 samples), carried out in 2015 and 2016, are presented. The exposure ages of the 2006 and 2011 campaigns have been recalculated using the same parameters, so that all ages can be compared.



**Figure 2.** Sample location of all the samples studied during the three campaigns in the nine sites in the Glacier du Géant basin. T1 to T4: oldest to youngest areas of an exposed rock wall, according to their surface colour. Altitudes are in meters a.s.l.

### Sampling strategy

The sampling campaign has been prepared with the same criteria used during the previous campaigns: sampling a selection of rock walls situated at > 3300 m a.s.l. Eight locations have been selected (Figure 2), of which three had not been sampled before: Pointe Lachenal, Pointe Adolphe Rey and Chandelle du Tacul. As supraglacial debris from rockfall are rapidly disappearing at the base of the rock walls because embedded or transported by the glacier, TCN dating was conducted on rockfall scars.

In the granitic rock walls of the MBM, surfaces recently exposed due to rockfalls are light grey (“fresh rock”) whereas old exposed rock surfaces show a characteristic orange-reddish colour due to surface weathering (Ravanel and Deline, 2008). The transition from grey to orange/red colour is most evident on E and SE faces. The redness of a granite surface has been observed in other hypothermal environments (Kanamaru *et al.*, 2018), and is directly related to the presence of iron hydroxide, thus to its degree of weathering. XRF analyses were conducted on the five samples treated during the pilot study, and showed that differences in the surface colour of the MBM granite are not due to differences in its elemental composition.

This relationship between rock surface colour and exposure age was used to select the sampling sites (Gallach *et al.*, 2018). The selection of rock surfaces to be dated on each site was determined from photographs and field work. Pictures were processed with *Adobe Photoshop* in order to maximize the colour differences between the surface units of different apparent ages. Based on the surface colours, rock wall surfaces were classed according to their apparent exposure age, from T1 (older) to T4 (younger; Figure 2). Sampling was carried out in areas where the colour was representative of the average colour within a given scar of the rock wall. Most of the samples were extracted on E and SE faces. Six of these samples were extracted as replicates near three already known exposure ages, in order to verify the consistency of the assumption that, when calculating rockfall ages, one sample can be representative of the rockfall scar.

Sampling logistic is complex, needing to abseil down with static ropes from each summit. Access to summits was possible using cable-car for the Aiguille du Midi and for the Cosmiques spur, and helicopter

for the other summits. Sampling was carried out cutting the rock with angle grinder or percussion drill, and extracting the rock sample with chisel and hammer. Sampling was carried out in > 3 m-deep rockfall scars to avoid cosmogenic nuclides inheritance, as 99 % of cosmic rays are absorbed in the first 3 m of granite (Dunai, 2010). As the angle slope of the sampling surfaces results in the blocking of an important fraction of the cosmic rays, the topographic shielding of each sample was measured according to the Balco *et al.* (2008) method, considering the azimuth (0-360 degrees) and the angular elevation (0-90 degrees) of remarkable points of both the horizon and the sampling surface. The broad range of the resulting shielding factors (Table 1) confirms this need for precision.

Samples were collected on sub-vertical scars (42-90°, mean: 76°), far from shear zones. These prevent snow accumulation, and significant surface erosion thanks to the absence of frost shattering because of nearly permanent negative temperature without fluid percolation. No correction for snow and erosion was thus applied.

Sample	Lat. °N (Dec. deg.)	Long. °E (Dec. deg.)	Elevation (m a.s.l.)	Sampling surface	Aspect Dip Direction (°)	Sample thickness (cm)	Shielding factor	Observation
ADM1	45.878	6.888	3821	T1	165	2.5	0.559	a
ADM1b			3821	T1	165	2.5	0.541	c
ADM1c			3820	T1	165	2.5	0.541	c
ADM2			3825	T2	138	3.5	0.559	a
ADM3			3750	T2	135	5.5	0.898	a
ADM4			3740	T2	127	2.5	0.627	a
ADM5			3740	T2	149	4	0.627	a
ADM6			3780	T1	142	-	-	b
ADM7			3790	T1	162	-	-	b
ADM8			3815	T3	270	4	0.529	b
ADM9			3790	T1	155	4	0.725	
ADM10			3774	T3	150	4	0.518	
ADM11			3760	T3	160	4	0.512	
ADM12			3750	T3	150	4	0.670	
ADM12b			3749	T3	142	2	0.526	d
ADM12c			3749	T3	162	3	0.556	d
ADR1	45.854	6.904	3516	T2	120	5	0.579	
ADR2			3433	T3	120	5	0.564	
ADR3			3420	T4	130	4	0.421	
ADR4			3397	T4	110	3	0.509	
ADR5			3309	T4	130	3	0.531	
ADR6			3450	T1	90	2.5	0.676	
ADR7			3423	T2	85	2.5	0.508	
ADR8			3322	T1	150	4	0.774	
ADR9			3277	T2	148	2.5	0.567	
ADR10			3372	T4	115	2.5	0.520	
ADR11			3337	T3	130	2.5	0.512	
ADR12			3305	T1	105	2.5	0.605	
CHD1	45.851	6.898	3602	T1	148	3	0.629	
CHD2			3577	T2	170	3.5	0.430	
CHD3			3556	T1	105	1.5	0.421	
CHD4			3526	T4	220	2	0.404	
CHD5			3505	T2	170	4	0.620	
CHD6			3502	T3	170	2	0.640	
CHD7			3451	T3	155	-	-	
COS1	45.873	6.886	3593	T4	125	1.2	0.791	b
ECO1	45.876	6.887	3625	?	142	-	-	b
ECO2			3600	T4	140	6	0.582	b
ECO3			3627	T1	132	6.5	0.734	b
ECO4			3675	T1	150	2.5	0.519	

ECO5			3645	T3	135	3.5	0.565	
ECO6			3620	?	126	2.5	0.502	
ECO7			3597	?	125	3	0.626	
ECO7b			3597	?	125	4	0.657	e
ECO7c			3597	?	130	4.5	0.665	e
ECO8			3580	T2	146	2.5	0.640	
ECO9			3754	T1	175	2	0.731	
ECO10			3752	T1	140	2	0.460	
LA1	45.865	6.897	3526	T1	120	3	0.629	
LA2			3523	T4	90	5	0.272	
LA3			3471	T1	80	2	0.396	
LA4			3464	T1	180	3	0.298	
PYR1	45.856	6.903	3400	T3	136	-	-	b
PYR2			3380	T1	136	5	0.559	b
PYR3			3355	T2	140	3	0.743	b
PYR4			3451	T1	145	2.5	0.540	
PYR5			3429	T4	30	2	0.776	
PYR6			3364	T3	109	2.5	0.696	
PYR7			3318	T3	125	3.5	0.711	
TRI1	45.851	6.900	3525	T2	148	4	0.523	b
TRI2			3525	T2	105	2.5	0.703	b
TRI3			3471	T4	105	-	-	b
TRI4			3465	T2	48	3.5	0.547	b
TRI5			3462	T2	145	5.5	0.500	b
TRI6			3617	T1	108	2.5	0.506	
TRI7			3569	T2	90	3	0.543	
TRI8			3492	T2	152	2.5	0.300	
TRI9			3545	T3	98	2.5	0.555	
TRI10			3518	T4	104	2.5	0.519	
TRI11			3487	T3	75	3	0.491	
TRI12			3444	T4	87	2.5	0.528	
TRO1	45.845	6.910	3445	T3	112	4	0.582	b
TRO2			3430	T1	135	4	0.559	b
TRO3			3440	T4	90	-	-	b
TRO4			3440	T2	105	4.5	0.682	b
TRO5			3410	T4	89	7	0.605	b
TRO6			3645	T1	135	3	0.759	
TRO7			3616	T2	98	2.5	0.522	
TRO8			3536	T1	109	2.5	0.701	
TRO9			3467	T4	103	1.5	0.587	

**Table 1.** Characteristics of the set of 80 samples from the Glacier du Géant basin rock walls.

Observation: a: 2006 sampling campaign (Böhlert *et al.*, 2008); b: 2011 sampling campaign (Gallach *et al.*, 2018); c: Replicate of ADM1; d: Replicate of ADM12; e: Replicate of ECO7.

### Sample processing

The samples were cut at the laboratory with a radial arm saw in order to obtain a constant thickness along all their surface. The final samples had thickness in the range 1.2 to 4.5 cm (average: 3 cm), and a mass in the range 0.5-1.4 kg (average: 0.9 kg).

TCN samples preparation was carried out at the ISTERre GeoThermoChronology platform (Grenoble, France). Rock samples were crushed and sieved to obtain a grain-size of 200-500  $\mu\text{m}$ . The magnetic fraction was separated using a *Frantz*® magnetic separator. The non-magnetic fraction underwent successive leaching with HCl-H<sub>2</sub>SiF<sub>6</sub> mixture (1/3-2/3 vol.) to obtain pure quartz. The <sup>10</sup>Be atmospheric compound was removed by 3 subsequent HF leaching (c. 10 % dissolution each; Kohl and Nishiizumi, 1992). Be targets were extracted following the chemical procedure of Brown *et al.* (1991) and Merchel and Herpers (1999). A carrier solution of <sup>9</sup>Be (1000 mg.l<sup>-1</sup>, Scharlau Be batch 14569501) was then added, and the sample was totally dissolved in 40 % HF. Be was isolated by ion-exchange chromatography followed by selective pH precipitation techniques. The Be hydroxides were

precipitated, dried, and calcinated at 850°C to BeO.

The  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  ratios were measured at the ASTER-CEREGE Accelerator Mass Spectrometry (AMS) facility (Aix-en-Provence, France; Arnold *et al.*, 2010).  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  ratios were normalized to the “In-house standard”, with an assumed  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  ratio of  $1.191 \pm 0.013 \times 10^{-11}$  (Braucher *et al.*, 2015).

The  $^{10}\text{Be}$  concentrations were corrected for procedural blanks (Table 2). The production rate was scaled for latitude, altitude, atmospheric pressure and geomagnetic field history based on the time-dependent Lal (1991) and Nishiizumi *et al.* (1989) scaling framework and corrected for sample thickness assuming an exponential depth profile (Brown *et al.*, 1992) with an effective neutron attenuation length of  $160 \text{ g.cm}^{-2}$  (Gosse and Phillips 2001) and a rock density of  $2.65 \text{ g.cm}^{-3}$ . A  $^{10}\text{Be}$  half-life of  $1.387 \pm 0.012 \text{ Myr}$  (Chmeleff *et al.*, 2010; Korschinek *et al.*, 2010) was used for the calculation of exposure ages. No erosion rate was applied, as almost negligible erosion rates have been observed in rock surfaces situated in hypothermal environments (Matsuoka *et al.*, 2006; Suganuma *et al.*, 2014). The topographic shielding factor for each sample (Table 1) was calculated with the online *Topographic Shielding Calculator v2.0* (Marrero *et al.*, 2016; <http://cronus.cosmogenicnuclides.rocks/2.0/html/topo/>).

The exposure ages were calculated with the *CRONUS Earth Web Calculators* version 2.0 (Marrero *et al.*, 2016; <http://cronus.cosmogenicnuclides.rocks/2.0/>).

#### *Determination of rockfall volumes*

In order to estimate rockfall volumes, photogrammetric and terrestrial LiDAR (Light Detection And Ranging) georeferenced 3D models were produced for the nine studied rock walls.

The 3D models of SE face of the Aiguille du Midi, the Cosmiques spur, the Pointe Lachenal, the Pyramide du Tacul, the Pointe Adolphe Rey, the Trident du Tacul and the Chandelle du Tacul were obtained using terrestrial digital photogrammetry. 55 to 175 photographs of each rock wall were taken with a Nikon D800<sup>®</sup> reflex camera (7360 × 4912 px; 36 Mpx) at speed > 1/60 s, with 34 mm, 50 mm and 85 mm Nikon objectives. A Trimble Geo7x<sup>®</sup> dGPS was used for camera georeferencing, and Agisoft PhotoScan<sup>®</sup> (Agisoft, 2017) for photo merging and point cloud alignment in a workstation.

The 3D models of the Aiguille du Midi summit, the lower Cosmiques ridge and the Tour Ronde result from point clouds obtained with an Optech ILRIS 3D<sup>®</sup> terrestrial LiDAR scanner (wavelength: 1500 nm; acquisition speed: 2000 pts.s<sup>-1</sup>; effective range: 600 m; Ravanel *et al.*, 2010), and aligned and georeferenced using open source *CloudCompare* software version 2.7 (Girardeau-Montaut, 2015).

All the point clouds were processed with *Hexagon 3DReshaper*<sup>®</sup> (Technodigit, 2017). They were noise-reduced, cleaned and reduced from the original weight (40-50 M points) to a lighter file, *i.e.* easier to use (5-7 M points). A Triangular Irregular Network (TIN) of each point cloud was produced. The shape of the 16 best preserved rockfall scars was reconstructed: some artificial planes were added to the TIN in order to reproduce the estimated rock wall surface prior to the collapse, with the aim of create a "closed form" representing the geometry of the collapsed blocks. As the resulting form is georeferenced, its volume can be automatically calculated, resulting in the rockfall volume.

#### *Analysis of structural settings in the Glacier du Géant basin*

Several tectonic maps have been realized on different areas of the MBM (Baggio and Mezzacasa, 1971; Bertini *et al.*, 1985; Guermani and Pennacchioni, 1997; Rossi *et al.*, 2005) showing the main shear zone network of the massif. A detailed map of the Glacier du Géant basin shear zones was realized from aerial photographs. Two *ArcGIS* World Topographic Map photographs (covering 10 km<sup>2</sup> each; 1 pixel: 2.25 m<sup>2</sup>) were merged. All the visible fractures and/or fault lines were mapped (Figure 3), and classified according to the three main fracture sets detected. The azimuth of every strike directions was measured. Main directions, number of fractures, minimal, maximal and mean strike directions, and standard deviation were calculated for each fracture set.

## **Results**

### *Ages of the rockfalls*

A total of 71 surface exposure ages have been obtained (Table 2). Ages before AD 2000 (b2k) are in the range  $100.49 \pm 8.50$  to  $0.03 \pm 0.02$  ka.

Because  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  ratios of ADR5 and TRO9 ( $4.01 \pm 1.27 \cdot 10^{-15}$  and  $8.16 \pm 1.2 \cdot 10^{-15}$  respectively) are lower than their associated chemical blanks ( $4.35 \pm 0.89 \cdot 10^{-15}$  and  $9.45 \pm 1.13 \cdot 10^{-15}$ , respectively), it is analytically impossible to compute their  $^{10}\text{Be}$  concentrations. However, the consideration of the analytical uncertainties allows the estimation of a maximum concentration statistically acceptable. This is effective for ADR5 ( $6.199 \cdot 10^3 \text{ at.g}^{-1}$ ) but not for TRO9 ( $-1.044 \cdot 10^2 \text{ at.g}^{-1}$ ), that remains lower than its blank. The ADR5 concentration thus allow the computation of a maximum estimated sample age of  $0.24 \pm 0.08$  ka. TRO9 age cannot be computed but the closeness of the  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  ratio with blank suggests that it is contemporary.

Amongst the 72 resulting surface exposure ages, six are replicate ages of three samples (ADM1, ADM12, ECO7), and three are considered as outliers: (i) TRI2 (Figure 2g;  $14.19 \pm 1.20$  ka) showed a strong surficial exfoliation and desquamation of minerals (Gallach *et al.*, 2018) suggesting that its surface should be affected by strong erosion and thus cannot be considered as the original surface exposed after the rockfall; (ii) PYR5 (Figure 2e;  $4.84 \pm 0.52$  ka) was sampled in a scar near the summit of the Pyramide du Tacul; its very light grey colour surface, the angular surrounding rock walls, and the presence of unstable rocks within the scar support the assumption of a very young rockfall scar; (iii) ADR7 (Figure 2f;  $25.39 \pm 2.10$  ka) was sampled at the top of a rockfall scar; the 3D model of this rock wall, built after the sampling campaign, revealed that the detached block was at this point 1 m thick, and therefore that the production of  $^{10}\text{Be}$  in the currently exposed surface started before the rockfall; its location near ADR6 (the oldest sample of the dataset,  $100.49 \pm 8.50$  ka) helps to explain the important amount of inherited  $^{10}\text{Be}$  in the rock.

The remaining 63 surface exposure ages can be considered as rockfall ages. 55 rockfall ages are Holocene ( $< 11.7$  ka; Figure 4), and 8 rockfall ages are Glacial or Lateglacial.

Sample	$^{10}\text{Be}$ ( $10^4 \text{ at g}^{-1}$ )	$^{10}\text{Be}$ uncertainty ( $10^4 \text{ at g}^{-1}$ )	$^{10}\text{Be}$ concentration in $^9\text{Be}$ carrier solution	Production rate (spallation) ( $\text{at g}^{-1} \text{ a}^{-1}$ )	Production rate (muons) ( $\text{at g}^{-1} \text{ a}^{-1}$ )	Exposure age (ka)	External uncertainty ( $\pm$ ka)	Internal uncertainty ( $\pm$ ka)	Observation
ADM1	157.42	4.72	$1.68 \pm 0.34\text{E-}14$	34.900	0.182	<b>44.00</b>	3.60	1.29	a
ADM1b	109.31	3.38	$5.13 \pm 1.48\text{E-}15$	33.768	0.176	<b>31.90</b>	2.60	0.96	c
ADM1c	99.76	3.08	$5.13 \pm 1.48\text{E-}15$	33.768	0.176	<b>29.20</b>	2.40	0.87	c
ADM2	6.02	0.43	$1.68 \pm 0.34\text{E-}14$	34.690	0.181	<b>1.78</b>	0.19	0.13	a
ADM3	24.25	1.16	$1.68 \pm 0.34\text{E-}14$	53.053	0.278	<b>4.65</b>	0.44	0.23	a
ADM4	24.81	1.09	$1.68 \pm 0.34\text{E-}14$	37.901	0.199	<b>6.57</b>	0.58	0.28	a
ADM5	28.24	1.41	$1.68 \pm 0.34\text{E-}14$	37.417	0.196	<b>7.56</b>	0.71	0.38	a
ADM6	-	-	-	-	-	-	-	-	b
ADM7	-	-	-	-	-	-	-	-	b
ADM8	1.05	0.16	$1.20 \pm 0.25\text{E-}14$	32.468	0.169	<b>0.31</b>	0.05	0.05	b
ADM9	60.81	1.98	$4.35 \pm 0.89\text{E-}15$	43.941	0.230	<b>13.99</b>	1.20	0.45	
ADM10	1.04	0.20	$4.35 \pm 0.89\text{E-}15$	31.122	0.163	<b>0.32</b>	0.07	0.06	
ADM11	2.61	0.58	$4.35 \pm 0.89\text{E-}15$	30.549	0.160	<b>0.86</b>	0.23	0.22	
ADM12	3.65	0.50	$4.35 \pm 0.89\text{E-}15$	39.736	0.209	<b>0.93</b>	0.16	0.14	
ADM12b	6.70	0.39	$5.13 \pm 1.48\text{E-}15$	31.742	0.167	<b>2.18</b>	0.22	0.13	d
ADM12c	5.57	0.32	$5.13 \pm 1.48\text{E-}15$	33.227	0.175	<b>1.72</b>	0.17	0.10	d
ADR1	8.59	0.66	$4.35 \pm 0.89\text{E-}15$	29.857	0.161	<b>2.95</b>	0.33	0.23	
ADR2	5.50	1.69	$4.35 \pm 0.89\text{E-}15$	27.741	0.152	<b>2.03</b>	0.69	0.67	
ADR3	0.10	0.03	$4.35 \pm 0.89\text{E-}15$	20.737	0.113	<b>0.04</b>	0.02	0.01	
ADR4	1.44	0.32	$4.35 \pm 0.89\text{E-}15$	24.900	0.137	<b>0.56</b>	0.14	0.14	
ADR5	0.62	0.20	$4.35 \pm 0.89\text{E-}15$	24.694	0.137	<b>&lt;0.24</b>	0.08	0.08	f
ADR6	357.12	10.98	$5.71 \pm 0.88\text{E-}15$	35.145	0.190	<b>100.49</b>	8.50	3.08	
ADR7	66.37	2.05	$5.71 \pm 0.88\text{E-}15$	25.892	0.141	<b>25.39</b>	2.10	0.76	g
ADR8	17.37	0.57	$9.45 \pm 1.13\text{E-}15$	36.591	0.202	<b>4.82</b>	0.41	0.16	
ADR9	4.74	0.41	$5.71 \pm 0.88\text{E-}15$	25.558	0.143	<b>1.89</b>	0.23	0.17	
ADR10	2.36	0.40	$5.71 \pm 0.88\text{E-}15$	25.361	0.139	<b>0.94</b>	0.19	0.17	
ADR11	4.57	0.40	$5.71 \pm 0.88\text{E-}15$	24.493	0.135	<b>1.91</b>	0.23	0.17	

ADR12	21.17	0.94	5.71±0.88E-15	28.524	0.158	<b>7.42</b>	0.68	0.33	
CHD1	15.35	0.65	9.45±1.13E-15	34.598	0.185	<b>4.49</b>	0.40	0.19	
CHD2	9.89	0.83	9.45±1.13E-15	23.224	0.125	<b>4.32</b>	0.48	0.35	
CHD3	7.29	0.47	5.71±0.88E-15	22.848	0.122	<b>3.28</b>	0.34	0.21	
CHD4	1.04	0.14	9.45±1.13E-15	21.497	0.116	<b>0.46</b>	0.07	0.06	
CHD5	19.60	0.80	9.45±1.13E-15	32.010	0.173	<b>6.16</b>	0.51	0.23	
CHD6	2.13	0.35	5.71±0.88E-15	33.584	0.182	<b>0.62</b>	0.13	0.12	
CHD7	-	-	-	-	-	-	-	-	
COS1	0.17	0.07	1.20±0.25E-14	42.135	0.224	<b>0.03</b>	0.02	0.02	b
ECO1	-	-	-	-	-	-	-	-	b
ECO2	1.80	0.29	1.20±0.25E-14	30.552	0.163	<b>0.57</b>	0.11	0.10	b
ECO3	21.27	1.98	1.20±0.25E-14	39.577	0.211	<b>5.45</b>	0.65	0.50	b
ECO4	22.42	0.70	9.45±1.13E-15	29.887	0.158	<b>7.50</b>	0.64	0.24	
ECO5	3.37	0.30	9.45±1.13E-15	31.750	0.169	<b>1.08</b>	0.13	0.10	
ECO6	2.03	0.19	9.45±1.13E-15	28.020	0.149	<b>0.72</b>	0.10	0.08	
ECO7	2.81	0.35	9.45±1.13E-15	34.361	0.184	<b>0.82</b>	0.14	0.12	
ECO7b	2.70	0.24	5.13±1.48E-15	35.801	0.191	<b>0.76</b>	0.10	0.07	e
ECO7c	2.78	0.29	5.13±1.48E-15	36.061	0.193	<b>0.78</b>	0.11	0.09	e
ECO8	1.66	0.27	9.45±1.13E-15	34.964	0.187	<b>0.46</b>	0.08	0.07	
ECO9	29.69	1.07	9.45±1.13E-15	44.159	0.232	<b>6.73</b>	0.55	0.23	
ECO10	27.72	1.13	9.45±1.13E-15	27.767	0.146	<b>10.09</b>	0.93	0.43	
LA1	38.52	2.26	4.35±0.89E-15	33.176	0.179	<b>11.79</b>	1.20	0.69	
LA2	0.37	0.10	4.35±0.89E-15	13.311	0.073	<b>0.26</b>	0.08	0.07	
LA3	9.61	0.87	4.35±0.89E-15	19.841	0.108	<b>4.91</b>	0.59	0.45	
LA4	13.77	0.83	4.35±0.89E-15	14.493	0.080	<b>9.99</b>	1.00	0.60	
PYR1	-	-	-	-	-	-	-	-	b
PYR2	153.95	6.47	1.20±0.25E-14	25.995	0.143	<b>58.09</b>	5.30	2.47	b
PYR3	9.00	0.88	1.20±0.25E-14	32.960	0.182	<b>2.80</b>	0.34	0.27	b
PYR4	9.63	0.58	9.45±1.13E-15	27.795	0.151	<b>3.55</b>	0.34	0.21	
PYR5	18.74	1.40	5.71±0.15E-15	39.339	0.214	<b>4.84</b>	0.52	0.36	g
PYR6	1.83	0.25	5.71±0.15E-15	32.989	0.183	<b>0.53</b>	0.09	0.08	
PYR7	1.83	0.28	5.71±0.15E-15	31.986	0.179	<b>0.55</b>	0.10	0.09	
TRI1	21.15	1.91	1.20±0.25E-14	27.175	0.147	<b>7.78</b>	0.94	0.71	b
TRI2	51.62	1.86	1.20±0.25E-14	36.816	0.199	<b>14.19</b>	1.20	0.50	b,g
TRI3	-	-	-	-	-	-	-	-	b
TRI4	5.85	0.47	1.20±0.25E-14	26.579	0.145	<b>2.27</b>	0.26	0.19	b
TRI5	16.02	0.81	1.20±0.25E-14	21.997	0.120	<b>7.28</b>	0.69	0.37	b
TRI6	65.24	2.01	9.45±1.13E-15	28.195	0.150	<b>22.99</b>	1.90	0.69	
TRI7	41.52	1.31	5.71±0.88E-15	29.330	0.157	<b>14.29</b>	1.20	0.44	
TRI8	14.37	0.52	9.45±1.13E-15	15.600	0.085	<b>9.27</b>	0.84	0.35	
TRI9	6.58	0.63	5.71±0.88E-15	29.721	0.160	<b>2.28</b>	0.29	0.22	
TRI10	2.05	0.35	5.71±0.88E-15	27.303	0.148	<b>0.75</b>	0.15	0.14	
TRI11	2.26	0.17	9.45±1.13E-15	25.313	0.137	<b>0.90</b>	0.11	0.08	
TRI12	1.48	0.25	5.71±0.88E-15	26.656	0.145	<b>0.54</b>	0.11	0.10	
TRO1	1.40	0.22	1.20±0.25E-14	27.632	0.150	<b>0.49</b>	0.08	0.07	b
TRO2	11.93	0.63	1.20±0.25E-14	26.516	0.144	<b>4.56</b>	0.44	0.24	b
TRO3	-	-	-	-	-	-	-	-	b
TRO4	6.74	1.07	1.20±0.25E-14	29.931	0.162	<b>2.32</b>	0.41	0.37	b
TRO5	0.37	0.09	1.20±0.25E-14	28.992	0.159	<b>0.12</b>	0.03	0.03	b
TRO6	111.52	3.44	9.45±1.13E-15	42.152	0.225	<b>26.19</b>	2.10	0.78	
TRO7	5.28	0.32	9.45±1.13E-15	28.797	0.154	<b>1.88</b>	0.19	0.12	
TRO8	17.70	0.85	5.71±0.88E-15	37.580	0.202	<b>4.78</b>	0.44	0.23	
TRO9	-0.01	0.00	9.45±1.13E-15	30.787	0.166	-	-	-	

**Table 2** TCN ages (exposure ages) of the set of 74 samples from the Glacier du Géant basin rock walls. Observation: a: 2006 sampling campaign, ages corrected in 2018 using updated parameters. Original ages published in Böhlert *et al.* (2008); b: 2011 sampling campaign, ages corrected in 2018 using the updated parameters. Original ages published in Gallach *et al.* (2018); c: replicate of ADM1; d: replicate of ADM12; e: replicate of ECO7; f: Sample with a  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  ratio lower than its associated chemical blank, age is calculated considering maximum uncertainty. Resulting age is a maximum age; g: age interpreted as outlier.

### Rockfall volumes

The geometry of 16 rockfall scars has been reconstructed using 3D reconstruction techniques. Volumes are in the range 600 – 40,000 m<sup>3</sup>, with a total volume of 139,900 m<sup>3</sup> (Table 3).

The exposure age of 12 of these scars could be obtained, with ages ranging from  $1.08 \pm 0.13$  to  $0.03 \pm 0.02$  ka. The youngest age (COS1) corresponds to the 1998 Cosmiques hut rockfall (Ravanel *et al.*, 2013). The total volume for the dated rockfalls is 87,200 m<sup>3</sup>.

Sample	Rock surface	Volume (m <sup>3</sup> )	TCN age (ka b2K)	Observations
ADM8	T3	6 600	$0.31 \pm 0.05$	
ADR4	T4	3 000	$0.56 \pm 0.14$	
ADR7	T2	10 200	outlier	
ADR10	T4	2 700	$0.94 \pm 0.19$	
CHD4	T4	2 500	$0.46 \pm 0.07$	
COS1	T4	600	0.002	a
ECO2	T4	3 000	$0.57 \pm 0.11$	
ECO5	T3	4 100	$1.08 \pm 0.13$	
ECO6	?	6 400	$0.72 \pm 0.10$	
LA2	T4	3 000	$0.26 \pm 0.08$	
PYR1	T3	20 000	TCN failed	
PYR5	T4	2 500	outlier	
PYR6, PYR7	T3	40 000	$0.54 \pm 0.07$	b
TRI10	T4	13 000	$0.75 \pm 0.15$	
TRI12	T4	2 300	$0.54 \pm 0.11$	
TRO3, TRO9	T4	20 000	TCN failed	
<b>TOTAL VOLUME</b>		139 900		

**Table 3.** Rockfall volumes and TCN ages of 16 rockfalls. b2K: before 2000 CE. Observations: a: true age of a rockfall that happened in 1998; b: weighted average of PYR6 ( $0.53 \pm 0.09$  ka) and PYR7 ( $0.55 \pm 0.10$  ka) ages.

### Analysis of structural settings in the Glacier du Géant basin

A total of 141 main fractures/shear zones has been mapped in the Glacier du Géant basin (Figure 3), that can be divided into three main sets (Figure 3: inset). Set 1 (red) is the most evident, composed of 77 fractures oriented ENE-WSW. It shows strike directions in the range N25-92° and average strike is N64° (standard deviation: 16°). It seems to contain three subsets (N45-50°, N60-75° and N90°), which is consistent with the anastomosing pattern of the main shear zones described in the MBM (Rossi *et al.*, 2005). Set 2 (green) is composed of 53 fractures oriented NW-SE, with strike directions in the range N104-150° with an average at N113° (SD: 8.4°). Set 3 (violet) has been detected in the southern margin of the Glacier du Géant basin, while some fractures belonging to this set are supposed to be present in its central part. This fracture set is composed of 11 fractures oriented NNE-SSW, with strike directions in the range N7-20° and an average strike of N13° (SD: 4°).

## Discussion

### What causes rockfalls in the MBM?

Seismicity, glacial debuttressing, freeze-thaw cycles and permafrost thawing are considered to be the four main potential causes of RF/RA in periglacial environments. We explore the relevance of this factors as the possible cause of the MBM rockfalls.

Seismicity is a well known triggering cause of slope instability in mountain areas, both at present day (Harp and Jibson, 2002; Sepúlveda *et al.*, 2010) and during the Holocene (Larsen *et al.*, 2005; Mackey and Quigley, 2014). In the MBM a Moment magnitude ( $M_w$ )  $5.3 \pm 0.3$  earthquake was documented in 1905 near Argentière, at c. 19 km from the Glacier du Géant basin, damaging houses and causing several rockfalls in the Chamonix valley (Cara *et al.*, 2017). A c.  $M_w$  4.8 earthquake was documented in 1817 at 1 km SW of Chamonix, causing some light damage (SisFrance, 2010). Two recent earthquakes have been measured (1962-2016) near the MBM, with no damage reported in the

Chamonix valley: a  $M_w$  4.5-5.0 that took place in the Giffre massif, 20 km north of the Glacier du Géant basin (BCSF, 2017), and the 2005  $M_w$  4.5 Vallorcine earthquake, 30 km north of the Glacier du Géant basin (Fréchet *et al.*, 2010). Five  $M_w$  5.7-6.2 earthquakes have been documented between 1524 and 1946 in Valais, Switzerland, with its two nearest epicentres situated at c. 50 km from the Glacier du Géant basin (Fäh *et al.*, 2012) and no damage reported in the Chamonix valley. Earthquakes remain one of the possible causes of the current rockfalls in the Glacier du Géant basin, but the lack of successfully dated Holocene earthquakes near the MBM doesn't allow to explore an eventual relationship between seismic and rockfall occurrence during the Holocene.

Glacial debuitressing is a well known cause of slope instabilities at the lower parts of glacial valleys, due to the high ice density (c. 0.9) combined with the thickness of the glaciers, causing an important erosion. Ice density at the base of rock walls situated in glacier accumulation zones is low, causing low or non-existent glacial erosion (Paterson, 1994). Nevertheless, in some cases the weight of the forming ice is enough to keep instable and fractured rock sections together. The lowering of glaciers can cause a loss of support, enabling rockfalls in newly deglaciated rock walls. The Lower Cosmiques Ridge has experienced 16 rockfalls in the period 1998-2011 (total volume: 2040 m<sup>3</sup>; mean volume: 127 m<sup>3</sup>) after the lowering of the glacier surface that is taking place since the end of the 20th century (Ravel *et al.*, 2013).

Freeze-thaw (FT) cycles caused by temperature change are an effective cause of rockfalls, especially in snow-free rock walls where thermal expansion and contraction occurs more frequently (Draebing *et al.*, 2017). Matsuoka *et al.* (1998) distinguish three kind of FT processes: i) diurnal FT affecting the first dm of rock and causing small block-falls, ii) annual FT affecting up to ten meters of rock and causing rockfalls of up to hundreds of m<sup>3</sup>, and iii) millennial FT affecting large rock bodies, that can result in the unfreezing of an entire permafrost body. FT cycles, when liquid water is available, cause ice-segregation, accelerating the propagation of internal rock fractures (Murton *et al.*, 2006).

Permafrost thawing cause the deepening of the permafrost active layer, allowing a thicker rock section to be prone of FT cycles and ice-segregation. The unfreezing of rock sections that have been frozen during hundreds or thousands of years has a strong impact on the stability of rock walls, due to the large volumes of rock involved (e.g., the W face of the Drus; Ravel and Deline, 2008). The warming of the permafrost body has an impact on rock wall stability even before attaining positive temperature, as interstitial ice at negative temperature near 0 °C shows a loss in shear strength (Davies *et al.*, 2001; Krautblatter *et al.*, 2013). Most of the rockfalls occurred in the MBM during the 2003 and 2015 heat waves took place on rock walls where the calculated mean air rock surface temperature (Magnin *et al.*, 2015a) was between -4 °C and 0 °C (Ravel *et al.*, 2017).

The relationship between warm periods and rockfall occurrence in the MBM has largely been confirmed by many studies, both at a recent timescale (Ravel and Deline, 2013; Ravel *et al.*, 2017) and since the LIA (Ravel and Deline, 2008; 2010; Ravel *et al.*, 2013), allowing to propose permafrost thawing as the main factor controlling rockfall occurrence in the MBM.

#### *Correlation of rockfall ages with warm periods*

Prior to exploring the relationship in the past between rockfall occurrence and climate periods, it has to be taken in consideration the fact that the percentage of the total rock surface exposed by the RF/RA of a certain period decreases with time, as newer rockfalls are continuously "erasing" past rock surfaces. This results in old rockfalls being harder to detect than the young ones. Therefore, direct comparison of rockfall occurrence between two periods separated by thousands of years cannot be done. In addition, the correlation of a single rockfall age with short warm periods remains difficult due to the TCN dating associated uncertainties, that are sometimes larger than individual climate periods: TRI8 age ( $9.27 \pm 0.84$  ka), showing an uncertainty of  $\pm 0.84$  ka, could be correlated with both the 9.3 ka Cold event and the first Holocene Warm Period (HWP; Figure 4). Beyond 7-8 ka, no precision should be expected other than the order of magnitude of the rockfall age. To partially solve this problems, Holocene exposure ages and their related uncertainties have been used to build a log-represented Kernel density as a function of TCN ages (Figure 4). This representation, based on rockfall probability along time, helps to avoid the eventual bias resulting from not considering the age uncertainties. Nevertheless, the central

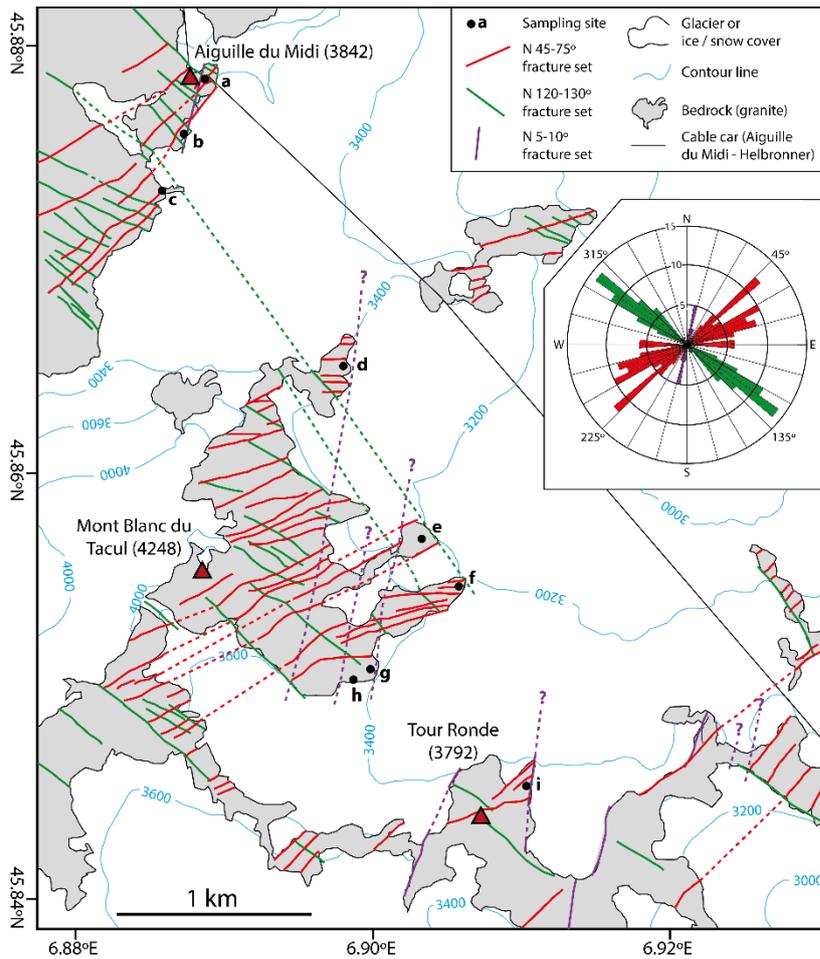
exposure age (exposure age without uncertainty) of each sample has been represented in the same figure, so eventual clusters of rockfall occurrence can be easily detected.

Eight rockfall ages are Glacial or Late glacial, ranging from  $100.49 \pm 8.50$  to  $11.79 \pm 1.20$  ka (Table 2). Two c. 14 ka rockfalls (TRI7 and ADM9, weighted average:  $14.14 \pm 0.85$  ka) can be related to the Bølling-Allerød warm period, which is characterized in the Alps by high summer temperature, almost as warm as the present-day one (Lotter *et al.*, 2000). According to the uncertainties, the exposure age of two glacial samples (TRO6,  $26.19 \pm 2.10$  ka; TRI6,  $22.99 \pm 1.90$  ka) could be related to a same period. This two ages, along with the three oldest ages of the data set, can't be associated to any Glacial interstadial, due to their large uncertainty.

A poorly documented rockfall cluster is evidenced during Early Holocene at 10-9 ka (ECO10, LA4 and TRI8). The large age uncertainties prevent to link these rockfalls with any climatic event. This small cluster could be related to a period of seismicity (Ivy-Ochs *et al.*, 2017a, 2017b) that caused enhanced landslide activity in the Alps (Soldati *et al.*, 2004; Ivy-Ochs *et al.*, 2017a).

A period of higher RF/RA probability is noticeable at 8-6 ka, evidenced by eight rockfall ages ( $7.78 \pm 0.94$  to  $6.16 \pm 0.51$  ka; weighted average:  $6.97 \pm 0.22$  ka). It is concordant with two HWP (Joerin *et al.*, 2008), and lies within the Middle Holocene period (Walker *et al.*, 2012), characterized by a highly variable climate (Mayewski *et al.*, 2004) and considered one of the warmest periods of the Holocene (Baroni and Orbelli, 1996; NGRIP members, 2004; Joerin *et al.*, 2008; Nicolussi, 2009; Le Roy *et al.*, 2015). Considering that high temperature and variable climate are known to be favourable to rockfall triggering (Le Roux *et al.*, 2009), such occurrence of rockfall could be expected.

A rockfall cluster formed by seven ages ranging from  $4.91 \pm 0.59$  to  $4.32 \pm 0.48$  ka (weighted average:  $4.64 \pm 0.17$  ka) shows an evident period of high RF/RA probability. Although this cluster lies between the 4.2 ka Cold event (Walker *et al.*, 2012; Magny, 2004; Figure 4) and some cold related events found by some authors in the Alps at c. 5.2 ka (Wick 1996; Tinner *et al.*, 1996; Haas *et al.*, 1998) no evident warm period near the MBM or at the scale of the Alps is described in the literature at 5-4.2 ka. Some samples collected in North Europe (e.g., the CC3 speleothem from SW Ireland, McDermott *et al.*, 2001; the GISP2 Greenland ice core, Grootes *et al.*, 1993) show events related to warm temperatures during this period. But their sampling location seems too far to establish a relationship between this events and the MBM rockfalls. Nevertheless, our results show evidence of a period of important slope instability in the Glacier du Géant basin at 5-4.2 ka.



**Figure 3.** Map and rose diagram showing the three main fracture sets in the Glacier du Géant basin. Straight line: observed fracture; dotted line: supposed fracture; sampling sites: same denomination as in Figure 1. Summits and contour lines are in meters a.s.l.

The Bronze Age Optimum (BAO; Figure 4) is a well-documented warm period, with related temperature as warm as the present-day one (Haas *et al.*, 1998; Magny, 2004; Holzhauser *et al.*, 2005; Le Roy *et al.*, 2015). High RF/RA occurrence could be expected. However, only a slightly raising in rockfall probability, not significant at the scale of the Holocene, has been found. According to their TCN dating uncertainties four ages in the range  $3.55 \pm 0.34$  to  $2.80 \pm 0.34$  ka could fit within this period. However, the central exposure age of two of them (PYR3 and PYR4) lie beyond the BAO limits, making risky the establishment of a direct relationship between this four rockfalls and the BAO warm period.

The Roman Warm Period (RWP; Figure 4) is known to be a major hot period in the Alps, with strong evidences of retreat of Alpine glaciers (Hormes *et al.*, 2006; Ivy-Ochs *et al.*, 2009b) – e.g. Aletsch glacier (Holzhauser *et al.*, 2005) and Mer de Glace (Le Roy *et al.*, 2015). High RF/RA occurrence is evident during this period, with eight well correlated ages ranging from  $2.33 \pm 0.41$  to  $1.78 \pm 0.19$  ka (weighted average:  $1.97 \pm 0.09$  ka).

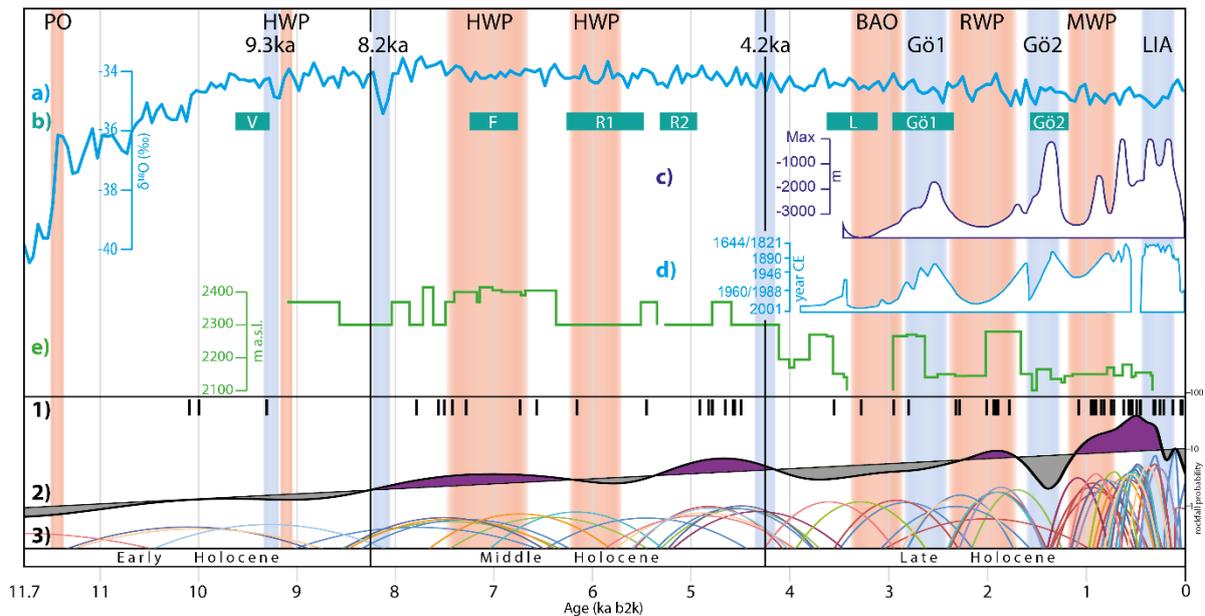
An important decrease in RF/RA occurrence and a lack of rockfall ages between 1.78 and 1.08 ka are consistent with the Göschenen II Cold stage (Gö2; Figure 4), and with the related major advances of the Aletsch and Mer de Glace glaciers (Le Roy *et al.*, 2015; Holzhauser *et al.*, 2005).

High RF/RA occurrence is evident during the last millennium, with 23 rockfall ages ranging from  $1.08 \pm 0.13$  to  $0.03 \pm 0.02$  ka. The importance of this cluster, as discussed before, is in part due to young rock surfaces being easier to detect than the old ones.

A continuous raising in RF/RA occurrence seems to cover the Medieval Warm Period (MWP; Figure 4) and the first part of the Little Ice Age (LIA) that followed. The advance of many alpine glaciers during the first centuries of the LIA can't be justified only by means of colder temperature. Instead, they seem more influenced by a raising in precipitations (Vincent *et al.*, 2005). Matthews and Briffa (2005) propose

to distinguish a glacial LIA (c. AD 1300-1950) associated to a period of glacial advance, and a climatic LIA (c. AD 1570-1900) associated to a period of colder temperatures. Nevertheless, the decrease in the North Hemisphere temperature during the climatic LIA has been quantified in only 0.2 °C (IPCC, 2001). The eventual temperature difference between the MWP and the glacial LIA doesn't seem strong enough to cause important changes in RF/RA occurrence, whereas the sinking in RF/RA occurrence after c. AD 1500 could be associated to the eventual cooling effects of the LIA climate.

Two samples showed recent ages (< 0.04 ka). One age belongs to a rockfall that happened in 1998 in the Lower Cosmiques ridge (Figure 2c), and the second one to the only recent rockfall dated in this study. The lack of ages during the 20th century is justified by the fact that the aim of this study is to understand pre-historic rockfalls. RF/RA since the LIA have been studied by means of historical tools (Ravanel and Deline, 2008; 2010; 2013).



**Figure 4** Results from TCN dating of rockfalls and climate/glacier proxies during the Holocene. Early-Middle-Late Holocene divisions after Walker *et al.* (2012). PO: Preboreal Oscillation (Rasmussen *et al.*, 2007); 9.3ka: 9.3 ka Cold event (Rasmussen *et al.*, 2007); HWP: Holocene Warm Periods (Joerin *et al.*, 2008); 8.2ka: 8.2 ka Cold event (Alley and Agustsdottir, 2005); 4.2ka: 4.2 ka event (Walker *et al.*, 2012); BAO: Bronze Age Optimum (Haas *et al.*, 1998); Gö1: Göschener I Cold stage (Zoller *et al.*, 1966); RWP: Roman Warm Period (Haas *et al.*, 1998); Gö2: Göschener II Cold stage (Büntgen *et al.*, 2011); MWP: Medieval Warm Period (Ljungqvist, 2010); LIA: climatic Little Ice Age (Matthews and Briffa, 2005); a) NGRIP oxygen isotopic profile (NGRIP members, 2004); b) inferred cold oscillations: V: Venediger; F: Frosnitz; R1, R2: Rotmoos 1,2; L: Löbben oscillation; Gö1, Gö2: Göschener 1, 2 oscillations (Ivy-Ochs *et al.*, 2009b); c) distance of Aletsch Glacier front to maximal Holocene advance (Holzhauser *et al.*, 2005); d) Altitudinal variation of the Mer de Glace surface (Le Roy *et al.*, 2015); e) altitudinal and temporal position of the tree-line in Kauner valley (Nicolussi *et al.*, 2005). 1) rockfall ages (individual central exposure ages); 2) log-represented Kernel density function of all ages, and RF probability above (violet) or under (grey) the moving average; 3) Gaussian probability distribution functions for individual ages.

### *Spatial distribution of rockfall ages*

Aspect, slope, altitude, and height above the glacier surface measured in 2016 of every sampling site have been crossed against their corresponding rockfall age. No evident relationship has been detected for aspect, slope or altitude. Since the sampled rock walls are smaller (53-387 m height; average: 227 m) than the range (548 m) of sampling altitudes (3277 – 3825 m a.s.l.) and there is a gap at c. 3700 m a.s.l. where no samples have been extracted, no evident relationship between rockfall ages and altitudes should be expected.

Heights from glacier surface to the base or top of rockfall scars cannot be calculated, as only the shape of the young ones have been preserved. However, heights can be calculated for each sampling site, as the difference between their altitude and the altitude of glacier surface at the base of its rock wall (e.g., for PYR3 the considered glacier altitude was 3300 m, whereas for PYR7 was 3250 m, Fig. 2). These heights above the glacier surface give an idea of the height of the rockfall. Sample ADM8 has

not been considered because it has been sampled in a rock wall overhanging a *coulloir* on the W face, far from any glacier surface (see Fig. 2c in Gallach *et al.*, 2018). The relationship between exposure ages and sampling heights reveals some interesting facts (Fig. 5).

7 out of 8 pre-Holocene ages (>11.70 ka) have been sampled at heights in the range 162 – 231 m above the glacier surface. As it is assumed that during the Last Glacial Maximum (LGM) the glacier level was only some tens of m higher than today (Kelly *et al.*, 2004; Coutterand and Buoncristiani, 2006), this long exposure history confirms the assumption that the upper part of the rock walls were uncovered by the LGM glacier. Only one of the 8 ages (PYR2,  $58.09 \pm 5.30$  ka) was sampled lower than the others (80 m above the glacier surface). Although other old rockfalls may have occurred at the mid and lower parts of the rock walls (e.g., LA4,  $9.99 \pm 1.00$  ka was sampled at only 34 m above the glacier surface), most of their rock surfaces may have disappeared under the action of more recent rockfalls. 6 out of 10 samples extracted >200 m above the glacier surface have pre-Holocene exposure dates. These observations lead to the conclusion that the upper part of rock walls are more stable than their base.

The RWP is, after the BAO, the second warmest Late Holocene period, and the longest one. Eight RWP ages have been obtained, at heights in the range 45 – 235 m. The resulting *rockfall window* (190 m) is the largest than can be associated to a climate period, and shows that the conditions needed for RF were present along all the rock wall heights. In the opposite way, 11 out of 12 ages lying during the LIA glacierization (0.7-0.1 ka; Matthews and Briffa, 2005) have been sampled at heights in the range 25 – 114 m above the glacier surface (ADM10 was sampled at 184 m). The LIA *rockfall window* (89 m) is narrower, and closer to the glacier surface, than the RWP *rockfall window*.

Permafrost thawing, deepening of the active layer and shortening of expansion-contraction cycles, due to long lasting warm periods like the RWP cause the unfreezing of large rock sections previously frozen during hundreds or thousands of years. Consequently, millennial FT cycles affect entire rock walls. During cold or glaciated periods the instability seems reduced to a narrower rock wall section, closer to the glacier surface.

#### *Rock surface colour*

A relation is found between the exposure ages and the surface apparent colours of the rock walls: all the Glacial and Lateglacial ages correspond to samples with dark orange surfaces; ages in the range 1-11 ka correspond to samples with light orange to orange surfaces; and young ages (<1 ka) correspond to samples from light grey to light orange surfaces. The resulting ages are consistent with the apparent exposure age, and they allow to confirm the expected evolution of the weathered granite colour of the MBM.

#### *Rockfall volumes*

The two main fracture sets present in the central MBM described in the literature (directions NW-SE and NE-SW; Bellière, 1988; Bertini *et al.*, 1985) are well represented in the structural analysis at the Glacier du Géant basin scale (Figure 3). A third fracture set (N-S), although less evident in the northern part of the basin, is present in the central and southern parts. The main three fracture sets, along with a horizontal fracture set detected in the 3D models of the rock walls, can explain the shape of most of the basin summits, their rock wall surfaces generally being cut by at least three of them. The same fracture sets are the main ones conditioning the shape and volume of the blocks that can be detached from rock walls.

The volume of 12 rockfalls of the MWP-LIA cluster have been calculated (Table 3). One rockfall (PYR6-7; Figure 2e), with a volume of 40,000 m<sup>3</sup>, occurred between the MWP and the LIA. Six rockfalls are concentrated in the MWP, with a total volume of 32,200 m<sup>3</sup>, while four rockfalls are concentrated on the LIA, with a total volume of 14,400 m<sup>3</sup>. Although the average volume for the MWP rockfalls (~5,400 m<sup>3</sup>) is higher than the average volume for the LIA rockfalls (~3,600 m<sup>3</sup>), no conclusion can be made, since a larger data set would be required, and since the volume of PYR6-7, considering the small data set, is over-determinant.

Dussauge *et al.* (2003) showed that rockfall volume follows a power law distribution. The analysis of 850 rockfalls surveyed during 12 years *via* the MBM observer network and by satellite image mapping shows a similar power law distribution for the MBM rockfall volumes between 300 and 15,000 m<sup>3</sup>

(unpublished data). In our data set of calculated volumes (Table 3), 13 rockfalls are in the range 600 – 13,000 m<sup>3</sup>, which fits with the power law distribution for which annual rate of rockfall activity is about three events of about 600 m<sup>3</sup>, 0.6 event of 3,000 m<sup>3</sup>, and 0.15 event of 13,000 m<sup>3</sup>. Therefore, these 13 rockfalls could be considered as part of the 'regular' erosion under the current warm period. Some of them could be small rockfalls related to rock wall instability triggered before or/and after the occurrence of the main ones.

Two rockfalls (samples PYR1, TRO3 & TRO9) represent a volume of 20,000 m<sup>3</sup>, while the one corresponding to PYR6 & PYR7 represents a volume of 40,000 m<sup>3</sup>. As PYR1, PYR6 & PYR7 are considered as belonging to the same scar (T3) at the Pyramide du Tacul (Figure 3), the combined volume of 60,000 m<sup>3</sup> would be exceptional, and could correspond to a sequence of rockfalls at around 0.53 ka.

#### *Holocene rockfall frequency vs. Holocene landslide frequency*

Some Holocene periods of high landslide activity have been noticed and are well documented in the literature. Major Holocene landslides have been dated in the Alps by various authors (e.g., Soldati *et al.*, 2004; Bigot-Cormier *et al.*, 2005; Cossart *et al.*, 2008; Le Roux *et al.*, 2009; Sanchez *et al.*, 2010; Crosta *et al.*, 2013; Zerathe *et al.*, 2014; Ivy-Ochs *et al.*, 2017a), showing high occurrence at specific periods. A cluster at 10-9 ka can be related to rapid warming and heavy rainfall in the Mediterranean edge of the Alps (Zerathe *et al.*, 2014), postglacial debuitressing (Cossart *et al.*, 2008; Soldati *et al.*, 2004; Le Roux *et al.*, 2009), seismicity (Darnault *et al.*, 2012; Grämiger *et al.*, 2016), or cumulative causes (Bigot-Cormier *et al.*, 2005; Sanchez *et al.*, 2010). A cluster at 5-3 ka is generally related to both a wetter period (Zerathe *et al.*, 2014; Le Roux *et al.*, 2009; Borgatti and Soldati, 2010) and to seismicity (Ambrosi and Crosta, 2006; Prager *et al.*, 2008; Sanchez *et al.*, 2010). A concentration of historical landslides is present at ~1 ka, correlated to seismic events (Guidoboni *et al.*, 2005, 2007; Sanchez *et al.*, 2010; Ivy-Ochs *et al.*, 2017a).

Except the early Holocene landslides attributed to glacial debuitressing, the seismic trigger seems to be determinant for Holocene landslides. The clusters of rockfalls indentified in the MBM could be also linked to. However, we don't observe the same occurrence for MBM rockfalls and alpine landslides: the rockfall cluster at 10-9 ka (three ages) is poorly documented and doesn't permit to reach solid conclusions; the cluster of rockfalls detected at 5-4.4 ka could be linked to the landslide cluster at 5-3 ka, but no rockfall event have been detected at 4.4-3.6 ka; the rockfall cluster at ~1 ka is part of the recent ages cluster (see discussion above), and the coincidence of this cluster with the well documented Medieval Warm Period (Ljungqvist, 2010) may exclude the seismic activity as main trigger.

Comparison of landslides that occurred on periglacial and fluvial environments and mobilized some millions of m<sup>3</sup> with smaller rockfalls that occurred in glacial environments is very risky as the two phenomena are different processes, happen in very different environments and result of various factors that not always coincide. Long warm periods can favorize both rockfalls and landslides, but numerous other factors such as heavy rain, seismicity, or frost cracking may contribute to rockfalls in a different way. This suggests that the direct relationship between rockfall and landslide frequency need new data to confirm this hypothesis.

#### *Effect of permafrost warming on rockfall*

Permafrost warming is a well-known rockfall trigger in alpine environments (Gruber and Haeberli, 2007; Ravanel *et al.*, 2017). The nunataks of the MBM, not covered by the LGM nor the LIA glaciers, are probably affected by a permanent permafrost, while the base of rock walls may be affected by a more recent permafrost formed by the exposition to negative temperature after the post-LIA lowering of the glaciers. Short episodes of high air temperature (e.g. the 2003 and 2015 heat waves on the MBM; Ravanel *et al.*, 2017) cause the deepening of the permafrost active layer, thus a change on shear strength in ice-filled joints that reduces the rock wall stability (Davies *et al.*, 2001; Krautblatter *et al.*, 2013), and a rising hydrostatic pressure (Gruber and Haeberli, 2007). This quick response causes small rockfalls (Ravanel *et al.*, 2017). On the other hand, long episodes of global high air temperature (lasting tens or hundreds of years) due to climatic changes cause the permafrost degradation at depth. Large sections of the rock walls change from permafrost-driven to ice segregation-driven, thus experiencing

reduced rock stability, an increased shear stress, and a high hydrostatic pressure. This slow evolution can cause large rockfalls, related to global warm periods (Gruber and Haeberli, 2007).

### Conclusion

The large TCN dating campaign operated in the MBM is the largest rockfall dating data set for one single massif, resulting in 55 Holocene and 8 Glacial / Lateglacial rockfall ages respectively, with a maximum age of ~100 ka. This dataset allows to study the relationship between Holocene climate and rockfall occurrences. Most rockfall ages could be successfully grouped in three evident clusters, and in two additional possible clusters, of intense rockfall activity. Two of the three evident clusters are correlated to the Middle Holocene and the Roman Warm Period, the third one is detected at 5-4.4 ka. Two poorly documented clusters are possibly related to a period of seismic activity at 10-9 ka and to the Bronze Age Optimum. The largest cluster (24 rockfall ages) shows ages younger than 1.09 ka, corresponding to the Medieval Warm Period and the Little Ice Age. Their generally small volumes suggest that most of these rockfalls, with the current climate, would be part of the regular rockfall activity of the massif.

Our results show that the climate trigger (warm periods) seems to be the most determinant for high altitude rockfalls, but seismic trigger is not to be excluded.

Correlation between Holocene rockfall and landslide occurrence can't be excluded, but is not evident, considering the different environments and the fact that they may be triggered by different factors.

### Acknowledgments

This study is part of ANR 14-CE03-0006 *VIP Mont Blanc*, EU-ALCOTRA n°342 *PrévRisk Haute Montagne* and Alpes Grenoble Innovation Recherche *RED Mont-Blanc* projects.

We warmly thank F. Coeur, M. Balvay (GeoThermoChronology Platform, ISTERre) for technical support and the ASTER team (D. Bourlès, G. Aumaitre, K. Keddadouche and R. Braucher) for the measurements performed at the ASTER AMS facility (CEREGE, Aix-en-Provence, INSU/CNRS).

### References

Agisoft. 2017. PhotoScan Professional Edition. Agisoft. Computer software available at [www.agisoft.com](http://www.agisoft.com).

Allen SK, Gruber S, Owens IF. 2009. Exploring steep bedrock permafrost and its relationship with recent slope failures in the Southern Alps of New Zealand. *Permafrost and Periglacial Processes* **20**: 345–356. <https://doi.org/10.1002/ppp.658>

Allen S, Huggel C, 2013. Extremely warm temperatures as a potential cause of recent high mountain rockfall. *Global and Planetary Change* **107**: 59–69.  
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.04.007>

Alley RB. 2000. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary science reviews* **19**: 213–226.

Alley RB, Agustsdottir A. 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* **24**: 1123–1149.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.12.004>

Ambrosi C, Crosta GB. 2006. Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology* **83**: 183–200.

Arnold M, Merchel S, Bourlès DL, Braucher R, Benedetti L, Finkel RC, Aumaître G, Gott dang A, Klein M. 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **268**: 1954–1959. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2010.02.107>

Auer I, Böhm R, Jurkovic A, Lipa W, Orlik A, Potzmann R, Schöner W, Ungersböck M, Matulla C, Briffa K, Jones P, Efthymiadis D, Brunetti M, Nanni T, Maugeri M, Mercalli L, Mestre O, Moisselin JM, Begert M, Müller-Westermeier G, Kveton V, Bochnicek O, Stastny P, Lapin M, Szalai S, Szentimrey T, Cegnar T, Dolinar M, Gajic-Capka M, Zaninovic K, Majstorovic Z, Nieplova E. 2007. HISTALP-historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology* **27**: 17–46. doi:10.1002/joc.1377

Baggio P, Mezzacasa G. 1971. Carta geologica della zona tra la Brenva e T. Jetoula (Massiccio del Monte Bianco). S.T.E.M. Mucchi, Modena.

Balco G, Stone JO, Lifton NA, Dunai TJ. 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from <sup>10</sup>Be and <sup>26</sup>Al measurements. *Quaternary geochronology* **3**: 174–195.

Ballantyne CK. 2008. After the Ice: Holocene geomorphic activity in the Scottish Highlands. *Scottish Geographical Journal*. **124 (1)**: 8–52.

Ballantyne CK, Stone JO, Fifield LK. 1998. Cosmogenic <sup>36</sup>Cl dating of postglacial landsliding at the Storr, Isle of Skye, Scotland. *The Holocene* **8**: 347–351.

Baroni C, Orombelli G. 1996. The Alpine 'Iceman' and Holocene climatic change. *Quaternary Research* **46**: 78–83.

Bellière J. 1988. On the age of mylonites within the Mont-blanc massif. *Geodinamica Acta* **2**: 13–16

Berthet J. 2016. L'évolution géomorphologique des systèmes torrentiels proglaciaires dans la vallée de Chamonix-Mont Blanc. Une approche du couplage sédimentaire de la fin du Petit Age Glaciaire au désenglacement récent. Université Grenoble Alpes. 302 p.

Berthier E, Arnaud Y, Vincent C, Rémy F. 2006. Biases of SRTM in high-mountain areas: Implications for the monitoring of glacier volume changes. *Geophysical Research Letters* **33**.  
<https://doi.org/10.1029/2006GL025862>

Bertini G, Marcucci M, Nevini R, Passerini P, Squazzoni G. 1985. Patterns of faulting in the Mont-Blanc granite. *Tectonophysics* **111**: 65–106.

Bigot-Cormier F, Braucher R, Bourlès D, Guglielmi Y, Dubar M, Stéphan JF. 2005. Chronological constraints on processes leading to large active landslides. *Earth and Planetary Science Letters* **235**: 141–150

Bodin X, Schoeneich P, Deline P, Ravanel L, Magnin F, Krysiecki JM, Echelard T. 2015. Mountain permafrost and associated geomorphological processes: recent changes in the French Alps. *Journal of Alpine Research* **103 (2)**. <http://dx.doi.org/10.4000/rga.2885> (16 p).

Böhlert R, Gruber S, Egli M, Maisch M, Brandová D, Haeberli W, Ivy-Ochs S, Christl M, Kubik PW, Deline P. 2008. Comparison of exposure ages and spectral properties of rock surfaces in steep, high alpine rock walls of Aiguille du Midi. Proceedings of the 9<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Institute of Northern Engineering – University of Alaska Fairbanks 143–148.

Borgatti L, Soldati M. 2010. Landslides as a geomorphological proxy for climate change: a record from the Dolomites (northern Italy). *Geomorphology* **120**: 56–64.

Bottino G, Chiarle M, Joly A, Mortara G. 2002. Modelling rock slides and their relation to permafrost degradation in glacial environments. *Permafrost and Periglacial Processes* **13**: 283–288.  
<http://dx.doi.org/10.1002/ppp.432>.

Braucher R, Guilloua V, Boulès DL, Arnold M, Aumaître G, Keddadouche K, Nottoli E. 2015. Preparation of ASTER in-house  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  standard solutions. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **361**: 335–340.

Brown ET, Edmond JM, Raisbeck GM, Yiou F, Kurz MD, Brook EJ. 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in-situ produced  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ . *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**: 2269–2283

Brown E, Brook E, Raisbeck G, Yiou F, Kurz M. 1992. Effective attenuation lengths of cosmic rays producing  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  in quartz: implications for exposure age dating. *Geophysical Research Letters* **19**: 369–372.

BCSF, 2017. Sismicité Instrumentale de la France métropolitaine 1962-2016 format A4. Bureau Centrale Sismologique Français. Online map: [http://www.franceseisme.fr/images/Sismicite\\_France\\_metropolitaine\\_1962\\_2016\\_c\\_2017-12-11\\_SL.jpg](http://www.franceseisme.fr/images/Sismicite_France_metropolitaine_1962_2016_c_2017-12-11_SL.jpg). Accessed in December 2018.

Büntgen U, Tegel W, Nicolussi K, McCormick M, Frank D, Trouet V, Kaplan JO, Herzig F, Heussner KU, Wanner H, Luterbacher J, Esper J. 2011. 2500 Years of European Climate Variability and Human Susceptibility. *Science* **331**: 578–582. <https://doi.org/10.1126/science.1197636>

Bussy F. 1990. Pétrogenèse des enclaves microgrenues associés aux granitoïdes calco-alcalins: exemple des massifs varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie). PhD Thesis. Université de Lausanne. 309 p.

Bussy F, von Raumer JF. 1994. U-Pb geochronology of Paleozoic magmatic events in the Mont-Blanc crystalline massif, Western Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. mitt. D5. *High precision geochronology and metamorphic processes* **74**: 514–515.

Cara M, Van der Woerd J, Alasset PJ, Benjumea J, Mériaux AS. 2017. The 1905 Chamonix earthquakes: active tectonics in the Mont Blanc and Aiguilles Rouges massifs. *Swiss Journal of Geosciences* **110**: 631–651. <https://doi.org/10.1007/s00015-017-0262-7>

Chiarle M, Mortara G. 2008. Geomorphological impact of climate change on alpine glacial and periglacial areas. Conference Proceedings of INTERPRAEVENT 2008 2: pp. 111–122.  
[http://www.interpraevent.at/palm-cms/upload\\_files/Publikationen/Tagungsbeitraege/2008\\_2\\_111.pdf](http://www.interpraevent.at/palm-cms/upload_files/Publikationen/Tagungsbeitraege/2008_2_111.pdf).

Chmeleff J, von Blanckenburg F, Kossert K, Jakob D. 2010. Determination of the  $^{10}\text{Be}$  half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interaction with Materials and Atoms* **268, Issue 2**: 15, 192–199.

Cossart E, Braucher R, Fort M, Boulès DL, Carcaillet J. 2008. Slope instability in relation to glacial debuitressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and  $^{10}\text{Be}$  cosmic ray exposure ages. *Geomorphology* **95**: 3–26.

Coutterand S, Buoncristiani JF. 2006. Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du Pléistocène récent de la région du Massif du Mont Blanc, France. *Quaternaire* **17(1)**: 35–43. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.633>

Crosta GB, Frattini P, Agliardi F. 2013. Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps. *Tectonophysics* **605**. 13–33 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.028>

Darnault R, Rolland Y, Braucher R, Bourlès D, Revel M, Sanchez G, Bouissou S. 2012. Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers at the Alpine-scale: impact on mountain geomorphology. *Quaternary Science Reviews* **31**. 127–142.

Davies MC, Hamza O, 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.

Deline P, Gardent M, Magnin F, Ravanel L. 2012. The morphodynamics of the Mont Blanc massif in a changing cryosphere: a comprehensive review. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* **94**: 265–283.

Draebing D, Haberkorn A, Krautblatter M, Kenner R, Phillips M. 2017. Thermal and mechanical responses resulting from spatial and temporal snow cover variability in permafrost rock slopes, Steintaelli, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* **28**: 140–157.

Dunai TJ. 2010. Cosmogenic nuclides principles, concepts and applications in the earth surface sciences. Cambridge University Press, Cambridge, New York, 187 p.

Dussauge C, Grasso JR, Helmstetter A. 2003. Statistical analysis of rockfall volume distributions: Implications for rockfall dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **108**: B6. doi:10.1029/2001JB000650

Duvillard PA, Ravanel L, Deline P. 2015. Risk assessment of infrastructure destabilisation due to global warming in the high French Alps. *Journal of Alpine Research* **103-2**. <http://dx.doi.org/10.4000/rga.2896> (15 p).

ECOS., 2009. Earthquake Catalog of Switzerland. Swiss Seismological Service. <http://hitseddb.ethz.ch:8080/ecos09/index.html>. Accessed in December 2018.

Evans SG, Clague JJ. 1994. Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology* **10**: 107-128.

Fäh D, Moore Jr, Burjanek J, Iosifescu I, Dalguer L, Dupray F, C. Michel, Woessner J, Villiger A, Laue J, Marschall I, Gischig V, Loew S, Marin A, Gassner G, Alvarez S, Balderer W, Kästli P, Giardini D, Iosifescu C, Hurni L, Lestuzzi P, Karbassi A, Baumann C, Geiger A, Ferrari A, Laloui L, Clinton J, Deichmann N. 2012. Coupled Seismogenic Geohazards In Alpine Regions. *Bolletino Di Geofisica Teoretica e Applicata* **53**: 485–508.

Fischer L, Käab A, Huggel C, Noetzli J. 2006. Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **6**: 761–772.

Fischer L, Purves RS, Huggel C, Noetzli J, Haerberli W. 2012. On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock slides and rockfalls in high mountain areas. *Natural Hazards and Earth System Science* **12**: 241–254. <http://dx.doi.org/10.5194/nhess-12-241-2012>.

Gagliardini O, Gillet-Chaulet F, Durand G, Vincent C, Duval P. 2011. Estimating the risk of glacier cavity collapse during artificial drainage: The case of Tête Rousse Glacier. *Geophysical Research Letters* **38** <https://doi.org/10.1029/2011GL047536>

Gallach X, Ravanel L, Egli M, Brandova D, Schaepman M, Christl M, Gruber S, Deline P, Carcaillet J, Pallandre F. 2018. Timing of rockfalls in the Mont Blanc massif (Western Alps): evidence from surface exposure dating with cosmogenic  $^{10}\text{Be}$ . *Landslides* **15**:1991-2000. <https://doi.org/10.1007/s10346-018-0999-8>

Gallach X, Perrette Y, Lafon D, Chalmin E, Deline P, Ravanel L, Carcaillet J. (in prep.). A new method of dating the surface exposure age of the Mont Blanc granite by means of reflectance spectroscopy.

Gardent M, Rabatel A, Dedieu JP, Deline P. 2014. Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. *Global and Planetary Change* **120**: 24–37. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.05.004>.

Geertsema M, Clague JJ, Schwab JW, Evans SG. 2006. An overview of recent large catastrophic landslides in northern British Columbia, Canada. *Engineering Geology* **83(1-3)**: 120-143.

Gilbert A, Vincent C, Gagliardini O, Krug J, Berthier E. 2015. Assessment of thermal change in cold avalanching glaciers in relation to climate warming. *Geophysical Research Letters* **42**: 6382–6390

Girardeau-Montaut D. 2015. CloudCompare. GPL software, EDF RandD, Telecom Paristech. Computer software available at [www.cloudcompare.org](http://www.cloudcompare.org).

Gosse JC, Phillips F. 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* **20**: 1475-1560.

Grämiger LM, Moore JR, Vockenhuber C, Aaron J, Hajdas I, Ivy-Ochs S. 2016. Two early Holocene rock avalanches in the Bernese Alps (Rinderhorn, Switzerland). *Geomorphology* **268**: 207–221.

Grotes P, Stuiver M, White J, Jonsen S, Joucel J. 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* **366**: 552–554.

Gruber S, Haeberli W. 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research* **112**. <https://doi.org/10.1029/2006JF000547>

Gruber S, Hoelzle M, Haeberli W. 2004. Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters* **31**. <https://doi.org/10.1029/2004GL020051>

Guermani A, Pennacchioni G. 1997. Brittle precursors of plastic deformation in a granite: an example from the Mont Blanc massif (Helvetic, Western Alps). *Journal of Structural Geology* **20 (2/3)**: 135–148.

Guidoboni E, Comastri A, Boschi E. 2005. The “exceptional” earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (Northern Italy): a critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany). *Journal of Geophysical Research* **110**. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003683>.

Guidoboni E, Ferrari G, Mariotti D, Comastri A, Tarabusi G, Valensise G. 2007. CFTI4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and Mediterranean Area (760 B.C.-1500). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Storia Geofisica Ambiente, Bologna, Italy. Available at: <http://storing.ingv.it/cfti4med/>.

Haas JN, Richoz I, Tinner W, Wick L. 1998. Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. *The Holocene* **8**: 301–309

Hermanns R, Niedermann S, Ivy-Ochs S, Kubik P. 2004. Rock avalanching into a landslide-dammed lake causing multiple dam failure in Las Conchas valley (NW Argentina) - evidence from surface exposure dating and stratigraphic analyses. *Landslides* **1**: 113–122. <https://doi.org/10.1007/s10346-004-0013-5>

Holzhauser H, Magny MJ, Zumbühl HJ. 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* **15**: 789–801. doi:10.1191/0959683605hl853ra

Hormes A, Beer J, Schlüchter C. 2006. A geochronological approach to understanding the role of solar activity on Holocene glacier length variability in the Swiss Alps. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* **88**: 281–294.

Hormes A, Müller BU, Schlüchter C. 2001. The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. *The Holocene* **11**: 255–265.

Huggel C, Caplan-Auerbach J, Gruber S, Molnia B, Wessels R. 2008. The 2005 Mt. Steller, Alaska, rock-ice avalanche: A large slope failure in cold permafrost. Proceedings of the 9<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Institute of Northern Engineering – University of Alaska Fairbanks. Vol. 29, 747-752.

Huggel C, Salzmann N, Allen S, Caplan-Auerbach J, Fischer L, Haeberli W, Larsen C, Schneider D, Wessels R. 2010. Recent and future warm extreme events and high mountain slope stability. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* **368**: 2435–2459. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2010.0078>.

IPCC. 2015. Climate change 2014: synthesis report. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland.

Ivy-Ochs S, Poschinger A, Synal HA, Maisch M. 2009a. Surface exposure dating of the Flims landslide, Graubünden, Switzerland. *Geomorphology* **103**: 104–112. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.10.024>

Ivy-Ochs S, Kerschner H, Maisch M, Christl M, Kubik PW, Schlüchter C. 2009b. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews* **28**: 2137–2149.

Ivy-Ochs S, Martin S, Campedel P, Hippe K, Alfimov V, Vockenhuber C, Andreotti E, Carugati G, Pasqual D, Rigo M, Viganò A. 2017a. Geomorphology and age of the Marocche di Dro rock avalanches (Trentino, Italy). *Quaternary Science Reviews* **169**: 188–205.

Ivy-Ochs S, Martin S, Campedel P, Hippe K, Vockenhuber C, Carugati G, Rigo M, Pasqual D, Viganò A. 2017b. Geomorphology and Age of Large Rock Avalanches in Trentino (Italy): Castelpietra, 4<sup>th</sup> World Landslide Forum, Ljubljana, Slovenia. Springer, Cham, pp. 347–353.

Joerin UE, Nicolussi K, Fischer A, Stocker TF, Schlüchter C. 2008. Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschier Glacier, Eastern Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews* **27**: 337–350. doi:10.1016/j.quascirev.2007.10.016

Kanamaru T, Suganuma Y, Oiwan H, Miura H, Miura M, Okuno J, Hayakawa H. 2018. The weathering of granitic rocks in a hyper-arid and hypothermal environment: A case study from the Sør-

Kellerer-pirklbauer A, Lieb GK, Avian M, Carrivick J. 2012. Climate change and rock fall events in high mountain areas: numerous and extensive rock falls in 2007 at mittlerer burgstall, central Austria. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* **94**: 59–78. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2011.00449.x>

Kelly MA, Buoncristiani JF, Schlüchter C. 2004. A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **97**: 57–75. <https://doi.org/10.1007/s00015-004-1109-6>

Kohl CP, Nishiizumi K. 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56(9)**: 3583–3587.

Korschinek G, Bergmaier A, Faestermann T, Gerstmann UC, Remmert A. 2010. A new value for the half-life of  $^{10}\text{Be}$  by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interaction with Materials and Atoms* **268**: 187–191.

Krautblatter M, Funk D, Günzel FK. 2013. Why permafrost rocks become unstable: a rock–ice-mechanical model in time and space. *Earth Surf. Process.* **38**: 876–887. doi: 10.1002/esp.3374

Lal D. 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* **104**: 424–439.

Larsen SH, Davies TRH, McSaveney MJ. 2005. A possible coseismic landslide origin of late Holocene moraines of the Southern Alps, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics* **48**: 311–314.

Le Roux O, Schwartz S, Gamond JF, Jongmans D, Bourles D, Braucher R, Mahaney W, Carcaillet J, Leanni L. 2009. CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchillienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Science Letters* **280**: 236–245. doi:10.1016/j.epsl.2009.01.034

Le Roy M, Nicolussi K, Deline P, Astrade L, Edouard JL, Miramont C, Arnaud F. 2015. Calendar-dated glacier variations in the western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif. *Quaternary Science Reviews* **108**: 1–22. doi:10.1016/j.quascirev.2014.10.033

Ljungqvist FC. 2010. A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical Northern Hemisphere during the last two millennia. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* **92**: 339–351.

Lotter AF, Birks HJB, Eicher U, Hofmann W, Schwander J, Wick L. 2000. Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **159**: 349–361.

Luethi R, Gruber S, Ravanel L. 2015. Modelling of transient thermal conditions in rockfall detachment areas: towards a better understanding of failure mechanisms in a changing permafrost environment. *Geografiska Annaler A* **97**: 753–767. <https://doi.org/10.1111/geoa.12114>

Mackey BH, Quigley MC. 2014. Strong proximal earthquakes revealed by cosmogenic  $^3\text{He}$  dating of prehistoric rockfalls, Christchurch, New Zealand. *Geology* **42**: 975–978. <https://doi.org/10.1130/G36149.1>

Magnin F, Brenning A, Bodin X, Deline P, Ravanel L. 2015a. Statistical modelling of rock wall permafrost distribution: application to the massif du Mont Blanc. *Géomorphologie* **21** (2): 145–162. <http://dx.doi.org/10.4000/geomorphologie.10965>

Magnin F, Deline P, Ravanel L, Noetzli J, Pogliotti P. 2015b. Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the Aiguille du Midi (Mont Blanc Massif, 3842 m a.s.l.). *The Cryosphere* **9**: 109–121. <https://doi.org/10.5194/tc-9-109-2015>

Magnin F, Josnin JY, Ravanel L, Pergaud J, Pohl B, Deline P. 2017. Modelling rock wall permafrost degradation in the Mont Blanc massif from the LIA to the end of the 21<sup>st</sup> century. *The Cryosphere* **11**: 1813–1834. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1813-2017>

Magny M. 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* **113**: 65–79. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(03\)00080-6](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(03)00080-6)

Mann ME. 2002. Little Ice Age. Encyclopedia of global environmental change. Volume 1, *The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change*: 504–509.

Marcott SA, Shakun JD, Clark PU, Mix AC. 2013. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science* **339**: 1198–1201.

Marrero SM, Phillips FM, Borchers B, Lifton N, Aumer R, Balco G. 2015. Cosmogenic nuclide systematics and the CRONUScalc program. *Quaternary Geochronology* **31**: 160–187.

Matsuoka N, Thomachot CE, Oguchi CT, Hatta T, Abe M, Matsuzaki H. 2006. Quaternary bedrock erosion and landscape evolution in the Sør Rondane Mountains, East Antarctica: Reevaluating rates and processes. *Geomorphology* **81**: 408–420. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.05.005>

Matthews JA, Briffa KR. 2005. The ‘Little Ice Age’: reevaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler* **87 A** (1): 17–36

Mayewski PA, Rohling EE, Curt Stager J, Karlén W, Maasch KA, Meeker LD, Meyerson EA, Gasse F, Van Kereveld S, Holmgren K, Lee-Thorp J, Rosqvist G, Rack F, Staubwasser M, Schneider RR, Steig EJ. 2004. Holocene Climate Variability. *Quaternary Research* **62**: 243–255. [doi:10.1016/j.yqres.2004.07.001](https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.07.001)

McDermott F, Matthey DP, Hawkesworth C. 2001. Centennial-scale Holocene climate variability revealed by a high-resolution speleothem  $\delta^{18}\text{O}$  record from SW Ireland. *Science* **294**: 1328–1331.

Merchel S, Herpers U. 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via Accelerator Mass Spectrometry. *Radiochimica Acta* **84**: 215–219

Mercier D, Cossart E, Decaulne A, Feuillet T, Jónsson HP, Sæmundsson Þ. 2013. The Höfðahólar rock avalanche (sturzström): Chronological constraint of paraglacial landsliding on an Icelandic hillslope. *The Holocene* **23**: 432–446.

Murton JB, Peterson R, Ozouf JC. 2006. Bedrock fracture by ice segregation in cold regions. *Science* **314**: 1127–1129.

NGRIP members. 2004. High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* **431**: 147–151.

Nicolussi K. 2009. Klimaentwicklung in den Alpen während der letzten 7000 Jahre. *Impulsreferate*, 109-124.

Nicolussi K, Kaufmann M, Patzelt G, Van der Plicht J, Thurner A. 2005. Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Vegetation History and Archaeobotany* **14**: 221–234. <https://doi.org/10.1007/s00334-005-0013-y>

Nishiizumi K, Winterer E, Kohl CP, Klein J, Middleton R, Lal D, Arnold J. 1989. Cosmic ray production rates of <sup>10</sup>Be and <sup>26</sup>Al in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **94**: 17907–17915. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/JB094iB12p17907>

Noetzli J, Hoelzle M, Haeberli W. 2003. Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors, in: Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost. Swets & Zeitlinger Lisse, Zürich, pp. 827–832.

Nussbaumer S, Zumbühl H, Steiner D. 2007. Fluctuations of the Mer de Glace (Mont Blanc area, France) AD 1500-2050. An interdisciplinary approach using new historical data and neural network simulations. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie ZGG* **40**: 5–175. Innsbruck: Wagner

Paranunzio R, Laio F, Chiarle M, Nigrelli G, Guzzetti F. 2016. Climate anomalies associated with the occurrence of rockfalls at high-elevation in the Italian Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **16(9)**: 2085-2106.

Paterson WSB. 1994. The Physics of Glaciers. 3rd edition, Elsevier Science, Tarrytown, N.Y. 480 p.

Poty B, Stadler HA, Weisbrod AM. 1974. Fluid inclusions studies in quartz from fissures of the Western and Central Alps. Schweiz. *Mineral. Petrogr. Mitt.* **54**: 717–752

Prager C, Zangerl C, Patzelt G, Brandner R. 2008. Age distribution of fossil landslides in the Tyrol (Austria) and its surrounding areas. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **8**: 377–407.

Rasmussen SO, Vinther BM, Clausen HB, Andersen KK. 2007. Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews* **26**: 1907–1914. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.015>

Ravel L, Deline P. 2008. La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc) : évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du Petit Age Glaciaire. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* **4**: 261–272.

Ravel L, Deline P. 2010. Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: the North side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the Little Ice Age. *The Holocene* **21**: 357–365.

Ravel L, Deline P. 2013. A network of observers in the Mont Blanc massif to study rockfalls in high alpine rockwalls. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* **36**: 151–158.

Ravel L, Deline P, Jaillat S. 2010. Quantification des éboulements / écroulements dans les parois de la haute montagne alpine: quatre années de laserscanning terrestre dans le massif du Mont-Blanc. *Revue française de Photogrammétrie et Télédétection* **192**: 58–65.

Ravanel L, Deline P, Lambiel C, Vincent C. 2013. Instability of a highly vulnerable high alpine rock ridge: the lower Arête des Cosmiques (Mont Blanc massif, France). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* **95(1)**: 51–66.

Ravanel L, Magnin F, Deline P. 2017. Impacts of the 2003 and 2015 summer heatwaves on permafrost-affected rock-walls in the Mont Blanc massif. *Science of The Total Environment* **609**: 132–143. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.07.055>

Romanovsky VE, Gruber S, Instanes A, Jin H, Marchenko SS, Smith SL, Trombotto D, Walter KM. 2007. Frozen ground. Global outlook for ice and snow 181-200.

Rossi M. 2005. Déformation, transferts de matière et de fluide dans la croûte continentale: application aux massifs cristallins externes des Alpes. PhD Thesis, Université Joseph Fourier, 376 p.

Rossi M, Rolland Y. 2014. Stable isotope and Ar/Ar evidence of prolonged multiscale fluid flow during exhumation of orogenic crust: Example from the Mont Blanc and Aar Massifs (NW Alps): Multi-scale fluid flow in the Alps. *Tectonics* **33**: 1681–1709. <https://doi.org/10.1002/2013TC003438>

Rossi M, Rolland Y, Vidal O, Cox S. 2005. Geochemical variations and element transfer during shear-zone development and related epysienites at middle crust depths: insights from the Mont Blanc granite (French-Italian Alps). High-Strain zones: *Structure and Physical Properties* **245**: 373–396.

Sanchez G, Rolland Y, Corsini M, Braucher R, Bourlès D, Arnold M, Aumaître G. 2010. Relationships between tectonics, slope instability and climate change: Cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps. *Geomorphology* **117**: 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.10.019>

Schiermeier Q. 2003. Alpine thaw breaks ice over permafrost's role. *Nature* **424**: 712.

Sigurdsson O, Williams RS. 1991. Rockslides on the Terminus of "Jokulsargilsjokull", Southern Iceland. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography* **73(3/4)**: 129-140.

SisFrance. 2010. Base de données de sismicité historique française. BRGM, EDF, IRSN. <http://www.sisfrance.net>.

SisFrance. 2013. Séisme Chamoniard du 29 Avril 1905. Sismicité historique de la France. [www.sisfrance.net/documentsisfrance/Seisme%20Chamonix%201905.pdf](http://www.sisfrance.net/documentsisfrance/Seisme%20Chamonix%201905.pdf). Accessed in December 2018.

Soldati M, Corsini A, Pasuto A. 2004. Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena* **55**: 141–161.

Stoffel M, Huggel C. 2012. Effects of climate change on mass movements in mountain environments. *Progress in physical geography* **36(3)**: 421-439.

Suganuma Y, Miura H, Zondervan A, Okuno J. 2014. East Antarctic deglaciation and the link to global cooling during the Quaternary: evidence from glacial geomorphology and <sup>10</sup>Be surface exposure dating of the Sør Rondane Mountains, Dronning Maud Land. *Quaternary Science Reviews* **97**: 102–120. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.05.007>

Technodigit. 2017. 3DReshaper: the 3D scanner software. Hexagon. Computer software available at [www.3dreshaper.com](http://www.3dreshaper.com).

Tinner W, Ammann B, Germann P. 1996. Treeline fluctuations recorded for 12,500 years by soil profiles, pollen, and plant macrofossils in the Central Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research* **28-2**: 131–147.

Vincent C, Garambois S, Thibert E, Lefebvre E, Meur L, Six D. 2010. Origin of the outburst flood from Glacier de Tête Rousse in 1892 (Mont Blanc area, France). *Journal of Glaciology* **56**: 688–698.

Vincent C, Desclotres M, Garambois S, Legchenko A, Guyar H, Gilbert A. 2012. Detection of a subglacial lake in Glacier de Tête Rousse (Mont Blanc area, France). *Journal of Glaciology* **58**: 866–878

Von Raumer JF, Bussy F. 2004. Mont Blanc and Aiguilles Rouges. Geology of their polymetamorphic basement. Institut de Géologie et Paléontologie. Université de Lausanne.

Walker MJC, Berkelhammer M, Björck S, Cwynar LC, Fisher DA, Long AJ, Lowe JJ, Newnham RM, Rasmussen SO, Weiss H. 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science* **27**: 649–659. doi:10.1002/jqs.2565

Wick L. 1996. Spät-und Postglaziale Vegetationsgeschichte in den Südalpen zwischen Comersee und Splügenpass (Norditalien). PhD thesis, University of Bern.

WSL. 2015. Influence of the summer 2015 heatwave on rock slope failures. <https://www.wsl.ch/en/snow-and-ice/permafrost/permafrost-and-natural-hazards/influence-of-the-summer-2015-heatwave-on-rock-slope-failures.html> (accessed 11 September 2017).

Zerathe S, Lebourg T, Braucher R, Boulès D. 2014. Mid-Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by <sup>36</sup>Cl dating. Insight on an Alpine-scale landslide activity. *Quaternary Science Reviews* **90**: 106–127. doi:10.1016/j.quascirev.2014.02.015

Zoller H, Schindler C, Röthlisberger F. 1966. Postglaziale gletscherstande und klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderheingebiet. *Sonderabdruck aus Verhandl. Naturf. Ges. Basel* **77**: 97–164.

## **Conclusion de la partie 2.**

Les deux campagnes de datation des paléo-écroulements présentées dans la première partie de la thèse ont fourni une quantité insuffisante d'âges, ne permettant pas d'établir une relation solide entre les périodes considérées comme chaudes pendant l'Holocène et les périodes d'intense activité gravitaire. La réalisation d'une troisième campagne permettant la datation de 45 nouvelles surfaces a donc été nécessaire pour compléter la base de données.

Le nombre total d'âges d'exposition obtenus sur 62 surfaces datées permet de proposer une reconstitution de la fréquence des écroulements holocènes ; il apporte également des informations sur des écroulements de la dernière période glaciaire, avec des âges allant jusqu'à 100 000 ans. Cette base de données d'âges d'écroulement est à notre connaissance la plus importante jamais obtenue pour un seul massif. Les résultats ont fait l'objet d'un deuxième article, présenté dans le chapitre 8 de cette thèse. Une relation entre paléo-écroulements et périodes chaudes de l'Holocène a pu être établie pour trois clusters d'âges, tandis que deux autres clusters à intense activité gravitaire ont été reconnus.

Le volume de 16 paléo-écroulements a pu être calculé par reconstitution 3D de leur paléo-forme. Il est compris entre 600 et 40 000 m<sup>3</sup>. L'âge de 11 de ces écroulements a pu être calculé par datation cosmogénique – l'âge de quatre autres de ces écroulements a pu être estimé par la méthode de datation GRIGRI présenté dans la troisième partie de cette thèse. A l'exception d'un écroulement âgé de 4.07 ka, la totalité de ces volumes correspond à des écroulements dont l'âge maximal est de 1100 ans.

La relation entre l'âge d'exposition du granite et la couleur de sa surface avait motivé la première campagne de datation en 2006. Les données spectrales de la totalité des échantillons datés à la suite des trois campagnes ont permis d'étudier la relation couleur-âge d'exposition du granite du Mont Blanc, qui constituait l'un des principaux objectifs de cette thèse. La méthode qui a été mise au point pour cela est présentée dans la troisième partie de cette thèse.



## **PARTIE 3. CARACTÉRISATION DE LA COULEUR DE LA SURFACE DES PAROIS**



## 9. LE GRANITE DU MONT BLANC ET SA COUCHE D'ALTÉRATION

Afin de mieux comprendre le changement de la couleur de la surface des parois, la caractérisation des éléments qui constituent la couche d'altération du granite et des phénomènes qui interviennent dans son évolution est nécessaire. Plusieurs auteurs (Marro, 1988 ; Bussy, 1990 ; Böhlert et al, 2008) ont analysé le granite du Mont Blanc. D'autres ont étudié, dans d'autres massifs, la formation de patines et des couches d'altération dans des granites. Ces travaux ont été croisés pour tenter d'expliquer la formation de la couche d'altération dans le granite du Mont Blanc. L'analyse géochimique de quelques échantillons a également été réalisée au microscope électronique à balayage et à la microsonde.

### 9.1. Description du granite du Mont Blanc

#### Description macroscopique

Le granite du Mont Blanc - la *protogine* des anciens auteurs - constitue l'une des deux principales unités lithologiques qui composent le massif. Ce pluton tardi-hercynien ( $304 \pm 3$  Ma ; Bussy, 1990) est intrusif dans les gneiss et les schistes anté-hercyniens ( $453 \pm 3$  Ma). Il s'agit d'un granite calco-alcalin porphyrique à biotite et megafeldspaths alcalins pluri-centimétriques, situé dans les champs Syénogranite et Monzogranite du diagramme QAP des roches plutoniques de Streckeisen (Bussy, 1990). On distingue deux faciès (Rossi, 2005) : le *granite central* qui prédomine dans le massif, et le *faciès de bordure*, situé sur la bordure nord-est du massif. Le granite central a de faibles variations de composition chimique. Il passe progressivement au granite de bordure, caractérisé par une teneur majeure en silice et une moindre teneur en fer. Notre secteur d'étude est situé dans le faciès granitique central.

La composition minéralogique du granite du Mont Blanc a été décrite en détail par Marro (1988) et Bussy (1990). Ses minéraux principaux sont :

- des feldspaths plagioclases subidiomorphes, dont la taille peuvent atteindre le cm. Ils sont maclés selon les lois de l'albite, de Carlsbad et de la péricline. Ils sont très fracturés, et altérés en épidote, séricite et parfois en biotite verte par saussurisation. Leur composition (An<sub>20</sub>-An<sub>35</sub>) est majoritairement du type oligoclase ;
- des quartz subidiomorphes à globuleux, mesurant 5-15 mm. Ils constituent 20 à 35 % du granite et sont interstitiels, leur croissance étant limitée par les autres minéraux ;
- des feldspaths alcalins (K), porphyrocristaux idiomorphes rectangulaires pluricentimétriques, maclés selon la loi de Carlsbad. Ils contiennent toujours un réseau dense de perthites en veines avec des inclusions de biotite, albites, plagioclases et quartz. Ils peuvent être kaolinisés ;
- des biotites, représentant environ 5 % de la roche. On en distingue trois types : un type principal brun foncé, mesurant 3-5 mm, un type de biotite verte présent dans les zones de déformation, et un type de biotite verte avec des aiguilles de rutile, par perte du titane, peut-être dû au métamorphisme alpin, parfois chloritisé. Dans le granite du Mont Blanc, la biotite est la principale source de fer.

#### Composition géochimique

La composition géochimique du faciès central du granite du Mont Blanc a été analysée par spectrométrie à rayons X de 36 échantillons prélevés dans cinq zones différentes allant du granite central au faciès de bordure (Marro, 1988), et par fluorescence X de 46 échantillons du granite central (Bussy, 1990). Les teneurs en silice (SiO<sub>2</sub>) et en fer (Fe total) sont respectivement de 70-74,5 % et 1,7-2,7 %.

L'analyse géochimique par fluorescence X des 6 échantillons (échantillons ADM1-ADM5 et un échantillon de roche fraîchement exposée) prélevés en 2006 à l'Aiguille du Midi a été réalisée par Böhlert et al. (2008). Les résultats (Fig. 9.1) montrent une composition similaire, avec une teneur en silice (SiO<sub>2</sub>) et en fer (Fe total) de 66,5-70 % et 1,4-2,2 %, respectivement.

La composition du granite étant considérée comme chimiquement homogène, elle permet donc de faire des comparaisons à l'échelle du massif.

Element [%]	Samples Aiguille du Midi 1-5					Statistics	
	AdM1	AdM2	AdM3	AdM4	AdM5	Mean	SD
CaO	0.87	0.87	1.44	1.17	1.31	1.13	0.26
MgO	0.62	0.60	0.37	0.39	0.56	0.51	0.12
K <sub>2</sub> O	5.09	5.22	4.91	5.28	5.37	5.17	0.18
Na <sub>2</sub> O	3.12	2.84	2.74	2.80	2.78	2.86	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.62	13.58	13.67	13.82	12.89	13.52	0.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.43	1.64	1.85	1.70	2.23	1.77	0.30
SiO <sub>2</sub>	70.32	68.73	67.27	70.09	66.56	68.60	1.67
MnO	0.02	0.03	0.033	0.04	0.049	0.04	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.07	0.072	0.07	0.091	0.07	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.26	0.30	0.310	0.31	0.334	0.30	0.03
ZrO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.022	0.02	0.022	0.02	0.00
BaO	0.07	0.08	0.098	0.08	0.080	0.08	0.01
Rb <sub>2</sub> O	0.03	0.03	0.031	0.03	0.034	0.03	0.00
WO <sub>3</sub>	0.05	0.05	0.045	0.06	0.036	0.05	0.01
LOI	3.43	0.55	0.63	3.57	0.53	1.74	1.61
Total	99.02	94.61	93.49	99.43	92.89		

Elemental composition of the samples based on XRF measurements. Values are converted into oxide contents. LOI = Loss on ignition. The low standard deviation (SD) values indicate a comparable composition and demonstrate the homogeneity of the lithology.

*Fig. 9.1. Composition géochimique des cinq échantillons datés en 2006 et de l'échantillon de roche fraîchement exposée (Böhlert et al, 2008).*

## **9.2. L'altération du granite dans la littérature**

Le changement de la couleur des roches granitiques, par altération de leur surface, est assez bien connu. La plupart des descriptions du processus d'altération du granite expliquent sa coloration par la précipitation à sa surface des oxydes de fer créés à partir de l'oxydation du fer présent dans la roche (Dorn, 1998). Pourtant, peu d'études exhaustives existent sur cet aspect, et peu de travaux ont cherché à expliquer en détail les phénomènes d'évolution de la surface. Une description du processus à partir de la littérature permet de dresser un état de l'art sur ce phénomène.

### La formation des couches d'altération et des patines

La couleur d'altération d'une roche résulte de processus similaires à la formation de la couleur d'un sol. En présence d'eau ou d'humidité, le fer d'une roche permet l'oxydation et l'altération des minéraux ferromagnésiens. En climat tempéré, et du fait que les minéraux (à exception des carbonates) sont plus solubles avec une température élevée (Campy et al, 2013), on peut voir les effets de cette oxydation à travers la formation des sols rougeâtres quand ils sont produits à partir de l'altération du granite ou des roches issues de l'altération et/ou du métamorphisme du granite (lutites, schistes, gneiss, etc.).

En climat froid comme celui de la haute montagne, la formation d'un sol est très difficile, voire inexistante, en raison des basses températures : des taux d'érosion extrêmement faibles ont été mesurés dans des parois cristallines en Antarctique (< 0,13 mm/ka ; Matsuoka et al, 2006). En climat sec, comme dans les déserts arides (p.ex., au Sahara lybien ; Zerboni, 2008) ou froids de haute altitude (p.ex., au Tibet ; Krinsley et al, 2009), la formation des sols est aussi très difficile, voire inexistante, en lien avec le manque d'eau nécessaire à l'altération chimique (Gordon et Dorn, 2005).

L'oxydation des minéraux ferromagnésiens peut également avoir lieu à la surface de la roche, mais à des vitesses et pour des épaisseurs beaucoup plus faibles que celles de la formation du sol. Certains types de granite montrent, quand leur surface est altérée, le développement d'auréoles d'une couleur rougeâtre autour des biotites (Nagano et Nakashima, 1989), dues à la migration du fer ferreux (Fe<sup>2+</sup>) natif, qui précipite sous forme de fer ferrique (Fe<sup>3+</sup>) pour créer des oxydes de fer (goethite, hématite ; Fig. 9.4). Les oxydes de fer peuvent aussi se former à l'intérieur des fractures et des plans de schistosité de certaines roches (p.ex., les phyllithes, les schistes ; Dixon et al, 1995). Quand de l'eau est présente, le fer est facilement mobilisé par l'eau superficielle et a la capacité de précipiter à la surface de la roche ainsi que de pénétrer dans les microfractures existantes (Kanamaru et al, 2018). Celles-ci peuvent être causées par divers phénomènes mais surtout par les cycles d'expansion-contraction thermique (Eppes

et al, 2016 ; Lamp et al, 2017). La précipitation des oxydes de fer est favorisée par leur forte adhérence à la surface du quartz (Dorn, 1998). Les oxydes de fer peuvent aussi migrer par les microfractures de roche (Ishimaru et Yoshikawa, 1995) et pénétrer dans les minéraux. L'oxydation sous climat froid aboutit généralement à la formation à la surface de la roche d'une auréole d'altération pénétrative (Dorn, 1998 ; Laustela et al, 2003 ; Kanamaru et al, 2018 ; Fig. 9.3a), bien visible à la cassure d'un échantillon, avec la zone altérée d'une couleur différente de celle de la roche inaltérée.

L'oxydation en climat très sec résulte généralement en le développement d'une patine (Dorn, 1998). Une patine est une couche plus ou moins foncée, épaisse de moins de 200  $\mu\text{m}$ , composée de *c.* 70 % de silices et d'argiles (smectite, kaolinite, etc., produites par l'hydrolyse des feldspaths) et *c.* 30 % d'oxydes de fer et de manganèse, et quelques autres éléments qui peuvent être déposés par le vent ou l'eau ; elle est fixée dans la roche par le fer et le manganèse (Zerboni, 2008 ; Aulinas et al, 2014). Quatre hypothèses sont proposées pour expliquer la formation des patines (Dorn, 2007) : i) cimentation grâce au Mn, ii) interactions entre les argiles et des bactéries, iii) concentrations de Mn et de Fe dans les restes de bactéries, iv) liaisons de silice avec des grains et des aérosols. Dans les déserts, cette patine a généralement une couleur brune, couleur associée à la présence de manganèse, tandis qu'une couleur orange est généralement associée à la présence de fer en absence de manganèse (Dorn et Oberlander, 1981). Les patines sont préservées par l'alcalinité et l'aridité des déserts (Elvidge et Iverson, 1983) ; elles ont un effet de cimentation qui rend la surface de la roche plus dure et donc l'érosion moins efficace (Aulinas et al, 2014).

#### La patine et la couche d'altération dans le granite du Mont Blanc

Le granite des parois du massif du Mont Blanc est souvent caractérisé par sa couleur orange, surtout dans les faces sud et à une altitude > 3000 m (Fig. 9.2).

Cette couleur orange caractérise généralement la surface des échantillons dont l'âge d'exposition est de plusieurs milliers d'années (Gallach et al, 2018). Elle est produite par l'altération de la couche superficielle du granite, bien visible quand un échantillon est coupé : les minéraux sont tachés d'une couleur orange, avec une intensité qui décroît de la surface jusqu'à quelques cm de profondeur (Fig. 9.3a).

Les échantillons avec des âges d'exposition plus anciens (plusieurs dizaines de milliers d'années) peuvent aussi présenter une surface de couleur orange très intense (Fig. 9.3b). Cela exprime les derniers stades de l'altération, avec la formation d'une patine. Cette patine ne se développe pas de façon uniforme, mais selon la rugosité de la surface des minéraux : elle se développe plus facilement dans les petits creux présents dans la surface de la roche où les matériaux exogènes (poussière, eau, neige) peuvent s'accumuler.



Fig. 9.2. Aiguilles satellites du versant SE du Mont Blanc du Tacul (4248 m).

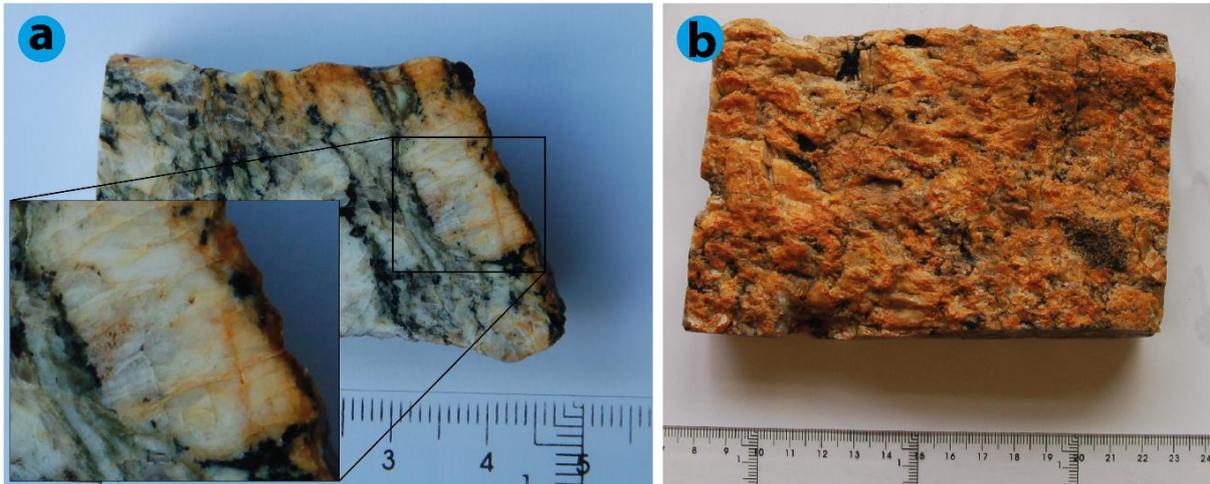


Fig. 9.3. a) Couche d'altération du granite du Mont Blanc dans un échantillon prélevé à l'Aiguille du Midi ; le détail permet de distinguer la « pénétration » de la couleur par les fractures existantes dans les feldspaths ; b) aspect de la surface de l'échantillon TRO6, avec un âge d'exposition de  $26.19 \pm 2.10$  ka. On y observe la présence d'une patine orange déposée à la surface des minéraux. Graduations de la règle : cm.

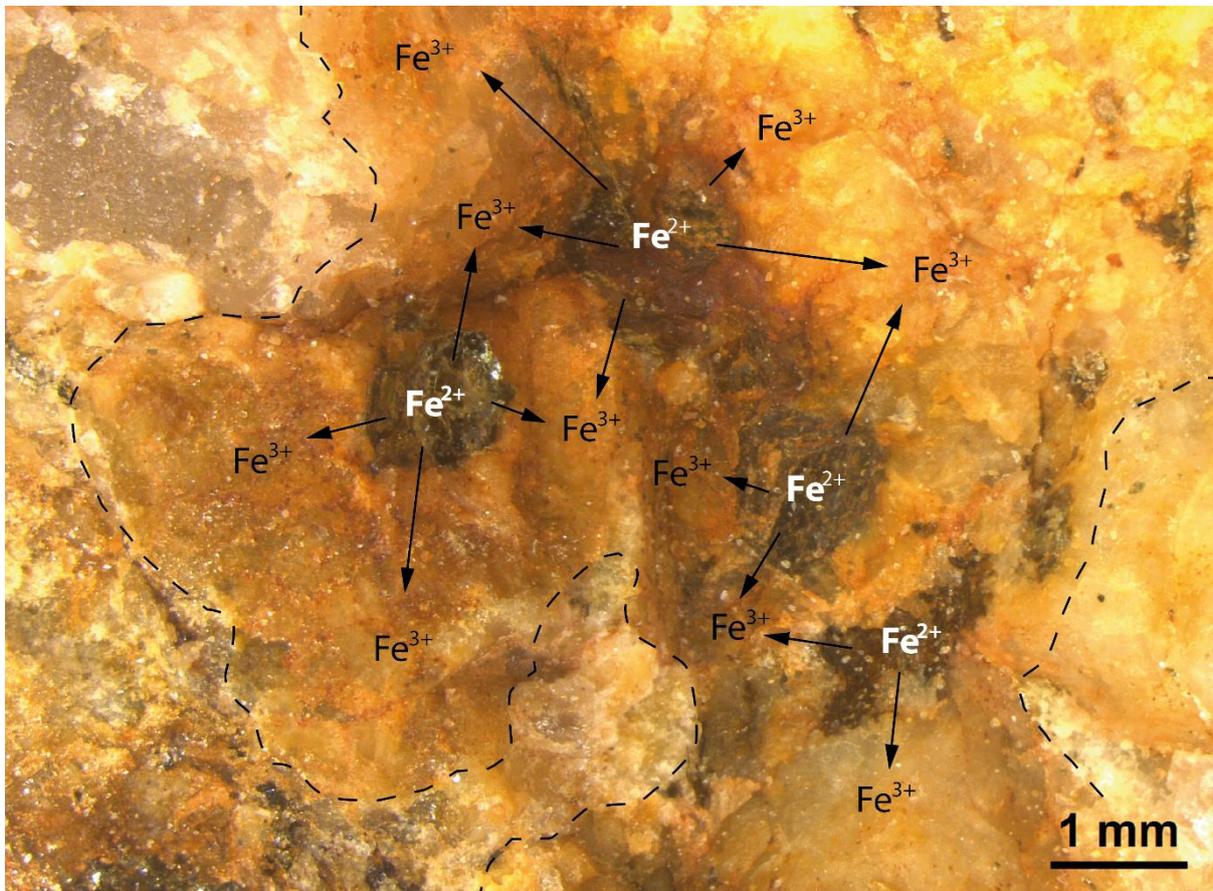


Fig. 9.4. Détail sous loupe binoculaire de la surface altérée d'un échantillon de granite prélevé à l'Aiguille du Midi, avec formation d'une auréole rougeâtre (délimitée par la ligne tiretée) autour des biotites. Le fer ferreux ( $Fe^{2+}$ ) présent dans la biotite migre sous forme de fer ferrique ( $Fe^{3+}$ ) et précipite à la surface du granite sous forme d'oxydes de fer (goéthite et hématite). Ce processus est décrit en détail par Nagano et Nakashima, 1989, et par Kanamaru et al, 2018.

### 9.3. Caractérisation physico-chimique des granites altérés du Mont Blanc

La composition de la patine et des premiers cm de roche altérée a été analysée afin de mesurer la teneur en fer du granite altéré par rapport à celle du granite frais.

#### Analyse au microscope électronique à balayage

L'analyse de la patine de deux échantillons (ADM1, âge d'exposition de  $30.44 \pm 1.76$  ka ; ECO5, âge d'exposition de  $1.08 \pm 0.13$  ka) a été réalisée avec un microscope électronique à balayage (MEB) LEO STEREOSCAN 440 couplé à une sonde EDS (*Energy Dispersive Spectroscopy*) Bruker Quantax de la plateforme ASTRE de l'Université Savoie Mont Blanc, permettant l'analyse élémentaire des échantillons. Les mesures ont été réalisées en mode *high vacuum*, avec un voltage de 10-20 keV, en mode électrons secondaires et rétrodiffusés.

Les échantillons ont été coupés en sucres de  $2 \times 1 \times 1$  cm, et métallisés au carbone pour améliorer la conduction. L'analyse de la teneur en 9 éléments (aluminium, calcium, carbone, fer, magnésium, oxygène, potassium, silicium et sodium) de la surface de chaque échantillon a été quantifiée par cartographie chimique de la surface avec cinq mesures ponctuelles sur chaque échantillon.

La cartographie chimique de la surface de l'échantillon ECO5 ( $1.08 \pm 0.13$  ka ; Fig. 9.5) montre un effet de rugosité sur la mesure d'analyse élémentaire qui rend impossible la quantification des éléments. Néanmoins, on distingue nettement la répartition des éléments : la surface est encore peu altérée, et la patine est très peu ou pas développée. La présence de plusieurs éléments est très nette et permet d'identifier des minéraux : ainsi, la biotite (Bt) est facilement repérable par sa teneur en fer et en magnésium, et le feldspath (Fsp) par sa teneur en calcium et sodium. Le fer mesuré à la surface de cet échantillon est surtout le fer natif contenu dans la roche.

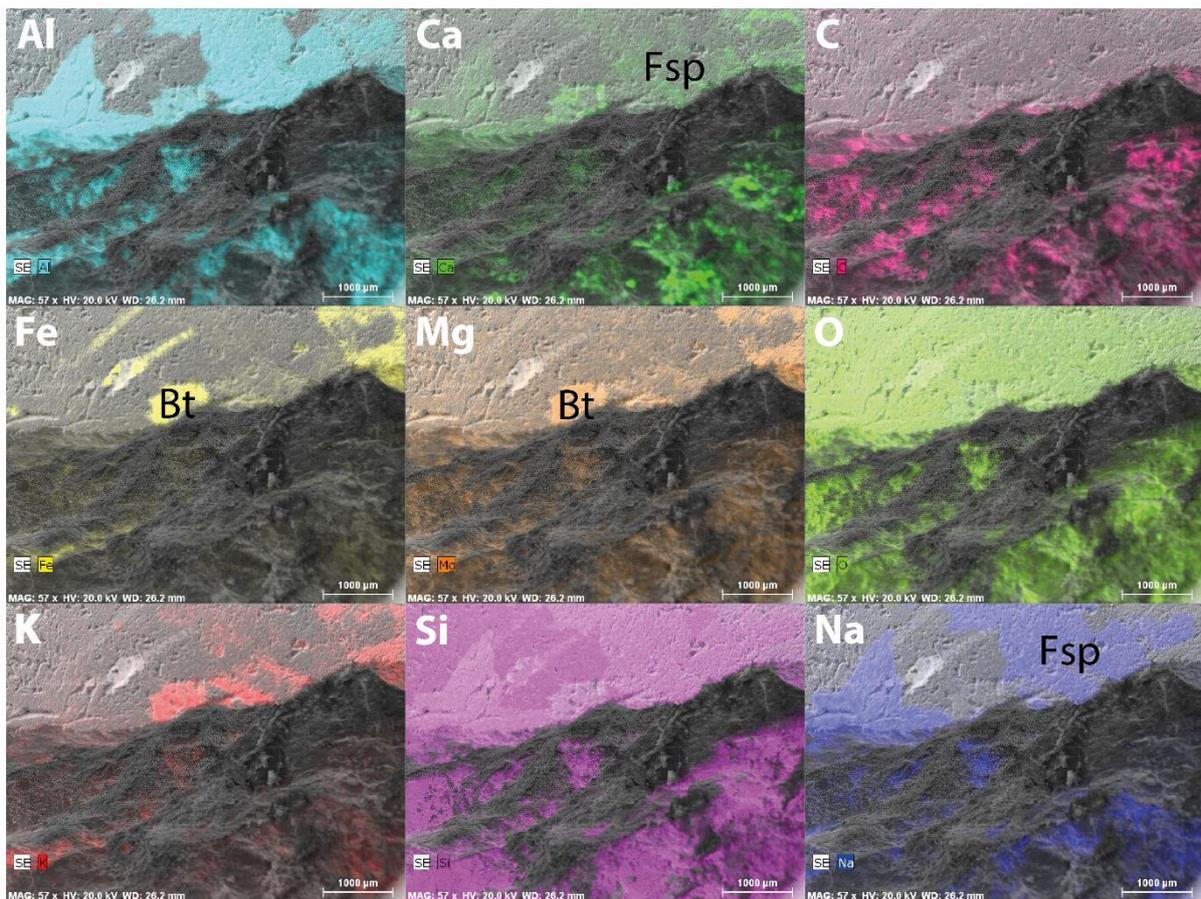


Fig. 9.5. Cartographie chimique de la teneur en 9 éléments par image en électron secondaire de l'échantillon ECO5 ( $1.08 \pm 0.13$  ka). Bt : biotite ; Fsp : feldspath.

La cartographie chimique de la surface de l'échantillon ADM1 ( $30.44 \pm 1.76$  ka ; Fig. 9.6) montre aussi un effet de rugosité sur la mesure d'analyse élémentaire : les variations d'intensité étant liées à la

micro-topographie, la quantification des éléments est là encore impossible. L'identification de la répartition des éléments est difficile car la plupart des éléments sont corrélés. La répartition plutôt homogène du fer et du carbone suggère la présence d'une patine. L'homogénéité de la répartition des calcium, silice, oxygène, aluminium et magnésium montre que le faisceau d'électrons primaire a traversé cette patine et que les mesures sont cohérentes avec la composition des minéraux. On en déduit que l'épaisseur de la patine est en moyenne inférieure à 10 microns.

Des analyses par mesures ponctuelles sur l'une des faces latérales de l'échantillon ADM1 n'ont pas permis d'observer, en dehors des fractures, des précipitations d'oxydes de fer. Aucun gradient de teneur en fer de la surface vers l'intérieur du granite n'a été observé.

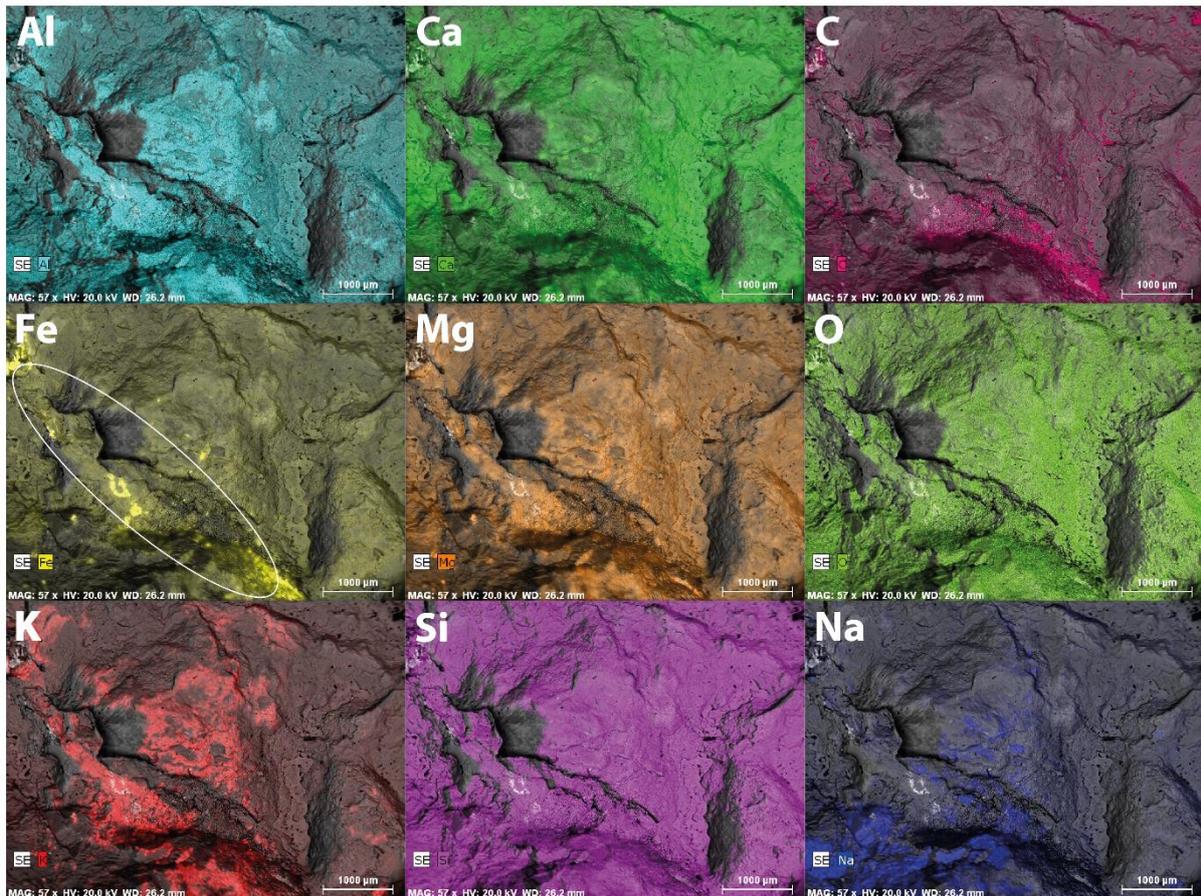


Fig. 9.6. Cartographie chimique de la teneur en 9 éléments par image en électron secondaire de l'échantillon (ADM1,  $30.44 \pm 1.76$  ka). L'ellipse signale un secteur à forte concentration en fer.

#### Analyse à la microsonde

L'analyse de la composition chimique de la couche d'altération de trois échantillons (CHD4, âge d'exposition de  $0.46 \pm 0.07$  ka ; ECO8,  $0.46 \pm 0.08$  ka ; LA1,  $11.79 \pm 1.20$  ka) a été réalisée avec une microsonde électronique (EPMA ; *Electron Microprobe Analysis*) de type JEOL JXA-8230 (plateforme « microanalyse », ISTERre Grenoble). La teneur en 9 éléments (aluminium, calcium, chrome, fer, magnésium, manganèse, silicium, sodium et titane) a été analysée par des mesures ponctuelles sur huit profils (2 pour CHD4, 2 pour ECO8 et 3 pour LA1). Ces dernières ont été complétées par une cartographie chimique de la surface. Le but de cette analyse a été d'observer, sur une échelle millimétrique, si la teneur en fer total des minéraux qui composent la roche (hors biotite et hors fractures où le fer peut précipiter) présentait un gradient entre la surface et les zones plus profondes de l'échantillon.

Le choix de deux échantillons (CHD4 et ECO8) d'âge d'exposition similaire (c. 0,46 ka) s'explique par le fait que ECO8 présente une patine d'une couleur anormalement brune, non observée sur les autres surfaces étudiées. La couleur de la surface des échantillons ECO1, ECO6, ECO7 et ECO8 (Annexe 7) est interprétée comme le produit de la précipitation d'oxydes de fer à l'intérieur de la fracture qui existait avant les écroulements.

Pour chacun des trois échantillons analysés, une lame mince a été préparée en ciblant la zone d'intérêt de chaque échantillon (de sa surface vers l'intérieur de la roche). Ces lames minces ont été polies à 25 µm et non recouvertes, puis métallisées au carbone afin d'améliorer la conduction. Le profil réalisé sur chaque lame résulte de 47 à 67 mesures avec un pas de 0,42 mm. Une cartographie de surface de 5,75 mm<sup>2</sup> (2,7 × 2,2 mm) a été réalisée sur un feldspath présent sur l'une des faces latérales de l'échantillon LA1.

La teneur en fer des huit profils est représentée dans la Fig. 9.7. Les mesures de teneur en fer des points qui coïncident avec les minéraux ferromagnésiens et les microfractures (dont les valeurs atteignent 33 %) ont été écartées.

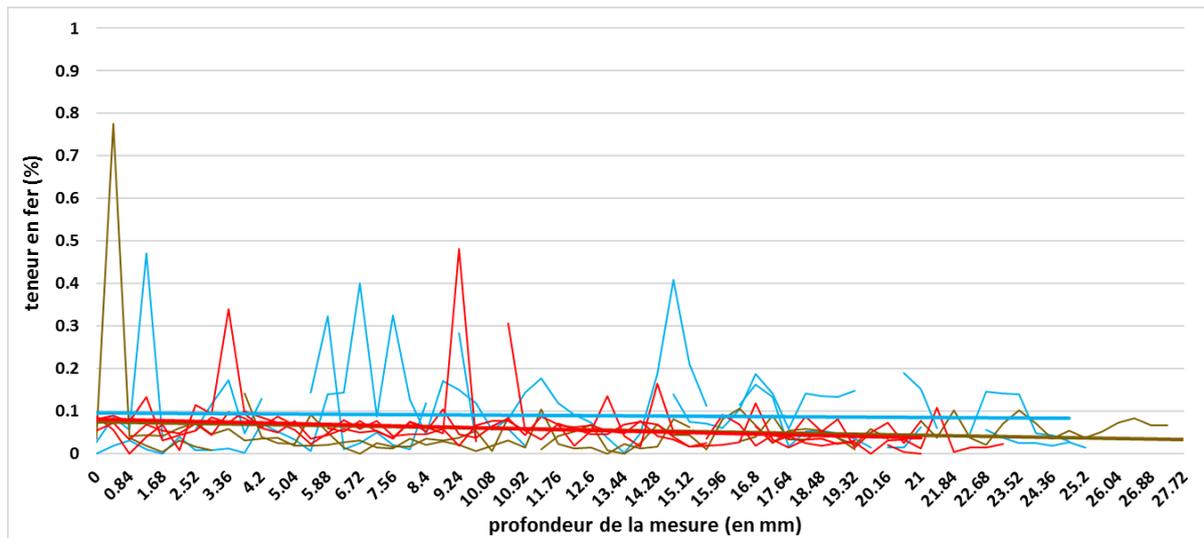


Fig. 9.7. Lignes de tendance et valeurs de la teneur en fer (en %) des points mesurés au sein de 8 profils relatifs à trois échantillons. Bleu : CHD4 ( $0.46 \pm 0.07$  ka) ; brun : ECO8 ( $0.46 \pm 0.08$  ka) ; rouge : LA1 ( $11.79 \pm 1.20$  ka).

Les résultats montrent une teneur en fer très basse pour les échantillons LA1 (d'âge d'exposition le plus élevé) et ECO8 (à patine exceptionnellement brune) tandis que les valeurs de l'échantillon CHD4, dont l'âge d'exposition est plus réduit, sont légèrement supérieures. Il n'y a pas de diminution significative de la teneur en fer des échantillons de leur surface vers l'intérieur.

La cartographie chimique de l'une des faces latérales de l'échantillon LA1 (Fig. 9.8) montre une teneur élevée en sodium, ce qui confirme que les analyses ont été faites sur un feldspath. La teneur en fer est très basse, avec une présence uniquement en quelques points isolés au sein de la matrice du feldspath. Les seules concentrations notables en fer sont situées le long de deux microfractures et de quelques nanofractures secondaires, ce qui confirmerait le fait qu'une certaine quantité de fer puisse pénétrer dans la structure minéralogique du granite par sa fracturation, où il précipite sous forme d'oxydes de fer pour former des veines, d'abord de goethite puis d'hématite (Kanamaru et al, 2018).

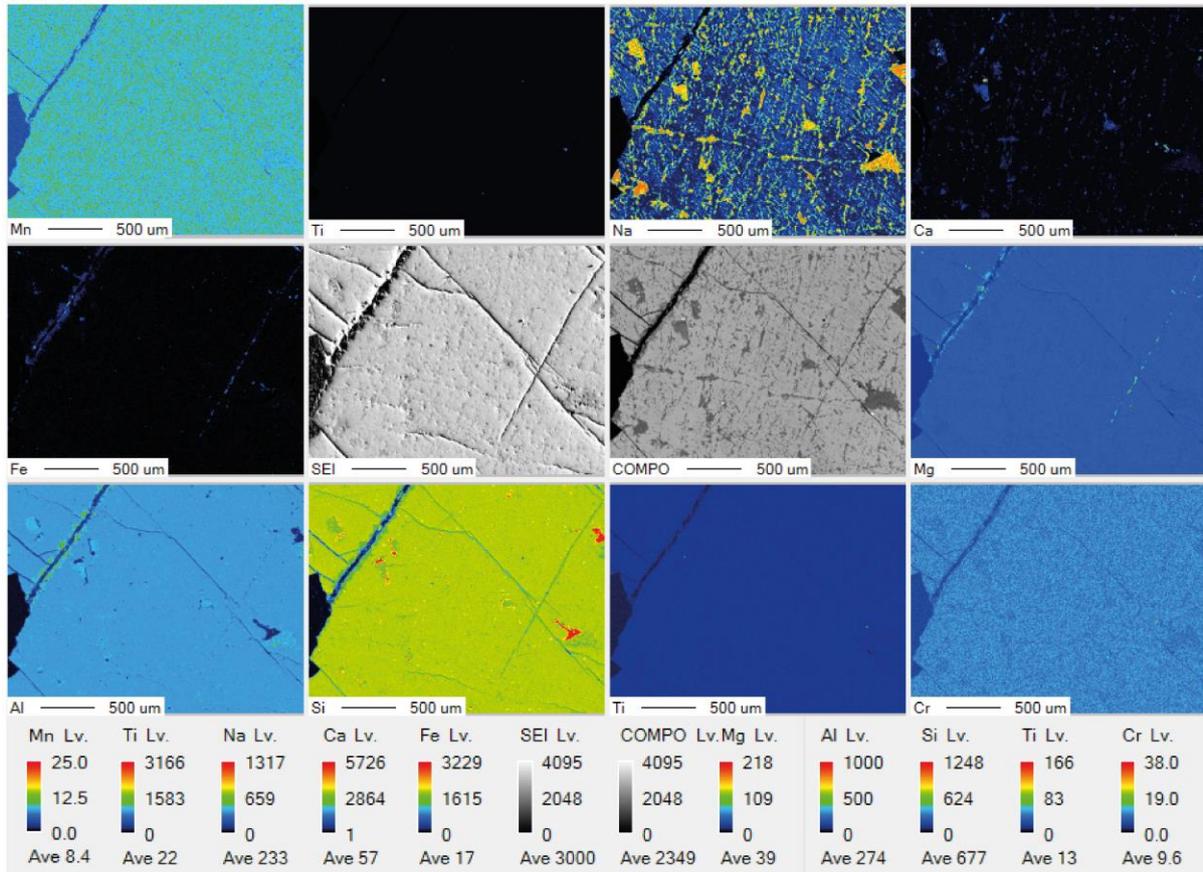


Fig. 9.8. Cartographie des 9 éléments analysés à la microsonde sur l'échantillon LA1 ( $11.79 \pm 1.20$  ka). La partie haute de chaque image se situe quelques microns sous la surface de l'échantillon tandis que leur base est à une profondeur de c. 3 mm (noter que le titane est répété).

Du fait que ni le MEB ni la microsonde n'ont la capacité de distinguer les différents types de fer, la teneur totale en fer des minéraux proches de la surface n'a pas pu être corrélée au degré d'altération du granite.

Plusieurs méthodes d'analyse permettant de distinguer le fer ferrique ( $\text{Fe}^{3+}$ ) du fer ferreux ( $\text{Fe}^{2+}$ ) existent. Le titrage de permanganate de potassium a été utilisé avec succès (Kanamaru et al, 2018) pour calculer le rapport  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$  de plusieurs types de roches plutoniques (granite, syénite quartzitique, granodiorite, quartz diorite, monzonite) altérées, permettant de discriminer les oxydes de fer ferriques (hématite, goéthite), produits de l'altération, du fer ferreux natif présent dans la roche. Appliquée au granite du Mont Blanc, cette méthode pourrait constituer un bon outil pour mesurer, par une approche quantitative, son degré d'altération.

## 10. ÉTUDE COLORIMÉTRIQUE DE LA SURFACE DES ÉCHANTILLONS

Afin de comprendre l'évolution de la couleur de la surface du granite, une étude colorimétrique de la surface de tous les échantillons a été réalisée. La couleur du granite a été quantifiée par spectroscopie de réflectance, tandis que plusieurs méthodes de représentation de la couleur ont été testées pour établir une relation couleur-âge d'exposition.

### 10.1. Bases de spectroscopie de réflectance : comment quantifier une couleur

#### Qu'est-ce qu'une couleur ?

Une couleur est la perception visuelle de chacune des différentes longueurs d'onde de la lumière comprises dans le spectre visible (section du spectre électromagnétique visible par les photorécepteurs de l'œil humain, entre c. 400 et 750 nm ; Figure 10.1). On perçoit la couleur des objets parce qu'ils émettent naturellement de la lumière, que ce soit par incandescence ou par absorption et réflectance.

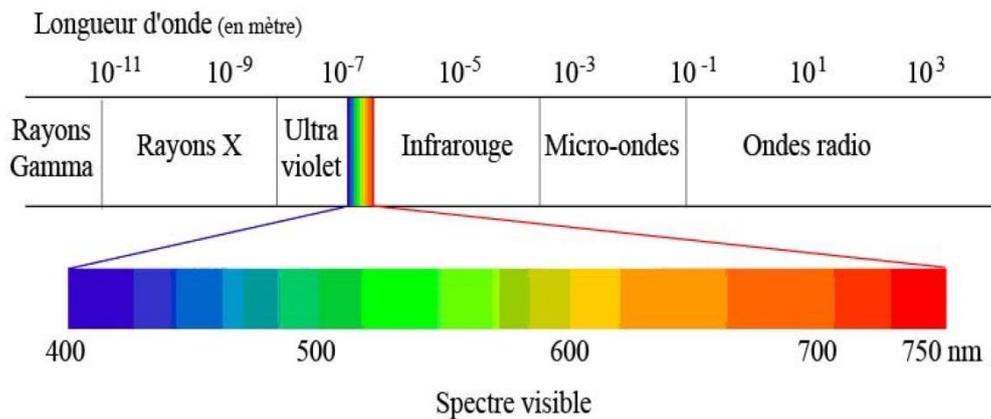


Fig. 10.1. Spectre électromagnétique, avec les longueurs d'onde correspondant à chaque type de rayonnement. En bas, les longueurs d'onde (en nanomètres) du spectre visible par l'œil humain (Millet et Weiss, 2009).

L'absorption et la réflectance de lumière sont les phénomènes qui produisent les couleurs de la plupart des objets. L'absorption est produite lorsqu'un atome absorbe des photons qui font augmenter le niveau d'énergie de ses électrons (excitation). Cette augmentation d'énergie se traduit par une augmentation de température de l'objet et/ou par l'émission de nouveaux photons (réflectance), à des longueurs d'onde similaires ou différentes de celles des photons reçus. Chaque atome a des longueurs d'onde préférentielles auxquelles il absorbe et émet des photons. Les différentes longueurs d'onde correspondent à des couleurs différentes : c'est ce phénomène qui permet d'attribuer une couleur à un objet.

#### Comment mesurer une couleur ? La spectroscopie de réflectance

La couleur d'un objet ou d'une surface peut être quantifiée à l'aide d'un spectromètre. Son capteur mesure la quantité de lumière reçue de l'objet dans plusieurs longueurs d'onde du spectre électromagnétique. Le résultat est présenté comme une série de données correspondant aux intensités de la mesure de chaque longueur d'onde. Cette série de données constitue un spectre et peut être représenté dans un graphique.

Quand on mesure le spectre colorimétrique d'un objet incandescent, on obtient les valeurs de la lumière émise directement par ses atomes en correspondance avec l'état d'excitation causé par sa température. On obtient ainsi le spectre de corps noir de l'objet, dont la forme est en relation directe avec sa température.

Quand on mesure le spectre colorimétrique d'un objet à température d'ambiance, on mesure le spectre résultant du reflet de la lumière projetée sur l'objet par effet d'absorption et réflectance. On obtient ainsi le spectre de réflectance. Sa forme sera conditionnée par la lumière qu'il reçoit et la façon dont il reflète la lumière. Ce fait limite l'utilité des spectres, car il rend difficile la comparaison entre plusieurs spectres acquis avec des lumières différentes.

Afin d'obtenir des spectres colorimétriques permettant de caractériser correctement la couleur d'une surface (et de pouvoir comparer les propriétés de plusieurs échantillons), on doit réaliser une spectroscopie de réflectance en prenant en compte la lumière projetée sur celle-ci. Pour ceci, on a besoin d'une source de lumière stable tout au long de la réalisation des mesures. Cette lumière doit être caractérisée en mesurant le spectre résultant de son reflet sur un "blanc", p.ex. une surface de référence de couleur blanche qui va refléter la presque totalité de la lumière projetée sur elle. Cette mesure constitue le spectre de référence, le "spectre du blanc". Le spectre de réflectance exploitable d'un objet sera un spectre de la lumière émise par sa surface, corrigé avec le spectre du blanc. Ce spectre résultant nous montre le comportement de la surface face à une lumière projetée sur elle.

Ce type de spectroscopie de réflectance est réalisé en laboratoire, car le contrôle de la lumière environnante est très difficile en extérieur.

### Comment décrire une couleur ?

La description d'une couleur présente certaines limitations. La description d'une couleur n'est pas un paramètre objectif car elle dépend de la perception de l'œil humain. Il n'y a pas de limites physiques entre les différentes couleurs du spectre car le changement de l'une à l'autre est progressif. Dans les milieux artistique et industriel, la description d'une couleur est généralement basée sur une combinaison de couleurs primaires établies par convention. Par exemple, pour décrire une couleur avec le modèle RGB (rouge, vert, bleu) utilisé par les logiciels de dessin, on utilise 3 valeurs d'intensité comprise entre 0 et 255 (gamme de valeurs possibles avec 8 bits d'information), qui correspondent aux trois couleurs primaires rouge, vert et bleu. Le choix de ces trois couleurs n'obéit pas à des critères scientifiques car basé sur la perception des trois groupes de bâtonnets de l'œil humain (L, M et S), qui présentent une sensibilité maximale à c. 555, 525 et 420 nm, respectivement (ces valeurs peuvent changer d'une personne à une autre). Ces trois longueurs d'onde correspondent aux couleurs rouge, vert et bleu.

En physique, cette méthode n'est pas satisfaisante car, en dehors de l'apparence visuelle de l'objet, il ne permet pas d'extraire d'autres d'informations. Plusieurs méthodes ont donc été développées pour décrire les couleurs d'une façon plus précise, comme les méthodes spectro-colorimétriques de représentation des couleurs, basées sur des critères physiques. Parmi ces méthodes, on peut détailler l'utilisation du spectre brut, ainsi que les différents traitements appliqués au spectre brut pour en tirer des valeurs quantitatives :

- Spectre brut : c'est la forme la plus complète pour décrire une couleur. Il consiste en une série de données correspondant à l'intensité de lumière à chaque longueur d'onde (Fig. 10.2 ; Kortüm, 2012). Sa résolution est généralement comprise entre un et plusieurs nanomètres. Il peut être converti en d'autres systèmes de représentation (p. ex., à coordonnées  $x,y$  CIE 1931).
- Spectre normalisé : une enveloppe (la courbe la plus basse qui peut être construite sur le spectre) est créée autour de chaque spectre, puis les valeurs du spectre sont divisées par les valeurs correspondantes sur l'enveloppe, pour obtenir le spectre normalisé (avec de nouvelles valeurs, comprises entre 0 et 1 ; Fig. 10.2). Cette procédure permet de comparer plusieurs spectres présentant des caractéristiques très différentes (Green and Craig, 1985).
- Espace colorimétrique  $x,y$  CIE 1931. Cet acronyme de *Cordonnée x, cordonnée y, Commission Internationale de l'Éclairage, année 1931* est un espace de couleur basé sur une représentation théorique de la couleur selon deux axes,  $x$  et  $y$  (Ohno, 2000), ce qui permet de réaliser une importante réduction de variables. Les deux coordonnées  $x$  et  $y$  d'une couleur peuvent être représentées visuellement dans le diagramme de chromaticité CIE 1931, une surface triangulaire dans laquelle le centre représente le blanc et les bords représentent la gamme de couleurs du spectre visible (Fig. 10.3), ce qui permet une lecture plus visuelle des données. L'inconvénient de ce système est qu'il ne permet pas d'extraire l'information qui est disponible dans un spectre.

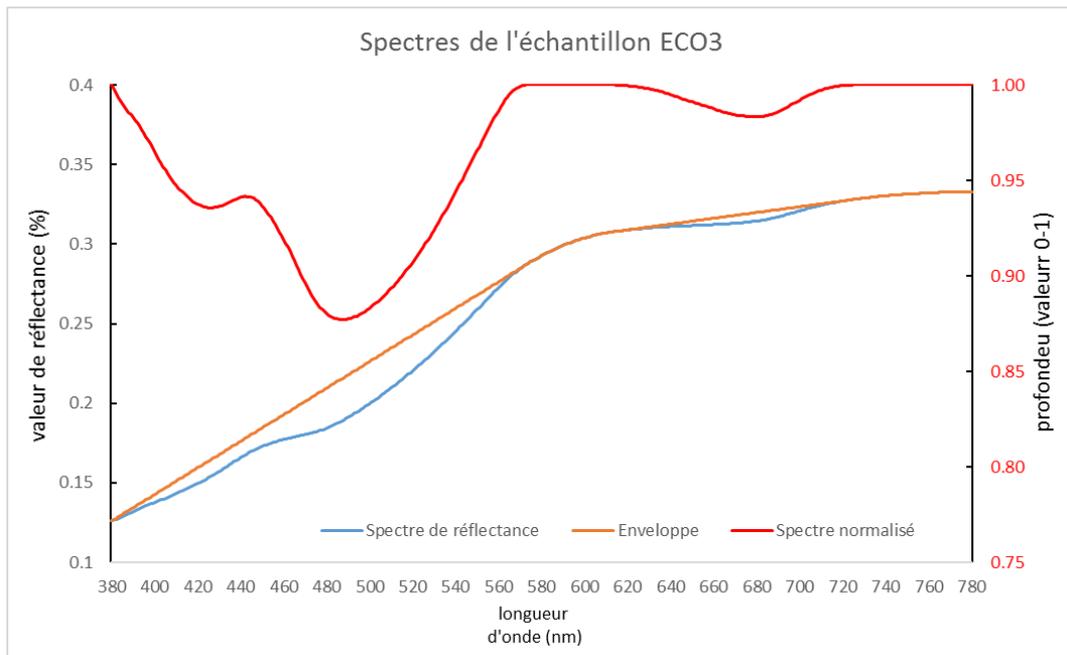


Fig. 10.2. Spectre de réflectance (bleu), enveloppe (orange) et spectre de réflectance normalisé (rouge) de l'échantillon ECO3 ( $5.45 \pm 0.65$  ka).

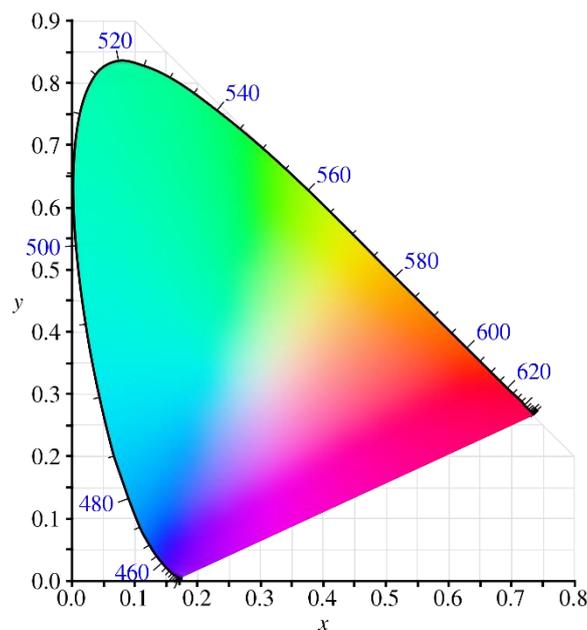


Fig. 10.3. Diagramme de chromaticité CIE 1931 qui permet de représenter les coordonnées  $x$ ,  $y$  CIE 1931. La grille permet de situer les coordonnées  $x$  et  $y$ , et le triangle de couleur représente la couleur visuelle correspondant aux coordonnées. Le blanc se situe au centre du triangle, tandis qu'aux extrêmes sont représentées les longueurs d'onde (en nm, en bleu) du spectre visible. Les couleurs sont d'autant moins saturées que l'on se déplace des extrêmes vers le centre.

- Espace colorimétrique  $L^*a^*b^*$  CIE 1976. C'est un espace théorique de couleur en trois dimensions, où une couleur peut être représentée en fonction de 3 axes, chaque axe représentant un gradient entre deux valeurs opposées (Fig. 10.4 ; Robertson, 1977) :  $L^*$  représente la clarté, dont les valeurs sont comprises entre 0 (noir) et 100 (blanc) ;  $a^*$  représente le gradient entre vert et rouge, à valeurs négatives vers le vert, positives vers le rouge, et de valeur 0 au centre ;  $b^*$  représente le gradient entre bleu et jaune, à valeurs négatives vers le bleu, positives vers le jaune et de valeur 0 au centre. La gamme de valeurs des axes  $a^*$  et  $b^*$  n'est pas délimitée par convention ; néanmoins, il est courant d'établir les limites à -128 et +127, soit 256 valeurs possibles pour chaque axe, donc la possibilité de coder chaque valeur en 8 bits.

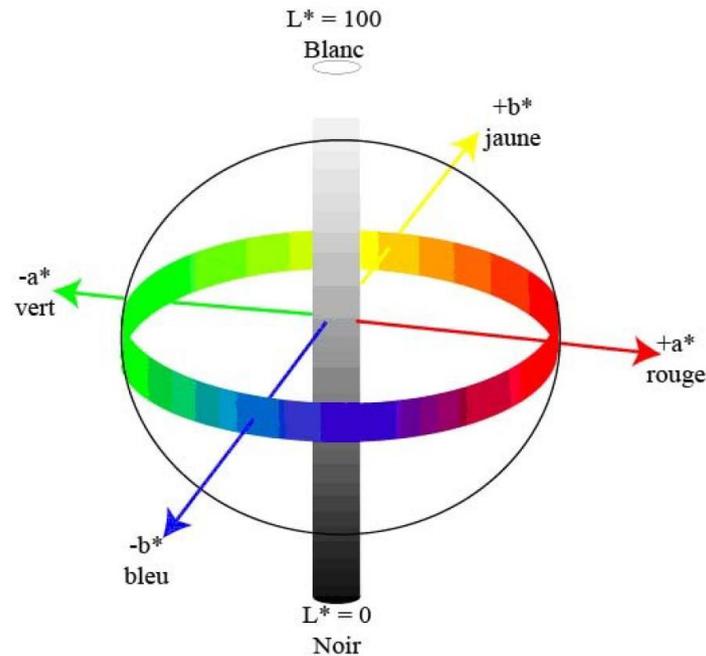


Fig. 10.4. Représentation des couleurs des 3 axes dans l'espace colorimétrique  $L^*a^*b^*$  CIE 1976 (Millet et Weiss, 2009).

## 10.2. Mise en évidence d'une relation couleur-âge d'exposition de la surface du granite

### La couleur du granite du Mont Blanc

Si la roche fraîche non altérée est grise, la couleur du granite du Mont Blanc altéré, visible sur les surfaces exposées durablement, présente une gamme de couleurs allant du jaune à l'orange vif (Fig. 10.5). Ce changement de couleur peut être relié au temps pendant lequel la paroi a été exposée aux conditions subaériennes. Ainsi, une surface récemment exposée (p.ex., la niche d'arrachement d'un écoulement récent) est grise ; elle évolue avec le temps, jusqu'à atteindre une couleur orange intense pour les surfaces longtemps exposées (p.ex., aux dalles très compactes qui ne montrent pas de signes d'activité gravitaire).



Fig. 10.5. Évolution de la couleur de la surface de plusieurs échantillons. a) roche fraîche (gris), b) CHD4,  $0.46 \pm 0.07$  ka (jaune), c) CHD1,  $4.49 \pm 0.40$  ka (orange), d) TRO6,  $26.19 \pm 2.10$  ka (orange foncé).

L'hypothèse que la quantification de cette relation couleur-âge permettrait de dater l'âge de la surface des parois granitiques du massif du Mont Blanc a été formulée pour la première fois par Böhlert et al (2008). Le travail réalisé à l'Aiguille du Midi a mis en évidence cette relation en utilisant pour la première fois la spectroscopie de réflectance.

Synthèse du protocole expérimental de mesure des échantillons proposé par Böhlert et al. (2008)

Le prélèvement de cinq échantillons en 2006 à l'Aiguille du Midi a permis de comparer leur âge d'exposition, obtenu par datation cosmogénique, avec leur spectre de réflectance normalisé. Un échantillon supplémentaire de roche fraîche a été utilisé pour caractériser la couleur du granite frais. Les analyses spectrales de 4 des 5 échantillons datés et de celui de l'échantillon de roche fraîche ont été faites au Département de Géographie de l'Université de Zurich avec un spectroscope portatif ASD Fieldspec Pro Fr, une cible blanche Spectralon et une lampe Thermo Oriol (Fig. 10.6). L'échantillon ADM3 n'a pas été mesuré au spectroscope en raison de la présence de lichens sur sa surface. Les spectres de réflectance ont des longueurs d'onde comprises entre 350 et 2500 nm (Fig. 10.7a). La partie de ces spectres comprise entre 350 et 750 nm a été normalisée (Fig. 10.7b), et un sixième spectre normalisé, celui de l'hématite (oxyde de fer rouge  $Fe_2O_3$ , utilisé comme référence), a été ajouté au graphique pour comparaison avec les spectres normalisés des échantillons.

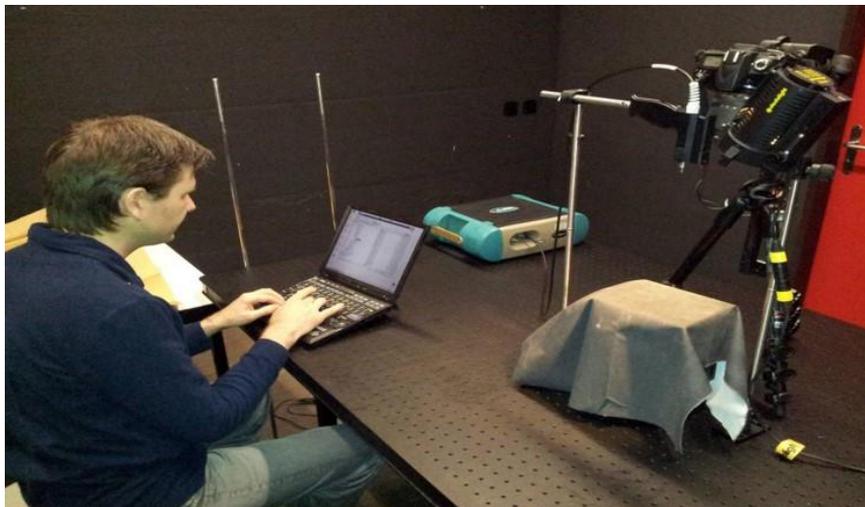


Fig. 10.6. Spectroscopie de réflectance des échantillons des campagnes 2006 et 2011 réalisée au laboratoire du Département de Géographie de l'Université de Zurich (Suisse) (photo : Markus Egli).

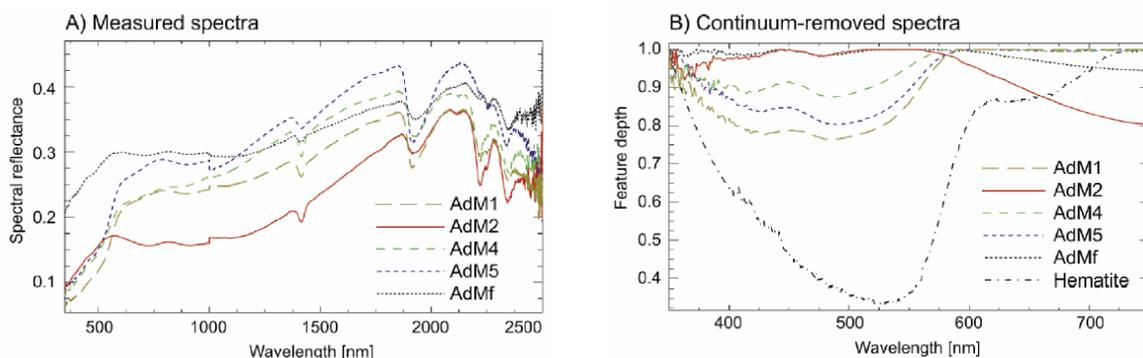


Fig. 10.7. a) spectre des échantillons de la campagne 2006 ; b) spectres normalisés des mêmes échantillons et spectre normalisé de l'hématite. (Böhlert et al, 2008).

Le graphique des spectres normalisés montre une progression des spectres en accord avec leurs âges d'exposition. Dans sa partie haute on trouve le spectre de la roche fraîche, ainsi que celui de l'échantillon avec l'âge d'exposition le plus jeune, ADM2 ( $1.78 \pm 0.19$  ka). Dans la partie basse du graphique on trouve le spectre normalisé de l'hématite. Le reste de spectres est situé entre les deux extrêmes et montre une progression, du haut vers le bas, ordonnée par âges d'exposition, du plus jeune au plus ancien (ADM4, ADM5 et ADM1 ;  $6.57 \pm 0.58$  ka,  $7.56 \pm 0.71$  ka et  $30.44 \pm 1.76$  ka, respectivement).

Dans la même étude, des analyses à la fluorescence X de la composition chimique de chaque échantillon ont été faites pour s'assurer que les différences de couleur de la surface du granite ne sont pas dues à des compositions chimiques différentes (Figure 9.1). En accord avec Marro (1986) et Bussy (1990), elles montrent que la composition chimique de ce faciès de granite est assez homogène.

Cette étude a bien mis en évidence la relation couleur-âge. Une première conclusion de l'article est que « *the redder a rock surface is, the higher the age that should be measured* ». Mais une étude plus approfondie avec une statistique plus robuste est nécessaire, afin de vérifier cette hypothèse et de quantifier la vitesse et les modalités physico-chimiques de ce changement de couleur correspondant à l'altération du granite. Si l'hypothèse est vérifiée et la vitesse d'altération du granite quantifiée, le développement d'une méthode de datation de l'âge d'exposition du granite à partir de la couleur de sa surface peut être envisageable. Dans ce sens une deuxième campagne a eu lieu en 2011.

#### Mesures des échantillons de la campagne 2011

Une deuxième campagne de datation cosmogénique et de mesure de la couleur de la surface du granite a été réalisée par L. Ravanel en collaboration avec le Département de Géographie de l'Université de Zurich en 2011 dans le bassin du Géant, où 20 échantillons ont été prélevés sur six sites. Les âges d'exposition des 20 échantillons ont été calculés et les analyses spectrales de leur surface ont été faites avec le même protocole que celui de 2006. Ces âges d'exposition sont présentés dans le chapitre 4 (Gallach et al, 2018). Les données spectrales de ces échantillons n'avaient jamais été traitées ; elles l'ont donc été dans le cadre de cette thèse, et mises en relation avec les âges obtenus.

### **10.3. Relation couleur-âge à partir de l'analyse des spectres normalisés**

La datation cosmogénique a permis d'obtenir 19 âges pour les 25 échantillons des campagnes 2006 et 2011 (Gallach et al, 2018). Ces âges ont été recalculés, et l'un de ces âges (TRI2) a été considéré comme aberrant (Gallach et al, soumis). Le spectre de réflectance de tous les échantillons sauf un (ADM3, dû à la présence de lichens à sa surface) a été obtenu, et un spectre de réflectance d'un échantillon de roche fraîche a été ajouté à l'ensemble de données. Au total, les spectres de 18 échantillons d'âges connus ont été utilisés pour cette étude.

L'analyse des spectres normalisés et des âges d'exposition (compris entre  $0.03 \pm 0.02$  ka et  $58.09 \pm 5.30$  ka) des 18 échantillons montre (Fig. 10.8) que la relation couleur-âge est vérifiée "au premier ordre". Les spectres situés dans la partie basse du graphique correspondent généralement à des échantillons exposés très longtemps (avec des âges d'exposition  $> 2$  ka), alors que les échantillons exposés durant moins de temps ( $< 0.57$  ka) sont en haut du graphique. On observe toutefois plusieurs anomalies : le spectre le plus bas du graphique (ADM1) présente un âge d'exposition ( $30.44 \pm 1.769$  ka) qui n'est pas le plus ancien ; le spectre correspondant à l'âge le plus ancien (PYR2,  $58.09 \pm 5.30$  ka) est situé au milieu de ce groupe de spectres ; le spectre correspondant à l'âge le plus jeune (COS1,  $0.03 \pm 0.02$  ka) est situé plus bas que des spectres aux âges d'exposition plus anciens.

La méthode de représentation des spectres normalisés ne permet donc pas d'établir de manière robuste une relation couleur-âge d'exposition de la surface du granite.

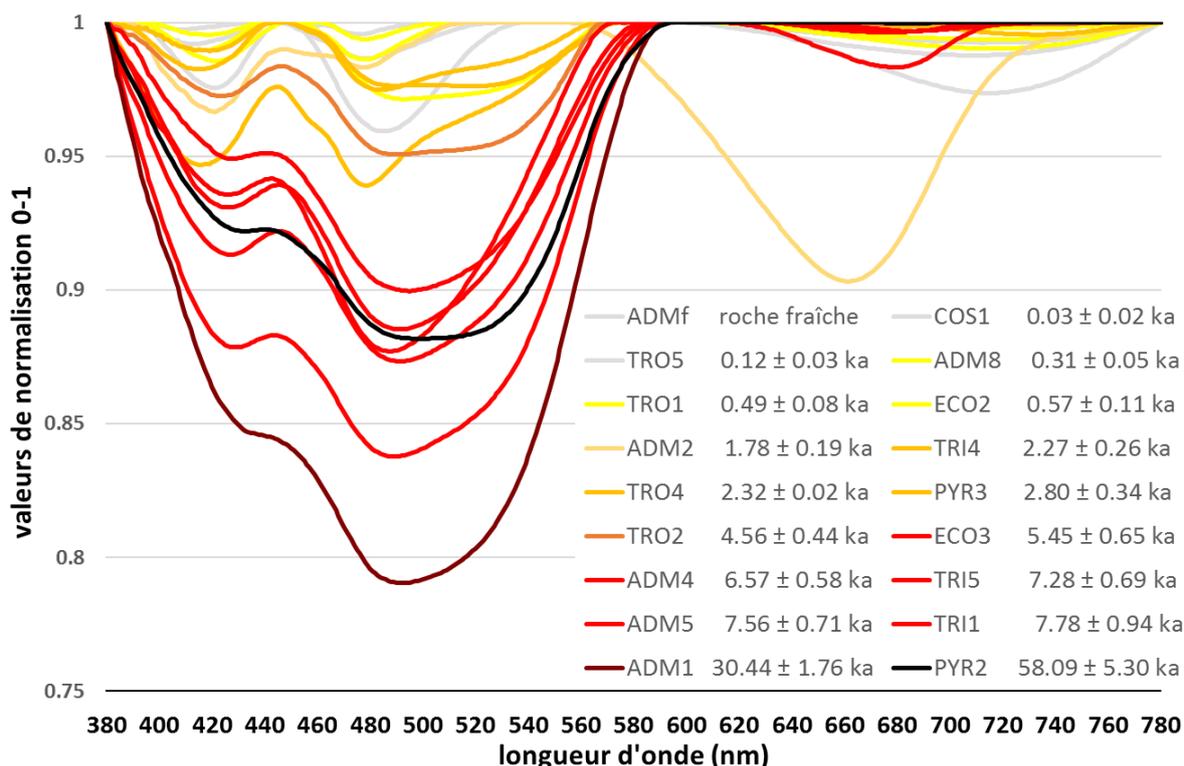
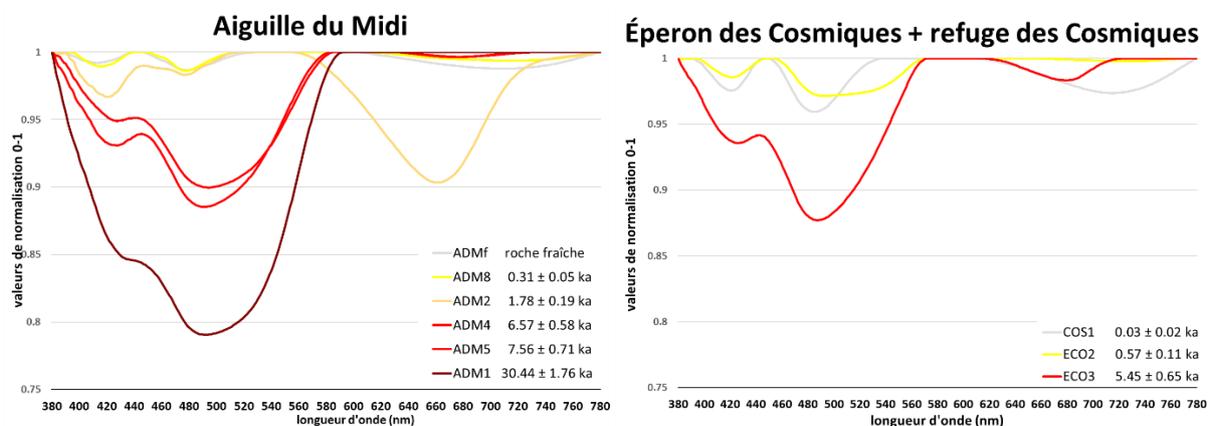


Fig. 10.8. Spectres de réflectance normalisés des 17 échantillons datés suite aux campagnes de 2006 et 2011 et d'un échantillon de roche fraîche (ADMf).

#### Étude de la relation couleur-âge à partir des spectres normalisés classés par site

Les analyses chimiques réalisées en 2006 (Fig. 9.1) ne montrent pas des différences de composition qui pourraient expliquer la variation de couleur à la surface du granite. Le fait que les 18 échantillons des campagnes 2006 et 2011 ont été prélevés sur 6 sites différents, avec des distances significatives entre eux (la distance entre les deux points opposés de la zone d'étude, Aiguille du Midi et face E de la Tour Ronde, est d'environ 4,3 km) suggère que d'autres paramètres pourraient conditionner l'évolution de la couleur d'un site à l'autre (p. ex., taille ou disposition des minéraux, orientation et altitude des sites, etc.). Afin d'explorer leur éventuel impact sur les spectres normalisés, une analyse a été réalisée en classant les spectres par site d'échantillonnage (Fig. 10.9).

Les spectres normalisés classés par sites ont une disposition similaire à celle observée pour l'ensemble des échantillons, mais les graphiques sont construits avec peu de spectres, ce qui est insuffisant pour établir une relation couleur-âge robuste ; seul le graphique de l'Aiguille du Midi a assez de données pour montrer l'évolution progressive de ses spectres.



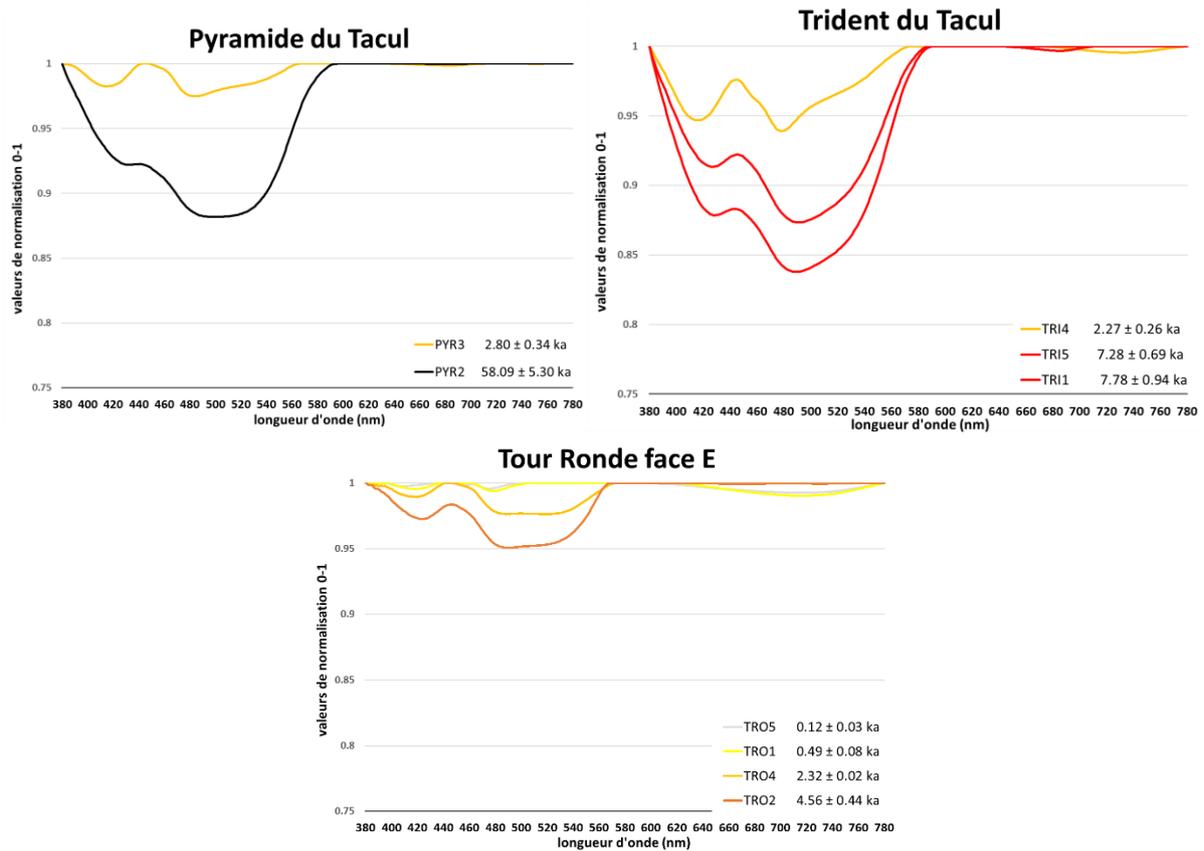


Fig. 10.9. Spectres de réflectance normalisés des campagnes de 2006 et 2011 classés par sites. Le spectre de COS1, unique échantillon prélevé sur son site, a été incorporé au groupe de spectres du site le plus proche (Éperon des Cosmiques).

#### Étude de la relation couleur-âge à partir des spectres normalisés classés par orientation des parois

L'observation des parois granitiques du massif du Mont Blanc révèle les différentes tonalités d'orange de leurs faces sud et sud-est, jusqu'au orange foncé. En revanche, cette couleur orange n'atteint jamais la même intensité dans les faces nord, et la couleur y est plus homogène. La composition chimique de la roche n'étant pas un facteur explicatif de ce contraste, la vitesse d'altération différente de la surface du granite en exposition nord doit résulter de facteurs locaux. Parmi les facteurs climatiques/météorologiques, seul le rayonnement solaire semble décisif : en exposition sud, il explique l'échauffement remarquable de la surface de la roche, la fonte accélérée de la neige accumulée au sommet de la paroi et sur ses vires, et favorise le développement biotique. Ces trois facteurs pourraient expliquer l'altération de surface plus intense en exposition sud.

Afin de pouvoir distinguer deux groupes d'échantillons pour vérifier ce changement de couleur selon l'exposition, l'orientation et le pendage des surfaces d'échantillonnage ont été projetés dans un stéréonet Schmidt (en faisant la projection des pôles dans son hémisphère nord, ce qui permet une représentation visuelle plus logique). Le résultat montre un groupe de pôles concentrés dans le secteur SE du stéréonet (Fig. 10.10).

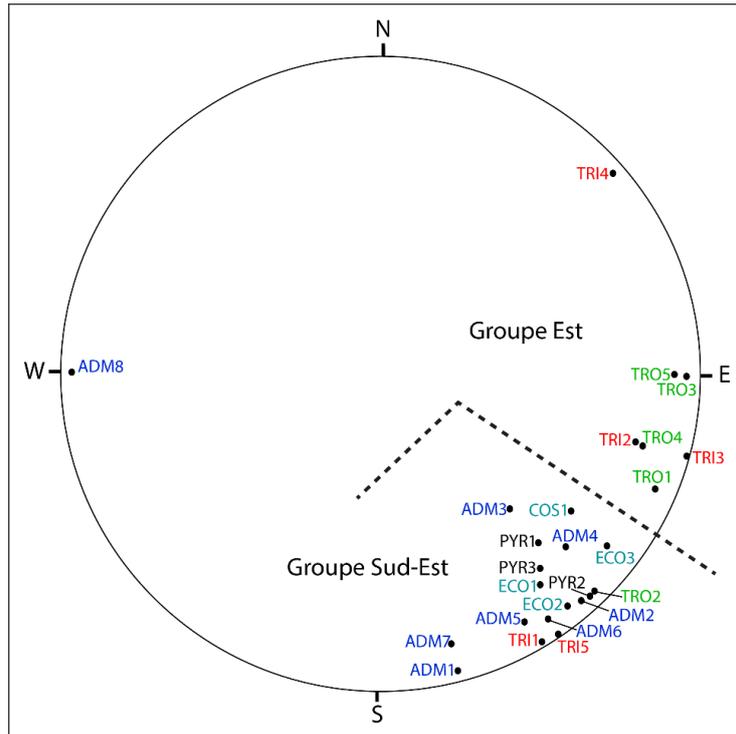


Fig. 10.10. Projection stéréoscopique des échantillons des campagnes de 2006 et 2011 dans un stéréonet Schmidt (pôles projetés dans son hémisphère nord). Chaque site s'est vu attribuer une couleur différente.

Étant donné que le rayonnement solaire le plus intense est reçu en face sud, la séparation entre les deux groupes d'échantillons a été faite selon l'orientation  $120^\circ$ , qui permet une séparation propre en deux grands groupes.

Les spectres des échantillons situés entre les orientations  $120^\circ$  et  $180^\circ$ , recevant plus de rayonnement solaire, sont classés comme groupe Sud-Est (Fig. 10.11) :

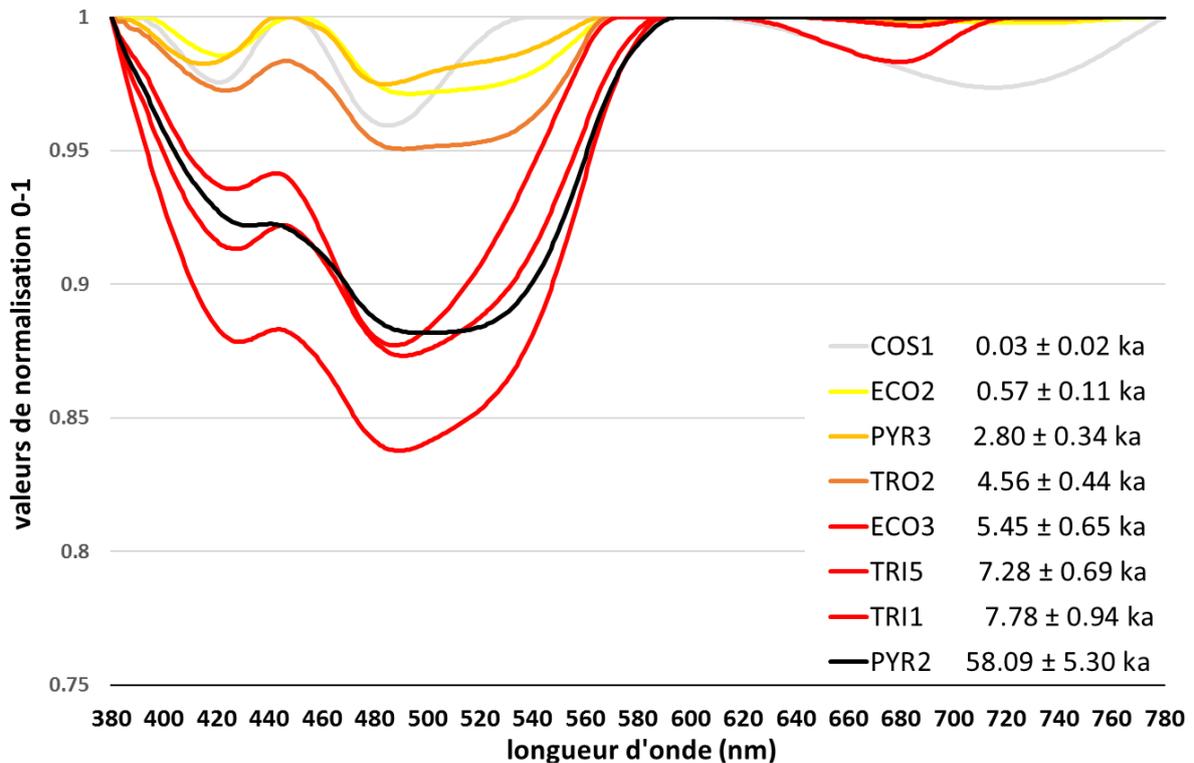


Fig. 10.11. Spectres de réflectance normalisés et âges des échantillons appartenant au groupe Sud-Est.

Les spectres des échantillons situés entre les orientations 89° et 120°, et les deux échantillons avec une orientation Ouest (ADM8) et Nord-Est (TRI4), qui reçoivent donc moins de rayonnement solaire que ceux du groupe Sud-Est, sont classés comme groupe Est (Fig. 10.12) :

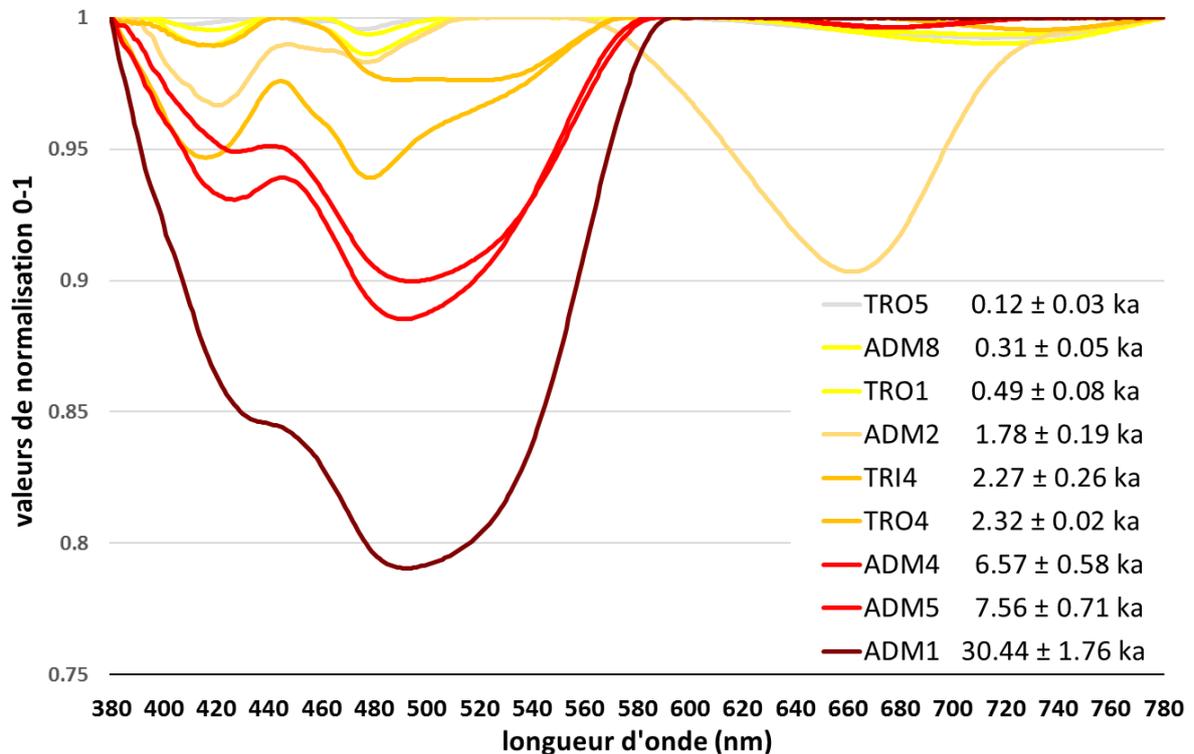


Fig. 10.12. Spectres de réflectance normalisés et âges des échantillons appartenant au groupe Est.

Les deux groupes de spectres montrent une évolution de la couleur en accord avec l'âge d'exposition, avec des spectres plus bas correspondant généralement à des âges plus anciens. Mais ils présentent les mêmes limitations que le graphique avec l'ensemble des échantillons (Fig. 10.8) : les spectres les plus intenses (p. ex., pour le groupe Sud-Est, TRI5 :  $7.28 \pm 0.69$  ka) ne correspondent pas à l'âge le plus ancien qui est celui de PYR2 ( $58.09 \pm 5.30$  ka). Il est impossible de différencier certains groupes de spectres proches (p.ex. deux des trois spectres les plus hauts du groupe Sud-Est montrent des valeurs de normalisation similaires, alors que leur âge d'exposition est significativement différent (ECO2 :  $0.57 \pm 0.11$  ka ; PYR3 :  $2.80 \pm 0.34$  ka).

Cette étude montre que la relation couleur-âge par représentation des spectres normalisés n'est pas robuste. D'autres méthodes de représentation de la couleur doivent être explorées pour établir une relation physique qui permette d'associer une valeur de la couleur à un âge d'exposition, et ainsi pouvoir dater l'âge d'exposition d'une paroi à partir des données spectrales de la surface d'un échantillon. Pour cela, une plus grande base de données a été constituée.

#### **10.4. Protocole expérimental : mesure de réflectance des échantillons de la campagne 2015-2016**

La campagne d'échantillonnage 2015-2016 a permis de prélever 55 nouveaux échantillons, qui ont fait l'objet de datation cosmogénique. Une partie de chaque échantillon a été réservée pour réaliser la spectroscopie de réflectance de sa surface et des analyses géochimiques. Six de ces échantillons ont été exclus de l'étude de la couleur car répliqués de trois échantillons (Gallach et al, soumis) : l'inclusion de leur âge d'exposition et de leur spectre augmenterait en effet le poids de ces données et fausserait les résultats de l'ensemble. Au total, 48 échantillons ont été mesurés (la partie réservée aux analyses spectrales de l'échantillon LA3 de la campagne 2015 a été perdue).

Spectroscopie de réflectance de la surface des échantillons

L'analyse spectrale des 48 échantillons a été réalisée au C2MA de l'École de Mines d'Alès en collaboration avec Dominique Lafon. Le spectromètre a été installé dans une salle noire isolée de la lumière extérieure afin d'éviter des perturbations dans la caractérisation des spectres (Fig. 10.13).

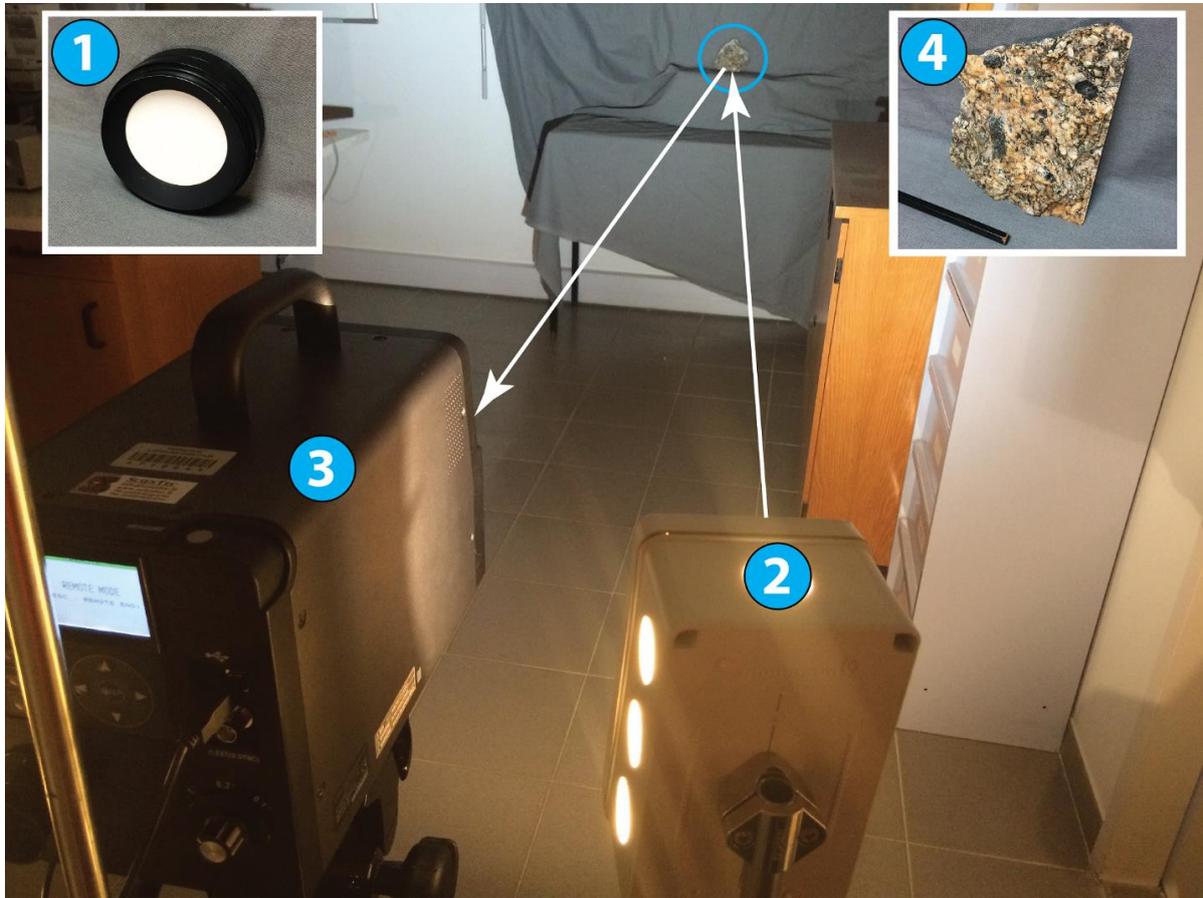


Fig. 10.13. Installation du spectromètre (3) et de la lumière (2) dans la chambre noire. Le blanc de référence (1) mesure 50 mm de diamètre ; l'échelle de l'échantillon (4) est donnée par un crayon.

La spectroscopie de réflectance a été réalisée selon le protocole suivant (Fig. 10.13) :

1. un blanc de sulfate de baryum (1) est placé sur un support (cercle bleu) recouvert par un tissu gris qui a pour fonction de créer un environnement foncé et non reflétant, afin d'éviter tout reflet de lumière qui pourrait fausser les données spectrales.
2. deux lampes incandescentes (2) à température équivalente de 4700 K projettent une lumière sur la surface du blanc. Cette source de lumière est la seule présente dans la pièce.
3. le reflet de la lumière projetée sur le blanc est reçu par le spectromètre (3), qui enregistre son intensité sur le spectre 380-780 nm avec une résolution d'1 nm. Le spectromètre est situé à une distance de 3,40 m du blanc. La lentille optique a une ouverture de 1°, ce qui correspond à une aire de 18,1 cm<sup>2</sup> (48 mm de diamètre) mesurée à la surface de l'échantillon. Le spectre obtenu est le "spectre du blanc de référence", qui sera utilisé afin de caractériser la lumière projetée sur la surface des échantillons. Une mesure du blanc est réalisée tous les 10 échantillons.
4. la même procédure est réalisée à la surface de chaque échantillon. Deux mesures sont réalisées sur leur surface, en tournant l'échantillon de 90° afin d'obtenir deux spectres. Les deux spectres obtenus seront traités avec le spectre du blanc de référence afin d'obtenir deux spectres de réflectance de chaque échantillon. Ces deux spectres de réflectance sont moyennés, et ce spectre de réflectance final est utilisé dans nos analyses de la couleur de la roche.

Avec ces 48 spectres de réflectance, on dispose au total de spectres de réflectance pour 72 des 80 échantillons prélevés lors des trois campagnes réalisées en 2006, 2011 et 2015-2016.

Un lissage des spectres a été fait avec la totalité des données spectrales pour réduire le bruit possible, en moyennant la valeur de chaque longueur d'onde avec ses 5 valeurs inférieures et ses 5 valeurs supérieures.

Spectroscopie de réflectance de la surface des feldspaths

Le granite du Mont Blanc étant composé principalement de trois minéraux (quartz, feldspath, biotite), la couleur de la surface de la roche est une combinaison de la réflectance de chacun de ces trois minéraux. Si on observe la surface du granite de près, on remarque que la couleur change d'un minéral à l'autre. C'est là un effet de la différence d'altération et des propriétés extrinsèques de chacun des minéraux, ainsi que de la façon par laquelle les précipitations de la patine d'altération modifient la couleur de la surface de chaque minéral.

Une méthode permettant de caractériser plus précisément le changement de couleur de la surface du granite est l'étude du changement de la couleur à la surface d'un minéral donné. Dans le cas du granite, le minéral qui semble le plus adapté est le feldspath car : i) sa composition,  $[(K, Na, Ca)Al_{1-2}Si_{2-3}O_8]$  montre qu'il ne contient pas de fer : il "n'apporte" donc pas de fer à la patine mais en "reçoit" ; ii) les feldspaths sont des minéraux blancs et opaques, à réflectance très élevée : leur état initial est donc proche du blanc de référence ; iii) le quartz a un éclat vitreux, avec des couleurs variables (du blanc nacré à la transparence), et il ne reflète pas la totalité de la lumière, tandis que la biotite est de petite taille, ce qui entrainerait des biais analytiques dans la mesure, et constitue la source primaire de fer : il est donc difficile de distinguer à sa surface le fer constituant la patine du fer oxydé *in situ*.

L'aire mesurée pour obtenir le spectre de réflectance d'un échantillon (18,1 cm<sup>2</sup>, correspondant à un disque de 48 mm de diamètre) est très supérieure à la superficie des minéraux. Afin d'obtenir les spectres de réflectance des feldspaths à une échelle millimétrique selon le même protocole que pour les spectres de réflectance des échantillons, le spectromètre est placé à 70 cm de distance de l'échantillon avec une ouverture de la lentille optique de 0,2° : l'aire mesurée est alors de 3,14 mm<sup>2</sup>, correspondant à un disque de 2 mm de diamètre. On mesure la réflectance de 10 feldspaths pour chaque échantillon (Fig. 10.14).

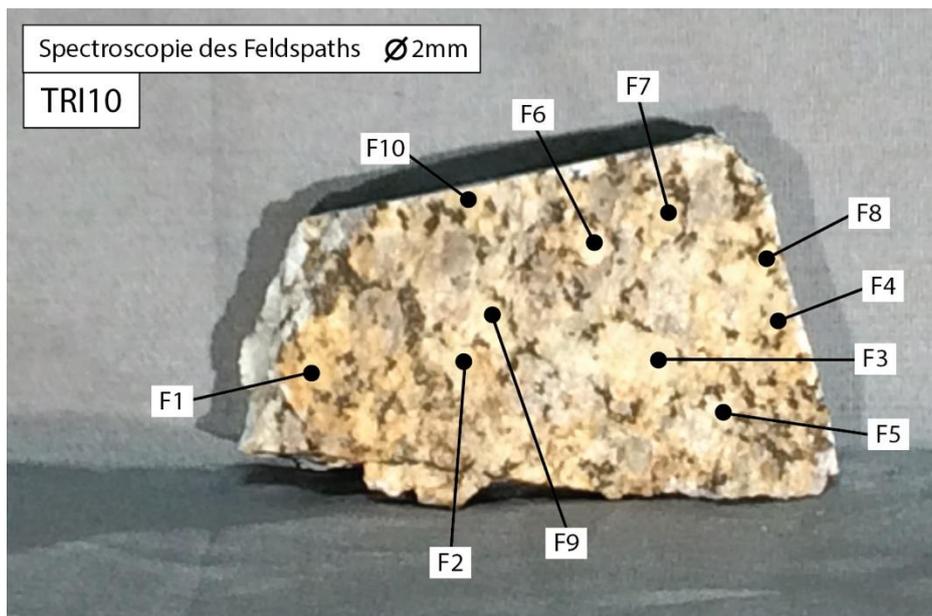


Fig. 10.14. Points de mesure de la couleur de 10 feldspaths dans un échantillon.

**10.5. Relation couleur-âge à partir de la représentation des spectres dans l'espace CIE 1931**

Représentation en coordonnées x, y CIE 1931 du spectre de la surface des échantillons

Les résultats de spectres de réflectance se basent sur 58 échantillons d'un total des 80 prélevés. Les 22 autres échantillons n'ont pas été pris en compte pour plusieurs raisons : 8 échantillons n'ont pas âge d'exposition TCN, 3 échantillons ont des âges considérés comme aberrants, 2 échantillons n'ont pas de spectre de réflectance, 3 échantillons ont une couleur considérée comme aberrante, et 6 échantillons sont des répliques de 3 échantillons, donc sans spectre de réflectance.

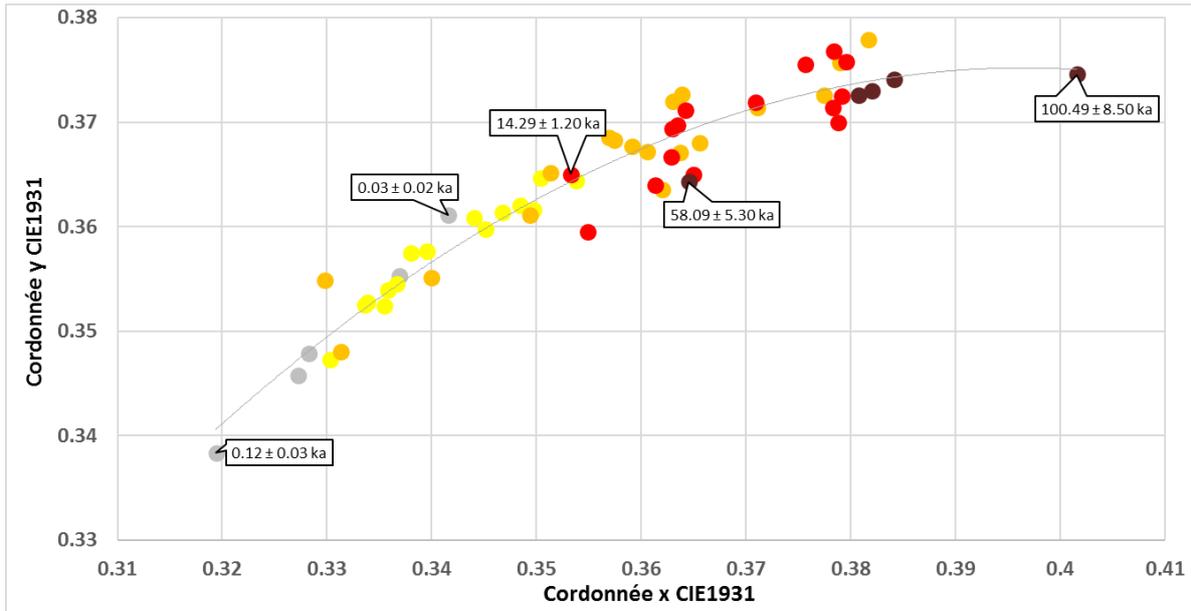


Fig. 10.15. Représentation graphique des coordonnées x,y CIE 1931 obtenues à partir des spectres de réflectance de la surface de 58 échantillons. Afin de pouvoir visualiser les âges, les points ont été classés en plusieurs groupes de couleur selon l'âge d'exposition : gris ( $< 0.3$  ka), jaune (0.3-1 ka), orange (1-5 ka), rouge (5-20 ka), marron ( $> 20$  ka).

Les coordonnées x,y CIE 1931 de chaque échantillon sont représentées dans un graphique (Fig. 10.15). L'âge d'exposition des échantillons, compris entre  $0.03 \pm 0.02$  ka et  $100.50 \pm 8.50$  ka, y est distribué selon cinq catégories. La distribution des échantillons s'organise selon la couleur de leur surface, liée à son degré d'altération, depuis le centre de l'espace colorimétrique (c. x0,32/y0,34) pour les moins altérés vers la région du diagramme de chromaticité CIE 1931 correspondant à la couleur orange pour les plus altérés. Ce cheminement (représenté par la courbe de tendance du graphique) permet, à partir de la position d'un échantillon, de lui attribuer un stade d'altération, donc d'estimer son âge d'exposition.

Cette méthode n'est toutefois pas suffisamment robuste. Si on regarde la relation couleur-âge en détail, on remarque plusieurs contradictions : l'échantillon le plus jeune (COS1,  $0.03 \pm 0.02$  ka ; son âge réel est en fait 2 ans puisque l'écroulement a eu lieu en 1998 ; Fig. 1) n'est pas situé au départ de ce cheminement mais dans la partie dominée par les échantillons datés 0.3-1 ka ; le groupe d'échantillons datés 1-5 ka se situe tout au long du cheminement, empêchant toute distinction entre ces échantillons et les autres ; le deuxième échantillon le plus vieux (PYR2,  $58.09 \pm 5.30$  ka) se situe près du centre du nuage, au début du groupe d'échantillons datés 5-20 ka ; enfin, l'échantillon TRI7 (daté  $14.29 \pm 1.20$  ka) se situe entre les groupes jaune et orange d'âges bien plus jeunes.

On en conclut qu'une relation robuste couleur-âge d'exposition de la surface des échantillons ne peut pas être dérivée de la représentation de la couleur en coordonnées x, y CIE 1931.

#### Représentation en coordonnées x,y CIE 1931 du spectre de la surface des feldspaths

41 échantillons mis en réserve ont permis d'étudier le spectre colorimétrique à l'échelle du minéral. Pour chaque échantillon, on considère les 10 coordonnées obtenues des mesures de la surface des feldspaths, la moyenne et la médiane de ces 10 mesures, et la coordonnée correspondante à la mesure de la surface. Les représentations graphiques des 533 points montrent une distribution en un nuage de points très dense, donc impossible à interpréter. Pour permettre une analyse, 6 échantillons ont été choisis (Fig. 10.16) : l'un de roche fraîche et 5 échantillons représentatifs de chacun des 5 groupes d'âge d'exposition présentés dans la Fig. 10.15.

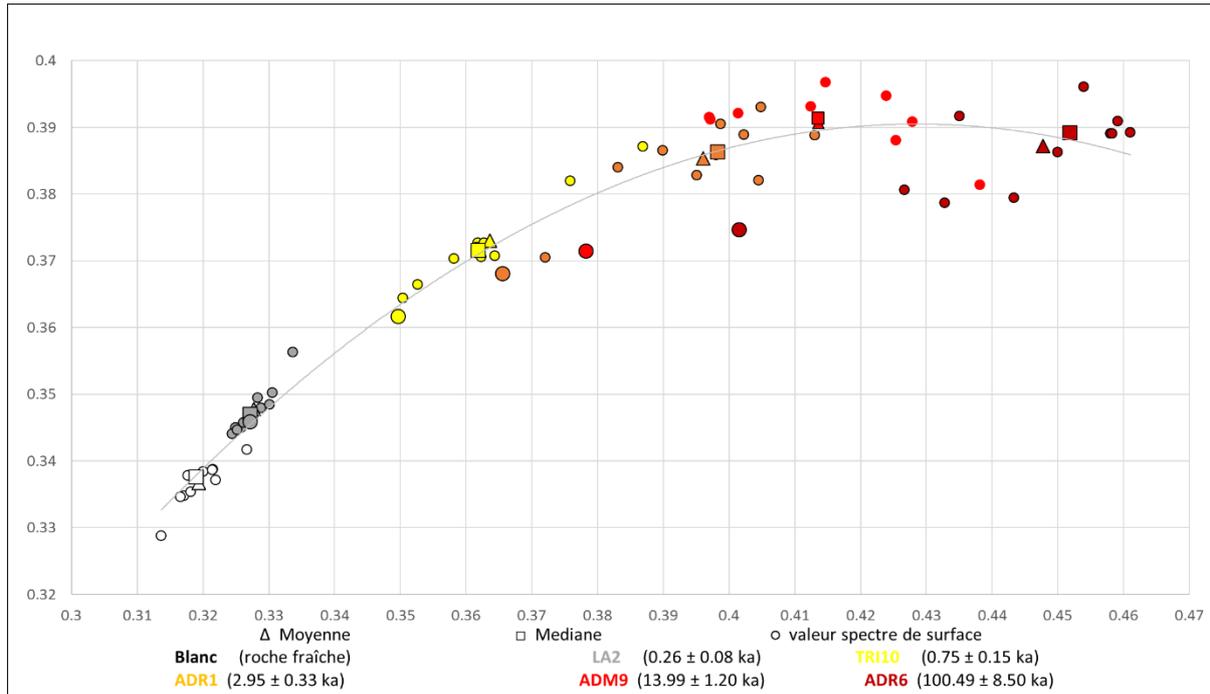


Fig. 10.16. Représentation en coordonnées  $x,y$  CIE 1931 des spectres de réflectance des feldspaths de 6 échantillons. Chaque point représente une mesure réalisée sur l'un des 10 feldspaths de chaque échantillon ; triangle : valeur de la moyenne de 10 feldspaths ; carré : valeur de la médiane de 10 feldspaths ; disque : valeur du spectre de réflectance de la surface de l'échantillon.

Les points montrent un parcours de la distribution des données ressemblant à celui de la surface des échantillons, du plus jeune au plus ancien, en partant de la partie centrale (correspondant au blanc) vers la région du diagramme de chromaticité CIE 1931 correspondant à la couleur orange (Fig. 10.16). Les deux échantillons les plus jeunes (roche fraîche et LA2,  $0.26 \pm 0.08$  ka) présentent une certaine homogénéité de mesures, ses points restant concentrés ; les points des autres échantillons ( $> 0.75$  ka) présentent une forte dispersion qui rend très difficile la considération d'une valeur représentative d'un échantillon (donc d'un âge d'exposition). Si on considère les moyenne et médiane des 10 mesures, on observe une progression plus robuste, mais la moyenne ou la médiane de l'ensemble des échantillons produit des contradictions similaires à celles avec la représentation des coordonnées  $x,y$  des spectres de réflectance (Fig. 10.15).

### **10.6. Proposition d'une méthode colorimétrique pour dater les écroulements (GRIGRI)**

L'établissement d'une relation couleur-âge à partir de la représentation directe de la couleur du granite, que ce soit avec des spectres ou à partir de coordonnées colorimétriques, n'est pas suffisamment robuste, car la couleur du granite ne peut pas être directement corrélée à son âge d'exposition par ces méthodes. D'autres méthodes intégrant d'autres variables plus représentatives de ce changement de couleur doivent être explorées. Les différences de comportement entre deux régions du spectre de réflectance ont permis de développer un indice, sur le modèle des indices de végétation, qui permet de quantifier le changement de couleur du granite.

#### **Qu'est-ce qu'un indice de végétation ?**

Les images multispectrales obtenues par télédétection sont couramment utilisées en cartographie. La couleur de chaque point de l'image (de chaque pixel si image numérique) est le résultat de la combinaison des valeurs d'intensité de trois bandes spectrales, correspondant à trois régions différentes du spectre électromagnétique.

Une image multispectrale obtenue par combinaison de régions d'intérêts (ou canaux) numérotées 2, 3, 4 (Vert, Rouge et Infrarouge proche, respectivement) du scanner TM (*Thematic Mapper*) installé sur le satellite *Landsat* résulte en une image en "fausse couleur" de la surface de la Terre. Du fait qu'une grande partie du rayonnement électromagnétique absorbé par la végétation est reflété en infrarouge,

l'utilisation d'images en fausse couleur par combinaison des canaux 2, 3, 4 est un outil pour l'étude de la végétation (Pearson et Miller, 1972 ; Rouse et al, 1974).

Toutes les teintes de rouge dans une image en fausse couleur permettent d'extraire des informations diverses (p.ex., reconnaissance de la distribution de deux espèces végétales, densité d'une forêt, etc.), car la valeur de chaque bande spectrale est représentée en une gamme de 256 intensités différentes.

Pour quantifier plus précisément l'information disponible lors d'une acquisition d'image par télédétection (*Landsat TM* mesure avec 7 bandes différentes), la combinaison de deux valeurs correspondant à deux bandes spectrales permet l'obtention d'indices spécifiques. Ainsi, plusieurs indices ont été développés pour l'étude de la végétation, dont le plus connu est l'index NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) qui correspond au ratio normalisé entre les valeurs rouge et Infrarouge proche (Tucker, 1978) :

$$NDVI = \frac{R_{Nir} - R_{rouge}}{R_{Nir} + R_{rouge}}$$

où  $R_{Nir}$  est la valeur de réflectance de la bande spectrale correspondant à l'Infrarouge proche, et  $R_{rouge}$  celle correspondant au rouge.

Un grand nombre d'indices de végétation a été développé, adaptés à des utilisations spécifiques (Vescovo et al, 2012). Ainsi l'indice GRVI (*Green Red Vegetation Index* ; Motokha et al, 2010), ratio normalisé des valeurs de réflectance des bandes verte et rouge, mesure le changement de vert à marron de la couverture forestière en automne, ce qui permet de quantifier le stade saisonnier de la végétation. Ce changement de couleur est dû à la diminution de la production de chlorophylle (pigment responsable de la coloration verte) jusqu'à une valeur inférieure à celle d'autres pigments comme les carotènes (responsables de la coloration orange), toujours présents dans les feuilles (Linzey, 2008 ; Fig. 10.17). L'index GRVI mesure donc la diminution de la couleur verte face à une couleur rouge constante.

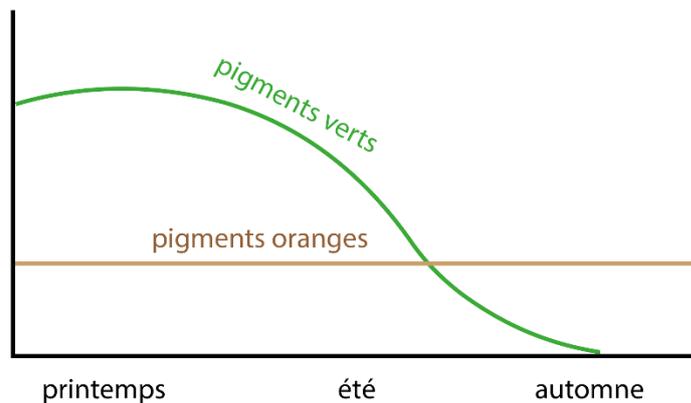


Fig. 10.17. Évolution saisonnière de la production de pigments dans une feuille caduque.

#### Développement d'un indice pour caractériser le changement de la couleur du granite

Le développement d'un indice qui, par combinaison de deux longueurs d'ondes du spectre de réflectance d'un échantillon de granite, permettrait de mesurer le changement de couleur de sa surface, serait très utile pour quantifier son degré d'altération, et donc son âge d'exposition.

Afin de pouvoir étudier les régions du spectre de réflectance exprimant les changements les plus contrastés, un calcul de l'écart type de chaque longueur d'onde est réalisé avec l'ensemble des spectres (Fig. 10.18). Pour ceci, deux opérations préalables sont réalisées sur chaque spectre : i) un lissage, en prenant compte les 5 longueurs d'onde antérieures et postérieures à chaque longueur d'onde ; ii) une réduction du nombre de variables, en considérant seulement les valeurs de réflectance tous les 10 nm – les spectres de réflectance ayant un profil continu. Il en résulte un groupe de spectres de réflectance avec 41 valeurs au lieu de 401.

Seuls 55 échantillons avec spectre de réflectance et âge d'exposition confirmés ont été considérés. Outre les 22 échantillons non considérés en chapitre 10.5, trois autres échantillons ont été écartés : COS1 ( $0.03 \pm 0.02$  ka) et ADR3 ( $0.04 \pm 0.02$  ka) d'âges trop récents pour présenter des différences de

couleur. ADR5 a un contenu en  $^{10}\text{Be}$  inférieur à celui du blanc géochimique (Gallach et al, soumis). La valeur considérée pour le calcul d'âge étant la somme de sa valeur de  $^{10}\text{Be}$  et de son incertitude, l'âge d'ADR5 est considéré comme maximal, et son utilisation aurait pour effet de fausser les données. Les valeurs correspondant aux longueurs d'onde < 450 nm n'ont pas été considérées, car elles correspondent à la région du spectre où le spectromètre montre une perte de sensibilité. La valeur du point extrême du spectre correspondant à la longueur d'onde 780 nm n'a pas été considérée car son lissage a été fait avec ses seules 5 valeurs antérieures.

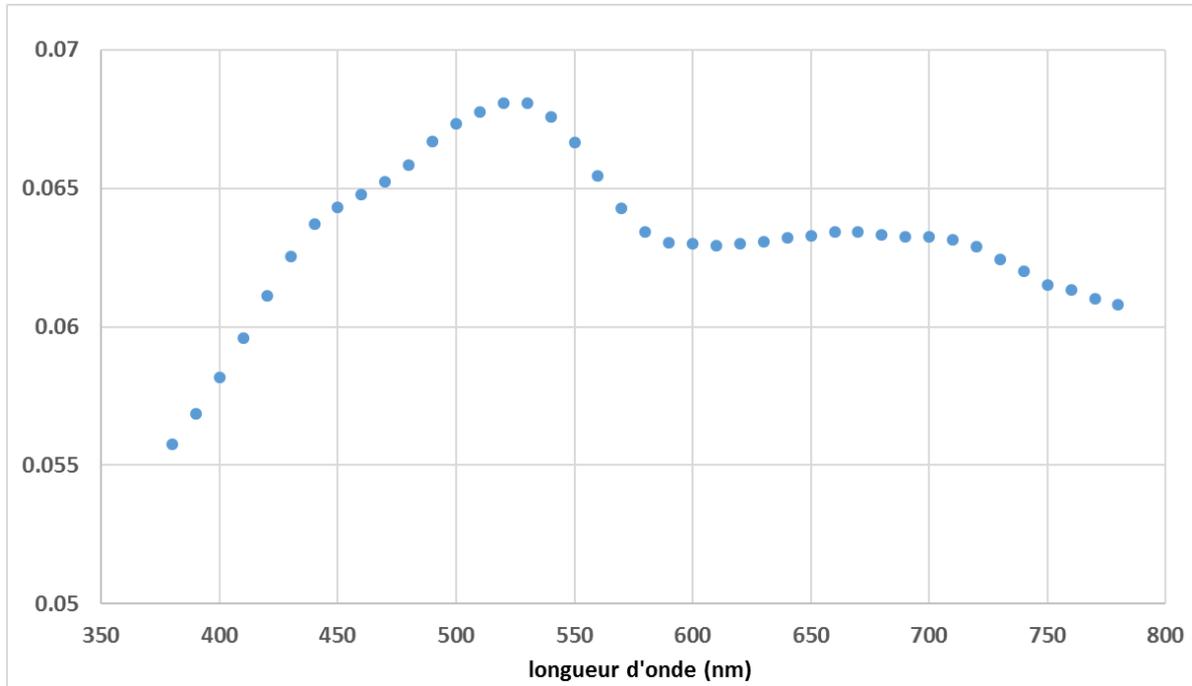


Fig. 10.18. Écart type des valeurs de réflectance des 55 échantillons retenus pour chacune des 41 longueurs d'onde considérées.

La longueur d'onde présentant le plus grand écart type correspond à 530 nm, soit la couleur verte, tandis que la longueur d'onde pour laquelle la différence des valeurs est la moins significative est 770 nm, qui correspond à l'Infrarouge proche.

L'adaptation d'un indice de végétation à nos échantillons de granite qui caractériserait les différences entre les valeurs de ces deux longueurs d'onde peut être renommé GRIGRI (*GR*een *IR*ed *IR*ed *GR*anite *I*ndex), ratio normalisé des valeurs de réflectance des bandes verte et Infrarouge proche, et représenté sous la forme de l'équation suivante :

$$GRIGRI = \frac{R_{770nm} - R_{530nm}}{R_{770nm} + R_{530nm}}$$

où  $R_{770nm}$  est la valeur de réflectance de la longueur d'onde 770 nm, et  $R_{530nm}$  celle de la longueur d'onde 530 nm.

#### Relation entre l'âge d'exposition et la valeur GRIGRI des échantillons

Les valeurs GRIGRI des 55 échantillons (Annexe 6) ont été comparées aux âges d'exposition. Du fait que l'évolution de la couleur n'est pas linéaire, les âges ont été convertis en échelle logarithmique. La distribution des valeurs se fait selon une pente avec un coefficient de corrélation (R) de 0,861 (Fig. 10.19 ; Gallach et al, en préparation).

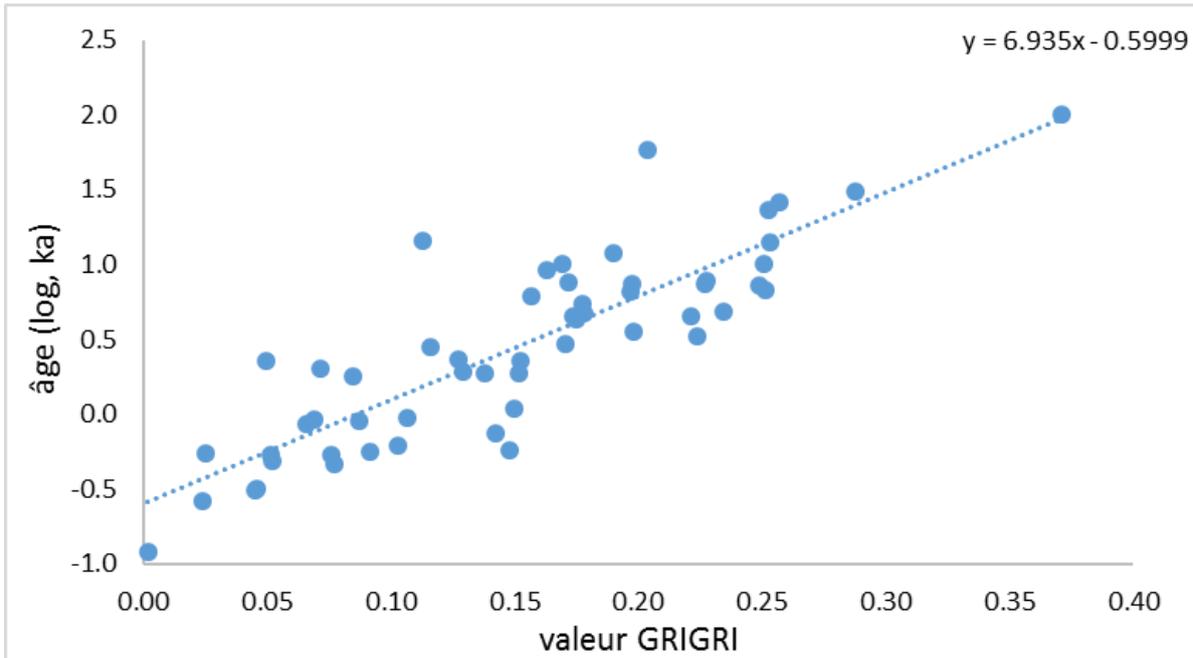
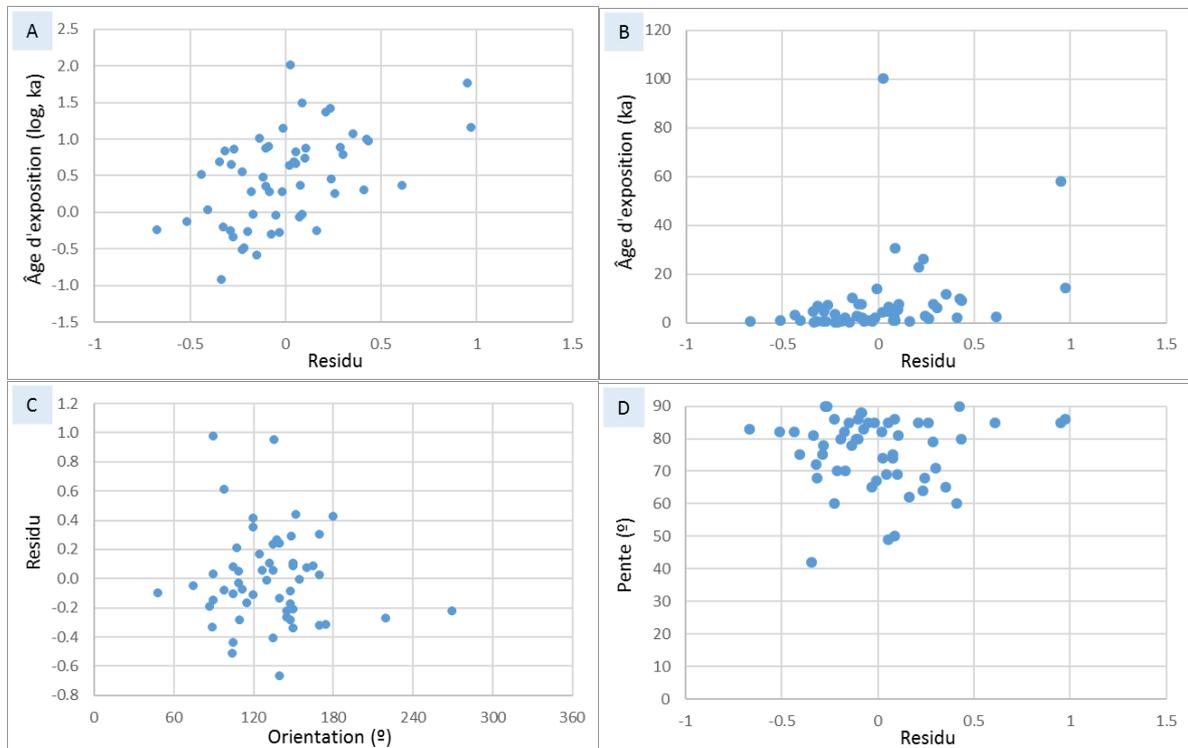


Fig. 10.19. Relation des valeurs GRIGRI avec les âges d'exposition (en log) des 55 échantillons.

#### Analyse du résidu

Le résidu obtenu lors de cette corrélation a été croisé avec plusieurs variables pour rechercher un éventuel facteur intervenant dans la coloration de la surface de granite qui diminuerait la précision de la relation couleur-âge (Fig. 10.20). Les relations entre le résidu et les variables suivantes ont été explorées : a) âge d'exposition en échelle logarithmique, b) âge d'exposition, et c) orientation, d) pente et e) altitude de la surface d'échantillonnage.



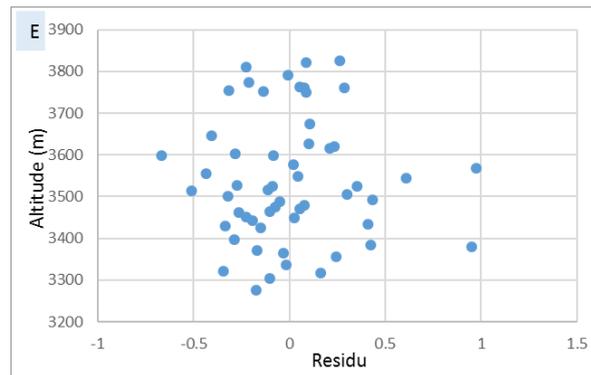


Fig. 10.20. Analyse des résidus selon cinq facteurs qui peuvent intervenir dans la coloration de la surface de granite.

Aucun de ces paramètres n'intervient de façon nette dans la diminution de la précision. L'analyse des résidus selon l'âge d'exposition (Fig. 10.20b) montre une perte de précision pour les âges anciens, ce qui peut résulter du fait que la couleur du granite, après quelques dizaines de milliers d'années d'exposition, semble se stabiliser.

Application de la méthode : utilisation du GRIGRI pour estimer l'âge d'exposition de 10 échantillons non datés

La formule extraite de la relation établie ( $\log(t) = 6,935 \cdot \text{GRIGRI} - 0,599$ ) est utilisée pour dater, à partir des données spectrales (Table 10.1 ; Fig. 10.21), l'âge d'exposition de 7 échantillons pour lesquels l'âge par datation cosmogénique n'a pu être obtenu, et celui de 2 échantillons dont l'âge d'exposition a été considéré comme aberrant (Gallach et al, soumis). L'âge obtenu doit être considéré comme une estimation de l'âge d'exposition.

Nom échantillon	Valeur 530 nm	Valeur 770 nm	Valeur GRIGRI	Âge (log, ka)	Âge GRIGRI (ka)
ADM6	0,167	0,291	<b>0,271</b>	1,28	<b>19,15</b>
ADM7	0,194	0,346	<b>0,281</b>	1,35	<b>22,50</b>
ADR7	0,248	0,353	<b>0,174</b>	0,61	<b>4,07</b>
CHD7	0,277	0,313	<b>0,062</b>	-0,17	<b>0,67</b>
PYR1	0,267	0,305	<b>0,066</b>	-0,14	<b>0,73</b>
PYR5	0,443	0,493	<b>0,053</b>	-0,23	<b>0,59</b>
TRI3	0,287	0,312	<b>0,043</b>	-0,30	<b>0,50</b>
TRO3	0,276	0,281	<b>0,009</b>	-0,54	<b>0,29</b>
TRO9	0,351	0,361	<b>0,015</b>	-0,50	<b>0,32</b>

Table 10.1. Datation avec la méthode GRIGRI de 7 échantillons sans âge d'exposition et de 2 échantillons (ADR7, PYR5) d'âge aberrant.

Les âges obtenus par cette méthode semblent cohérents si l'on considère la morphologie des niches d'arrachement et les âges des échantillons avoisinants (Annexe 7).

La méthode présentée est une procédure rapide et facile pour obtenir une estimation de l'âge d'exposition des parois granitiques du bassin du Géant à partir des données spectrales de la surface d'un échantillon.

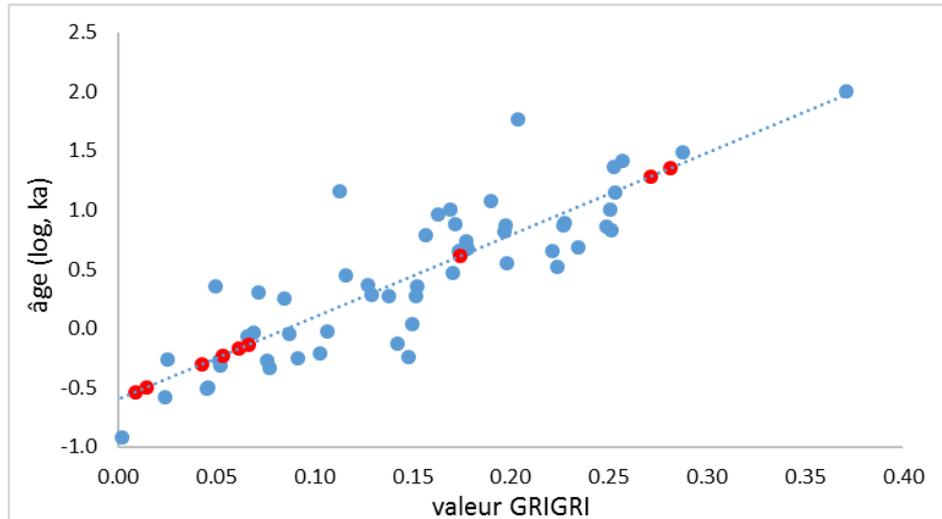


Fig. 10.21. Distribution des 9 âges estimés par le méthode GRIGRI (en rouge) parmi les 55 autres échantillons.

### 10.7. Proposition d'une seconde méthode colorimétrique pour dater les écroulements (cordonnée $a^*$ CIE 1976)

La mise en évidence que le changement de couleur causé par l'altération de la surface de granite correspond à une évolution du rapport entre les réflectances correspondant au vert et à l'infrarouge proche suggère d'autres approches pour quantifier ce changement de couleur. Le système de coordonnées  $L^*a^*b^*$  CIE 1976 selon trois axes dont l'un axe oppose les couleurs verte et rouge (Fig. 10.4) pourrait ainsi être pertinent pour caractériser l'évolution de la couleur du granite, et donc son degré d'altération.

#### Relation entre degré d'altération d'un granitoïde et coordonnées $L^*a^*b^*$ CIE 1976 de la couleur de sa surface (Nagano et Nakashima, 1989)

Nagano et Nakashima (1989) ont mis en évidence une relation entre degré d'altération et évolution de la couleur de la surface d'une granodiorite. Trois groupes de 6 échantillons, présentant trois degrés d'altération différents, ont été prélevés dans un talus à basse altitude (c. 300 m). Les échantillons ont été broyés et la spectroscopie de réflectance diffuse utilisée pour quantifier leur couleur, représentée en coordonnées  $L^*a^*b^*$  CIE 1976. Une relation semble exister entre la valeur  $b^*$  d'un échantillon et son degré d'altération : plus la granodiorite est altérée, plus la valeur  $b^*$  de sa couleur est élevée (Fig. 10.22).

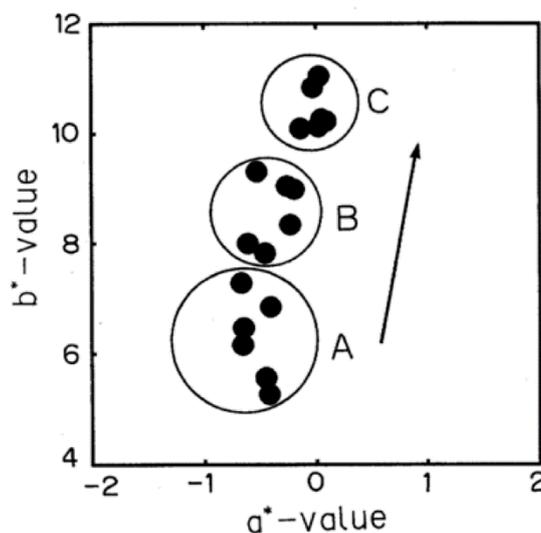


Fig. 10.22. Relation entre la valeur  $b^*$  de la couleur des échantillons de granodiorite et leur degré d'altération. Le groupe A est composé d'échantillons de roche fraîche, le groupe B d'échantillons altérés, et le groupe C d'échantillons très altérés (Nagano et Nakashima, 1989).

Un inventaire minéralogique de ces échantillons par diffraction des rayons X a montré que la teneur en biotite diminuait à mesure que la roche est altérée. Ce type d'analyse ne permettant pas d'obtenir les teneurs en oxydes de fer ni de distinguer les types d'oxydes de fer présents, la spectroscopie de réflectance diffuse a été réalisée sur plusieurs échantillons de goethite et d'hématite en poudre, à des concentrations différentes (0,1 à 2,4 % et de 0,05 à 0,77 %, respectivement). La présence de goethite influence surtout la valeur de la coordonnée  $b^*$ , alors que la teneur en hématite influence les valeurs des coordonnées  $a^*$  et  $b^*$  (Fig. 10.23).

La conclusion de l'étude est que l'altération de ces échantillons de granodiorite, dans les conditions environnementales du site d'échantillonnage (climat subtropical humide Cfa de Köppen-Geiger ; température moyenne annuelle : 13°C ; précipitations annuelles : 1435 mm), produit surtout des oxydes de fer sous forme de goethite. Si l'on considère qu'une coordonnée  $b^*$  de l'espace colorimétrique CIE 1976 positive est située dans le pôle jaune d'un axe bleu-jaune, les valeurs croissantes de la coordonnée  $b^*$  sont en accord avec la couleur jaune à brun observée par les auteurs dans les échantillons altérés.

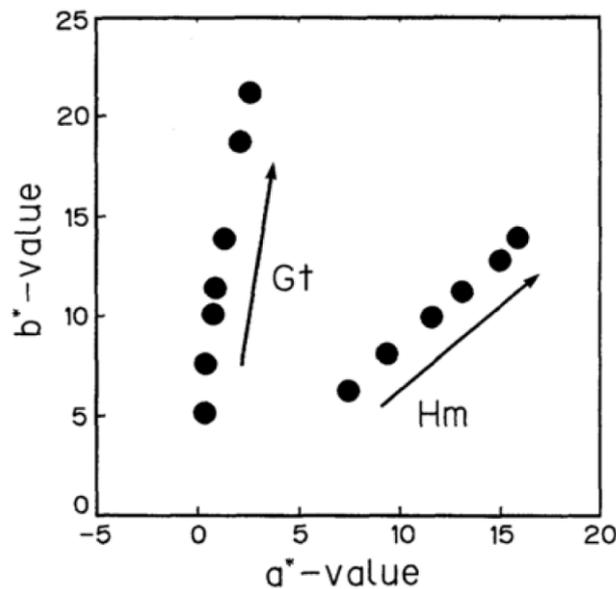


Fig. 10.23. Diagramme  $a^*/b^*$  de la couleur de plusieurs échantillons de goethite (Gt) en poudre (0,1 à 2,4 % de concentration) et d'hématite (Hm) en poudre (0,05 à 0,77 % de concentration) (Nagano et Nakashima, 1989).

#### Corrélation du degré d'altération du granite du Mont Blanc avec ses coordonnées $L^*a^*b^*$ CIE 1976

Du fait de la similitude des spectres de réflectance de nos échantillons (Fig. 10.24) avec ceux de l'hématite et de la goethite (Elias et al, 2006 ; Fig. 10.25), la présence des différents oxydes de fer ne peut pas être discriminée avec un simple spectre de réflectance.

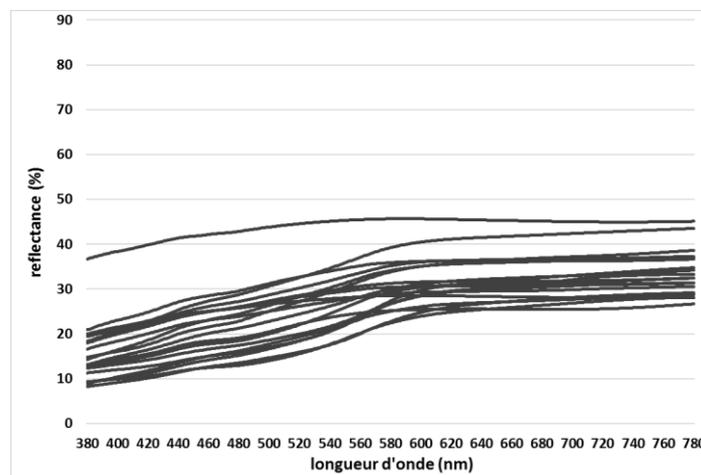


Fig. 10.24. Spectres de réflectance des 20 échantillons de granite du Mont Blanc de la campagne de 2011. L'affichage du totale de spectres est impossible du fait que, leur forme étant assez similaire, les spectres ne sont plus distinguables entre eux.

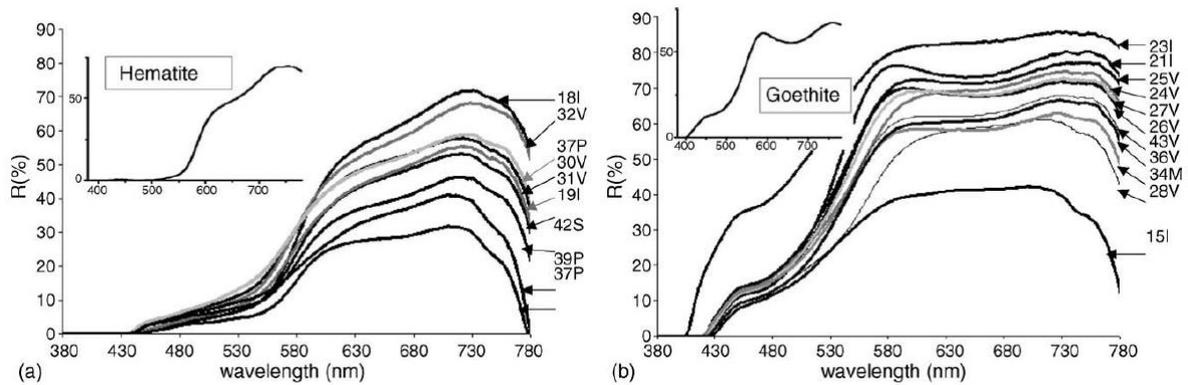


Fig. 10.25. a) spectres de réflectance d'un groupe d'échantillons d'ocres rouges contenant de l'hématite, et de l'hématite pure (insert) ; b) spectres de réflectance d'un groupe d'échantillons d'ocres jaunes contenant de la goethite, et de la goethite pure (insert) (Elias et al, 2006).

Les analyses géochimiques réalisés sur nos échantillons n'apportant pas d'information sur la présence de goethite et/ou d'hématite, la corrélation de leurs coordonnées  $a^*$  et  $b^*$  pourrait aider à établir leur teneur en ces deux oxydes de fer. Pour ceci, deux lignes qui représentent l'évolution de la couleur selon les différentes concentrations d'échantillons de goethite et d'hématite de Nagano et Nakashima (1989) ont été ajoutées au diagramme  $a^*/b^*$  de 71 de nos échantillons (Fig. 10.26). Neuf échantillons n'ont pas été utilisés : 6 échantillons répliques de 3 échantillons, donc sans spectre de réflectance, 2 échantillons (ADM3, LA3) sans spectre, et un échantillon (TRI2) dont la surface est très affectée par la desquamation par hydrolyse.

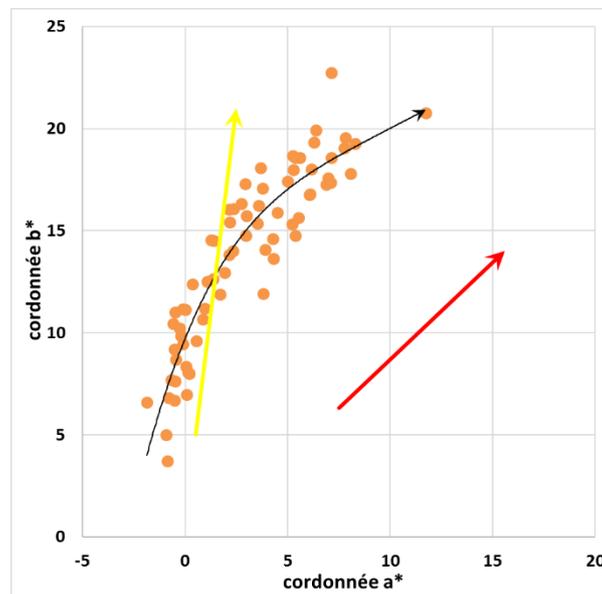


Fig. 10.26. Diagramme  $a^*/b^*$  de la couleur de 71 échantillons du granite du Mont Blanc. Lignes jaune et rouge : évolution des coordonnées selon la teneur en goethite (jaune) ou en hématite (rouge) des échantillons représentés dans la Fig. 10.23 (Nagano et Nakashima, 1989).

Le nuage de points obtenu montre une évolution (Fig. 10.26 : flèche noire) depuis des valeurs  $a^*$  et  $b^*$  proches de zéro (point équidistant entre les couleurs bleu et jaune, et vert et rouge), correspondant au granite moins altéré (âges d'exposition les plus jeunes), vers des valeurs  $a^*$  et  $b^*$  correspondant au granite plus altéré (âges d'exposition plus anciens). Le cheminement suivi par le nuage de points montre une première phase marquée par une évolution similaire à celle des échantillons de goethite en poudre : l'évolution de la couleur du granite se traduit par une augmentation des valeurs de la coordonnée  $b^*$ . Une seconde phase est marquée par une évolution similaire à celle des échantillons de l'hématite en poudre : l'évolution résulte d'une augmentation des valeurs des deux coordonnées.

Cette évolution de la couleur, avec une première phase dominée par la goethite puis une seconde phase dominée par l'hématite, est cohérente avec les observations de la surface des échantillons, où le granite peu altéré (aux âges d'exposition jeunes) présente une surface de couleur jaune, qui évolue vers le rouge avec le degré d'altération (Fig. 10.5).

L'altération du granite du Mont Blanc, dans les conditions environnementales du bassin du Géant, présente donc deux phases :

- une première phase d'altération : le fer ferreux ( $\text{Fe}^{2+}$ ) natif, présent dans la structure de la biotite, est transformé en fer ferrique ( $\text{Fe}^{3+}$ ) sous forme d'oxyde de fer du type goethite [ $\alpha\text{-FeO(OH)}$ ] ; il précipite rapidement à la surface du granite pour former une patine jaune, sans signes d'une altération en profondeur. Ce type de patine a été observé à la surface des échantillons d'âge d'exposition récent (généralement  $< 1$  ka).
- une seconde phase d'altération : le  $\text{Fe}^{2+}$  natif est transformé en  $\text{Fe}^{3+}$  sous forme d'oxydes de fer de type goethite et hématite ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), qui peuvent précipiter à la surface du granite et dans les microfractures créées à la surface de la roche par les cycles d'expansion-contraction thermique de plusieurs centaines à milliers d'années. Ces oxydes de fer peuvent même pénétrer jusqu'à l'intérieur des minéraux. Ce long processus produit une patine de couleur orange à orange foncée, et une couche d'altération qui peut atteindre plusieurs cm (Fig. 9.3). Ce type d'altération a été observé à la surface des échantillons d'âge d'exposition  $> 1-2$  ka.

#### Prédiction de l'âge d'exposition d'un échantillon avec la cordonnée $a^*$ de sa couleur.

L'évolution de la couleur du granite du Mont Blanc avec l'altération (section 10.6) peut être quantifiée par celle des couleurs vert et rouge/infrarouge. Ceci ouvre la possibilité d'explorer la relation entre l'âge d'exposition du granite et sa cordonnée  $a^*$ , donc d'observer si la relation couleur-âge d'un échantillon peut être établie avec sa cordonnée  $a^*$ .

Mais le comportement des cordonnées  $a^*$  et  $b^*$  selon le degré d'altération de la roche (Fig. 10.26) montre que le changement de la couleur est plus marqué le long de l'axe correspondant à la cordonnée  $b^*$ , du bleu au jaune. La relation couleur-âge devrait donc être mieux établie avec l'utilisation de la cordonnée  $b^*$ .

Un croisement des âges d'exposition avec les valeurs des deux axes  $a^*$  et  $b^*$ , réalisé de façon indépendante, devrait permettre de : i) vérifier si les valeurs des cordonnées  $a^*$  et/ou  $b^*$  peuvent être utilisés pour quantifier le degré d'altération d'un granite ; ii) dans le cas où les valeurs des deux cordonnées sont directement liées à l'âge d'exposition, voir laquelle des deux ( $a^*$  ou  $b^*$ ) a un meilleur coefficient de corrélation ; iii) proposer une deuxième méthode de datation à partir de la couleur du granite.

Pour ceci, deux essais ont été faits avec le même groupe d'échantillons que celui utilisé pour la méthode GRIGRI, avec leurs âges exprimés en échelle logarithmique et leurs cordonnées  $a^*$  (Fig. 10.27) et  $b^*$  (Fig. 10.28).

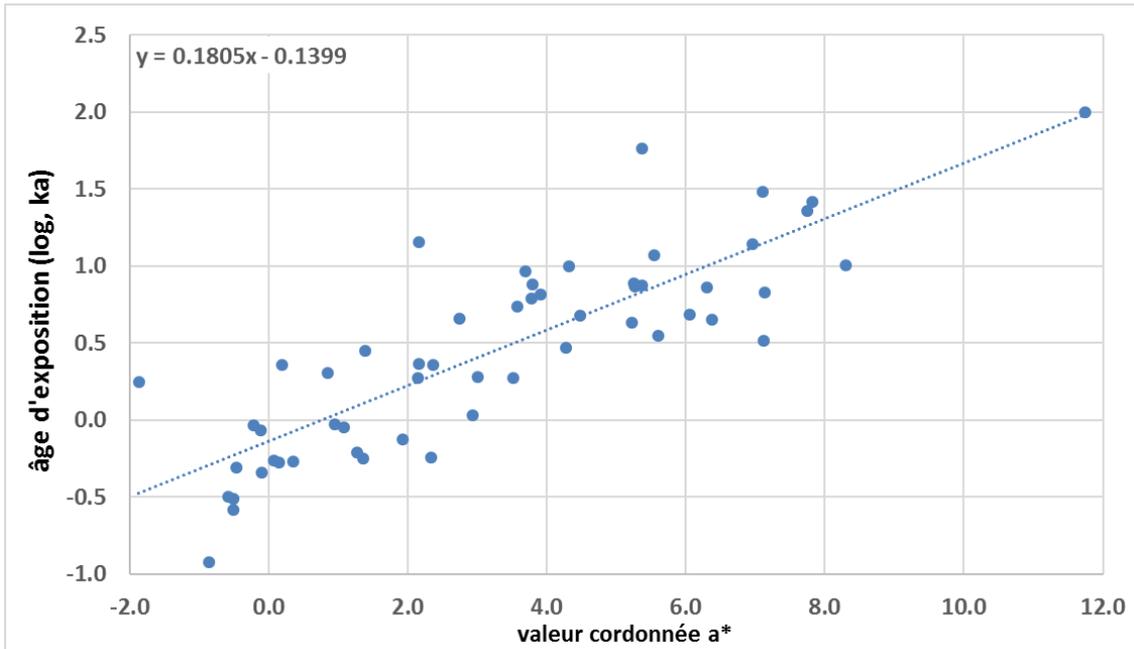


Fig. 10.27. Corrélation des coordonnées  $a^*$  avec les âges d'exposition (en log) de 55 échantillons.

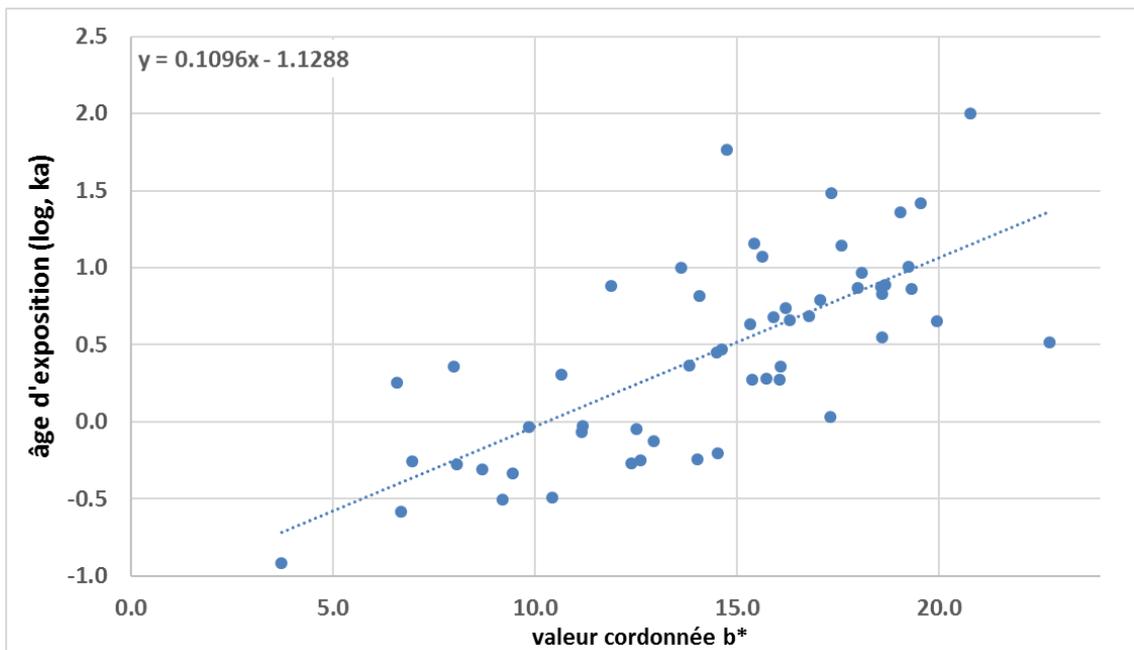


Fig. 10.28. Corrélation des coordonnées  $b^*$  avec les âges d'exposition (en log) de 55 échantillons.

La corrélation est meilleure entre les âges d'exposition et les coordonnées  $a^*$  des échantillons ( $R = 0,843$ ) qu'avec leurs coordonnées  $b^*$  ( $R = 0,727$ ). Une méthode de datation à partir de la couleur peut donc être établie avec l'utilisations des coordonnées  $a^*$  et  $b^*$  de l'espace colorimétrique CIE1976.

En raison d'une meilleure corrélation entre âges d'exposition et couleur du granite obtenue par la méthode GRIGRI, celle-ci a été retenue pour établir l'âge d'exposition des échantillons non datés (Table 10.1 ; Annexe 7) et pour la troisième publication associée à cette thèse (Gallach et al, en préparation).



## 11. RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION

### Fiche synoptique Article 3

<b>Dating the surface of granite rock walls in the Mont Blanc massif by means of reflectance spectroscopy</b>	
<i>Quaternary Geochronology</i> En préparation	Xavi GALLACH, Yves PERRETTE, Dominique LAFON, Émilie CHALMIN, Philip DELINE, Ludovic RAVANEL, Julien CARCAILLET
<b><u>Objectifs de l'article</u></b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Présenter l'évolution de la couleur des parois du bassin du Glacier du Géant.</li> <li>• Vérifier si la relation couleur-âge du granite défini au moyen de spectres de réflectance normalisés telle que présentée par Böhlert et al (2008) est confirmée avec un groupe d'échantillons plus nombreux.</li> <li>• Proposer une nouvelle méthode pour dater le temps d'exposition du granite à partir de la quantification de la couleur de sa surface, en relation directe avec son degré d'altération.</li> </ul>	
<b><u>Questions de recherche</u></b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Peut-on continuer à utiliser les spectres de réflectance normalisés afin de caractériser le degré d'altération du granite ?</li> <li>• Peut-on développer un indice similaire aux indices de végétation pour caractériser la variabilité de la couleur des surfaces granitiques ?</li> <li>• Peut-on dater à l'aide de cet indice le temps d'exposition de surfaces où la datation cosmogénique n'a pas fourni d'âge ?</li> </ul>	
<b><u>Principaux résultats</u></b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• La relation couleur-âge à partir des spectres normalisés n'est pas suffisamment robuste malgré l'utilisation d'un large groupe d'échantillons.</li> <li>• En travaillant avec des âges en échelle logarithmique, l'index GRIGRI (<i>Green Infrared Granite Index</i>) est pertinent pour caractériser le degré d'altération de la surface du granite (<math>R^2= 0.82</math>).</li> <li>• Les âges de 9 écroulements pour lesquels la datation cosmogénique n'a pas fourni d'âge sont proposés à partir de leur valeur GRIGRI.</li> </ul>	
<b><u>Implications pour la connaissance de la relation couleur-âge du granite du Mont Blanc</u></b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Le changement de couleur de la surface du granite est mesurable par spectroscopie. La valeur GRIGRI d'une surface peut être obtenue grâce à une opération très simple et est représentative du degré d'altération.</li> <li>• La couleur du granite du Mont Blanc n'évolue pas de façon linéaire : la surface d'une paroi reste grise pendant les premières centaines d'années d'exposition, devient orange au cours des premiers milliers d'années, puis évolue plus lentement vers l'orange foncé après plusieurs milliers d'années.</li> </ul>	
<b><u>Perspectives et développements attendus</u></b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Développement d'une méthode de calibration de la lumière extérieure afin de réaliser les spectres de réflectance directement en paroi. Développement d'une méthode de spectroscopie par télédétection.</li> </ul>	



# Dating the surface of granite rock walls in the Mont Blanc massif by means of reflectance spectroscopy

Xavi GALLACH<sup>1,2</sup>, Yves PERRETTE<sup>1</sup>, Dominique LAFON<sup>3</sup>, Émilie CHALMIN<sup>1</sup>, Philip DELINE<sup>1</sup>, Ludovic RAVANEL<sup>1</sup>, Julien CARCAILLET<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, EDYTEM, 73000 Chambéry, France

xavi.gallach@univ-savoie.fr

<sup>2</sup> Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, IFSTTAR, ISTerre, 38000 Grenoble, France

<sup>3</sup> IMT Mines Alès, Alès, France

## Abstract

Changes in the granite surface colour, related to its exposure age, have been observed in the high mountain rock walls of the Mont Blanc massif. Fresh rock light grey colour turns orange when long exposed to weathering. In order to study the colour-age relationship, reflectance spectroscopy has been carried out of a total of 73 samples, and Terrestrial Cosmogenic Nuclide dating has been used to obtain their surface exposure age.

Standard deviation of the reflectance values has been calculated for each wavelength of the visible spectrum, in order to study the behaviour of every region of the spectra. The aim was to find two colour regions showing opposite behaviour, that once combined could result in an index representative of the colour changes of the rock, linked to the degree of weathering.

As an adaptation of the Green Red Vegetation Index used to measure colour changes in vegetation, the GRGreen-Infrared GRanite Index (GRIGRI), a normalized difference between the granite 770 nm and 530 nm reflectance values, has been developed. The GRIGRI value of a weathered granite surface is in close relationship with its exposure age ( $R^2 = 0.82$ ).

The reflectance spectra of 7 samples where TCN dating failed and of 2 samples where TCN age is considered an outlier have been used to calculate their GRIGRI value, thus to obtain their colour-based exposure ages. According to the rock wall morphology and the TCN exposure ages of the surrounding surfaces, the ages obtained were very plausible. Therefore, we propose a new method of surface exposure dating for the Mont Blanc massif granite using reflectance spectroscopy.

**Keywords:** Terrestrial Cosmogenic Nuclide dating, Reflectance spectroscopy, Granite, Rockfalls.

## Introduction

In the Mont Blanc massif (MBM), rockfalls (RF) and rock avalanches (RA) are a recurrent hazard for infrastructure and alpinists. RF-RA since the Little Ice Age (LIA) have been studied by comparison of historical photographs (Ravanel and Deline, 2008, 2010) while current ones are being surveyed since 2007 thanks to a network of observers (hut keepers, mountain guides, alpinists; Ravanel et al., 2010a; Ravanel and Deline, 2013). An increase in the RF frequency has been noticed over the last 30 years, correlated to the permafrost degradation caused by the warming air temperature. In order to understand this relationship at a longer timescale, three campaigns of Terrestrial Cosmogenic Nuclide (TCN) dating of rockfalls have been conducted in several selected sites in the Glacier du Géant basin (Böhlert et al., 2008; Gallach et al., 2018; Gallach et al., submitted). Most of the resulting ages have been correlated to some warm periods of the Holocene.

TCN dating is a very effective method for dating rockfalls but, since it is complex and expensive, its use is limited. In addition, sample preparation is long and implies several chemical products (Kohl and Nishiizumi, 1992; Ivy-Ochs, 1996; Merchel and Hergers, 1999) that are toxic and polluting, moreover exposing the operator to health risk. The search for a simpler and cheaper method is thus crucial in order to perform rockfall dating at the scale of a whole massif.

Amongst the different characteristics that any mineral bearing material (rock, soil, sediment, etc.) presents, the colour is one of the most changing due to the interaction with weathering elements (water, chemical elements, microbiota). As weathering is time-dependent, colour could be a good indicator of the time a mineral element is exposed to weathering. In oxidizing environments, one of the effects of weathering on ferromagnesian minerals is oxidation. Oxidation of soils resulting from the alteration of minerals containing iron produces reddish soils. The

intensity of the red colour of a soil is a direct indicator of its development stage. Reflectance spectroscopy (Shields et al., 1968) and spectrophotometry (Torrent et al., 1984) have shown that soil redness is closely linked to the presence of hematite in the parent rock. The differences in colour are currently used as part of the profile development index of a soil, as they are a good proxy of the soil age (Harden, 1982; Goodman et al., 2001).

A similar pattern can be established on parent rocks containing ferromagnesian minerals. Changes in the colour of weathered granodiorite surfaces have been noticed, with fresh rock colour becoming brownish with weathering (Saito et al., 1971). Matsuo and Sawa (1972) observed that oxidation of granite during weathering creates a colour aureole around biotite. Nagano and Nakashima (1989) measured and quantified different stages of weathering in powdered granites using diffuse reflectance spectroscopy. They proved that the different degrees of a weathering process can be characterized by studying the colour changes.

In the MBM, the colour changes between fresh and long-time exposed granite is confirmed after every rockfall as recently exposed rock (in rockfall scar) shows a light grey colour, corresponding to the unweathered granite, while the surface of long-time exposed rock walls show a typical orange-reddish colour (e.g. in the Drus west face, Ravanel and Deline, 2008).

The redness of the granite rock surfaces in the MBM was shown to be time-dependent by Böhlert et al. (2008), and used as a proxy of relative exposure age for TCN dating sampling (Gallach et al., 2018; Gallach et al., submitted).

In order to characterize the redness of the MBM rock surfaces, and to quantify its colour, laboratory reflectance spectroscopy has been carried out. Spectra of the pilot campaign, converted to continuum-removed spectra, were successfully correlated to the surface exposure age of their corresponding samples (Böhlert et al., 2008). However, those results were obtained using a very small dataset. When adding the spectra of the following campaigns and trying to correlate the whole dataset, the colour-age relationship using continuum-removed spectra has shown inconsistencies.

We use a different approach to explore the colour changes, with the aim to find a method that would allow to better understand the colour / age relationship of the MBM granite surfaces, thus to estimate its exposure date using only reflectance spectroscopy.

### **The Mont Blanc granite and rock wall surface exposure dating**

The MBM is a crystalline massif that extends over 550 km<sup>2</sup> on the outer margin of the Western Alps. 27 % of its surface area is covered by glaciers (Gardent et al., 2014) and continuous permafrost is present in at least 40 km<sup>2</sup> of the rock walls steeper than 40° (Magnin et al., 2015).

It is composed of two main lithological units: a Variscan metamorphic series situated at its W and NW margins, and a Late-Hercynian granite intrusive in the first one, situated in the central and E parts. Hercynian and Alpine orogenesis created two main fracture sets oriented NW-SE and NE-SW, respectively (Bertini et al., 1985).

The central part of the MBM, characterized by its dense fracturation and the high steepness of its rock walls, together with the absence of soil or vegetation, is very conducive to rockfalls (Deline et al., 2012).

The MBM granite has a content of biotite (its main ferromagnesian mineral) of ~5 % (Bussy, 1990). Chemical weathering occurs on the rock wall surfaces, where the ferrous (Fe<sup>2+</sup>) iron contained in biotite weathers, producing ferric (Fe<sup>3+</sup>) iron oxides goethite [ $\alpha$ -FeO(OH)] and hematite (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; Nakashima and Nagano, 1989). Precipitation of goethite and hematite in the granite surface creates a weathering rind (Gellatly, 1984) and, in some cases corresponding to the most weathered surfaces, an iron film (Dorn, 1998). This results in the typical orange-reddish colour of the MBM rock walls.

X-ray fluorescence spectrometry using an energy dispersive SPECTRO X-LAB 2000 (SPECTRO Analytical Instruments) was conducted for the five samples of the pilot campaign by Böhlert et al. (2008), in order to analyse their elementary composition. The results showed that rock composition can be considered as homogeneous, and allowed to verify that colour changes in the rock surface are not due to differences in chemical composition.

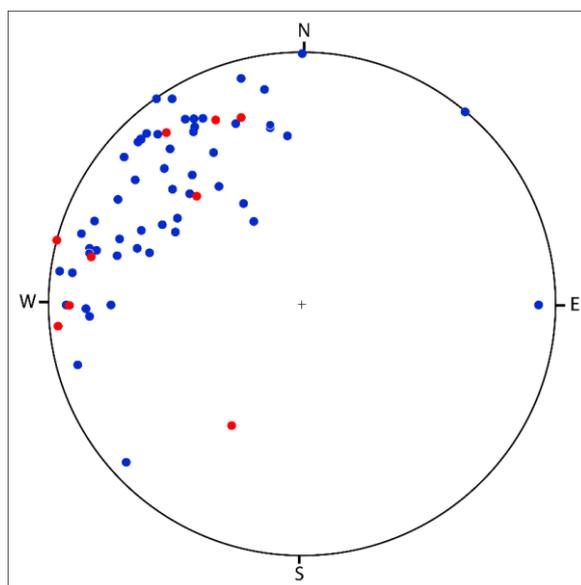
### *Sampling*

All the rock samples were extracted in the central part of the MBM, where the transition from grey to orange/red colour is the most evident. The granite of this zone belongs to the central facies granite, present in most of the MBM (Bussy, 1990) and characterized by its rather homogeneous composition (Rossi, 2005). Nine rock walls located at altitudes in the range 3200-3800 m a.s.l. (Table 1) and oriented E and SE (Fig. 1; Table 1) were selected. The northernmost (Aiguille du Midi) and southernmost (Tour Ronde, on the crest line between France and Italy) sites

are 4.2 km apart. Samples were extracted on slopes between 42 and 90° (mean: 76°), at surfaces where its colour was representative at the scale of their scar, and far from shear zones.

These locations prevent any snow accumulation or significant surface erosion thanks to the cold air temperature and the low fluid percolation, both unfavourable conditions for frost shattering. Rockfall scar depths were estimated from the size of the scar and lead us to consider that potential productions on the sampled surfaces before collapse are low. Therefore, exposure ages are considered as minimum estimated, thus considered as the time passed since the last rockfall. No correction for snow and erosion was applied.

Three sampling campaigns were conducted between 2006 and 2016, with a total of 81 samples extracted, including 6 replicates and one sample of fresh rock.



**Fig. 1.** Pole projection of strike and dip of all the sampling surfaces (Wulff stereonet). Blue: samples used for the GRIGRI analysis; red: samples without TCN age.

#### TCN dating

Surface exposure age was calculated using  $^{10}\text{Be}$  Terrestrial Cosmogenic Nuclide dating (TCN).

25 samples of the 2006 and 2011 campaigns were processed at the Department of Geography of the University of Zurich (Böhlert et al., 2008; Gallach et al., 2018). The  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  ratios were measured at the ETH Zurich Tandem Accelerator Mass Spectrometry (AMS) facility (Kubik and Christl, 2010).

55 samples of the 2015-2016 campaign were processed at ISTERre Geo-thermo-chronology platform (Grenoble, France; Gallach et al., submitted). The  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  ratios were measured at the ASTER-CEREGE Accelerator Mass Spectrometry (AMS) facility (Aix-en-Provence, France; Arnold et al., 2010).

The ages have been computed with the CRONUS-Earth Web Calculators version 2.0 (<http://cronus.cosmogenicnuclides.rocks/2.0/>; Marrero et al., 2016). All the surface exposure ages of the 2006 and 2011 campaigns have been re-calculated in 2018 using the same parameters, in order to obtain a homogeneous data set (Table 1; Gallach et al., submitted).

#### Laboratory reflectance spectroscopy

In order to quantify the rock surface colour, laboratory reflectance spectroscopy has been conducted on each sample. Reflectance spectra of samples collected during the 2006 and 2011 campaigns were obtained at the Department of Geography of the University of Zurich, using an ASD FieldSpec Pro Fr spectro-radiometer, a Spectralon reference panel and a Thermo Oriel irradiance source (Böhlert et al., 2008).

Samples of 2015-2016 campaign have been measured at the IMT Mines Alès laboratory, using a Konica Minolta CS-2000 spectro-radiometer, a Barium sulphate white reference and a 4700K light source. Reflectance spectra were acquired in a dark room using a black background in order to avoid secondary reflection. Each sample was located exhibiting a flat surface perpendicular to the measuring direction. In order to measure diffuse reflection and avoid specular reflection on mineral surfaces, lighting conditions were fixed such that the surface did not shine and was

uniformly lighted. Both the spectrometer and the light source were placed 3.40 m far from the sample in order to get a 48 mm diameter disk as measured surface. The objective was to measure a surface large enough to be representative of the rock coloration rather than the grain colorations (granite mineral compounds). Two reflectance spectra in visible wavelength (380-780 nm, with 1 nm resolution) were obtained for every sample, turning the sample 90° between each measure in order to change the measured surface. The two reflectance spectra of each sample have been averaged.

In order to increase the signal/noise (S/N) ratio, especially in the shorter wavelengths characterized both by a low excitation and a low detection, spectra have been smoothed by the way of a 11-nm-window-centred moving average.

#### *Colour / age relationship based on continuum-removed spectra*

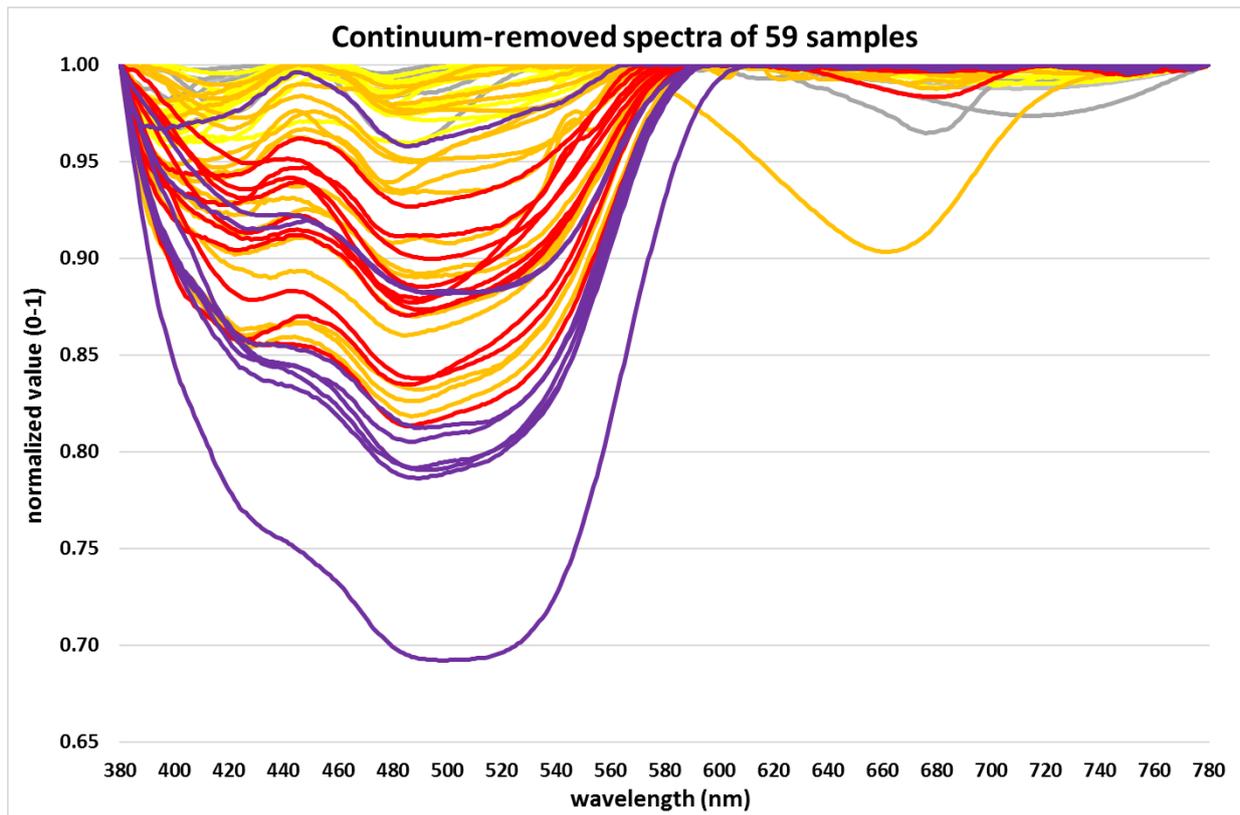
The study of the colour changes occurring on the MBM granite surface was first performed by Böhlert et al. (2008) with four long-time exposed samples and a fresh rock sample. Reflectance spectra of the sample surfaces were normalized to obtain continuum-removed spectra (Green and Craig, 1985), by creating a convex hull of every spectrum, and dividing the reflectance values of the spectrum by the values of the resulting convex hull. This results in a normalized spectrum with reflectance values ranging 0-1. This procedure allows to compare spectra with different characteristics.

Results showed a good correlation between the continuum-removed spectra and their TCN exposure ages. While fresh rock and the youngest exposure age show normalized absorption values near 1, the spectra of the three oldest samples sink, accordingly to their growing exposure age, towards lower normalized absorption values. This first observation led the authors to propose that *the older the surface exposure age of a sample, the deeper its continuum-removed spectrum sinks*.

In order to verify this initial results, further analysis has been done in this study with a larger dataset. Two more sampling campaigns were conducted at 9 different sites of the Glacier du Géant basin (Gallach et al., 2018; Gallach et al., submitted). 75 new samples, including 6 replicates, were obtained, making a total dataset of 81 samples (80 dated samples and one fresh rock sample). A total of 63 rockfall ages were obtained, ranging  $0.03 \pm 0.02$  to  $100.49 \pm 8.50$  ka (Gallach et al., submitted). The analysis using continuum-removed spectra has been performed using only samples of known exposure age and verified reflectance spectra. 5 of the 63 samples of known exposure age have been not included: 2 samples without spectra and 3 samples with colour considered outlier. The continuum-removed spectrum of the fresh rock sample has been also added to the analysis.

The final dataset, containing 59 spectra (Fig. 2), confirms the pattern published in the pilot study, with feature absorption values decreasing in the 380-600 nm region. The general shape of the dataset allows to detect three Gaussian-like absorption regions, corresponding to three patterns, with the max. absorption at 380-450 nm, 450-600 nm and 600-780 nm.

There is a global relation between the sample exposure ages and the sinking of their continuum-removed spectra. Younger ages are in the top of the graphic showing values near 1, and older ages show lower values. The use of continuum-removed spectra shows that it is well designed for detecting the degree of weathering of a granite surface.



**Fig. 2.** Graphic representation of 59 continuum-removed spectra. Colours are representative of the samples exposure age. Grey: <0.3 ka; Yellow: 0.3-1 ka; Orange: 1-5 ka; Red: 5-10 ka; Violet: >10 ka.

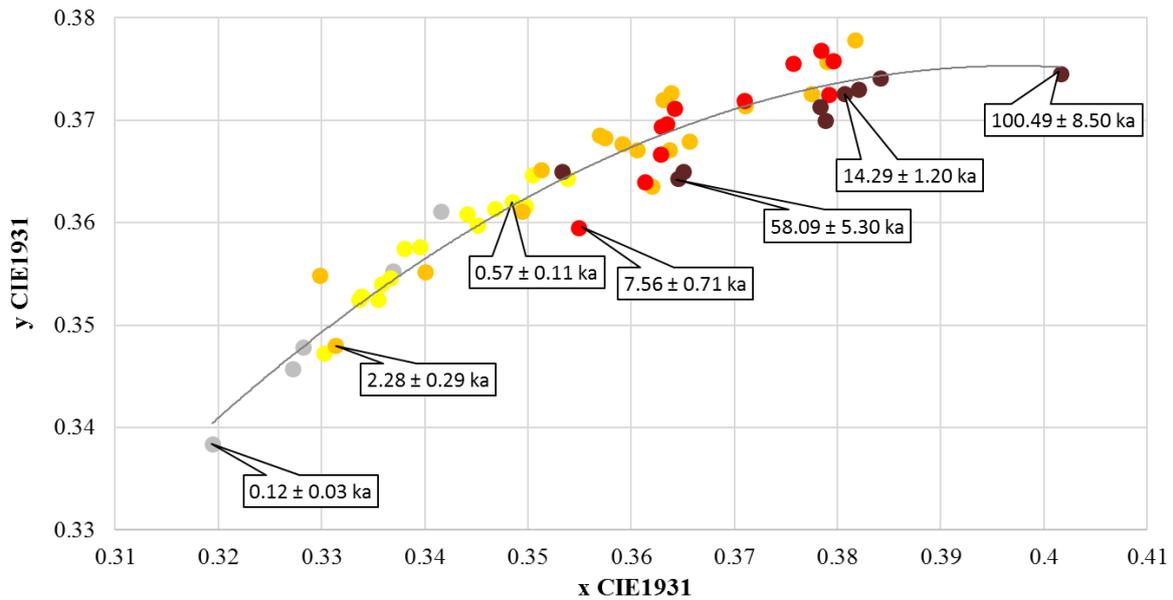
But a more detailed analysis of this larger dataset, especially of the 450-590 nm absorption band, reveals some inconsistencies: i) some spectra cross each other, making difficult to estimate their relative absorption pattern, ii) some spectra (specially the younger ones) show the lowest normalized values at around 420 nm, while others at around 480 nm. Consequently, choosing a specific wavelength as a representative value of the degree of weathering appears very difficult, iii) the spectra of three of the ages >10 ka (represented in violet) show higher reflectance than several spectra corresponding to younger ages; iv) in a similar way, several spectra corresponding to exposure ages 1-5 ka (represented in orange) show similar or lower reflectance than spectra corresponding to exposure ages 5-10 ka (represented in red).

Thus, a method based on the continuum-removal filtering is not well designed to study a larger dataset because of the dissimilarities between initial colours. Indeed, the convex hull fitted on the top of the reflectance spectrum is sensitive to the general colour and can induce changes which are not associated to weathering but to initial colours.

#### *Colour / age relationship based on CIE 1931 x,y coordinates*

The CIE 1931 x,y colour space is a theoretical colour representation that allows to reduce the information contained in a visible spectrum into two values or coordinates (Ohno, 2000). The resulting x,y coordinates are issued of the XYZ tristimulus values, corresponding to the three regions visible by the human eye. The use of the chromaticity diagram CIE 1931 allows the visual representation of a given colour.

Conversion to CIE 1931 x,y coordinates of the 59 reflectance used for the continuum-removed analysis results in a cluster of dots that can be represented in a diagram (Fig. 3). The x,y values form a continuous path, going from c. 0.32/0.34 (corresponding to a sample dated at  $0.12 \pm 0.03$  ka) to c. 0.4/0.375 (corresponding to the oldest age of the cluster: ADR6,  $100.49 \pm 8.50$  ka). These values correspond respectively to the white and orange colours represented in the chromaticity diagram CIE 1931. Although a noticeable progressive change in the values corresponding to the colour of rock surface is concordant with their growing exposure age, a detailed observation (see examples in Fig. 3) shows some inconsistencies that prevent to establish a continuous colour-age relationship based on the use of CIE 1931 x,y coordinates such as the use of continuum removal adsorption bands.



**Fig. 3.** Diagram showing the CIE 1931 x,y values of the 59 samples of this study and a selection of representative TCN surface exposure ages. The colours are classed according to the exposure ages, with the same intervals used in Fig. 2.

#### *Exploring a Vegetation Index-like method*

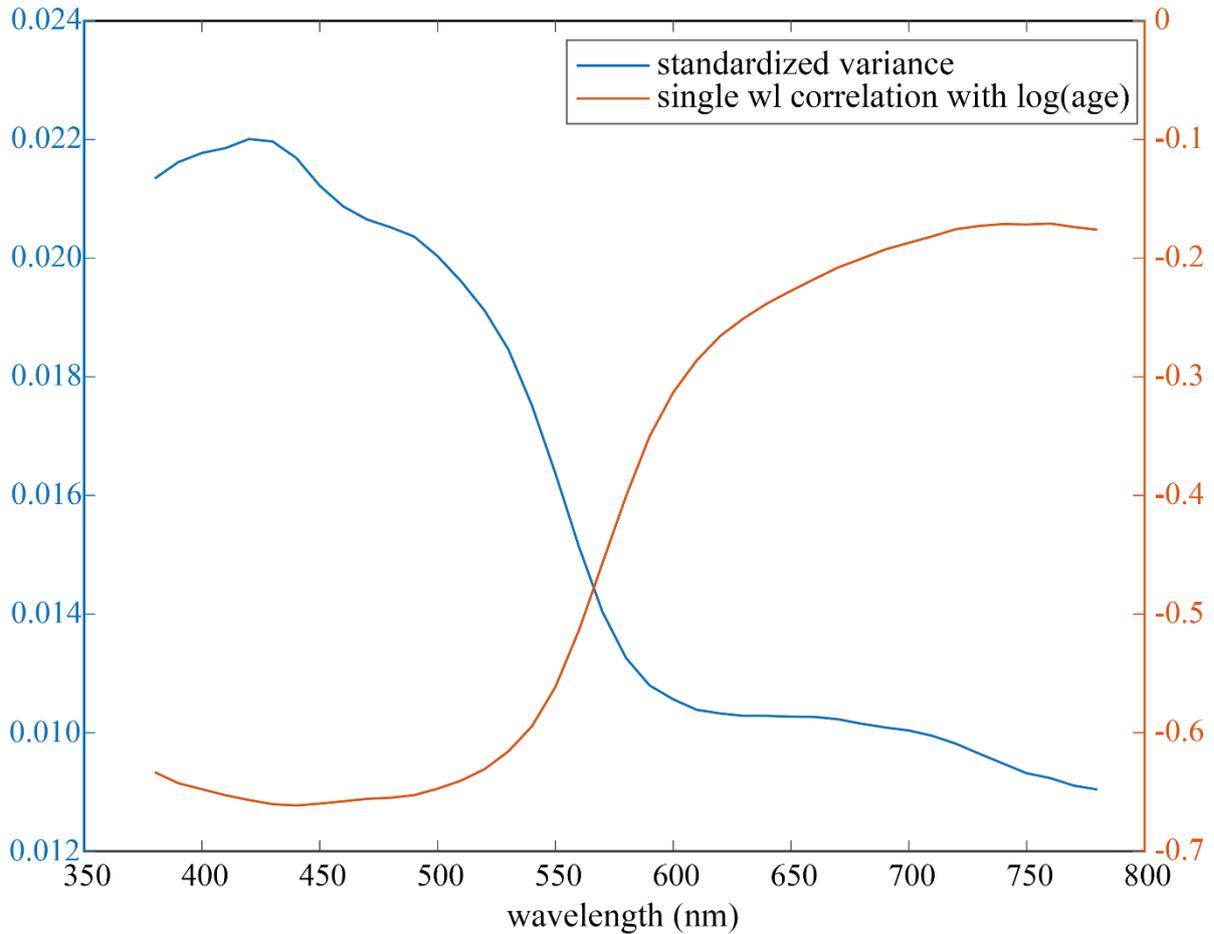
Vegetal Indices (VI) are used in remote sensing as an effective tool for vegetal cover mapping and for monitoring phenological changes in forests (Tucker, 1978). There are many VI, commonly based on the ratio between the reflectance values of two channels of an aerial or satellite multispectral image.

Most of them, like the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), are based in simple or normalized ratios between Red (~620-700 nm) and Near-Infrared (NIR; ~700-1100 nm) bands. NDVI ( $[\text{NIR} - \text{Red}] / [\text{NIR} + \text{Red}]$ ; Tucker, 1978) is widely used in vegetation mapping, since living plants absorb radiation in the Photosynthetically Active Region (PAR; 400-700 nm), and reflect at wavelengths >700 nm. Although NDVI is used in many phenological studies when mapping or studying specific species or processes, it presents some problems (e.g., is not useful when monitoring leaf falling). To solve this problem, many indices have been developed in order to adapt the use of remote sensing for any specific quest (Vescovo et al., 2012).

In a pragmatic way, several indices were evaluated. We built an index inspired by the Green Red Vegetation Index (GRVI), an evolution of the NDVI that uses the ratio between the Green (~500-570 nm) and Red (~620-700 nm) reflectance of plants ( $[\text{Green} - \text{Red}] / [\text{Green} + \text{Red}]$ ; Tucker, 1978). This ratio has been proved to be very useful when considering colour changes in vegetation (Falkowski et al., 2005; Motohka et al., 2010). We aim to obtain a similar index that could be used to assess colour changes in the granite surface linked to rock weathering. The 59 samples previously used have been selected.

The first step of the processing was to reduce and select the spectral bands to be used as predictor of the age in order to increase the model stability. Colour Spectra are known to be characterised by interbands broad covariations. In order both to increase the signal to noise (S/N) ratio and to reduce the number of bands to be tested, spectrum was resampled linearly at a 10 nm step. The most informative bands were selected based both on the variability between spectra and on the correlation of each band with the log of the age (Fig. 4). The variability was estimated by the normalized standard deviation (in the dimension of samples with the raw spectra). The Green band was centred at 530 nm (20 nm width) and used together with a Red / Infrared band centred at 770 nm. The results confirm that, when considering weathered and not weathered rock, the main changes are in the shortest wavelengths.

Following reduction variables procedures (Höskuldsson, 2001; Mehmood et al., 2012) a correlation matrix between bands and exposure ages helped us to refine the section of the most informative bands, in order to predict exposure ages.



**Fig. 4.** Results of the standard deviation spectrum normalized to the mean spectrum performed on any wavelength of the final dataset.

For that dataset, band selection was not unequivocal, leading to the selection of the two more significant wavelengths: 530 nm (corresponding to Green), showing the highest variability and the higher anticorrelations., and 770 nm (corresponding to Near Infrared), showing the lowest variability and no significant correlation. In order to test the importance of considering the other colours of the visible spectra, Blue (450 nm) and Red (700 nm) wavelengths were also selected. The use of the four different studied wavelengths results in the following possible combinations (Table 1): Blue/Red, Blue/Infrared, Green/Red and Green/Infrared.

As for the GRVI formula, the following formula was used to reduce the weight of the reflectance value:

$$Granite\ Index = \frac{(A - B)}{(A + B)}$$

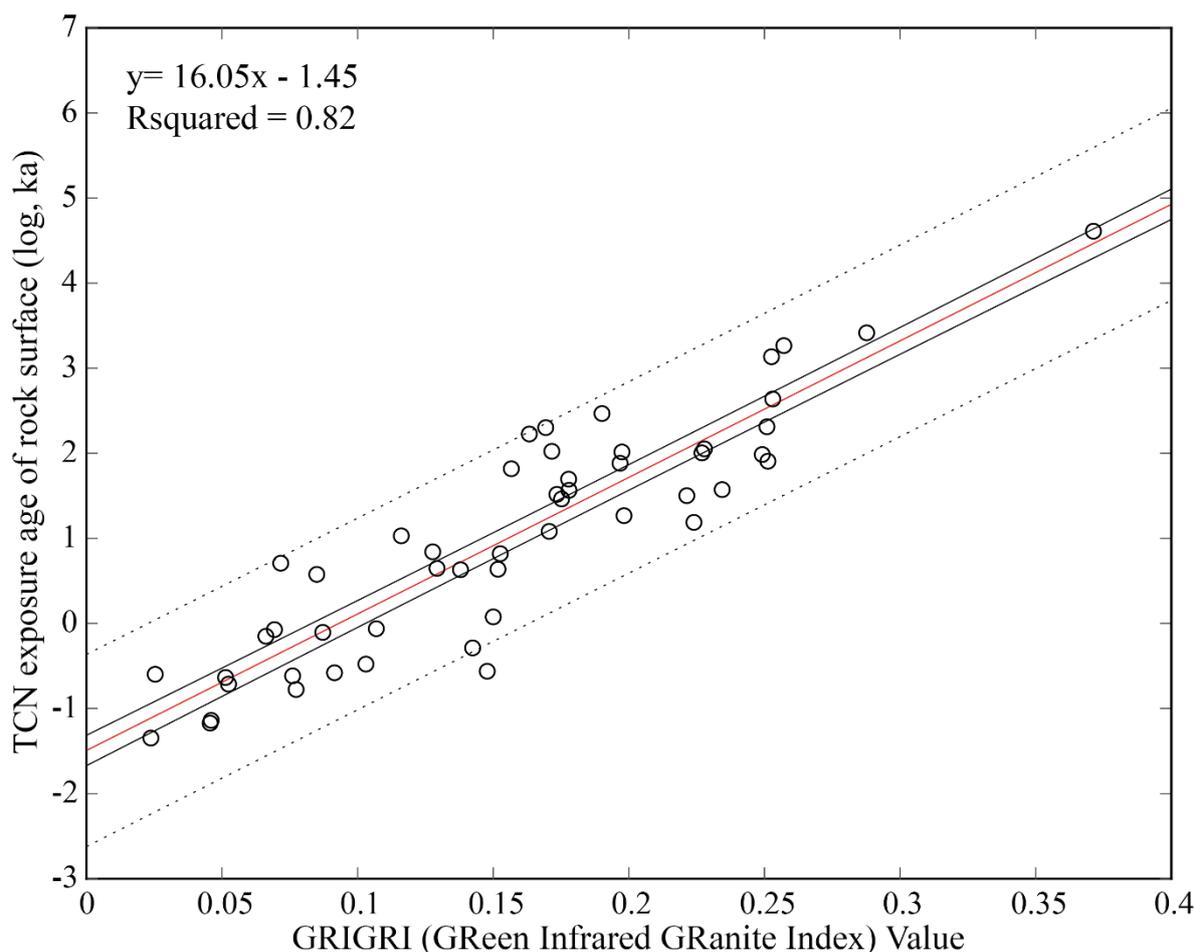
where  $A$  is the long wavelength reflectance value (700, 770 nm) and  $B$  is the short wavelength reflectance value (450, 530 nm). This index increases with the increase of the low wavelength absorbance, in the same way that the supposed exposure age. The four combinations lead to the following granite indices:

- Blue/Red Index:  $(700\text{ nm} - 450\text{ nm}) / (700\text{ nm} + 450\text{ nm})$
- Blue/Infrared Index:  $(770\text{ nm} - 450\text{ nm}) / (770\text{ nm} + 450\text{ nm})$
- Green/Red Index:  $(700\text{ nm} - 530\text{ nm}) / (700\text{ nm} + 530\text{ nm})$
- Green/Infrared Index:  $(770\text{ nm} - 530\text{ nm}) / (770\text{ nm} + 530\text{ nm})$

## Results

From the 59 samples used in the previous steps, four very young samples (ADMf, fresh rock; COS1,  $0.03 \pm 0.02$  ka; ADR3,  $0.04 \pm 0.02$  ka; and ADR5, a sample dated at  $<0.24 \pm 0.08$  ka due to some analytical problems; Gallach et al., submitted) have not shown any weathering, therefore they have been considered too young for the analysis. The four granite indices have been calculated for the remaining 55 samples. Indices are correlated with the surface exposure age. Since colour evolution linked to weathering evolves in a non-linear way, all surface exposure ages (ka) have been converted to natural logarithm (log ka; Table 1).

A first analysis results in a good correlation  $R^2 > 0.67$  for the four granite indices. The best correlated index was the ratio between the Green and Infrared reflectance values ( $R^2=0.74$ ;  $n=55$ ). Taking into account the potential bias in exposure age determination and in colour estimation, a robust statistic way was used leading to exclude 4 outliers based on their Cook's distance (TRO5, TRI7, TRI9, PYR2). The estimation of the robust correlation is shown on fig. 5 ( $R^2=0.82$ ;  $n=51$ ). The modeling proposed hereafter use this robust dataset of 51 samples.



**Fig. 5.** Correlation of Green vs. Infrared Index with TCN age.

*GRIGRI, a new method for dating surface exposure age*

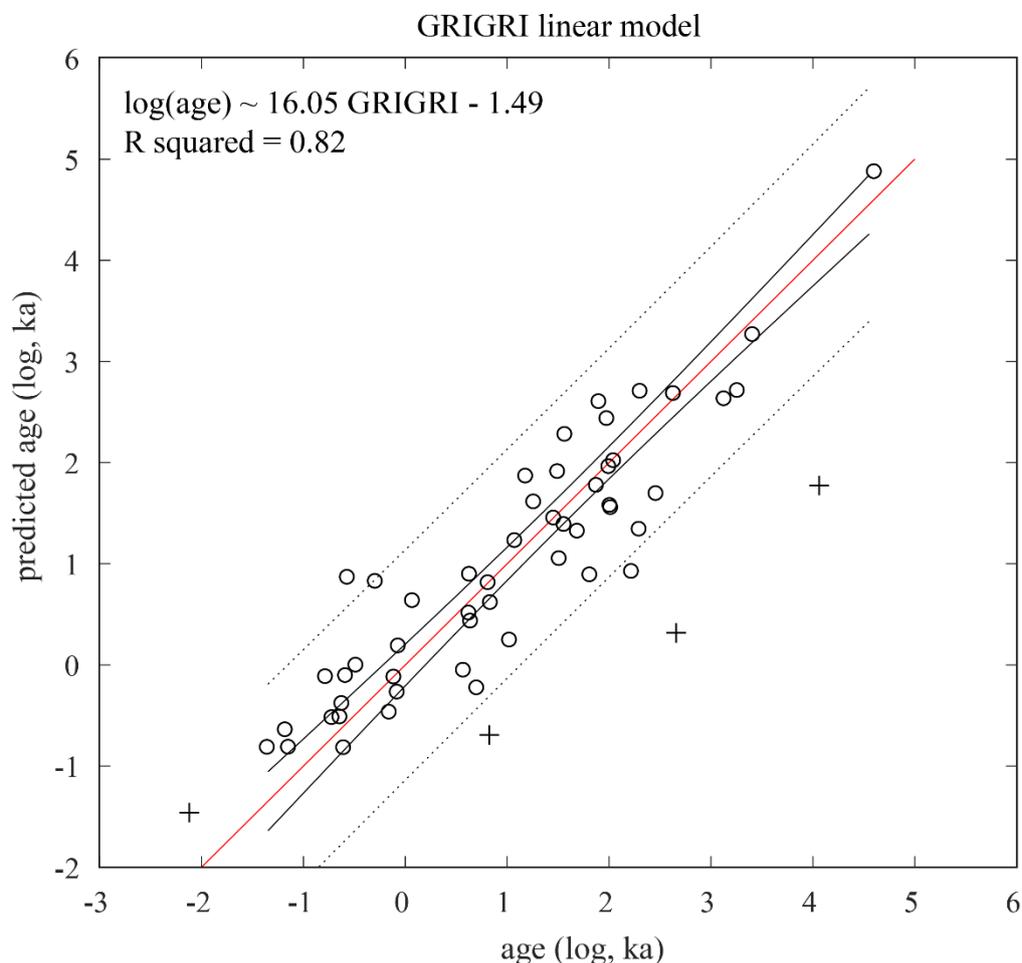
As a method for characterizing the weathering of the MBM high altitude granite, we propose the GReen Infrared GRanite Index (GRIGRI; Table 1), represented by the following formula:

$$\text{Green Infrared Granite Index} = \frac{R_{770 \text{ nm}} - R_{530 \text{ nm}}}{R_{770 \text{ nm}} + R_{530 \text{ nm}}}$$

, where  $R$  is reflectance of the corresponding wavelength. The linear model (Fig. 6) was calculated using a Monte-Carlo procedure to propagate age uncertainty in the Gaussian distribution of age uncertainty. The convergence was checked with the main model parameters (slope, Y intercept and  $R^2$ ). This model was really steady with a convergence reached in less than 100 iterations. Then a bootstrap cross validation using a 2/3 - 1/3 ratio of training

vs. validation set was used to estimate the uncertainty of the linear model (confidence interval, prediction interval and root mean square error).

PLS chemometric procedure (Wold et al, 1984) was also tested but the increase in the prediction was very low ( $R^2$  of 0.83 rather than 0.82 with simplest linear model). Following a parsimony view we use and discuss hereafter the simple linear model.



**Fig. 6.** GRIGRI linear model age vs. predicted age. Crosses: four samples (TRO5, TRI7, TRI9, PYR2) excluded according to their Cook's distance.

#### Using the GRIGRI method where TCN dating failed

The GRIGRI formula has been tested in order to date the surface exposure age of samples for which TCN dating failed or where exposure age is considered outlier (Table 2).

For the GRIGRI test we used the reflectance data of 7 samples among 8 for which TCN dating failed. The remaining sample (ECO1) has been excluded from this test because it was sampled in a rock wall showing an exceptionally dark colour, presumably due to iron precipitation (metasomatism) before the rockfall, therefore its colour has been considered as an outlier.

Three samples (ADR7, PYR5, TRI2) have a TCN age considered outlier (Gallach et al., submitted). Two of the three samples are used for the test; TRI2 is not used since its surface shows a heavy desquamation, therefore neither its current surface nor its surface colour can be considered as resulting from the rockfall that exposed the rock wall section.

According to the TCN dates and the geomorphology surrounding the location of these 9 samples, the resulting exposure ages make sense with geomorphologic knowledge of the sampling sites (Fig. 7).

Sample	Green reflectance value (530 nm)	Infrared reflectance value (770 nm)	Green Infrared Index (GRIGRI)	GRIGRI age (log, ka)	GRIGRI age (ka)
ADM6	0.167	0.291	0.271	2.87	17.57
ADM7	0.194	0.346	0.281	3.03	20.65
ADR7	0.248	0.352	0.174	1.31	3.70
CHD7	0.277	0.312	0.062	-0.50	0.60
PYR1	0.267	0.305	0.066	-0.42	0.65
PYR5	0.441	0.490	0.053	-0.64	0.53
TRI3	0.287	0.312	0.043	-0.80	0.45
TRO3	0.276	0.281	0.009	-1.34	0.26
TRO9	0.350	0.361	0.015	-1.25	0.29

Table 2. Use of the GRIGRI formula for dating the exposure age of 7 samples of which TCN failed, and of 2 samples for which TCN age is considered outlier.

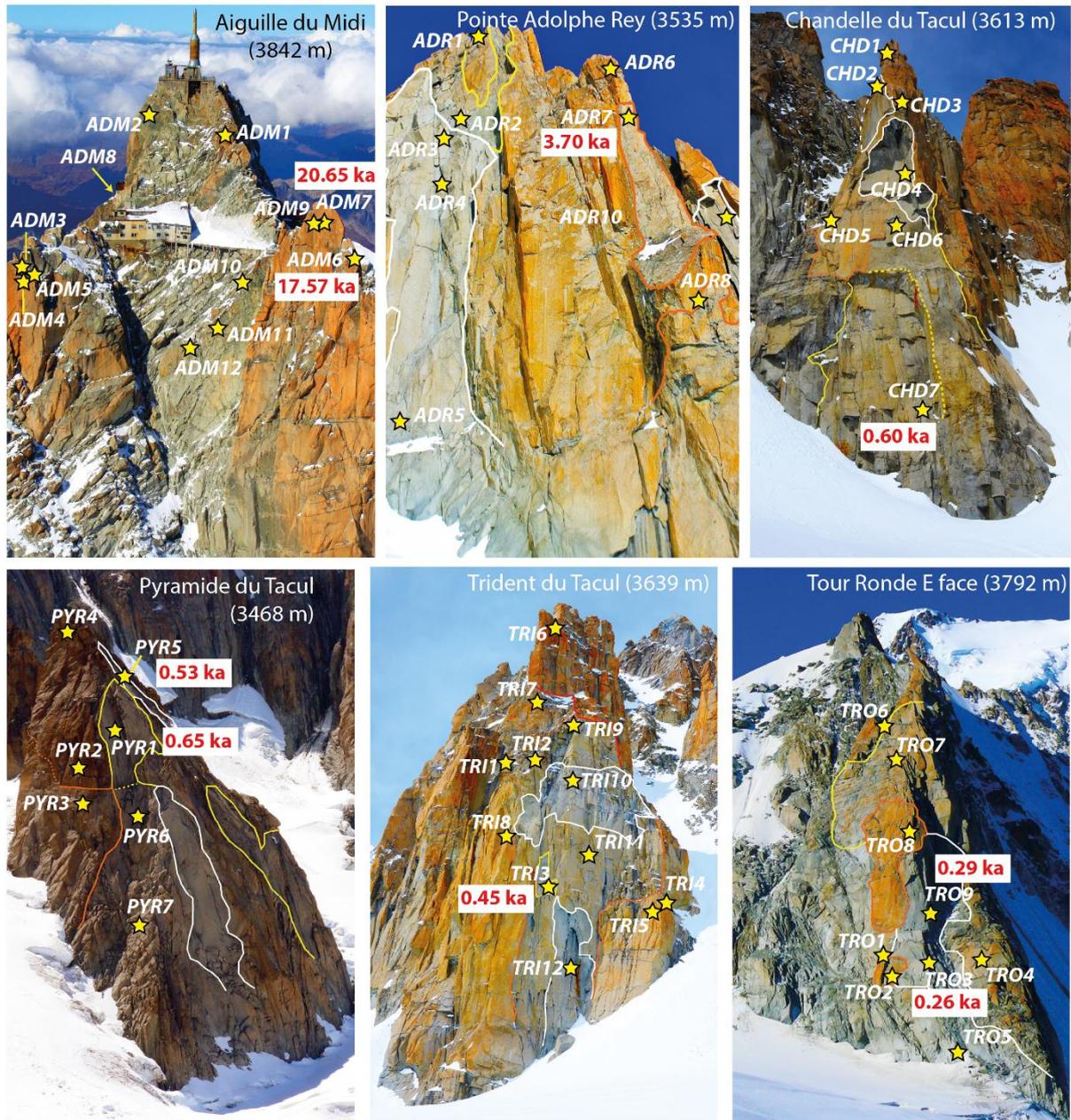


Fig. 7. Exposure ages dated using the GRIGRI formula where TCN dating failed or is considered outlier. TCN ages of the successfully dated samples are listed in Table 1.

### Discussion and future developments

### *Statistical considerations*

The simplest model presented here allows to predict the log of exposure ages with a simple colour index. Assumptions behind have to be discussed in order to improve the model itself and to explicit applications limits. Indeed, scar orientation, slope and elevation are parameters which could be elected as important in the MBM rock weathering. Furthermore, a single log linear approach assumes a continuous colour change during weathering which doesn't make sense with the scales of time, both short ones and long ones.

During sampling, the bias induced by snow covering was greatly reduced avoiding the closeness to the flattest parts. Aspect and altitude parameters weight were explored by the way of multilinear modelling on the one hand and by the analyse of prediction error (residuals) on the other hand. Many tries were attempted either by the way of PLS or simples multilinear modelling. Modelling was never better than those obtained by one parameter (standardized R<sup>2</sup>). In a raw interpretation, we could explain the inefficiency of “topographical” parameters to model ages by a large predominance of single atmospheric exposure (oxidation or cosmic ray bombing). Such an interpretation negates the potential role of any biotic control on the granite weathering which may be sensitive to environmental parameters. This seems contradictory too other studies (ref). To test this assumption, we may have divided the dataset in order to produce a south vs. a north subset on which model could have been discussed. But, because of the present distribution of ages and aspects (Fig. 1) of the whole dataset, this work was not reliable either by PLS nor by multilinear modelling. A more reliable analyse was conduct on the prediction error (signed residual between predicted to empirical age). No correlation and not specific pattern were obtained.

According to present knowledge and with this dataset, pragmatically, exposure ages is the main factor controlling the redness coloration linked to granite weathering.

The continuity of weathering with log of time was tested by the application of the Monte-Carlo and bootstrap method to model log age / colour index relationship for the ages lower than 1, 10 or 100 ka (the whole dataset). Table 1 presents the main parameters of this model. For each subset, modelling converge with a rather good confidence. In a more detailed analyse of the model quality, we can observe that the model quality increases together with the range of ages. This could be artificially linked to the very few samples characterized with old ages, having a higher inertia in the model. A short test realised on the population of each subset (by random uniformization of the effective at the lower one) didn't changed this result. Another interpretation of this quality increase with age can be linked to the scattering of the exposure ages itself, which is higher in short ages for this dataset. But the coupling of this uncertainty together with the increase of the “slope” of the relation seems to show that, as suspected, the weathering may not be so continuous with the log of age. Indeed, it can be expected that the weathering process takes some time to begin, then a period of continuous weathering exists, driving to a period showing a progressive decrease (when the steady colour is reached). For instance, a logit model for the weathering could be introduced in the model in order to take into account the change of weathering intensity along the time. This was briefly test but without clear improvement because of the age uncertainty and the limited number of samples. A logit based model may increase the ability to better predict young and old ages.

### *Application of the GRIGRI in the MBM*

The GRIGRI method allows to estimate the exposure age of the central MBM granite surfaces. There is an apparent loss of precision for exposure ages older than 10 ka. This can be in part explained by: i) the growing absolute uncertainties of the TCN ages, being always a percentage of the TCN age (e.g., the oldest age of the dataset, ADR6, has a TCN age of  $100.49 \pm 8.50$  ka), and ii) the reflectance spectra showing that the colour of the samples with an exposure age of several ka is approaching the steady state, therefore the oldest the exposure age of a granite surface, the smallest its colour variation. Since all the TCN ages of the dataset older than 10 ka show uncertainties >0.93 ka (Table 1), their ages are not suitable for correlation with climate periods (e.g., the Glacial Interstadials; Gallach et al., 2018). The GRIGRI method doesn't intend to improve the dating of pre-Holocene exposed surfaces, therefore the growing uncertainty showed by the GRIGRI method at ages >10 ka doesn't mean a serious problem.

### *Exploring the use of other remote sensing techniques*

Laboratory reflectance spectroscopy is the most reliable method when characterizing rock surface colours, and has been successfully used before (Nagano and Nakashima, 1989; Clark, 1999; Sgavetti et al., 2006; Böhlert et al., 2008). Yet the collecting of rock samples is mandatory, sometimes implying the use of difficult and hazardous techniques like the ones used in the present study (helicopter approach to the rock walls, abseiling down the sampled

rock walls, use of angle grinder, etc.; Gallach et al., 2018; Gallach et al., submitted). A simpler, faster and safer method of collecting reflectance spectra of the rock surfaces to be studied is needed in order to allow a reflectance spectroscopy campaign at a larger scale.

The main problem when collecting reflectance data outdoors is light calibration. This is especially important when considering the light conditions of our study site due to the fact that rock walls are towering a glacier accumulation zone, whose high albedo creates an effect of light saturation in the environment. Although light calibration for cartographic orthogonal remote sensing images (e.g. satellite imaging, aerial photographs) has been solved (e.g., Roujean et al., 1992), the use of short and medium range spectroscopic techniques (ground or airborne based spectrometers) is likely to need real time light calibration for every acquisition point. Once this problem solved, the launching of an aerial spectroscopic campaign could result in a large dataset covering all the rock walls of a massif. As an effort to simplify data acquisition, the use of photographic techniques could be explored. The use of RGB values can introduce a bias, since the RGB colour model is based on the human perception of colours, therefore not necessarily corresponding to the colour regions where the rock surface shows different behaviours. Nevertheless, this limitation can be in part overcome with the use of a converted *full-spectrum* (visible + NIR) photographic camera and one or more photographic blocking filters (Verhoeven, 2008).

Albeit this consideration on application of GRIGRI model, this model may be used in a relative way on a global scarp in order to discuss the mapping of relatively younger-older scar.

#### *Exporting the GRIGRI model*

Changes on rock colour seem to have a dependence on the factors controlling its weathering process: lithology, kind of weathering, etc., but on topographical factors as well: elevation, aspect, etc. Therefore, the exportation of this method to other rock surfaces (e.g., to rock walls of the MBM situated at other elevations or facing different aspects) is determined by the possibility to obtain new indices adapted to the specific colour behaviour showed by the surfaces to study. Surface colour-age relationship must be calibrated against an independent exposure age dating method.

The exportation of the method to other massifs may be possible in some cases, when the rock surface colour seems to behave in a similar way to that of the MBM granite (e.g., in granitic massifs showing similar rock composition and situated under comparable climate conditions, like the granitic rock walls of the Cerro Torre Group, Patagonia). In other cases, the lithology and weathering processes seem completely different (e.g., in limestone, with grey and orange colours associated respectively to old and recently exposed surfaces). In addition, other lithologies show particular erosion processes that have not been seen in the rock walls presented in this study. Exokarstic erosion in limestone surfaces may cause, after an initial phase, the rapid reaching of a steady colour, preventing to use the surface colour as a proxy of the rock exposure age in limestone scarp cases.

When demonstrated for a specific mineral surfaces, the use of an index colour as a proxy for its absolute or relative exposure age seems very promising for geomorphologic applications.

## **Conclusion**

The GRIGRI index presented in this paper, based on the GRVI vegetation index, is a fast, easy and cheap method for dating surface exposure age of the rock walls situated on the central part of the Mont Blanc massif. It is based on the combination of the granite surface reflectance values of the 530 nm (Green) and 770 nm (NIR) wavelengths. The reflectance data of 51 rock samples used in this study was obtained with a laboratory spectrometer, the resulting GRIGRI values were correlated ( $R^2 = 0.82$ ) to their corresponding exposure ages, obtained using TCN dating. GRIGRI has been used to obtain the surface exposure age of 9 samples TCN where dating failed.

This new method allows to estimate the surface exposure date of a given granite surface on the central MBM, considered as a rockfall age. It was demonstrated to be useful when dating Holocene rockfalls, and its precision decreases when dating rock surfaces older than 10 ka, in part due to the loss of precision of TCN absolute dates.

Further development of the study includes both complementary ways: the quest for a light calibration method to be used for outdoor spectroscopy on one hand and a work on larger dataset in order to test the use of non calibrated colours to obtain at least relative ages within a scar. Succeeding in this goal would allow to perform a large scale reflectance spectroscopy campaign, thus to obtain reflectance data of all the rock walls at the scale of the catchment. Once converted to surface exposure ages using the improved GRIGRI formula, the resulting dataset would allow to better study the relationship between rockfall occurrence and the Holocene and Lateglacial climate periods.

## Acknowledgments

This work was partly founded by the French *Agence Nationale de la Recherche* in the scope of the *VIP Mont Blanc* project (ANR-14-CE03-0006).

-IMT Alès

-Kevin

## References

Arnold, M., Merchel, S., Boulès, D.L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R.C., Aumaître, G., Gott dang, A., Klein, M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, 1954–1959. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2010.02.107>

Auer I, Böhm R, Jurkovic A, Lipa W, Orlik A, Potzmann R, Schöner W, Ungersböck M, Matulla C, Briffa K, Jones P, Efthymiadis D, Brunetti M, Nanni T, Maugeri M, Mercalli L, Mestre O, Moisselin JM, Begert M, Müller-Westermeier G, Kveton V, Bochnicek O, Stastny P, Lapin M, Szalai S, Szentimrey T, Cegnar T, Dolinar M, Gajic-Capka M, Zaninovic K, Majstorovic Z, Nieplova E, 2007. HISTALP-historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology* 27:17-46. doi:10.1002/joc.1377

Balco G, Stone JO, Lifton NA, Dunai TJ, 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  measurements. *Quaternary geochronology* 3:174-195.

Böhlert, R., Gruber, S., Egli, M., Maisch, M., Brandová, D., Haeberli, W., Ivy-Ochs, S., Christl, M., Kubik, P.W., Deline, P., 2008. Comparison of exposure ages and spectral properties of rock surfaces in steep, high alpine rock walls of Aiguille du Midi. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Institute of Northern Engineering – University of Alaska Fairbanks 143–148.

Bertini, G., Marcucci, M., Nevini, R., Passerini, P., Sguazzoni, G., 1985. Patterns of faulting in the Mont Blanc granite. *Tectonophysics* 111(1-2), 65-106

Bond G (1997) A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic holocene and glacial climates. *Science* 278:1257–1266. doi:10.1126/science.278.5341.1257

Brown ET, Edmond JM, Raisbeck GM, Yiou F, Kurz MD, Brook EJ (1991) Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in-situ produced  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55:2269–2283

Brown E, Brook E, Raisbeck G, Yiou F, Kurz M (1992). Effective attenuation lengths of cosmic rays producing  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  in quartz: implications for exposure age dating. *Geophysical Research Letters* 19, 369–372.

Butler RWH (1985) The restoration of thrust systems and displacement continuity around the Mont-Blanc massif, NW external Alpine thrust belt. *Journal of Structural Geology* 7(5):569-582.

Bussy, F., 1990. Pétrogenèse des enclaves microgrenues associés aux granitoïdes calco-alcalins: exemple des massifs varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie). Université de Lausanne.

Chmeleff J, von Blanckenburg F, Kossert K, Jakob D (2010) Determination of the  $^{10}\text{Be}$  half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interaction with Materials and Atoms*, 268, Issue 2, 15, 192-199

- Clark, R.N., 1999. Spectroscopy of rocks and minerals and principles of spectroscopy: Chapter 1. Remote sensing for the earth sciences: manual of remote sensing, 3 ed., Vol. 3.
- Clark, R.N., Roush, T.L., 1984. Reflectance Spectroscopy: Quantitative Analysis Techniques for Remote Sensing Applications. *Journal of Geophysical Research* 89, 6329–6340.
- Deline, P., Gardent, M., Magnin, F., Ravel, L., 2012. The morphodynamics of the Mont Blanc massif in a changing cryosphere: a comprehensive review. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 94, 265–283.
- Deline P, Akçar N, Ivy-Ochs S, Kubik PW (2015) Repeated Holocene rock avalanches onto the Brenva Glacier, Mont Blanc massif, Italy: a chronology. *Quaternary Science Reviews* 126:186-200.
- Dorn, R.I., 1998. Rock coatings. *Developments in Earth Surface Processes* 6. Elsevier, Amsterdam.
- Dunai, T.J., 2010. Cosmogenic nuclides principles, concepts and applications in the earth surface sciences. Cambridge University Press, Cambridge, New York, 187 p.
- Dunne J, Elmore D, Muzikar P (1999) Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27(1):3-11
- Dussauge C, Grasso JR, Helmstetter A (2003) Statistical analysis of rockfall volume distributions: Implications for rockfall dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108. doi:10.1029/2001JB000650
- Elias, M., Chartier, C., Prévot, G., Garay, H., Vignaud, C., 2006. The colour of ochres explained by their composition. *Materials Science and Engineering: B* 127, 70–80. <https://doi.org/10.1016/j.mseb.2005.09.061>
- Falkowski, M.J., Gessler, P.E., Morgan, P., Hudak, A.T., Smith, A.M.S., 2005. Characterizing and mapping forest fire fuels using ASTER imagery and gradient modeling. *Forest Ecology and Management* 217, 129–146. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2005.06.013>
- Gallach, X., Ravel, L., Egli, M., Brandova, D., Schaepman, M., Christl, M., Gruber, S., Deline, P., Carcaillet, J., Pallandre, F., 2018. Timing of rockfalls in the Mont Blanc massif (Western Alps): evidence from surface exposure dating with cosmogenic <sup>10</sup>Be. *Landslides* 15, 1991-2000. <https://doi.org/10.1007/s10346-018-0999-8>
- Gallach, X., Carcaillet, J., Ravel, L., Deline, P., Ogier, C., Rossi, M., Malet, E., García-Sellés, D., Submitted. Lateglacial and Holocene rockfall frequency in high-elevated rock walls of the Mont Blanc massif (Western Alps). *Earth Surface Processes and Landforms*
- Gardent, M., Rabatel, A., Dedieu, J.-P., Deline, P., 2014. Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. *Global and Planetary Change* 120, 24–37. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.05.004>.
- Gellatly, A.F., 1984. The use of rock weathering-rind thickness to redate moraines in Mount Cook National Park, New Zealand. *Arctic and alpine research* 16, 225–232.
- Goodman, A.Y., Rodbell, D.T., Seltzer, G.O. and Mark, B.G., 2001. Subdivision of glacial deposits in southeastern Peru based on pedogenic development and radiometric ages. *Quaternary Research* 56(1), 31-50.
- Gosse JC & Phillips F (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20:1475-1560.
- Green, A., Craig, M., 1985. Analysis of aircraft spectrometer data with logarithmic residuals (No. N86 11636). NASA.

- Haas JN, Richoz I, Tinner W, Wick L. (1998) Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. *The holocene* 8:301-309
- Harden, J.W., 1982. A quantitative index of soil development from field descriptions: Examples from a chronosequence in central California. *Geoderma* 28, 1–28.
- Holzhauser H., Magny MJ, Zumbühl HJ (2005) Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15:789–801. doi:10.1191/0959683605hl853ra
- Hormes A, Müller BU, Schlüchter C (2001) The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. *The Holocene* 11:255-265.
- Höskuldsson A (2001) Variable and Subset Selection in PLS Regression. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems* 55 no.1: 23–38. [https://doi.org/10.1016/S0169-7439\(00\)00113-1](https://doi.org/10.1016/S0169-7439(00)00113-1).
- Mehmood T, Liland KH, Snipen L, Sæbø S (2012) A review of variable selection methods in partial least squares regression. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems* 118: 62-69. <https://doi.org/10.1016/j.chemolab.2012.07.010>.
- Ivy-Ochs, S., 1996. The dating of rock surfaces using in situ produced  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$  and  $^{36}\text{Cl}$ , with examples from Antarctica and the Swiss Alps. PhD Thesis, ETH Zürich, 196 p.
- Ivy-Ochs S, Kerschner H, Maisch M, Christl M, Kubik PW, Schlüchter C (2009) Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews* 28: 2137-2149.
- Ivy-Ochs S, Martin S, Campedel P, Hippe K, Alifimov V, Vockenhuber C, Andreotti E, Carugati G, Pasqual D, Rigo M, Vigano A (2017) Geomorphology and age of the Marocche di Dro rock avalanches (Trentino, Italy). *Quaternary Science Reviews* 169:188-205.
- Joerin UE, Nicolussi K, Fischer A, Stocker TF, Schlüchter C (2008) Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierwa Glacier, Eastern Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews* 27:337–350. doi:10.1016/j.quascirev.2007.10.016
- Kelly MA, Ivy-Ochs S, Kubik PW, von Blanckenburg F, Schlüchter C (2006) Chronology of deglaciation based on  $^{10}\text{Be}$  dates of glacial erosional features in the Grimsel Pass region. *Central Swiss Alps. Boreas* 35:634-643.
- Kobashi T, Goto-Azuma K, Box JE, Gao CC, Nakaegawa T (2013) Causes of Greenland temperature variability over the past 4000 yr: implications for northern hemispheric temperature changes. *Climate of the Past* 9: 2299–2317. doi:10.5194/cp-9-2299-2013
- Kohl, C.P., Nishiizumi, K., 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(9), 3583-3587.
- Korschinek G, Bergmaier A, Faestermann T, Gerstmann UC, Remmert A (2010). A new value for the half-life of  $^{10}\text{Be}$  by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interaction with Materials and Atoms* 268: 187-191.
- Krautblatter M, Funk D, Günzel FK (2013). Why permafrost rocks become unstable: a rock–ice–mechanical model in time and space. *Earth Surface Processes and Landforms* 38: 876-887.
- Kruse et al, 1985

- Kubik, P.W., Christl, M., 2010.  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  measurements at the Zurich 6 MV Tandem AMS facility. *Nuclear Instruments and Methods B* 268, 880-883.
- Le Roux O, Schwartz S, Gamond JF, Jongmans D, Bourles D, Braucher R, Mahaney W, Carcaillet J, Leanni L, (2009). CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Science Letters* 280:236-245. doi:10.1016/j.epsl.2009.01.034
- Le Roy M, Nicolussi K, Deline P, Astrade L, Edouard JL, Miramont C, Arnaud F (2015). Calendar-dated glacier variations in the western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif. *Quaternary Science Reviews* 108, 1–22. doi:10.1016/j.quascirev.2014.10.033
- Magnin, F., Brenning, A., Bodin, X., Deline, P., Ravel, L., 2015. Modélisation statistique de la distribution du permafrost de paroi : application au massif du Mont Blanc. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 21:145–162. doi: 10.4000/geomorphologie.10965
- Marrero, S.M., Phillips, F.M., Borchers, B., Lifton, N., Aumer, R., Balco, G., 2016. Cosmogenic nuclide systematics and the CRONUScal program. *Quaternary Geochronology* 31, 160–187.
- Marro, C., 1988. Organisation géochimique et intrusion du granite du Mont-Blanc et de deux leucogranites. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 68, 521–529.
- Masarik J, Frank M, Schäfer JM, Wieler R (2001) Correction of in situ cosmogenic nuclide production rates for geomagnetic field intensity variations during the past 800,000 years. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65: 2995-3003.
- Matsuo, S., Sawa, K., 1972. The identification of weathering patterns and their representation methods based on observations of broken surface on decomposed granites. *Soils and Foundations* 12, 105-112.
- Mayewski PA, Rohling EE, Curt Stager J, Karlén W, Maasch KA, Meeker LD, Meyerson EA, Gasse F, van Krevelend S, Holmgren K, Lee-Thorp J, Rosqvist G, Rack F, Staubwasser M, Schneider RR, Steig EJ (2004). Holocene Climate Variability. *Quaternary Research* 62:243-255. doi:10.1016/j.yqres.2004.07.001
- Mehmood T, Liland KH, Snipen L, Sæbø S (2012) A review of variable selection methods in partial least squares regression. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems* 118: 62-69. <https://doi.org/10.1016/j.chemolab.2012.07.010>.
- Merchel, S., Herpers, U., 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of longlived radionuclides via Accelerator Mass Spectrometry. *Radiochimica Acta* 84, 215–219
- Motohka, T., Nasahara, K.N., Oguma, H., Tsuchida, S., 2010. Applicability of Green-Red Vegetation Index for Remote Sensing of Vegetation Phenology. *Remote Sensing* 2, 2369–2387. <https://doi.org/10.3390/rs2102369>
- Murton JB, Peterson R, Ozouf JC (2006) Bedrock fracture by ice segregation in cold regions. *Science* 314: 1127-1129.
- McCull ST (2012) Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology* 153-154:1–16.
- Nagano, T., Nakashima, S., 1989. Study of colors and degrees of weathering of granitic rocks by visible diffuse reflectance spectroscopy. *Geochemical journal* 23, 75–83.
- Nakashima, S. and Nagano, T., 1989. Long-term reaction path modeling of radionuclide fixation in geosphere by spectroscopic methods. *Procedure 1989 Joint waste management conference Vol. 2*, 341-346.

- NGRIP members (2004) High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431: 147-151.
- Nishiizumi K, Imamura M, Caffee MW, Southon JR, Finkel RC, McAninch J (2007) Absolute calibration of  $^{10}\text{Be}$  AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 258:403-413. doi:10.1016/j.nimb.2007.01.297
- Ohno. Y., 2000. CIE fundamentals for color measurements, in: *Digital Printing Technologies, IS&T's NIP16 International Conference*. Presented at the International Conference on Digital Printing Technologies, Vancouver.
- Paterson WSB (1994) *The Physics of Glaciers*. 3rd edition, Elsevier Science, Tarrytown, N.Y. 480p.
- Pigati JS, Lifton NA (2004) Geomagnetic effects on time-integrated cosmogenic nuclide production with emphasis on in situ  $^{14}\text{C}$  and  $^{10}\text{Be}$ . *Earth and Planetary Science Letters* 226:193-205. doi:10.1016/j.epsl.2004.07.031
- Ravel, L., Deline, P., 2008. La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc) : évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du Petit Age Glaciaire. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 4, 261–272.
- Ravel, L., Deline, P., 2010. Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: the North side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the Little Ice Age. *The Holocene* 21, 357–365.
- Ravel, L., Deline, P., 2013. A network of observers in the Mont Blanc massif to study rockfalls in high alpine rockwalls. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 36, 151-158. doi 10.4461/GFDQ.2013.36.12
- Ravel, L., Allignol, F., Deline, P., Ravello, M., 2010a. Rock falls in the Mont Blanc massif in 2007 and 2008. *Landslides* 7, 493. DOI: 10.1007/s10346-010-0206-z.
- Ravel L, Deline P, Jaillet S (2010b) Quantification des éboulements / écroulements dans les parois de la haute montagne alpine: quatre années de laserscanning terrestre dans le massif du Mont-Blanc. *Revue française de Photogrammétrie et Télédétection* 192:58-65.
- Ravel L, Deline P, Lambiel C, Vincent C (2013) Instability of a highly vulnerable high alpine rock ridge: the lower Arête des Cosmiques (Mont Blanc massif, France). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 95(1):51-66.
- Ravel L, Magnin F, Deline P (2017) Impacts of the 2003 and 2015 summer heat waves on permafrost-affected rockwalls in the Mont Blanc massif. *Science of the Total Environment*.
- Robertson A.R., 1977. The CIE 1976 color-difference formulae. *Color Research & Application* 2, 7-11.
- Rossi, M., 2005. Déformation, transferts de matière et de fluide dans la croûte continentale : application aux massifs cristallins externes des Alpes. PhD Thesis, Université Joseph Fourier, 376 p.
- Roujean, J.L., Leroy, M., Deschamps, P.Y., 1992. A bidirectional reflectance model of the Earth's surface for the correction of remote sensing data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 97 (D18), 20455-20468.
- Saito, T., Abe, M., Kunori, S., 1971. Study on weathering of granitic rocks (II). *Butsuri-Tanko* 24, No. 5, 10-15.
- Sgavetti, M., Pompilio, L., Meli, S., 2006. Reflectance spectroscopy (0.3–2.5  $\mu\text{m}$ ) at various scales for bulk-rock identification. *Geosphere* 2 (3), 142-160.

- Shields, J.A., Paul, E.A., St. Arnaud, R.J. and Head, W.K., 1968. Spectrophotometry measurement of soil color and its relationship to moisture and organic matter. *Canadian Journal of Soil Science*, 48(3), 271-280.
- Smith, G., Milton, E., 1999. The use of the empirical line method to calibrate remotely sensed data to reflectance, *International Journal of Remote Sensing* 20 (13), 2653-2662. DOI: 10.1080/014311699211994
- Soldati M, Corsini A, Pasuto A (2004) Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena* 55: 141-161.
- Stone J. (2000) Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105:23753-23759.
- Torrent, J., Schwertmann, U., Fechter, H., Alferez, F., 1984. Quantitative relationship between soil colour and hematite content. *Soil Sciences* 136, 354-358.
- Tucker, C., 1978. Red and Photographic Infrared linear combinations for monitoring vegetation (Technical Memorandum 79620). NASA.
- Verhoeven, G., 2008. Imaging the invisible using modified digital still cameras for straightforward and low-cost archaeological near-infrared photography. *Journal of Archaeological Science* 35, 3087-3100.
- Vescovo, L., Wohlfahrt, G., Balzarolo, M., Pilloni, S., Sottocornola, M., Rodeghiero, M., Gianelle, D. (2012). New spectral vegetation indices based on the near-infrared shoulder wavelengths for remote detection of grassland phytomass. *International Journal of Remote Sensing* 33, 2178–2195. <https://doi.org/10.1080/01431161.2011.607195>
- Von Raumer, J.F., 1999. Les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges, un aperçu géologique. *Le Règne Minéral H.S.5*. pp. 13–17.
- Walker MJC, Berkelhammer M, Björck S, Cwynar LC, Fisher DA, Long AJ, Lowe JJ, Newnham RM, Rasmussen SO, Weiss H (2012) Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science* 27:649-659. doi:10.1002/jqs.2565
- Wegmann M, Gudmundsson GH, Haeberli W (1998) Permafrost changes in rock walls and the retreat of alpine glaciers: a thermal modelling approach. *Permafrost and Periglacial Processes* 9:23–33.
- Wirsig C, Zasadni J, Christl M, Akçar N, Ivy-Ochs S (2016) Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps. *Quaternary Science Reviews* 143:37-50.
- Wold, S., Ruhe, A., Wold, H., Dunn, III, W.J., 1984. The Collinearity Problem in Linear Regression. The Partial Least Squares (PLS) Approach to Generalized Inverses. *SIAM J. Sci. Stat. Comput.* 5, 735–743. <https://doi.org/10.1137/0905052>
- Zerathe S, Lebourg T, Braucher R, Bourlès D (2014) Mid-Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by <sup>36</sup>Cl dating. Insight on an Alpine-scale landslide activity. *Quaternary Science Reviews* 90:106-127. doi:10.1016/j.quascirev.2014.02.015

### Conclusion de la partie 3.

Les trois campagnes de datation ont permis de prélever un total de 80 échantillons de granite du Mont Blanc. 55 échantillons ont pu être utilisés avec succès pour explorer la relation couleur-âge, en croisant leurs données colorimétriques, obtenues par spectroscopie de réflectance, avec leur âge d'exposition, obtenu par datation cosmogénique.

La corrélation des spectres de réflectance normalisés avec les âges correspondants s'est avérée insuffisamment robuste malgré le nombre élevé d'échantillons. D'autres méthodes de représentation de la couleur du granite (coordonnées x,y CIE 1931 de la surface des échantillons ; coordonnées x,y CIE 1931 de 10 feldspaths présents dans la surface de chaque échantillon) ont été mises en oeuvre. Le croisement des coordonnées x,y obtenues avec les âges correspondants n'a pas donné non plus de résultats satisfaisants.

L'étude de l'évolution des valeurs de plusieurs longueurs d'onde des spectres de réflectance du granite a permis de distinguer des longueurs d'onde selon leur stabilité dans le temps. Le degré d'altération du granite du Mont Blanc peut être caractérisé par la combinaison des valeurs de réflectance de la longueur d'onde la plus stable, 770 nm (correspondant à la couleur Infrarouge proche), et la longueur d'onde la plus changeante, 530 nm (correspondant à la couleur verte). Cette combinaison, inspirée de l'indice de végétation GRVI (*Green Red vegetation Index*) qui quantifie le stade saisonnier de la végétation, produit l'indice GRIGRI (*GReen Infrared GRanite Index*). Le coefficient de corrélation  $R^2$  entre la valeur GRIGRI et l'âge d'exposition des échantillons est de 0,82.

Une deuxième méthode de datation de la couleur du granite a été développée avec la coordonnée  $a^*$ , qui représente l'axe vert-rouge de l'espace colorimétrique  $L^*a^*b^*$  CIE 1976. Le coefficient de corrélation  $R$  entre la valeur  $a^*$  et l'âge d'exposition des échantillons est de 0,843. La représentation des coordonnées  $a^*$  et  $b^*$  d'un échantillon sur un graphique renseigne sur le stade de développement des deux oxydes de fer (goethite et hématite) qui interviennent dans l'altération de la surface de granite ; c'est donc une bonne méthode pour déterminer le degré d'altération d'un granite.

Du fait de son coefficient de corrélation plus élevé, la méthode GRIGRI a été utilisée pour estimer l'âge d'exposition de 9 échantillons, non obtenu ou considéré comme aberrant.



## **CONCLUSION**



## Conclusion générale et futurs développements

Cette thèse avait quatre objectifs principaux :

- (i) dater un grand nombre de surfaces dans les parois granitiques du bassin du Géant, afin d'obtenir une large base de données pour reconstituer la fréquence des écroulements holocènes, tardiglaciaires et glaciaires, et identifier les périodes d'activité gravitaire plus intense ;
- (ii) corrélérer les âges obtenus aux périodes climatiques holocènes pour vérifier l'hypothèse d'écroulements favorisés par les périodes chaudes ;
- (iii) calculer le volume de certains écroulements par la reconstruction 3D de leur paléo-forme par photogrammétrie ;
- (iv) étudier les variations de couleur du granite et la formation de la patine et de la couche d'altération présentes à sa surface pour établir une relation couleur-âge d'exposition du granite qui permette de dater les surfaces à partir de leur couleur.

### Avancées scientifiques et méthodologiques

Le travail pendant cette thèse a permis d'améliorer des techniques et de développer de nouvelles méthodes pour traiter sa problématique.

La datation cosmogénique est couramment utilisée pour obtenir l'âge d'exposition des surfaces rocheuses. Le  $^{10}\text{Be}$  est le nucléide le plus utilisé et le mieux maîtrisé pour des surfaces granitiques ; les techniques nécessaires à sa purification et ses limites d'application sont bien connues et ne présentent guère de contraintes. Le prélèvement d'échantillons se fait généralement sur des sites d'accès facile (p. ex. moraines). Les campagnes d'échantillonnage réalisées dans le cadre de cette thèse ont en revanche nécessité la mise en place d'un protocole beaucoup plus contraint que celui d'un échantillonnage classique : approche du site d'échantillonnage par téléphérique ou hélicoptère, progression sur corde en parois subverticales avec le matériel de sécurité adéquat (cordes, ancrages, etc.) et les outils d'échantillonnage nécessaires (disqueuse, marteau et burin). Ces conditions en paroi entraînent une limitation quant à l'accès à certains points d'échantillonnage du fait de l'impossibilité, une fois établi le système de cordes, de se déplacer "horizontalement" sur la paroi – les seuls déplacements possibles étant verticaux.

La technique de reconstitution 3D d'une surface (p. ex., vallée, glacier) peut être réalisée par acquisition LiDAR ou photogrammétrique, terrestre ou aérienne. Lorsque l'objet à modéliser est une paroi subverticale, l'acquisition terrestre est impérative car le capteur dans un aéronef est généralement placé en position orthogonale à la surface terrestre. La seule technique envisageable pour obtenir un modèle 3D des parois en évitant la lourdeur d'une acquisition LiDAR est la photogrammétrie terrestre. L'obtention d'un modèle précis nécessite un bon géoréférencement, mais les techniques classiques utilisés en photogrammétrie (p.ex., géoréférencement de cibles situées dans l'objet ou géoréférencement à distance avec une station totale) ne sont pas adaptées au type d'objet à modéliser – des parois subverticales d'accès difficile, entourées de glaciers. Une technique spécifique à partir du géoréférencement de l'appareil à photo a été développée pour obtenir des modèles 3D des parois suffisamment précis et permettant des campagnes photogrammétriques rapides et légères, donc dans de meilleures conditions de sécurité : la prise de 175 photographies, nombre maximal nécessaire à la construction d'un des modèles 3D, a ainsi pu être réalisée en moins de trois heures par une cordée seulement équipée d'un appareil à photo et d'un dGPS.

La caractérisation de la couleur des parois de granite par spectroscopie de réflectance avait été réalisée à la suite des deux campagnes d'échantillonnage antérieures à la réalisation de cette thèse. L'établissement d'une relation couleur-âge du granite pour obtenir une méthode de datation des parois à partir de la couleur a fait l'objet de plusieurs approches (avec spectres de réflectance ; avec spectres normalisés ; avec coordonnées x,y), sans donner de résultats satisfaisants. Une nouvelle méthode de caractérisation du degré d'altération d'une surface granitique – et donc de son âge d'exposition – basée sur ses données spectrales a été développée à partir de l'étude de plusieurs des longueurs d'onde qui composent le spectre visible. L'indice de coloration du granite GRIGRI qui a été obtenu a permis de proposer une estimation de l'âge d'échantillons non datés.

Une seconde méthode de datation à partir de la couleur a été développée avec les coordonnées colorimétriques  $L^*a^*b^*$  CIE 1976, traitées de façon indépendante. Elle considère la formation de la goethite et de l'hématite qui se forment dans la patine et la couche d'altération à la surface du granite

par transformation du fer natif – deux oxydes de fer responsables de la coloration jaune puis orange de la surface du granite.

### Principaux résultats

Un total de 62 surfaces de parois a pu être daté avec succès, fournissant 54 âges holocènes et 8 âges tardiglaciaires voire glaciaires. La plupart des âges holocènes forme des clusters de forte activité gravitaire. Trois d'entre eux ont pu être corrélés à des périodes climatiques chaudes, deux autres l'étant possiblement.

La corrélation de ces clusters d'écroulements dans le bassin du Géant avec les périodes holocènes marquées par des mouvements de versant actifs dans les Alpes s'avère médiocre. En effet, certaines périodes d'activité gravitaire dans le massif du Mont Blanc (p. ex., période de 5-4.4 ka) ne coïncident que partiellement avec des périodes de glissements de terrain alpins (5-3 ka). Cette absence de corrélation s'explique par des conditions environnementales, des processus et des facteurs déclenchants très différents : la compréhension des phénomènes gravitaires en haute montagne glaciaire nécessite des études spécifiques.

La technique de reconstitution 3D de la paléo-forme des parois par photogrammétrie a permis de calculer le volume des écroulements dont la niche d'arrachement présente une forme évidente. 15 des 16 écroulements dont le volume a été calculé ont un âge < 1.1 ka, ce qui illustre la difficulté de reconstituer le volume des écroulements les plus anciens. En effet, chaque écroulement peut éroder voire faire disparaître les niches des écroulements antérieurs. Pour les surfaces les plus anciennes, le calcul du volume des écroulements passe donc par des approches statistiques, en prenant compte de facteurs tels que le taux de retrait des parois, la fréquence moyenne entre deux écroulements, le volume total annuel des écroulements du massif, etc... Mais ce type de calcul s'applique à l'échelle d'un massif, non à celle d'une paroi.

L'étude statistique de la structure géologique des parois du bassin du Géant à partir des modèles 3D, combinée aux données structurales obtenus par l'inspection d'images satellite, a permis d'estimer le volume moyen des blocs qui composent ces parois.

L'indice GRIGRI dérivé de la spectroscopie de réflectance a permis de quantifier le degré d'altération du granite dépendant de son âge d'exposition, avec un coefficient de corrélation entre valeurs GRIGRI et âges d'exposition des échantillons de 0,861 – un coefficient considéré comme satisfaisant au vu de la gamme d'âges très large (de  $0.12 \pm 0.03$  ka à  $100.49 \pm 8.50$  ka). La méthode GRIGRI a permis de proposer un âge pour neuf échantillons qui n'avaient pu être datés par la méthode cosmogénique.

### Futurs développements.

La méthode GRIGRI est pertinente pour dater des surfaces granitiques du bassin du Géant. Des développements restent nécessaires pour vérifier la gamme d'âges pour lequel l'indice fonctionne mieux – ou pas. La vitesse de coloration ne semble pas constante entre les premières centaines d'années qui suivent un écroulement et les milliers d'années suivantes. Le groupe d'échantillons dont on dispose devrait permettre d'explorer le degré de fiabilité de la méthode de datation pour plusieurs 'ordres de grandeur' d'âge, en établissant par exemple plusieurs périodes d'âges (p.ex., 0.3-0.8 ka ; 0.8-5 ka ; 5-100 ka) par le choix de longueurs d'onde et le développement d'équations spécifiques pour chaque période, quantifiant aussi les incertitudes.

La caractérisation de la couleur du granite a été réalisée en laboratoire avec un spectromètre placé dans de conditions (température, humidité, etc...) contrôlées. La datation à l'échelle du bassin nécessitera la mise en place d'un protocole pour obtenir les données spectrales des surfaces sans échantillonner en parois, avec l'utilisation d'un spectroscope calibré en contexte de lumière naturelle et qui relève les données à distance. La réalisation d'une telle campagne de spectroscopie permettrait de couvrir tous les parois du bassin ; il en résulterait une base de données très complète qui pourrait mieux documenter l'occurrence d'écroulements pour certaines périodes (p. ex., l'Optimum de l'Âge de Bronze).

La transformation des données spectrales ou colorimétriques en coordonnées photographiques RGB permettrait, en réalisant l'opération en sens inverse, d'obtenir les données nécessaires pour le calcul d'âge à partir d'une photographie. Mais cette transformation s'avère très difficile voire impossible, car le système de représentation colorimétrique est basé sur des critères physiques quand celui de coordonnées RGB l'est sur la perception des couleurs par l'oeil humain. La transformation de données colorimétriques en coordonnées RGB impliquant une réduction de variables très importante, la

transformation inverse ne peut être que partielle puisqu'une grande partie de l'information nécessaire a été ignorée lors de l'obtention des photographies.

Enfin, l'étude de la structure géologique des parois à partir de l'analyse semi-automatisée des modèles 3D s'est avérée efficace. Cette analyse a des applications pour les sites peu accessibles (p.ex., dans les parois du bassin du Géant), aux conditions climatiques sévères (p.ex., dans des massifs situés en Antarctique ou en l'Himalaya), voire sur d'autres planètes du Système solaire. Le traitement des données des modèles 3D a suscité l'intérêt de collègues géologues structuraux. Une campagne de terrain sur une paroi 'vierge' permettant de comparer les données de sa structure géologique issues de mesures classiques et de l'analyse semi-automatisée de son modèle 3D pourrait donner lieu à la publication d'un article qui expose la méthodologie, ses résultats, ses applications et ses limites.



# Bibliographie

## A

Agisoft (2017). PhotoScan Professional Edition. Agisoft. Logiciel disponible sur [www.agisoft.com](http://www.agisoft.com).

Allen SK, Gruber S, Owens IF (2009). Exploring steep bedrock permafrost and its relationship with recent slope failures in the Southern Alps of New Zealand. *Permafrost and Periglacial Processes* 20, 345–356. <https://doi.org/10.1002/ppp.658>

Arnold M, Merchel S, Bourlès DL, Braucher R, Benedetti L, Finkel RC, Aumaître G, Gott dang A, Klein M (2010). The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, 1954–1959. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2010.02.107>

Aulinas M, Garcia-Valles M, Fernandez-Turiel JL, Gimeno D, Saavedra J, Gisbert G (2015). Insights into the formation of rock varnish in prevailing dusty regions: Rock varnish in dusty environments. *Earth Surface Processes and Landforms* 40, 447–458. <https://doi.org/10.1002/esp.3644>

## B

Baggio P (1958). Il Granito del Monte Bianco e le sue Mineralizzazioni Uranifere, vol. 1, pp. 1–130, Studi e ricerche della divisione geomineraria. CNRN, Roma.

Baggio P, Mezzacasa G (1971). Carta geologica della zona tra la Brenva e T<sup>re</sup> Jetoula (Massiccio del Monte Bianco). S.T.E.M. *Mucchi*. Modena.

Balco G, Stone JO, Lifton NA, Dunai TJ (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from <sup>10</sup>Be and <sup>26</sup>Al measurements. *Quaternary geochronology* 3, 174–195.

Ballantyne CK (2008). After the Ice: Holocene Geomorphic Activity in the Scottish Highlands. *Scottish Geographical Journal* 124, 8–52. <https://doi.org/10.1080/14702540802300167>

Bellière J (1988). On the age of mylonites within the Mont Blanc massif. *Geodinamica acta* 2, 13–16.

Bertini G, Marcucci M, Nevini R, Passerini P, Sguazzoni G (1985). Patterns of faulting in the Mont Blanc granite. *Tectonophysics* 111(1-2), 65-106

Böhlert R, Gruber S, Egli M, Maisch M, Brandová D, Haeberli W, Ivy-Ochs S, Christl M, Kubik PW, Deline P (2008). Comparison of exposure ages and spectral properties of rock surfaces in steep, high alpine rock walls of Aiguille du Midi, France, in: Ninth International Conference on Permafrost. pp. 143–148. <https://doi.org/https://doi.org/10.5167/uzh-2822>

Bozonnet R (1981). Contribution à l'étude géomorphologique de la haute montagne tempérée : l'exemple du Massif du Mont-Blanc. Thèse de doctorat. Université Scientifique et Médicale de Grenoble. 140 p.

Bozonnet R (1994). Processus exceptionnels en haute montagne dans le massif du Mont-Blanc pendant l'été 1992. *Revue de Géographie Alpine* 82, 85–92.

Braucher R, Brown ET, Bourlès DL, Colin F (2003). In situ produced <sup>10</sup>Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* 211, 251–258

Brown ET, Edmond JM, Raisbeck GM, Yiou F, Kurz MD, Brook ED (1991). Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 2269–2283.

BCSF (2017). Sismicité Instrumentale de la France métropolitaine 1962-2016 format A4. Bureau Centrale Sismologique Français. Carte en ligne: [http://www.franceseisme.fr/images/Sismicite\\_France\\_metropolitaine\\_1962\\_2016\\_c\\_2017-12-11\\_SL.jpg](http://www.franceseisme.fr/images/Sismicite_France_metropolitaine_1962_2016_c_2017-12-11_SL.jpg). Consulté en Decembre 2018.

Büntgen U, Tegel W, Nicolussi K, McCormick M, Frank D, Trouet V, Kaplan JO, Herzig F, Heussner KU, Wanner H, Luterbacher J, Esper J (2011). 2500 Years of European Climate Variability and Human Susceptibility. *Science* 331, 578–582. <https://doi.org/10.1126/science.1197636>

Bussy F (1990). Pétrogenèse des enclaves microgrenues associés aux granitoïdes calco-alcalins: exemple des massifs varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie). Thèse de doctorat . Université de Lausanne. 309 p.

Bussy F, Von Raumer J (1994). U-Pb dating of Paleozoic events in the Mont-Blanc crystalline massif, Western Alps. Presented at the Schweiz. Mineral. Petrogr. mitt. D5. *High precision geochronology and metamorphic processes*, 382-383, p. 1.

## C

Campy M, Macaire JJ Grosbois C (2013). Altération supergène des roches, in: Géologie de la surface. pp. 121–171.

Cara M, Van der Woerd J, Alasset PJ, Benjumea J, Mériaux AS (2017). The 1905 Chamonix earthquakes: active tectonics in the Mont Blanc and Aiguilles Rouges massifs. *Swiss Journal of Geosciences* 110, 631–651. <https://doi.org/10.1007/s00015-017-0262-7>

Carcaillet J, Bourlès D, Thouveny N, Arnold M (2004). A high resolution authigenic  $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$  record of geomagnetic moment variations over the last 300 ka from sedimentary cores of the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters* 219, 397–412.

Coutterand S, Buoncristiani JF (2006). Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du Pléistocène récent de la région du Massif du Mont Blanc, France. *Quaternaire* 17/1, 35–43. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.633>

Cruden DM, Varnes DJ (1996). Landslide types and processes. In: Turner A.K., Shuster R.L. (Eds.). Landslides: investigation and mitigation. *Transportation Research Board, Special Report 247*, 36-75.

## D

Darnault R, Rolland Y, Braucher R, Bourlès D, Revel M, Sanchez G, Bouissou S (2012). Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers at the Alpine-scale: impact on mountain geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 31, 127-142

Davies MC, Hamza O, 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.

Deline P (2002). Etude géomorphologique des interactions écroulements rocheux/glaciers dans la haute montagne alpine (versant sud-est du massif du Mont Blanc). Thèse de doctorat de géographie, Université de Savoie, Chambéry. 365 p.

Deline P, Akçar N, Ivy-Ochs S, Kubik PW (2015). Repeated Holocene rock avalanches onto the Brenva Glacier, Mont Blanc massif, Italy: A chronology. *Quaternary Science Reviews* 126, 186–200. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.004>

Deline P, Böhlert R, Coviello V, Cremonese E, Gruber S, Krautblatter M, Jaillet S, Malet E, Morra di Cella U, Noetzi J, Pogliotti P, Rabatel A, Ravanel L, Sadier B, Verleysdonk S (2009). L'Aiguille du Midi (massif du Mont Blanc) : un site remarquable pour l'étude du permafrost des parois d'altitude. *Cahier de Géographie* 8, 135–146

Deline P, Kirkbride MP (2009). Rock avalanches on a glacier and morainic complex in Haut Val Ferret (Mont Blanc Massif, Italy). *Geomorphology* 103, 80–92. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.10.020>

Deline P, Gardent M, Magnin F, Ravanel L (2012). The morphodynamics of the Mont Blanc massif in a changing cryosphere: a comprehensive review. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 94, 265–283. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2012.00467.x>

Dewez TJ, Girardeau-Montaut D, Allanic C, Rohmer J (2016). FACETS: a CloudCompare plugin to extract geological planes from unstructured 3D point clouds. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences* 41.

Di Nicola L, Baroni C, Strasky S, Salvatore MC, Schlüchter C, Akçar N, Kubik PW, Wieler R (2012). Multiple cosmogenic nuclides document the stability of the East Antarctic Ice Sheet in northern Victoria Land since the Late Miocene (5-7 Ma). *Quaternary Science Review* 57, 85-94.

Dixon JC, Darmody RG, Schlyter P, Thorn CE (1995). Preliminary Investigation of Geochemical Process Responses to Potential Environmental Change in Kärkevagge, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 77:4: 259-267, DOI: 10.1080/04353676.1995.11880446

Dorn RI, Oberlander TM (1981). Rock varnish origin, characteristics, and usage. *Zeitschrift für Geomorphologie* 25(4), 420-436.

Dorn RI (1998). Rock coatings. *Developments in Earth Surface Processes* 6. Elsevier, Amsterdam.

Dorn RI (2007). Rock varnish. In: Nash JD, McLaren SJ (Eds.), *Geochemical Sediments & Landscape*. Blackwell Publishing, Oxford, UK, pp. 246–297.

Dueholm KS, Olsen T (1993). Reservoir analog studies using multimodel photogrammetry: a new tool for the petroleum industry. *AAPG Bulletin* 77(12), 2023-2031.

Dunai TJ (2010). *Cosmogenic nuclides principles, concepts and applications in the earth surface sciences*. Cambridge University Press, Cambridge; New York.

Dunne A, Elmore D, Muzikar P (1999). Scaling of cosmogenic nuclide production rates for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27, 3–11.

## E

ECOS (2009). Earthquake Catalog of Switzerland. Swiss Seismological Service. <http://hitseddb.ethz.ch:8080/ecos09/index.html>. Consulté en Decembre 2018.

Egels Y (2011). La photogrammétrie, principes généraux et terminologie. Dans *Images et modèles 3D en milieux naturels*, Collection EDYTEM 12, 41-50

Elias M, Chartier C, Prévot G, Garay H, Vignaud C (2006). The colour of ochres explained by their composition. *Materials Science and Engineering: B* 127, 70–80.  
<https://doi.org/10.1016/j.mseb.2005.09.061>

Eppes MC, Magi B, Hallet B, Delmelle E, Mackenzie-Helnwein P, Warren K, Swami S (2016). Deciphering the role of solar-induced thermal stresses in rock weathering. *The Geological Society of America Bulletin* 128, 1315–1338.

Elvidge CD, Iverson RM (1983). Regeneration of desert pavement and varnish. In: Webb, R.H., Wilshire, H.G. (Eds.), *Environmental Effects of Off-road Vehicles*. Springer Verlag, New York, pp. 225–243.

## F

Fäh D, Moore Jr, Burjanek J, Iosifescu I, Dalguer L, Dupray F, C. Michel, Woessner J, Villiger A, Laue J, Marschall I, Gischig V, Loew S, Marin A, Gassner G, Alvarez S, Balderer W, Kästli P, Giardini D, Iosifescu C, Hurni L, Lestuzzi P, Karbassi A, Baumann C, Geiger A, Ferrari A, Laloui L, Clinton J, Deichmann N (2012). Coupled Seismogenic Geohazards In Alpine Regions. *Bolletino Di Geofisica Teoretica e Applicata* 53, 485–508.

Fogwill CJ, Bentley MJ, Sugden DE, Kerr AR, Kubik PW (2004). Cosmogenic nuclides  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  imply limited Antarctic Ice Sheet thickening and low erosion in the Shackleton Range for >1 m.y. *Geology* 32, 265-268.

Froude M (2016). Landslides in Chile 4: The Punta Cola rock avalanche in Aysén Fjord. The Landslide blog, entrée du 27 Janvier 2016. Consultée le 18 Juin 2018.  
<https://blogs.agu.org/landslideblog/2016/01/27/punta-cola-rock-avalanche/>

## G

Galibert G (1965). La haute montagne alpine. Thèse doctorale. Université de Toulouse. 405 p.

Gallach X, Ravanel L, Egli M, Brandova D, Schaepman M, Christl M, Gruber S, Deline P, Carcaillet J, Pallandre F (2018). Timing of rockfalls in the Mont Blanc massif (Western Alps): evidence from surface exposure dating with cosmogenic  $^{10}\text{Be}$ . *Landslides* 15, 1991-2000.  
<https://doi.org/10.1007/s10346-018-0999-8>

Gallach X, Carcaillet J, Ravanel L, Deline P, Ogier C, Rossi M, Malet E, García-Sellés D (soumis). Lateglacial and Holocene rockfall frequency in high-elevated rock walls of the Mont Blanc massif (Western Alps). *Earth Surface Processes and Landforms*.

Gallach X, Perrette Y, Lafon D, Chalmin E, Deline P, Ravanel L, Carcaillet J (en préparation). A new method of dating the surface exposure age of the Mont Blanc granite by means of reflectance spectroscopy. *Quaternary geochronology*.

Girardeau-Montaut D (2015). Cloudcompare [v2. 6.2], 3D point cloud and mesh processing free software. EDF Research and Development, Telecom ParisTech. Available: <http://cloudcompare.org/>, Tech. Rep.

Gordon SJ, Dorn RI (2005). In situ weathering rind érosion. *Geomorphology* 67, 97–113.  
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.06.011>

Goosse H, Arzel O, Luterbacher J, Mann ME, Renssen H, Riedwyl N, Timmermann A, Xoplaki E, Wanner H (2006). The origin of the European“ Medieval Warm Period. ” *Climate of the Past* 2, 99–113.

Gosse JC, Phillips F (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475–1560.

Green A, Craig M (1985). Analysis of aircraft spectrometer data with logarithmic residuals (No. N86 11636). NASA.

Gruber S (2005). Mountain permafrost: transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing. Thèse doctorale, Université de Zürich. 121 p.

## H

Haas JN, Richoz I, Tinner W, Wick L (1998). Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. *The holocene* 8, 301–309

Harp EL, Jibson RW (2002). Anomalous concentrations of seismically triggered rock falls in Pacoima Canyon: Are they caused by highly susceptible slopes or local amplification of seismic shaking? *Bulletin of the Seismological Society of America* 92, 3180–3189.

Heidbreder E, Pinkau K, Reppin C, Schönfelder V (1971). Measurement of the Distribution in Energy and Angle of High-Energy Neutrons in the Lower Atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 76, 2905-2916.

Heisinger B, Lal D, Jull AJT, Kubik P, Ivy-Ochs S, Knie K, Nolte E (2002). Production of selected cosmogenic radionuclides by muons; 2. Capture of negative muons. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 357–369

Hidy AJ, Gosse JC, Pederson JL, Mattern JP, Finkel RC (2010). A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: an exemple from Lees Ferry, Arizona. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11, doi:10.1029/2010GC003084.

Highland L (2004). Landslide types and processes, in: USGS Fact Sheet. USGS, p. 4.

Huggel C, Salzmann N, Allen S, Caplan-Auerbach J, Fischer L, Haeberli W, Larsen C, Schneider D, Wessels R (2010). Recent and future warm extreme events and high-mountain slope stability. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 368, 2435–2459. <https://doi.org/10.1098/rsta.2010.0078>

## I

Ishimaru S, Yoshikawa K (1995). Weathering processes of granite-porphry in the Thiel Mountains, inland Antarctica. Scientific Results from the Antarctic Walk Research Expedition 1991–1993.

Ivy-Ochs S, Kerschner H, Maisch M, Christl M, Kubik PW, Schlüchter C (2009). Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews* 28: 2137–2149.

Ivy-Ochs S, Martin S, Campedel P, Hippe K, Alfimov V, Vockenhuber C, Andreotti E, Carugati G, Pasqual D, Rigo M, Vigano A (2017). Geomorphology and age of the Marocche di Dro rock avalanches (Trentino, Italy). *Quaternary Science Reviews* 169:188-205.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.014>

## J

James MR, Robson S (2014). Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, 1413–1420.  
<https://doi.org/10.1002/esp.3609>

Joerin UE, Nicolussi K, Fischer A, Stocker TF, Schlüchter C (2008). Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierwa Glacier, Eastern Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews* 27, 337–350. doi:10.1016/j.quascirev.2007.10.016

## K

Kanamaru T, Suganuma Y, Oiwane H, Miura H, Miura M, Okuno J, Hayakawa H (2018). The weathering of granitic rocks in a hyper-arid and hypothermal environment: A case study from the Sør-Rondane Mountains, East Antarctica. *Geomorphology* 317, 62–74.  
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.05.015>

Keefer DK (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin* 95, 406–421.

Kohl CP, Nishiizumi K (1992). Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 3583-3587.

Korschinek G, Bergmaier A, Faestermann T, Gerstmann UC, Knie K, Rugel G, Wallner A, Dillmann I, Dollinger G, Von Gostomski CL, Kossert K, Maiti M, Poutivtsev M, Remmert A (2010). A new value for the half-life of <sup>10</sup>Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, 187–191. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.020>

Kortüm G (2012). Reflectance spectroscopy: principles, methods, applications. Springer Science & Business Media. 366 p.

Krinsley D, Dorn RI, DiGregorio B (2009). Astrobiological implications of rock varnish in Tibet. *Astrobiology* 9(6), 551-562

## L

Lal D (1958). Investigations of Nuclear Interactions Produced by Cosmic Rays, Ph.D. Thesis, Tata Institute of Fundamental Research, Bombay, India.

Lal D (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424–439.

Lamp JL, Marchant DR, Mackay SL, Head JW (2017). Thermal stress weathering and the spalling of Antarctic rocks: Thermal Spalling of Antarctic Rocks. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 122, 3–24. <https://doi.org/10.1002/2016JF003992>

Laustela M, Egli M, Frauenfelder R, Kääb A, Maisch M, Haeberli W (2003). Weathering rind measurements and relative age dating of rockglacier surfaces in crystalline regions of the Eastern Swiss Alps. Presented at the Permafrost: proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, A.A. Balkema Publishers, Zurich.

Le Roy M (2012). Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales - Apports de la dendrochronologie et des datations par isotopes cosmogéniques produits in situ (Thèse doctorale). Université de Savoie. 363 p.

Lifton N, Sato T, Dunai TJ (2014). Scaling insitu cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. *Earth and Planetary Science Letters* 386, 149–160

Linzey DW (2008). A Natural History Guide to Great Smoky Mountains National Park. University of Tennessee Press. 292 p.

Luethi R, Gruber S, Ravanel L (2015). Modelling of transient thermal conditions in rockfall detachment areas: towards a better understanding of failure mechanisms in a changing permafrost environment. *Geografiska Annaler A* 97 (4), 753–767. <http://dx.doi.org/10.1111/geoa.12114>.

Luethi S, Haeberli W (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JF000547>

## M

Magnin F, Deline P, Ravanel L, Noetzli J, Pogliotti P (2015a). Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the Aiguille du Midi (Mont Blanc Massif, 3842 m a.s.l). *The Cryosphere* 9, 109–121. <https://doi.org/10.5194/tc-9-109-2015>

Magnin F, Brenning A, Bodin X, Deline P, Ravanel L (2015b). Modélisation statistique de la distribution du permafrost de paroi : application au massif du Mont Blanc. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 21, 145–162. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10965>

Magnin F, Josnin JY, Ravanel L, Pergaud J, Pohl B, Deline P (2017). Modelling rock wall permafrost degradation in the Mont Blanc massif from the LIA to the end of the 21st century. *The Cryosphere* 11, 1813–1834. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1813-2017>

Mann ME (2002). Little Ice Age. Encyclopedia of global environmental change. Volume 1, The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change: 504–509.

Marcott SA, Shakun JD, Clark PU, Mix AC (2013). A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science* 339, 1198–1201

Marrero S.M, Phillips FM, Borchers B, Lifton N, Aumer R, Balco G (2016). Cosmogenic nuclide systematics and the CRONUScalc program. *Quaternary Geochronology* 31, 160–187.

Marro C (1988). Organisation géochimique et intrusion du granite du Mont-Blanc et de deux leucogranites. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 68, 521–529.

Martin LCP, Blard PH, Balco G, Lavé J, Delunel R, Lifton N, Laurent V (2017). The CREp program and the ICE-D production rate calibration database: A fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages. *Quaternary Geochronology* 38, 25–49. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.11.006>

- Masarik J, Beer J (1999). Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the earth's atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 104, 12099–12111.
- Masarik J, Reedy RC (1995). Terrestrial cosmogenic-nuclide production systematics calculated from numerical simulations. *Earth and Planetary Science Letters* 136, 381–395.
- Matsuoka N, Hirakawa K, Watanabe T, Haeberli W, Keller F (1998). The role of diurnal, annual and millennial freeze-thaw cycles in controlling alpine slope instability, in: Seventh International Conference on Permafrost. Presented at the Seventh International Conference on Permafrost, Yellowknife (Canada).
- Matsuoka N, Sakai H (1999). Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology* 28, 309–328
- Matsuoka N, Thomachot CE, Oguchi CT, Hatta T, Abe M, Matsuzaki H (2006). Quaternary bedrock erosion and landscape evolution in the Sør Rondane Mountains, East Antarctica: Reevaluating rates and processes. *Geomorphology* 81, 408–420. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.05.005>
- McCalpin JP (1999). Criteria for determining the seismic significance of sackungen and other scarplike landforms in mountainous regions. *Techniques for Identifying Faults and Determining their Origins*. US Nuclear Regulatory Commission, Washington 2–55.
- McColl ST (2012). Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology* 153–154, 1–16 <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.015>
- Merchel S, Hergers U (1999). An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via Accelerator Mass Spectrometry. *Radiochimica Acta* 84, 215–219
- Mercier D, Cossart E, Decaulne A, Feuillet T, Jónsson HP, Emundsson Þ (2013). The Höfðahólar rock avalanche (sturzström): Chronological constraint of paraglacial landsliding on an Icelandic hillslope. *The Holocene* 23, 432–446.
- Millet P, Weiss P (2009). Propriétés physiques des matériaux dentaires. Support de Cours version pdf, Université Médicale Virtuelle Francophone. *Société Francophone de Biomatériaux Dentaires*. 22 p. En ligne: [http://campus.cerimes.fr/odontologie/enseignement/chap5/site/html/4\\_41\\_1.html](http://campus.cerimes.fr/odontologie/enseignement/chap5/site/html/4_41_1.html), consulté le 12 Juillet 2018.
- Motohka T, Nasahara KN, Oguma H, Tsuchida S (2010). Applicability of Green-Red Vegetation Index for Remote Sensing of Vegetation Phenology. *Remote Sensing* 2, 2369–2387. <https://doi.org/10.3390/rs2102369>

## N

- Nagano T, Nakashima S (1989). Study of colors and degrees of weathering of granitic rocks by visible diffuse reflectance spectroscopy. *Geochemical journal* 23, 75–83.
- NGRIP members (2004). High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151
- Nicolussi K, Kaufmann M, Patzelt G, Van der Plicht J, Thurner A (2005). Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Vegetation History and Archaeobotany* 14, 221–234. <https://doi.org/10.1007/s00334-005-0013-y>
- Nishiizumi K, Welten KC, Matsumura H, Caffee M, Ninomiya K, Omoto T, Nakagaki R, Shima T, Takahashi N, Sekimoto S, Yashima H, Shibata S, Bajo K, Nagao K, Kinoshita N, Imamura M, Sistonson

JM, Shinohara A (2009). Measurements of high-energy neutron cross sections for accurate cosmogenic nuclide production rates, *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 73, A945

## O

Ogier C (2016). Analyse et datation de cicatrices d'écroulements dans le massif du Mont-Blanc (TFM2). Université Joseph Fourier. 35 p.

Ohno Y (2000). CIE fundamentals for color measurements, in: Digital Printing Technologies, IS&T's NIP16 International Conference. Presented at the International Conference on Digital Printing Technologies, Vancouver.

Oppikofer T, Jaboyedoff M, Keusen HR (2008). Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nature Geoscience* 1, 531–535. <https://doi.org/10.1038/ngeo258>

## P

Paterson WSB (1994). The physics of glaciers, 3rd edn. Elsevier Science, Tarrytown 480 p.

Pearson RL, Miller LD (1972). Remote mapping of standing crop biomass for estimation of the productivity of the short-grass Prairie, Pawnee National Grasslands, Colorado. *Procedures of the 8th International Symposium on Remote Sensing of Environment*. ERIM, Ann Arbor., MI pp. 1357-1381

Pfeifer N (2007). Overview of TLS systems, overall processing and applications, theory and application of Laser Scanning. ISPRS summer school, Ljubljana, Slovenia.

Pigati JS, Lifton NA (2004). Geomagnetic effects on time-integrated cosmogenic nuclide production with emphasis on in situ <sup>14</sup>C and <sup>10</sup>Be. *Earth and Planetary Science Letters* 226, 193– 205

## R

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. *Geophysical Research Letters* 35. <https://doi.org/10.1029/2008GL033424>

Rasmussen SO, Vinther BM, Clausen HB, Andersen KK (2007). Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews* 26, 1907–1914. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.015>

Ravanel L (2010). Caractérisation, facteurs et dynamiques des écroulements rocheux dans les parois à permafrost du massif du Mont-Blanc. Thèse doctorale. Université de Savoie. 324 p.

Ravanel L, Allignol F, Deline P, Gruber S, Ravello M (2010). Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. *Landslides* 7, 493–501. <https://doi.org/10.1007/s10346-010-0206-z>

Ravanel L, Deline P (2008). La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc): évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du petit âge glaciaire. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 14, 261–272.

Ravanel L, Deline P (2010). Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: The north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the "Little Ice Age." *The Holocene* 21, 357–365. <https://doi.org/10.1177/0959683610374887>

- Ravanel L, Deline P (2013). A network of observers in the Mont Blanc massif to study rockfalls in alpine rockwalls. *Geografia fisica e dinamica quaternaria* 36, 151–158.
- Ravanel L, Deline P, Jaillet S (2010). Quantification des éboulements / écroulements dans les parois de la haute montagne alpine: quatre années de laserscanning terrestre dans le massif du Mont-Blanc. *Revue française de Photogrammétrie et Télédétection* 192, 58–65.
- Ravanel L, Deline P, Lambiel C, Vincent C (2013a). Instability of a high alpine rock ridge: the lower arête des Cosmiques, Mont Blanc massif, France. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 95, 51–66. <https://doi.org/10.1111/geoa.12000>
- Ravanel L, Brandová D, Deline P, Egli M, Gruber S, Kubik PW, Malet E (2013b). Rockfall dating ( $^{10}\text{Be}$  exposure age) in the permafrost-affected rockwalls of the Mont Blanc massif (European Alps). EGU General Assembly Conference 2013. Poster.
- Ravanel L, Magnin F, Deline P (2017). Impacts of the 2003 and 2015 summer heatwaves on permafrost-affected rock-walls in the Mont Blanc massif. *Science of The Total Environment* 609, 132-143. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.07.055>
- Roback K, Clark MK, West AJ, Zekkos D, Li G, Gallen SF, Chamlagain D, Godt JW (2018). The size, distribution, and mobility of landslides caused by the 2015 M w 7.8 Gorkha earthquake, Nepal. *Geomorphology* 301, 121–138. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.030>
- Robertson AR (1977). The CIE 1976 color-difference formulae. *Color Research & Application* 2, 7- 11.
- Rossi M (2005). Déformation, transferts de matière et de fluide dans la croûte continentale: application aux massifs cristallins externes des Alpes. Thèse doctorale. Université Joseph Fourier, Grenoble. 376 p.
- Rossi M, Roland Y (2014). Stable isotope and Ar/Ar evidence of prolonged multiscale fluid flow during exhumation of orogenic crust: Example from the Mont Blanc and Aar Massifs (NW Alps). *Tectonics* 33, 1681-1709.
- Rouse JW, Haas RH, Schell JA, Deering DW, Harlan JC (1974). Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation. *NASA/GSFC, Type III. Final Report*. Greenbelt, MD. 371 p.
- Royán MJ (2015). Caracterización y predicción de desprendimientos de rocas mediante LiDAR Terrestre= Rockfall characterization and prediction by means of Terrestrial LiDAR. Thèse doctorale. Universitat de Barcelona, Barcelona. 246 p.
- ## S
- Sanchez G, Rolland Y, Corsini M, Braucher R, Bourlès D, Arnold M, Aumaître G (2010). Relationships between tectonics, slope instability and climate change: Cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps. *Geomorphology* 117, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.10.019>
- Savage W, Varnes D (1987). Mechanics of gravitational spreading of steep-sided ridges (sackung). *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 35, 6.
- Schär C, Vidale PL, Lüthi D, Frei C, Häberli C, Liniger M, Appenzeller C (2004). The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature* 427, 332–336.
- Sepúlveda SA, Serey A, Lara M, Pavez A, Rebolledo S (2010). Landslides induced by the April 2007 Aysén Fjord earthquake, Chilean Patagonia. *Landslides* 7, 483–492. <https://doi.org/10.1007/s10346-010-0203-2>

SisFrance (2013). Séisme Chamoniard du 29 Avril 1905. Sismicité historique de la France. [www.sisfrance.net/documentsisfrance/Seisme%20Chamonix%201905.pdf](http://www.sisfrance.net/documentsisfrance/Seisme%20Chamonix%201905.pdf)

Soldati M, Corsini A, Pasuto A. 2004. Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena* 55: 141–161.

Stone J (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105, 23753–23759.

Suganuma Y, Miura H, Zondervan A, Okuno J (2014). East Antarctic deglaciation and the link to global cooling during the Quaternary: evidence from glacial geomorphology and <sup>10</sup>Be surface exposure dating of the Sør Rondane Mountains, Dronning Maud Land. *Quaternary Science Reviews* 97, 102–120. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.05.007>

## T

Technodigit (2017). 3DReshaper: the 3D scanner software. Hexagon. Logiciel disponible sur [www.3dreshaper.com](http://www.3dreshaper.com)

Tinner W, Ammann B, Germann P (1996). Treeline fluctuations recorded for 12,500 years by soil profiles, pollen, and plant macrofossils in the Central Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research* 28-2: 131–147.

Tucker C (1979). Red and Photographic Infrared linear combinations for monitoring vegetation (Technical Memorandum 79620). NASA.

## V

Varnes DJ (1978). Slope movement types and processes. In: Schuster R.L., Krizek R.J. (Eds.). Landslides: analysis and control, National Research Council, Washington, D.C. *Transportation Research Board, Special Report* 176, 11-33.

Vescovo L, Wohlfahrt G, Balzarolo M, Pilloni S, Sottocornola M, Rodeghiero M, Gianelle D (2012). New spectral vegetation indices based on the near-infrared shoulder wavelengths for remote detection of grassland phytomass. *International Journal of Remote Sensing* 33, 2178–2195. <https://doi.org/10.1080/01431161.2011.607195>

Von Raumer J, Bussy F (2004). Mont Blanc and Aiguilles Rouges. Geology of their polymetamorphic basement. Institut de Géologie et Paléontologie. Université de Lausanne.

Vosselman G, Maas HG (2010). Airborne and Terrestrial Laser Scanning. Whittles Publishing. 320 p.

## W

Walker MJC, Berkelhammer M, Björck S, Cwynar LC, Fisher DA, Long AJ, Lowe JJ, Newnham RM, Rasmussen SO, Weiss H (2012). Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science* 27, 649–659. doi:10.1002/jqs.2565

Wick L (1996). Spät-und Postglaziale Vegetationsgeschichte in den Südalpen zwischen Comersee und Splügenpass (Norditalien). PhD thesis, University of Bern.

## Z

Zerathe S, Lebourg T, Braucher R, Bourlès D (2014). Mid-Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by  $^{36}\text{Cl}$  dating. Insight on an Alpine-scale landslide activity. *Quaternary Science Reviews* 90, 106–127. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.02.015>

Zerboni A (2008). Holocene rock varnish on the Messak plateau (Lybian Sahara): Chronology of weathering processes. *Geomorphology* 102, 640–651.

Zoller H, Schindler C, Röthlisberger F (1966). Postglaziale gletscherstande und klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderheingebiet. Sonderabdruck aus Verhandl. *Naturf. Ges. Basel* 77: 97–164.

# Bibliographie personnelle

## Articles dans un journal scientifique.

**Gallach X**, Ravanel L, Egli M, Brandova D, Schaepman M, Christl M, Gruber S, Deline P, Carcaillet J, Pallandre F (2018). *Timing of rockfalls in the Mont Blanc massif (Western Alps): evidence from surface exposure dating with cosmogenic  $^{10}\text{Be}$* . *Landslides* 15, 1991-2000.  
<https://doi.org/10.1007/s10346-018-0999-8>

**Gallach X**, Carcaillet J, Ravanel L, Deline P, Ogier C, Rossi M, Malet E, García-Sellés D (soumis). *Lateglacial and Holocene rockfall frequency in high-elevated rock walls of the Mont Blanc massif (Western Alps)*. *Earth Surface Processes and Landforms*

**Gallach X**, Perrette Y, Lafon D, Chalmin E, Deline P, Ravanel L, Carcaillet J (en prep.). *Dating the surface of granite rock walls in the Mont Blanc granite by means of reflectance spectroscopy*. *Quaternary geochronology*.

## Articles dans un journal sans comité de lecture.

**Xavi Gallach**, Florence Magnin, Pierre-Allain Duvillard, Jacques Mourey, Johan Berthet. *Mont Blanc: Escola de doctors*. *Vèrtex*, revista de la Federació d'Entitats Excursionistes de Catalunya 278 (Maig-Juny 2018), 62-74

## Colloques internationaux.

### 2016

Ludovic Ravanel, David Amitrano, Philip Deline, **Xavi GALLACH**, Agnès Helmstetter, Fabien Hobléa, Gaëlle Le Roy, Estelle Ployon. *The small rock avalanche of January 9, 2016 from the calcareous NW pillar of the iconic Mont Granier (1933 m a.s.l., French Alps)*. Poster. EGU 2016. Vienne, Autriche. Avril 2016.

**Xavi Gallach**, Ludovic Ravanel, Christophe Ogier, Philip Deline, Julien Carcaillet. *Reconstruction of the rockfall/avalanche frequency in the Mont Blanc massif since the Last Glacial Maximum by means of TCND and reflectance spectroscopy*. Présentation orale. Third Nordic Workshop on cosmogenic nuclide techniques. Stockholm, Suède. Juin 2016.

**Xavi Gallach**, Christophe Ogier, Ludovic Ravanel, Philip Deline, Julien Carcaillet. *Reconstitution de la fréquence des écroulements rocheux post-LGM dans le massif du Mont-Blanc par datation cosmogénique et spectroscopie de réflectance*. Poster. Journée des Jeunes Géomorphologues. Chambéry, France. Juin 2016.

**Xavi Gallach**, Christophe Ogier, Ludovic Ravanel, Philip Deline, Julien Carcaillet. *Reconstitution de la fréquence des écroulements rocheux post-LGM dans le massif du Mont-Blanc par datation cosmogénique et spectroscopie de réflectance*. Poster. Journée de l'Association Française du Périglaciaire. Chambéry, France. Juillet 2016.

### 2017

**Xavi Gallach**, Christophe Ogier, Ludovic Ravanel, Philip Deline, Julien Carcaillet. *Reconstruction of the rockfall/avalanche frequency in the Mont Blanc massif since the Last Glacial Maximum. New results*

*using  $^{10}\text{Be}$  cosmogenic dating and reflectance spectroscopy*. Poster. EGU 2017. Vienne, Autriche. Avril 2017.

**Xavi Gallach**, Christophe Ogier, Philip Deline, Ludovic Ravel, Julien Carcaillet. *Reconstruction of the rock fall/avalanche frequency in the Mont Blanc massif since the Last Glacial Maximum. New results using  $^{10}\text{Be}$  cosmogenic dating and reflectance spectroscopy*. Présentation orale. Geochronology Summer School. Klosters Dorf, Suisse. Septembre 2017.

**Xavi Gallach**, Christophe Ogier, Philip Deline, Ludovic Ravel, Julien Carcaillet. *Reconstruction of the rock fall/avalanche frequency in the Mont Blanc massif since the Last Glacial Maximum. New results using  $^{10}\text{Be}$  cosmogenic dating and reflectance spectroscopy*. Présentation orale. High Altitudes meet High Latitudes. Crans Montana, Suisse. Septembre 2017.

**Xavi Gallach**. *Reconstrucció de la freqüència dels desprendiments al massís del Mont-Blanc (Alps, França) des de l'últim màxim glacial (LGM). Estudi a partir de datació cosmogènica al  $^{10}\text{Be}$  i espectroscòpia de reflectivitat*. Présentation orale. Seminaire. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. Barcelone, Catalogne. Decembre 2017.

## 2018

**Xavi Gallach**, Christophe Ogier, Ludovic Ravel, Philip Deline, Julien Carcaillet. *Reconstitution de la fréquence des écroulements dans le massif du Mont Blanc depuis le dernier maximum glaciaire avec la datation cosmogénique et la spectroscopie de réflectance*. Présentation orale. Journée des Jeunes Géomorphologues. Lyon, France. Janvier 2018.

**Xavi Gallach**, Christophe Ogier, Julien Carcaillet, Ludovic Ravel, Philip Deline. *Reconstruction of the rock fall frequency in the Mont Blanc massif since the Last Glacial Maximum using TCN dating and laboratory reflectance spectroscopy*. A complete dataset of 72 samples. Présentation orale. EGU 2018. Vienne, Autriche. Avril 2018.

Fabien Hobléa, David Amitrano, Laurent Astrade, Suzanne Barnave, André Buffle, Thibaut Cardinal, Enzo Cavalier, Nathalie Cayla, Philip Deline, **Xavi Gallach**, Antoine Guerin, Didier Hantz, Agnès Helmstetter, Bruno Lailly, Mickaël Langlais, Suzon Lejeune, Gaëlle Le Roy, Emmanuel Malet, Ludovic Ravel, Bertrand Saint-Bézar, Jérôme Weiss. *Multi-method diachronic approach of the rockfalls and landslides at Mont Granier (1933 m a.s.l., Chartreuse Massif, French Alps)*. Poster. EGU 2018. Vienne, Autriche. Avril 2018.

**Xavi Gallach**, Julien Carcaillet, Philip Deline, Ludovic Ravel, Yves Perrette, Christophe Ogier, Dominique Lafon. *TCN dating of holocene and lateglacial rockfalls in the Mont Blanc massif. Development of GRIGRI: a new method of surface exposure age dating using reflectance spectroscopy*. Présentation orale. 4th Nordic Workshop on Cosmogenic Nuclides. Geiranger, Norvège. Juin 2018.

**Xavi Gallach**, Julien Carcaillet, Philip Deline, Ludovic Ravel, Yves Perrette, Christophe Ogier, Dominique Lafon. *A new method of dating rockfalls in the Mont Blanc massif using reflectance spectroscopy*. Présentation orale. International Symposium Rock Slope Stability 2018. Chambéry, France. Novembre 2018

**Xavi Gallach**, Philip Deline, Julien Carcaillet, Ludovic Ravel, Yves Perrette, Dominique Lafon, Christophe Ogier. *TCN dating of high-elevated rockfalls in the Mont Blanc massif. A new method of dating rockfalls using reflectance spectroscopy*. Poster. Swiss Geoscience Meeting 2018. Bern, Suisse. Novembre 2018.

**Xavi Gallach**. *Reconstrucció de la freqüència dels desprendiments post-LGM al massís del Mont Blanc (Alps, França). Nou mètode de datació del temps d'exposició del granit a partir de l'espectroscòpia de reflectància*. Présentation orale. Seminaire Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. Barcelone, Catalogne. Decembre 2018.

**Xavi Gallach.** *Reconstrucció de la freqüència dels desprendiments post-LGM al massís del Mont Blanc (Alps, França). Nou mètode de datació del temps d'exposició del granit a partir de l'espectroscòpia de reflectància.* Présentation orale. Seminaire Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya. Barcelone, Catalogne. Decembre 2018.



# Table des figures et tableaux

## Introduction générale

**Fig. 1.** a) écoulement sous le refuge des Cosmiques en 1998 (600 m<sup>3</sup>), b) dépôt d'écroulement au pied de la face Est de la Tour Ronde en Août 2015 (plusieurs milliers de m<sup>3</sup> ; petit dépôt d'un autre écoulement, à droite du principal dépôt). Trait blanc : niche d'arrachement ; trait noir continu : dépôt d'écroulement ; trait noir pointillé : dépôt de la poussière ; trait rouge : trace d'alpiniste ..... **2**

## 1. Présentation du site d'étude

**Fig. 1.1.** Secteur d'étude du bassin du Glacier du Géant (en orange dans l'encadré représentant le massif du Mont Blanc). Les cercles jaunes représentent les sites d'échantillonnage : a) Aiguille du Midi, b) Éperon des Cosmiques, c) Refuge des Cosmiques, d) Pointe Lachenal, e) Pyramide du Tacul, f) Pointe Adolphe Rey, g) Trident du Tacul, h) Chandelle du Tacul, i) Tour Ronde. Triangle jaune : sommet du Mont Blanc (altitude : 4810 m) ..... **7**

**Fig. 1.2.** Géologie du massif du Mont Blanc et du secteur d'étude (bassin du Glacier du Géant, rectangle noir). Modifié de Ravel et al, 2010. Légende : 1) sédiments et sols du Quaternaire, 2) calcaires Jurassique et Crétacé, 3) calcaire Triasique, 4) grès et schistes houillers du Carbonifère, 5) Granite du Mont Blanc, 6) gneiss hercyniennes, 7) granite des Aiguilles Rouges, 8) roches sédimentaires du domaine pennique, 9) roches métamorphiques anté-hercyniennes, 10) calcaires Triasique, Jurassique et Crétacé, 11) zones internes, 12) fracturation principale du massif, 13) chevauchement, 14) faille normale ..... **8**

**Fig. 1.3.** Panorama de la Combe Maudite et du haut bassin du Géant ..... **9**

**Fig. 1.4.** Plusieurs types de chutes de blocs : a) éboulisation, b) éboulement (< 100 m<sup>3</sup>), c) écoulement (> 100 m<sup>3</sup>), d) basculement, e) glissement. Modifié de Highland, 2004 ..... **10**

**Fig. 1.5.** Avalanche rocheuse de Punta Cola (Aysén Fjord, Chili). Les débris de cette avalanche rocheuse ont eu un comportement fluide qui leur a permis de se déplacer sur 1,5 km (flèche noire) jusqu'à la mer, où ils ont causé un tsunami (source photo : Froude, 2016) ..... **11**

## 2. État des connaissances des écoulements passés et actuels dans le massif du Mont Blanc

**Fig. 2.1.** Écoulements historiques du massif du Mont Blanc décrits dans la littérature scientifique (Galibert, 1965 ; Bozonnet, 1981 ; Bozonnet, 1994 ; Deline et Kirkbride, 2009 ; Deline et al, 2015). Les écoulements cités dans Ravel (2010) ne sont pas inclus dans cette image, en raison de leur grand nombre. Cordonnées en m ; système de cordonnées : UTM 32T ..... **14**

**Fig. 2.2.** Face Ouest du Petit Dru et face Nord des Aiguilles de Chamonix, les secteurs étudiés par photo comparaison pour détecter les écoulements depuis le PAG (Ravel, 2010) ..... **15**

**Fig. 2.3.** Position sur l'image satellite SPOT-5 des 182 écoulements de 2003 détectés par cartographie des dépôts visibles sur la surface des glaciers (Ravel, 2010) ..... **16**

## 3. Nécessité de dater les écoulements anciens

**Fig. 3.1.** Nombre d'écroulements (>100 m<sup>3</sup>) dans la face ouest des Drus et sur le versant nord des Aiguilles de Chamonix depuis le Petit Âge Glaciaire et température moyenne annuelle de l'air à Chamonix. En jaune, les trois décennies avec le nombre plus haut d'écroulements, représentant le 80 % du total. Ravel, 2010 ..... **19**

**Table 3.1.** Réactions de production du <sup>10</sup>Be, à partir des plusieurs éléments d'origine et des différents processus. Légende, pour chaque réaction : nucléide d'origine (particule incidente, particule produite) nucléide résultant ; n= neutron, p= proton, <sup>3</sup>He = noyau de <sup>3</sup>He, α= particule alpha, x= plusieurs particules peuvent être produites, γ= photon de rayon Gamma, μ<sup>-</sup>= muon (Dunai, 2010 ; Marrero et al, 2016) ..... **21**

<b>Fig. 3.2.</b> Taux de production de Béryllium 10 ( $^{10}\text{Be}$ ) au niveau de la mer à haute latitude ( $> 60^\circ$ ) en fonction de la profondeur relative à la surface de la Terre, pour une matière de densité 2,7. 99 % de la production est produite dans les 3 premiers mètres de roche. (Dunai, 2010).....	<b>21</b>
<b>Fig. 3.3.</b> Localisation des 5 échantillons de l'étude pilote de 2006 à l'Aiguille du Midi (Böhlert et al, 2008 ; modifié) .....	<b>26</b>
<b>Table 3.2.</b> Âges obtenus suite à la campagne d'échantillonnage de 2006 à l'Aiguille du Midi (Böhlert et al, 2008). Les âges sont présentés avec leur calcul et format d'origine (nomenclature originale, âge d'exposition en années). .....	<b>26</b>
<b>Table 3.3.</b> Âges obtenus suite à la campagne d'échantillonnage de 2011 dans le bassin du glacier du Géant (Ravel et al, 2013b). Les âges sont présentés avec leur calcul et format d'origine (nomenclature originale, âge d'exposition en années). .....	<b>26</b>
*Dans le reste de la thèse (y compris dans Gallach et al, 2018, inséré dans la première partie), ces échantillons ont été renommés respectivement ADM6, ADM7 et ADM8 .....	<b>27</b>
 <b>5. Analyse géomorphologique des parois par la modélisation 3D</b>	
<b>Fig. 5.1.</b> Représentation d'un même objet (une table) en 3D et en 2,5D .....	<b>47</b>
<b>Fig. 5.2.</b> a) Relevé topographique avec Station Totale, b) relevé topographique avec LiDAR terrestre .....	<b>48</b>
<b>Fig. 5.3.</b> Principe basique de la photogrammétrie : la position de l'objet est obtenue à partir de la parallaxe de deux ou plusieurs photos .....	<b>49</b>
<b>Fig. 5.4.</b> Bassin du Glacier du Géant, avec les parois modélisées en 3D par LiDAR (en jaune) et par photogrammétrie (en rouge) .....	<b>50</b>
<b>Fig. 5.5.</b> Espace de travail du logiciel AGISOFT PhotoScan utilisé pour la construction du modèle 3D photogrammétrique de l'Éperon des Cosmiques. Chiffres : voir texte .....	<b>51</b>
<b>Fig. 5.6.</b> a) Nuage de points brut (42 millions de points) de l'Éperon des Cosmiques, b) nuage de points nettoyé et réduit à 20 millions de points. En raison de son grand nombre, la totalité des points des nuages ne peut pas être représentée dans l'espace de visualisation du logiciel. L'apparence globale entre les deux représentations reste la même .....	<b>52</b>
<b>Fig. 5.7.</b> Construction du maillage à partir du nuage de points propre. (Échelle : la paroi mesure 170 m de hauteur). a) maillage TIN de l'Éperon des Cosmiques, b) maillage préliminaire avec des triangles mesurant 2-3 m de coté, c) maillage résultant de l'affinage, avec des triangles de plusieurs tailles .....	<b>53</b>
<b>Fig. 5.8.</b> Reconstitution de la forme et volume de la niche d'arrachement d'un écoulement .....	<b>54</b>
<b>Fig. 5.9.</b> Mesures utilisées pour le calcul du volume de l'écroulement correspondant à l'échantillon ECO5.....	<b>55</b>
<b>Table 5.1.</b> Calcul de volume pour l'écroulement correspondant à l'échantillon ECO5 .....	<b>56</b>
<b>Fig. 5.10.</b> Cartographie des fractures du bassin du Géant à partir d'une image satellite. Les fractures sont classées par familles, une couleur étant assignée à chacune des trois familles .....	<b>57</b>
<b>Fig. 5.11.</b> Stéréonet (projection stéréographique) avec densité des orientations des plans de l'Éperon des Cosmiques obtenu par procédure automatisée avec le logiciel CloudCompare .....	<b>58</b>
<b>Fig. 5.12.</b> Histogramme des orientations des plans de l'Éperon des Cosmiques obtenu par procédure automatisée avec le logiciel CloudCompare .....	<b>59</b>
<b>Fig. 5.13.</b> Représentation des parois et cartographie des fractures exprimées en surface à la Pointe Adolphe Rey (a) et à la Pyramide du Tacul (b) ; une couleur est attribuée à chaque famille de fractures.....	<b>60</b>
<b>Fig. 5.14.</b> Stéréonet (projection stéréographique) avec densité des orientations des plans des 5 parois analysées par procédure semi-automatisée dans le bassin du Géant : b) Éperon des Cosmiques, c) arête inférieure des Cosmiques, e) Pyramide du Tacul, f) Pointe Adolphe Rey, i) Tour Ronde (Fig. 1.1) .....	<b>60</b>
<b>Table 5.2.</b> Calcul statistique des volumes moyens théoriques de quatre parois.....	<b>61</b>

## 6. De la sélection des échantillons à la datation des écroulements

**Fig. 6.1.** Exemple de traitement de la couleur des photographies des parois étudiées. a) Photographie conventionnelle du Trident du Tacul. b) Photographie traitée avec Photoshop pour rendre les différences de couleur plus visibles, délimitation des surfaces à dater, et choix des sites d'échantillonnage..... **63**

**Fig. 6.2.** a) emplacement de l'échantillon TRI2, présentant une forte desquamation de la surface. b) cercle blanc pointillé : zone présentant une forte desquamation, où c'était prévu l'échantillonnage de CHD8 ..... **66**

**Table 6.1.** Erosion d'une paroi exposée à différents taux d'érosion, pendant plusieurs périodes semblants aux âges d'exposition des échantillons : ADR10 : c. 1 ka ; LA4 : c. 10 ka ; PYR2 : c. 60 ka ; ADR6 : c. 100 ka ..... **67**

**Fig. 6.3.** Comparaison de la couleur de la surface de ADR7 avec celle de 2 échantillons d'âges proches de ADR7. a) ADR7 ( $25.39 \pm 2.10$  ka), d'âge considéré comme aberrant ; b) TRI6 ( $22.99 \pm 1.90$  ka) ; c) TRO6 ( $26.19 \pm 2.10$  ka). L'échelle de la règle est en cm..... **67**

## 7. Corrélation des âges avec les périodes climatiques du Tardiglaciaire et de l'Holocène

**Fig. 7.1.** Nombre total d'échantillons et de surfaces datés..... **69**

**Fig. 7.2.** Âges d'exposition et proxy de la température de l'air pendant le Glaciaire et le Tardiglaciaire. La courbe principale représente le profil isotopique de l'oxygène (rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) déterminé à partir de l'analyse de la carotte de glace NGRIP au Groenland (NGRIP, 2004). La numération GI correspond aux interstades glaciaires. Les numéros 1 à 5 correspondent aux périodes climatiques froides (bleu) et chaudes (rouge), avec 1 : dernière période glaciaire ; 2 : Tardiglaciaire ; 3 : Bölling-Alleröd ; 4 : Dryas récent ; 5 : Préboréal ..... **70**

**Fig. 7.3.** Âges d'exposition et proxies de la température de l'air pendant l'Holocène. YD : Dryas récent ; PB : Préboréal ; 9.3 ka : événement froid 9.3 ka (Rasmussen et al, 2007); HWP : Périodes Chaudes Holocènes (Joerin et al, 2008); 8.2 ka : événement froid 8.2 ka (NGRIP members, 2004); 4.2 ka : événement froid 4.2 ka (Walker et al, 2012); BAO : optimum de l'Âge de Bronze (Haas et al, 1998); Gö1 : période froid Göschenen I (Zoller et al, 1966); RWP : Optimum Climatique Romain (Haas et al, 1998); Gö2 : période froid Göschenen II (Büntgen et al, 2011); MWP : Optimum Climatique Médiéval (Goosse et al, 2006); LIA : Petit Âge Glaciaire (Mann, 2002); a : anomalie de température globale, par rapport à la moyenne de température 1961-1990 (Marcott et al, 2013); b : profil isotopique NGRIP (NGRIP members, 2004); c : périodes froides : V : Venediger ; F : Frosnitz ; R1, R2 : Rotmoos 1,2 ; L : Lössen oscillation ; Gö1, Gö2 : Göschenen 1, 2 oscillations (Ivy-Ochs et al, 2009); d : variation altitudinale de la ligne des arbres dans la vallée de Kauner (Nicolussi et al, 2005)..... **71**

**Table 7.1.** Volume et âge des 16 paléo-écroulements étudiés. Les volumes sont arrondis ..... **72**

**Fig. 7.4.** Volumes et âges de 16 paléo-écroulements récents. Les âges sont obtenus par datation cosmogénique (noir), par la méthode GRIGRI de datation à partir de la couleur de la paroi (rouge) ou par observation directe (jaune) .. **72**

## 9. Le granite du Mont Blanc et sa couche d'altération

**Fig. 9.1.** Composition géochimique des cinq échantillons datés en 2006 et de l'échantillon de roche fraîchement exposée (Böhlert et al, 2008) ..... **108**

**Fig. 9.2.** Aiguilles satellites du versant SE du Mont Blanc du Tacul (4248 m) ..... **109**

**Fig. 9.3.** a) Couche d'altération du granite du Mont Blanc dans un échantillon prélevé à l'Aiguille du Midi ; le détail permet de distinguer la « pénétration » de la couleur par les fractures existantes dans les feldspaths ; b) aspect de la surface de l'échantillon TRO6, avec un âge d'exposition de  $26.19 \pm 2.10$  ka. On y observe la présence d'une patine orange déposée à la surface des minéraux. Graduations de la règle : cm ..... **110**

**Fig. 9.4.** Détail sous loupe binoculaire de la surface altérée d'un échantillon de granite prélevé à l'Aiguille du Midi, avec formation d'une auréole rougeâtre (délimitée par la ligne tiretée) autour des biotites. Le fer ferreux ( $\text{Fe}^{2+}$ ) présent dans la biotite migre sous forme de fer ferrique ( $\text{Fe}^{3+}$ ) et précipite à la surface du granite sous forme d'oxydes de fer (goethite et hématite). Ce processus est décrit en détail par Nagano et Nakashima, 1989, et par Kanamaru et al, 2018 ..... **110**

**Fig. 9.5.** Cartographie chimique de la teneur en 9 éléments par image en électron secondaire de l'échantillon ECO5 ( $1.08 \pm 0.13$  ka). Bt : biotite ; Fsp : feldspath ..... **111**

**Fig. 9.6.** Cartographie chimique de la teneur en 9 éléments par image en électron secondaire de l'échantillon (ADM1,  $30.44 \pm 1.76$  ka). L'ellipse signale un secteur à forte concentration en fer ..... **112**

**Fig. 9.7.** Lignes de tendance et valeurs de la teneur en fer (en %) des points mesurés au sein de 8 profils relatifs à trois échantillons. Bleu : CHD4 ( $0.46 \pm 0.07$  ka) ; brun : ECO8 ( $0.46 \pm 0.08$  ka) ; rouge : LA1 ( $11.79 \pm 1.20$  ka) ..... **113**

**Fig. 9.8.** Cartographie des 9 éléments analysés à la microsonde sur l'échantillon LA1 ( $11.79 \pm 1.20$  ka). La partie haute de chaque image se situe quelques microns sous la surface de l'échantillon tandis que leur base est à une profondeur de c. 3 mm (noter que le titane est répété) ..... **114**

**10. Étude colorimétrique de la surface des échantillons**

**Fig. 10.1.** Spectre électromagnétique, avec les longueurs d'onde correspondant à chaque type de rayonnement. En bas, les longueurs d'onde (en nanomètres) du spectre visible par l'œil humain (Millet et Weiss, 2009) ..... **115**

**Fig. 10.2.** Spectre de réflectance (bleu), enveloppe (orange) et spectre de réflectance normalisé (rouge) de l'échantillon ECO3 ( $5.45 \pm 0.65$  ka) ..... **117**

**Fig. 10.3.** Diagramme de chromaticité CIE 1931 qui permet de représenter les coordonnées x, y CIE 1931. La grille permet de situer les coordonnées x et y, et le triangle de couleur représente la couleur visuelle correspondant aux coordonnées. Le blanc se situe au centre du triangle, tandis qu'aux extrêmes sont représentées les longueurs d'onde (en nm, en bleu) du spectre visible. Les couleurs sont d'autant moins saturées que l'on se déplace des extrêmes vers le centre..... **117**

**Fig. 10.4.** Représentation des couleurs des 3 axes dans l'espace colorimétrique L\*a\*b\* CIE 1976 (Millet et Weiss, 2009)..... **118**

**Fig. 10.5.** Évolution de la couleur de la surface de plusieurs échantillons. a) roche fraîche (gris), b) CHD4,  $0.46 \pm 0.07$  ka (jaune), c) CHD1,  $4.49 \pm 0.40$  ka (orange), d) TRO6,  $26.19 \pm 2.10$  ka (orange foncé) ..... **118**

**Fig. 10.6.** Spectroscopie de réflectance des échantillons des campagnes 2006 et 2011 réalisée au laboratoire du Département de Géographie de l'Université de Zurich (Suisse) (photo : Markus Egli) ..... **119**

**Fig. 10.7.** a) spectre des échantillons de la campagne 2006 ; b) spectres normalisés des mêmes échantillons et spectre normalisé de l'hématite. (Böhlert et al, 2008) ..... **119**

**Fig. 10.8.** Spectres de réflectance normalisés des 17 échantillons datés suite aux campagnes de 2006 et 2011 et d'un échantillon de roche fraîche (ADMf)..... **121**

**Fig. 10.9.** Spectres de réflectance normalisés des campagnes de 2006 et 2011 classés par sites. Le spectre de COS1, unique échantillon prélevé sur son site, a été incorporé au groupe de spectres du site le plus proche (Éperon des Cosmiques)..... **121-122**

**Fig. 10.10.** Projection stéréoscopique des échantillons des campagnes de 2006 et 2011 dans un stéréonet Schmidt (pôles projetés dans son hémisphère nord). Chaque site s'est vu attribuer une couleur différente ..... **123**

**Fig. 10.11.** Spectres de réflectance normalisés et âges des échantillons appartenant au groupe Sud-Est..... **123**

**Fig. 10.12.** Spectres de réflectance normalisés et âges des échantillons appartenant au groupe Est..... **124**

**Fig. 10.13.** Installation du spectromètre (3) et de la lumière (2) dans la chambre noire. Le blanc de référence (1) mesure 50 mm de diamètre ; l'échelle de l'échantillon (4) est donnée par un crayon..... **125**

**Fig. 10.14.** Points de mesure de la couleur de 10 feldspaths dans un échantillon ..... **126**

**Fig. 10.15.** Représentation graphique des coordonnées x,y CIE 1931 obtenues à partir des spectres de réflectance de la surface de 58 échantillons. Afin de pouvoir visualiser les âges, les points ont été classés en plusieurs groupes de couleur selon l'âge d'exposition : gris (< 0.3 ka), jaune (0.3-1 ka), orange (1-5 ka), rouge (5-20 ka), marron (> 20 ka) ..... **127**

**Fig. 10.16.** Représentation en coordonnées x,y CIE 1931 des spectres de réflectance des feldspaths de 6 échantillons. Chaque point représente une mesure réalisée sur l'un des 10 feldspaths de chaque échantillon ; triangle : valeur de la moyenne de 10 feldspaths ; carré : valeur de la médiane de 10 feldspaths) ; disque : valeur du spectre de réflectance de la surface de l'échantillon..... **128**

<b>Fig. 10.17.</b> Évolution saisonnière de la production de pigments dans une feuille caduque .....	<b>129</b>
<b>Fig. 10.18.</b> Ecart type des valeurs de réflectance des 55 échantillons retenus pour chacune des 41 longueurs d'onde considérées .....	<b>130</b>
<b>Fig. 10.19.</b> Relation des valeurs GRIGRI avec les âges d'exposition (en log) des 55 échantillons .....	<b>131</b>
<b>Fig. 10.20.</b> Analyse des résidus selon cinq facteurs qui peuvent intervenir dans la coloration de la surface de granite .....	<b>131-132</b>
<b>Table 10.1.</b> Datation avec la méthode GRIGRI de 7 échantillons sans âge d'exposition et de 2 échantillons (ADR7, PYR5) d'âge aberrant .....	<b>132</b>
<b>Fig. 10.21.</b> Distribution des 9 âges estimés par le méthode GRIGRI (en rouge) parmi les 55 autres échantillons .....	<b>133</b>
<b>Fig. 10.22.</b> Relation entre la valeur $b^*$ de la couleur des échantillons de granodiorite et leur degré d'altération. Le groupe A est composé d'échantillons de roche fraîche, le groupe B d'échantillons altérés, et le groupe C d'échantillons très altérés (Nagano et Nakashima, 1989) .....	<b>133</b>
<b>Fig. 10.23.</b> Diagramme $a^* / b^*$ de la couleur de plusieurs échantillons de goethite (Gt) en poudre (0,1 à 2,4 % de concentration) et d'hématite (Hm) en poudre (0,05 à 0,77 % de concentration) (Nagano et Nakashima, 1989) ...	<b>134</b>
<b>Fig. 10.24.</b> Spectres de réflectance des 20 échantillons de granite du Mont Blanc de la campagne de 2011. L'affichage du totale de spectres est impossible du fait que, leur forme étant assez similaire, les spectres ne sont plus distinguables entre eux.....	<b>134</b>
<b>Fig. 10.25.</b> a) spectres de réflectance d'un groupe d'échantillons d'ocres rouges contenant de l'hématite, et de l'hématite pure (insert) ; b) spectres de réflectance d'un groupe d'échantillons d'ocres jaunes contenant de la goethite, et de la goethite pure (insert) (Elias et al, 2006).....	<b>135</b>
<b>Fig. 10.26.</b> Diagramme $a^* / b^*$ de la couleur de 71 échantillons du granite du Mont Blanc. Lignes jaune et rouge : évolution des coordonnées selon la teneur en goethite (jaune) ou en hématite (rouge) des échantillons représentés dans la Fig. 10.23 (Nagano et Nakashima, 1989).....	<b>135</b>
<b>Fig. 10.27.</b> Corrélation des coordonnées $a^*$ avec les âges d'exposition (en log) de 55 échantillons .....	<b>137</b>
<b>Fig. 10.28.</b> Corrélation des coordonnées $b^*$ avec les âges d'exposition (en log) de 55 échantillons .....	<b>137</b>

## Annexe 1

**Fig. A.1.** Écroulements historiques du massif du Mont Blanc identifiés dans la littérature scientifique (Galibert, 1965 ; Bozonnet, 1981 ; Deline et Kirkbride, 2009 ; Deline et al, 2015). Les écroulements cités dans Ravanel (2010) ne sont pas inclus dans cette image, en raison de son grand nombre. Système de coordonnées : UTM 32T ..... **191**



## **ANNEXES**



### Annexe 1. Les écoulements historiques du Mont Blanc dans la littérature scientifique.

Plusieurs écoulements et avalanches rocheuses ont été documentés dans des sources historiques. Hors la thèse de Ravanel (2010), qui est traité en détail dans les chapitres 2.2 à 2.5, les sources historiques ne sont pas très nombreuses, et se réduisent à quelques citations dans deux thèses (Galibert, 1965 ; Bozonnet, 1981) et dans quelques articles scientifiques (Bozonnet, 1994 ; Deline et Kirkbride, 2009 ; Deline et al, 2015).

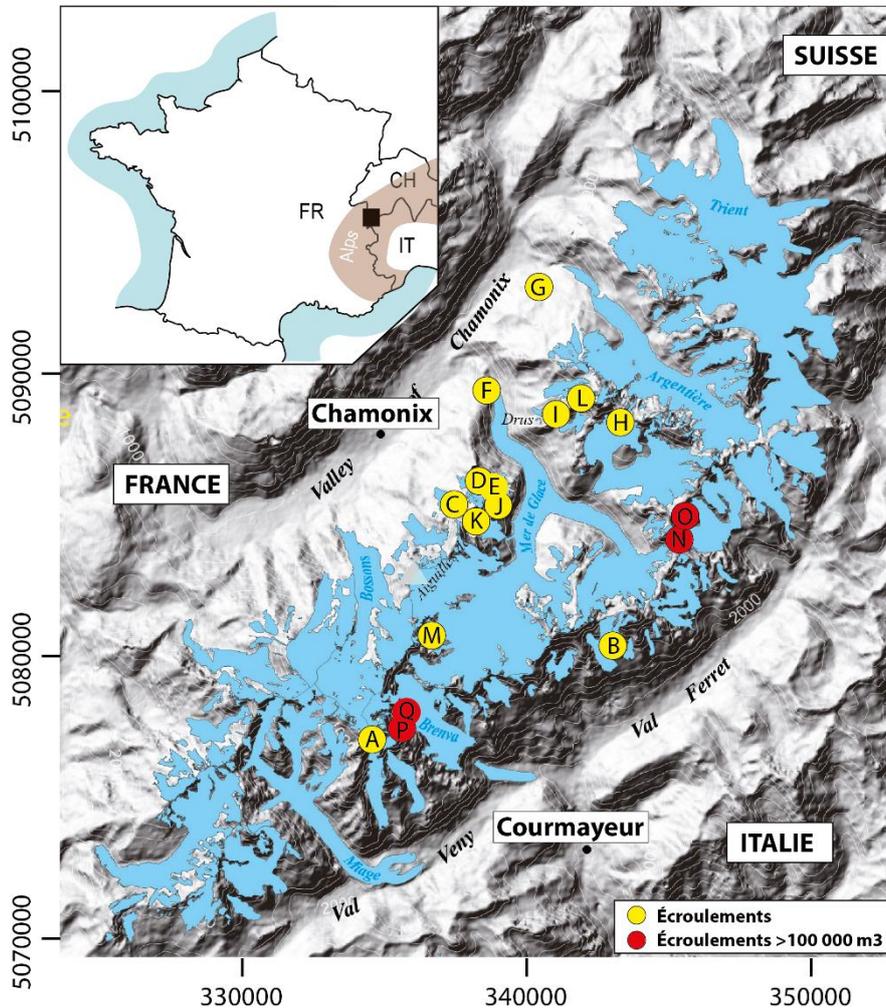


Fig. A1. Écoulements historiques du massif du Mont Blanc identifiés dans la littérature scientifique (Galibert, 1965 ; Bozonnet, 1981 ; Deline et Kirkbride, 2009 ; Deline et al, 2015). Les écoulements cités dans Ravanel (2010) ne sont pas inclus dans cette image, en raison de son grand nombre. Système de coordonnées : UTM 32T

Galibert (1965), dans sa thèse, cite quatre mouvements de masse (pp. 332-335) :

- Une série d'écroulements près du sommet du Mont Blanc, d'âge inconnu (événement A) : "Les creux en forme d'entonnoirs incisés dans la moitié supérieure de la face SE du Mont-Blanc, vers 4300 mètres, entre l'arête de l'Innominata et le Pilier d'Angle, sont partiellement déglacés. Hauts de 50 à 100 mètres, larges de 80 à 90 mètres au sommet, de 5 à 10 mètres à leur base, ils ont une surface rugueuse, rappelant celle des cassures irrégulières de blocs de granite dynamités".
- Un écoulement près du refuge des Jorasses en 1840-50 (événement B) : "Les niches d'éboulement sculptées dans des granites sont plus rares. On en observe dans le massif du Mont-Blanc à 350-400 mètres de distance horizontale à l'Est du rognon portant le refuge des Jorasses, (...) sur un cône d'accumulation d'éboulement reconnaissable aux vastes dimensions des blocs éboulés (parfois 5 à 10 m de côté. (...) Les dates citées par la tradition orale comprises entre (...) 1840 et 1850 pour celui des Jorasses".
- "L'éboulement de l'Aiguille de Blaîtère en 1947 (...) la base de l'aiguille fût défigurée, entre 2650 et 2800 mètres d'altitude sur une largeur voisine de 100 mètres" (événement C).

- Un écoulement dans la face NW de l'Aiguille du Grêpon en 1954 (événement D) : *"les plaques Burgener de la face NW de l'Aiguille du Grêpon, au-dessus de Chamonix se sont effondrées en 1954. Il s'agissait d'une portion de versant lisse, étendue d'une dizaine de mètres carrés, en forme de feuillets de granite plaqués contre la paroi"*.

Bozonnet (1981), dans sa thèse, cite sept mouvements de masse (pp. 84-84) :

- Plusieurs éboulements à l'Aiguille des Grands Charmoz, de date inconnu (événement E) : *"dans la face Nord de l'Aiguille des Grands Charmoz, les éboulements (...) affectent le versant sur une tranche épaisse de 6 à 15 m et les blocs éboulés se retrouvent encore en partie sur le bord droit du glacier de la Thendia"*.
- Un écoulement sur l'Aiguille de Blatière en 1947 (événement C) : *"L'éboulement de l'Aiguille de Blatière survenu en 1947 défigura la base de l'Aiguille entre 2650 m et 2800 m d'altitude sur près de 100 m de large"*. Cet écoulement correspond à l'événement C décrit par Galibert (1965).
- Plusieurs éboulements près du Montenvers en 1968 (événement F) : *"(...) au front de la Mer de Glace éboulement d'un pan de schistes cristallins sur la rive gauche de l'Arveyron en 1968"*.
- Plusieurs éboulements près du glacier d'Argentière, entre 1968 et 1972 (événement G) : *"VIVIAN relevait le même phénomène sur la rive gauche du glacier d'Argentière à 1600 m entre 1969 et 1972"*.
- Un éboulement aux Droites, en 1973 (événement H) : *"En face sud de ce même sommet durant l'été 1973 nous avons eu l'occasion de voir des tonnes de rochers précipitées depuis la brèche centrale, sur le glacier de Talèfre"*.
- Un éboulement au Petit Dru, en 1973 (événement I) : *"A la mi-Septembre 1974 nous avons été encore le témoin d'un éboulement à la base de la face Ouest des Drus. Cette face porte la cicatrice manifeste de plusieurs éboulements (...)"*.
- Un éboulement à l'Aiguille des Grands Charmoz, en 1980 (événement J) : *"(...) à la fin de l'été 1980 une partie des piliers Ouest des Grands Charmoz s'éboulaient sur le glacier des Nantillons et faisait disparaître l'une des plus belles voies : Le Pilier Carpentier"*.

Bozonnet publie aussi un article avec six épisodes d'éboulement en été 1992, du aux fortes précipitations et aux fortes chaleurs, qui causent trois morts (Bozonnet, 1994) :

- Un écoulement à l'Aiguille du Fou, le 18 Juillet (événement K) : *"Le 18 Juillet, nous sommes témoin d'un mini-écroulement (100 m<sup>3</sup>) avec avalanche dès 6 h du matin dans le couloir au pied de la face Sud du Fou (Aiguilles de Chamonix)"*.
- Un éboulement au Petit Dru, le 19 Juillet (série d'événements L) : *"(...) alors que le 19, déjà, un alpiniste avait été tué sur la face Ouest de ce sommet pour les mêmes raisons"*.
- Un éboulement au Petit Dru, le 27 Juillet (série d'événements L) : *"(...) est emporté par une chute de pierres sur la face nord du Petit Dru, le 27 Juillet (...)"*.
- Un écoulement au Mont Blanc du Tacul, le 2 Août (série d'événements M) : *"des mini écoulements sont observables comme ceux du 2 Août, qui se produisent en début de matinée sur la partie médiane du pilier Gervasutti dont 100 m<sup>3</sup> environ"*.
- Un écoulement au Mont Blanc du Tacul, le 7 Août (série d'événements M) : *"(...) nous voyons le 7 août à 6 h du matin un impressionnant éboulement balayer le couloir Gervasutti"*.
- Un éboulement au Petit Dru, le 9 Août (série d'événements L) : *"(...) comme aux drus le 9 Août, c'est un mini-écroulement qui se produit avec un départ au niveau de la niche de la face nord du Petit dru. Son ampleur (environ 150 m<sup>3</sup>) explique la trajectoire aberrante des blocs en face Ouest et la mort d'un guide suisse et de sa fille"*.

Les plus grands écoulements qui ont eu lieu dans le massif du Mont Blanc sont des avalanches rocheuses (> 100 000 m<sup>3</sup> de matériel écroulé) sont traités dans deux articles scientifiques :

- L'avalanche rocheuse qui a eu lieu en 1717 au Glacier du Triolet (8.5 M m<sup>3</sup> ; événement N), ainsi qu'une avalanche rocheuse antérieure à l'année 1000 CE (événement O) sont traitées dans Deline et Kirkbride (2009).
- Les avalanches rocheuses qui ont eu lieu en 1920 au Grand Pilier d'Angle (c. 3 M m<sup>3</sup> ; événement P) et en 1997 à l'Éperon de la Brenva (c. 2 M m<sup>3</sup> ; événement Q) ont été traitées dans Deline et al (2015).

**Annexe 2. Présentation de la deuxième campagne de datation à l'EGU 2013**

Annexe 2a. Abstract présentation poster EGU General Assembly 2013.

Annexe 2b. Poster EGU General Assembly 2013.





## **Rockfall dating (10Be exposure age) in the permafrost-affected rockwalls of the Mont Blanc massif (European Alps)**

Ludovic Ravanel (1), Dagmar Brandova (2), Philip Deline (1), Markus Egli (2), Stephan Gruber (2), Peter W. Kubik (3), and Emmanuel Malet (1)

(1) EDYTEM Lab., Université de Savoie, CNRS, Le Bourget du Lac, France (Ludovic.Ravanel@univ-savoie.fr) , (2) Department of Geography, University of Zurich, Zurich, Switzerland (dagmar.brandova@geo.uzh.ch, (3) Ion Beam Physics, ETH Zürich, Zurich, Switzerland (kubik@phys.ethz.ch)

The characterization of the evolution of rockfalls (> 100 m<sup>3</sup>) in high mountain areas is a prerequisite to any risk management.

In previous studies, we compared photographs from the end of the Little Ice Age to today of two areas of the Mont Blanc massif to collect and analyse data on past rockfalls in order to investigate the possible correlation between periods of warming and rockfall and, beyond, between permafrost degradation and rockfall. This method, combined with field geomorphological data, allowed the identification of more than 50 collapses during this period, involving rock volumes ranging from 500 to 265 000 m<sup>3</sup>. In most cases, these rockfalls occurred during the hottest periods, either from the end of the LIA (the last two decades) or during one year (hot summer episodes) suggesting that rockfalls mainly result from permafrost degradation in relation to global warming.

To overcome the methodological blocking which limited us to the last century and a half, we carried out surface exposure dating on 20 samples of granite from 6 rockwalls of the massif located between 3310 to 3860 m a.s.l. by the determination of 10Be-concentrations in their surface. The surface ages found vary between  $37 \pm 14$  to  $62 000 \pm 7000$  years.

These results provide evidence of periods of occurrence of rockfalls whose volume is between 10,000 and 250,000 m<sup>3</sup>. Those volumes have been estimated from the rockfall scars whose extension was recognized from the topography and the homogeneity of their surface colour. These dates are not sufficient to verify the possible relationship between rockfall occurrence and warm periods characterized by permafrost degradation. In order to improve this chronology, we started to develop a protocol combining geomorphology, surface exposure dating, and spectrometry to date past rockfalls at the massif-scale, based on the correlation between rockwall surface ages and the corresponding spectral signature – the redder a rock surface, the higher its age.



# Rockfall dating ( $^{10}\text{Be}$ exposure age) in the permafrost-affected rockwalls of the Mont Blanc massif (European Alps)

**Introduction** The characterization of the evolution of rockfalls ( $> 100 \text{ m}^3$ ) in high mountain areas is a prerequisite to any risk management. In previous studies, we compared photographs from the end of the Little Ice Age to today of two areas of the Mont Blanc massif to collect and analyse data on past rockfall in order to investigate the possible correlation between periods of warming and rockfall and, beyond, between permafrost degradation and rockfall. This method, combined with field geomorphological data, allowed the identification of more than 50 collapses during this period, involving rock volumes ranging from  $500$  to  $265\,000 \text{ m}^3$ . In most cases, these rockfalls occurred during the hottest periods, either from the end of the LIA (the last two decades) or during one year (hot summer episodes) suggesting that rockfalls mainly result from permafrost degradation in relation to global warming. To overcome the methodological blocking which limited us to the last century and a half, we carried out surface exposure dating on 20 samples of granite from 6 rockwalls of the massif located between  $3310$  to  $3860 \text{ m a.s.l.}$  by the determination of  $^{10}\text{Be}$ -concentrations in their surface.

**Study sites in the Mont Blanc massif and their rockfall scars identified by (i) the colour differences and (ii) the topography**



Aiguille du Midi (3842 m a.s.l.)



Refuge des Cosmiques (3613 m a.s.l.)



Pyramide du Tacul (3468 m a.s.l.)



Trident du Tacul (3639 m a.s.l.)



Tour Ronde (3792 m a.s.l.)

**The 20 granite samples collected in September 2011**



Rockwalls were sampled in order to obtain a wide range in color from gray (probably freshly exposed rock) to red (very likely formerly exposed rock). Approximately 1000 g of each rock sample were used. After crushing and sieving, a grain-size fraction of 0.5 to 1 mm was used. Pure quartz was separated by selective chemical dissolution.  $^{9}\text{Be}$  carrier was added to the dried quartz, which was then completely dissolved with concentrated HF in a microwave. Be and Al were separated using a cation exchange column. The Be hydroxides were precipitated, dried, and calcined at  $850^\circ\text{C}$  to  $\text{BeO}$ . The  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  ratios were measured at the ETH/PSI Zürich Tandem Accelerator Mass Spectrometry (AMS) Facility.

**Results:** exposure age ( $1/2$  life)  $3.9 \text{ Ma}$ , standard ( $0.7\text{Ks}2\sigma$ ) with errors (scaling, depth, shielding etc)

Sample name	Exposure age (BY)	Extended uncertainty	Remarks
T1	48	6	Probably the oldest exposed sample (very rare)
T2	217	16	
T3	156	12	
T4	4852	37	
T5	37	3	Sample from a rockfall scar of 1996
T6	14	1	
T7	1666	12	
T8	300	23	
T9	2443	18	
T10	1272	10	Probably high quality (granite) rockfall
T11	1266	10	
T12	1874	14	
T13	439	7	
T14	2931	22	
T15	1894	14	
T16	387	3	Sample extremely exposed (glacier retreat)
T17	153	11	

## Concluding remarks

The surface ages found vary between  $37 \pm 14$  to  $62\,000 \pm 7000$  years. These results, which seem particularly coherent with the field indicators (for example: a very recent collapse for COS1, protected surfaces until very recently by the glacier TRO5, etc.) provide few evidence of periods of occurrence of rockfalls whose volume is between  $10\,000$  and  $250\,000 \text{ m}^3$ .

Those dates are not sufficient to verify the possible relationship between rockfall occurrence and warm periods characterized by permafrost degradation. In order to improve this chronology, we started to develop a protocol combining geomorphology, surface exposure dating, and spectrometry to date past rockfalls at the massif-scale, based on the correlation between rockwall surface ages and the corresponding spectral signature – the redder a rock surface, the higher its age.

Ludovic Ravanel (1,2), Dagmar Brandova (1), Philip Deline (2), Markus Egli (1), Stephan Gruber (1), Peter W. Kubik (3), and Emmanuel Malet (2)

Ludovic.Ravanel@univ-savoie.fr

(1) Department of Geography, University of Zurich, Zurich, Switzerland  
 (2) EDYTEM lab, Université de Savoie, CNRS, Le Bourget du Lac, France  
 (3) Ion Beam Physics, ETH Zurich, Zurich, Switzerland





**Annexe 3. Formulaire et feuille des résultats du nouveau calcul des âges des campagnes 2006 et 2011 avec *The online calculators* formerly known as the *CRONUS-Earth online calculators* version 2.3**

Annexe 3a. Formulaire utilisé lors du nouveau calcul des âges des campagnes 2006 et 2011, avec *The online calculators* formerly known as the *CRONUS-Earth online calculators* version 2.3.

ADM1 45.8787 6.8878 3821 std 2.5 2.70 0.559 0.0001 1.5567E+06 4.7289E+04 07KNSTD 0 0 KNSTD  
ADM2 45.8787 6.8878 3825 std 3.5 2.70 0.559 0.0001 5.8500E+04 5.5476E+03 07KNSTD 0 0 KNSTD  
ADM3 45.8787 6.8878 3765 std 5.5 2.70 0.898 0.0001 2.3850E+05 1.2140E+04 07KNSTD 0 0 KNSTD  
ADM4 45.8787 6.8878 3762 std 2.5 2.70 0.627 0.0001 2.4630E+05 1.1426E+04 07KNSTD 0 0 KNSTD  
ADM5 45.8787 6.8878 3761 std 4.0 2.70 0.627 0.0001 2.8070E+05 1.4706E+04 07KNSTD 0 0 KNSTD  
ECO2 45.8758 6.8872 3600 std 6 2.70 0.582 0.0001 1.6138E+04 2.9134E+03 07KNSTD 0 0 KNSTD  
ECO3 45.8761 6.8874 3627 std 6.5 2.70 0.734 0.0001 2.0999E+05 1.9802E+04 07KNSTD 0 0 KNSTD  
PYR2 45.8567 6.9027 3380 std 5 2.70 0.559 0.0001 1.5247E+06 6.4668E+04 07KNSTD 0 0 KNSTD  
PYR3 45.8566 6.9027 3355 std 3 2.70 0.743 0.0001 8.7500E+04 8.8005E+03 07KNSTD 0 0 KNSTD  
TRI1 45.8507 6.8998 3526 std 4 2.70 0.523 0.0001 1.9669E+05 1.9069E+04 07KNSTD 0 0 KNSTD  
TRI2 45.8507 6.8999 3523 std 2.5 2.70 0.703 0.0001 4.8941E+05 1.8619E+04 07KNSTD 0 0 KNSTD  
TRI4 45.8510 6.9002 3464 std 3.5 2.70 0.547 0.0001 5.7068E+04 4.7229E+03 07KNSTD 0 0 KNSTD  
TRI5 45.8510 6.9001 3460 std 5.5 2.70 0.500 0.0001 1.5925E+05 8.0916E+03 07KNSTD 0 0 KNSTD  
TRO1 45.8453 6.9102 3475 std 4 2.70 0.582 0.0001 1.2254E+04 2.1649E+03 07KNSTD 0 0 KNSTD  
TRO2 45.8453 6.9103 3470 std 4 2.70 0.559 0.0001 1.1788E+05 6.2830E+03 07KNSTD 0 0 KNSTD  
TRO4 45.8458 6.9101 3440 std 4.5 2.70 0.682 0.0001 6.5181E+04 1.0692E+04 07KNSTD 0 0 KNSTD  
TRO5 45.8458 6.9105 3410 std 7 2.70 0.605 0.0001 1.8245E+03 8.6680E+02 07KNSTD 0 0 KNSTD



*The online exposure age calculator formerly known as  
the CRONUS-Earth <sup>10</sup>Be - <sup>26</sup>Al exposure age calculator -- results*

Version information --

Component	Version
Wrapper script:	2.3
Main calculator:	2.1
Constants:	2.3
Muons:	1.1

**Production rate calibration information:** Using default calibration data set

**<sup>10</sup>Be results:**

Results not dependent on spallogenic production rate model:

Exposure ages -- constant production rate model:

Scaling scheme for spallation: Lal(1991) / Stone(2000)

Sample name	Thickness scaling factor	Shielding factor	Production rate (muons) (atoms/g/yr)	Internal uncertainty (yr)	Exposure age (yr)	External uncertainty (yr)	Production rate (spallation) (atoms/g/yr)
ADM1	0.9792	0.5590	0.243	1470	<b>46012</b>	4386	35.31
ADM2	0.9710	0.5590	0.242	158	<b>1659</b>	212	35.09
ADM3	0.9550	0.8980	0.236	227	<b>4448</b>	444	53.65
ADM4	0.9792	0.6270	0.240	300	<b>6428</b>	629	38.35
ADM5	0.9670	0.6270	0.238	392	<b>7430</b>	750	37.85
ECO2	0.9510	0.5820	0.226	92	<b>508</b>	101	31.58
ECO3	0.9471	0.7340	0.227	495	<b>5215</b>	667	40.27
PYR2	0.9590	0.5590	0.213	2713	<b>59871</b>	6098	26.95
PYR3	0.9751	0.7430	0.214	245	<b>2430</b>	321	35.89
TRI1	0.9670	0.5230	0.223	695	<b>7111</b>	926	27.65
TRI2	0.9792	0.7030	0.225	507	<b>13134</b>	1245	37.57
TRI4	0.9710	0.5470	0.220	168	<b>2025</b>	241	28.03
TRI5	0.9550	0.5000	0.218	324	<b>6324</b>	633	25.14
TRO1	0.9670	0.5820	0.220	72	<b>407</b>	80	29.88
TRO2	0.9670	0.5590	0.220	220	<b>4106</b>	415	28.62
TRO4	0.9630	0.6820	0.217	312	<b>1899</b>	352	34.18
TRO5	0.9432	0.6050	0.214	30	<b>62</b>	30	29.18

*Exposure ages -- time-varying production models:*

Sample name	Scaling scheme for spallation:	Desilets and others (2003,2006)		Dunai (2001)		Lifton and others (2005)		Time-dependent Lal (1991)/Stone (2000)	
		Exposure age (yr)	External uncertainty (yr)	Exposure age (yr)	External uncertainty (yr)	Exposure age (yr)	External uncertainty (yr)	Exposure age (yr)	External uncertainty (yr)
ADM1		<b>40014</b>	5160	<b>39746</b>	4998	<b>38709</b>	4724	<b>44206</b>	4529
ADM2		<b>1612</b>	247	<b>1654</b>	249	<b>1574</b>	233	<b>1702</b>	226
ADM3		<b>4243</b>	554	<b>4248</b>	542	<b>4153</b>	517	<b>4489</b>	477
ADM4		<b>6051</b>	781	<b>6086</b>	768	<b>5919</b>	727	<b>6424</b>	671
ADM5		<b>6943</b>	913	<b>7081</b>	911	<b>6775</b>	850	<b>7397</b>	794
ECO2		<b>507</b>	110	<b>498</b>	107	<b>496</b>	106	<b>527</b>	107
ECO3		<b>5018</b>	768	<b>5016</b>	756	<b>4914</b>	727	<b>5262</b>	700
PYR2		<b>53939</b>	7264	<b>53642</b>	7054	<b>51948</b>	6637	<b>57930</b>	6298
PYR3		<b>2438</b>	382	<b>2518</b>	388	<b>2388</b>	362	<b>2485</b>	341
TRI1		<b>6780</b>	1052	<b>6924</b>	1057	<b>6625</b>	993	<b>7087</b>	958
TRI2		<b>12344</b>	1570	<b>12425</b>	1543	<b>12160</b>	1469	<b>13153</b>	1338
TRI4		<b>2019</b>	294	<b>2084</b>	298	<b>1975</b>	277	<b>2075</b>	258
TRI5		<b>6096</b>	797	<b>6151</b>	787	<b>5970</b>	744	<b>6327</b>	674
TRO1		<b>411</b>	88	<b>403</b>	85	<b>402</b>	84	<b>423</b>	84
TRO2		<b>4016</b>	528	<b>4032</b>	519	<b>3938</b>	494	<b>4151</b>	446
TRO4		<b>1898</b>	386	<b>1959</b>	395	<b>1857</b>	371	<b>1947</b>	368
TRO5		<b>63</b>	31	<b>62</b>	30	<b>62</b>	30	<b>65</b>	31

**Annexe 4. Protocoles chimiques pour la purification du  $^{10}\text{Be}$**

Annexe 4a. Protocole d'extraction géochimique du  $^{10}\text{Be}$  .

Annexe 4b. Protocole et feuille de contrôle des échantillons pendant la substitution de l'acide fluorhydrique (HF).



**DISSOLUTION TOTALE**

- Ajouter HF suprapur à 40% → Agitation 24/72H  
 $SiO_2 + 4HF \rightarrow SiF_4 + 2H_2O$
- Si il reste dans la bouteille des résidus :  
 Quartz → Rajouter du HF  
 Minéraux noirs → Peser les résidus une fois séché → déduire de la masse totale une fois séché.
- Masse de quartz dissous = Masse de quartz avant dissolution - résidus

**SUBSTITUTION** *Substitution du HF en HNO<sub>3</sub>*

- Mettre la solution dans un bécher en téflon
- Mettre sur plaque chauffante → Evaporer a sec (~220°C)
- Ajouter 5 ml HF dans la bouteille de l'échantillon pour ramasser les possibles restes de Be, et passer dans le bécher téflon – évaporer a sec **faire 3 fois**
- Ajouter 5 ml HClO<sub>4</sub> dans la bouteille et passer dans le bécher téflon – a sec **faire 1 fois**
- Si on a un résidus important
- Ajouter 5 ml HNO<sub>3</sub> (69%) dans la bouteille et passer dans le bécher téflon **faire 3 fois**
  - Evaporer jusqu'à 1 ml (A sec la dernière fois).
  - Important ne pas aller à sec sinon formation de BeF<sub>2</sub> très difficilement solubilisable.*

**- Peser un tube à centrifuger (si préparation Al)**

- Récupérer l'échantillon avec 3 ml de HCl à 10.2 mol.l<sup>-1</sup> **ou 5 ml si on fait des mesure de Al** (845 ml HCl 37% + 155 ml H<sub>2</sub>O)
- Rincer 3 fois avec 0.5 ml de HCl à 10.2 mol.l<sup>-1</sup>
- Centrifuger 5 mm a 60 revolutions / second  
 Si il y a des résidus dans le tube, transférer la solution dans un nouveau tube afin de séparer les résidus de la solution.  
 Rincer les résidus avec HCl à 10.2 mol.l<sup>-1</sup>,  
 Vortex  
 Centrifuger 5 mm  
 Récupérer la solution et ajouter à la solution précédente.

**- Si il est prévu d'effectuer une mesure de Al :**

- Peser la masse du tube à centrifuger + solution**
- Prendre un petit flacon et peser**
- Prélever un aliquot de 500 µl et mettre dans le flacon**
- Peser le flacon + aliquot ----> connaît le rapport échantillon/aliquot**
- Si mesure par ICP Substituer HCl 10.2 mol.l<sup>-1</sup> en HNO<sub>3</sub> 0.05 mol.l<sup>-1</sup> (2%)**
- Faire une mesure de Al par AAS.**

**1° PRECIPITATION DU Be**

*Cette étape permet de faire du Be(OH)<sub>2</sub>*

- Ajouter goutte à goutte une solution d'ammoniaque (NH<sub>4</sub>OH) 32% tout en ajoutant la solution jusqu'au précipité.
- Contrôler le pH (pH~7/8), équilibrer avec NH<sub>4</sub>OH et HCl à 10.2 mol.l<sup>-1</sup>
- Centrifuger 5 mm
- Jeter le surnageant
- Laver le précipité avec 5ml de l'eau pH 8.
- Vortex
- Centrifuger 5 mm
- Jeter le surnageant

- Ajouter 1.5 ml de solution de HCl à  $10.2 \text{ mol.l}^{-1}$  pour dissoudre le précipité

## **ELIMINATION DES CATIONS METALLIQUES ET ANIONS : SEPARATION SUR RESINES ECHANGEUSE D'IONS**

### Conseil :

- *Avant chaque utilisation, nettoyer les colonnes deux ou trois fois à l'HCl dilué puis rincer trois fois à l'eau MilliQ.*
- *Travailler sous hotte*
- *Ne jamais laisser à sec*
- *Ne jamais laisser la résine sous HCl pendant une nuit*

### **1° Résine échangeuse d'anions séparation du Be et de l'Al du Fe et du Mn.**

- Poser un bécher poubelle sous la colonne
- Verser dans la colonne quelques ml d'eau (MilliQ)
- Remplir la colonne avec de l'eau MilliQ jusqu'au sommet
- Introduire la résine DOWEX 1\*8 (Serva 100-200 mesh) dans un bécher en plastique contenant de l'eau
- Ouvrir le robinet de la colonne de manière à verser en goutte à goutte l'eau contenue. Pendant que l'eau s'écoule, verser la résine avec une pipette jetable jusqu'à 9 cm de hauteur (ouvrir complètement une fois la résine bien tassée au bas de la colonne).

**ATTENTION.** *La colonne doit être toujours pleine afin de maintenir une répartition homogène de la phase stationnaire qui s'écoule par gravité dans la colonne d'eau. Si il y a formation de stratifications ou de bulles, ou si la résine traverse la laine une fois que la colonne ait été remplie de moitié, la colonne doit être recommencée.*

- Mesurer ~ **20 ml d'eau miliQ** dans un éprouvette plastique  
Verser ~ 2 ml de ces 20 ml avec une pipette jetable (goutte à goutte et le long de la paroi afin de ne pas perturber la résine)  
Verser les ~ 18 ml restant et éluer.
- Mesurer ~ **20 ml d'HCl  $10.2 \text{ mol.l}^{-1}$**  dans un éprouvette plastique
- Après que l'eau soit passée dans la résine, conditionner la phase stationnaire avec les 20 ml HCl. Verser ~ 2 ml de ces 20 ml avec une pipette jetable (goutte à goutte et le long de la paroi afin de ne pas perturber la résine puis verser les 18 ml restants dans l'entonnoir. Laisser s'écouler jusqu'à raz de la résine (mettre a sec sur  $\frac{1}{2}$  mm PAS PLUS !!). *La résine va se tasser c'est normal*
- **Injecter l'échantillon** de suite après le passage des derniers millilitres d'HCl. (Pipette)
- Mettre le bécher utilisé propre  
**ATTENTION** Si pas bécher propre: laver préalablement le bécher à l'HCL (plusieurs heures sur plaques chauffantes) puis rince a la MilliQ
- Laisser l'échantillon s'éluer jusqu'au raz de la résine
- Rincer le tube qui contenait l'échantillon avec **0.5 ml d'HCl  $10.2 \text{ mol.l}^{-1}$** , passer au vortex, introduire la solution de rinçage dans la résine et éluer
- Mesurer ~ **18 ml d'HCl  $10.2 \text{ mol.l}^{-1}$**  dans un éprouvette plastique
- Dès que les dernières gouttes de la solution de rinçage sont passées (maxi à sec sur  $\frac{1}{2}$  mm) ajouter 1.5 ml des 18 ml dans la résine.
- rajouter les 16.5 ml restant
- éluer

- *A la fin de l'élution.*

- Jeter la résine (mettre la colonne à l'envers et ajouter de l'eau milliQ (2mm).
- Rincer la colonne avec HCl et 3 fois à l'eau milliQ
- **UTILISER LA MEME COLONNE POUR LES DEUX ETAPES**

- Une fois l'élution terminée, évaporer la solution jusqu'à 1 ml  
*Les résidus potentiels au fond du bécher sont des particules de résines. Elles seront retenues par la colonne échangeuse de cations.*
- Transférer la solution dans un tube à centrifuger et rincer le bécher 3 fois avec 0.5 ml d'HCl à **7.1 mol.l<sup>-1</sup>**

## 2° PRECIPITATION DU Be

*Cette étape permet de faire du Be(OH)<sub>2</sub>*

- Ajouter goutte à goutte une solution d'ammoniaque (NH<sub>4</sub>OH) 32% tout en ajoutant la solution jusqu'au précipité.
- Contrôler le pH (pH~7/8), équilibrer avec NH<sub>4</sub>OH et HCl à 10.2 mol.l<sup>-1</sup>
- Centrifuger 5 mm
- Jeter le surnageant
- laver le précipité avec 5ml de l'eau à pH 7/8.
- Vortex
- Centrifuger 5 mm
- Jeter le surnageant
- Dissoudre le précipité dans 1.5 ml de solution de HCl 1 mol.l<sup>-1</sup>
- Vortex

## 2° Résine échangeuse de cations séparation du Be de l'Al et du B.

*Cette étape peut exceptionnellement être réalisée hors des hottes car les concentrations en HCl sont très faibles.*

- Poser un bécher poubelle sous la colonne
- Verser dans la colonne quelques ml d'eau (MilliQ)
- Remplir la colonne avec de l'eau MilliQ jusqu'au sommet
- Introduire la résine DOWEX 50W\*8 (ACRO5 100-200 mesh) dans un bécher en plastique contenant de l'eau
- Ouvrir le robinet de la colonne de manière à verser en goutte à goutte l'eau contenue. Pendant que l'eau s'écoule, verser la résine avec une pipette jetable jusqu'à 9 cm de hauteur (ouvrir complètement une fois la résine bien tassée au bas de la colonne).

**ATTENTION.** *La colonne doit être toujours pleine afin de maintenir une répartition homogène de la phase stationnaire qui s'écoule par gravité dans la colonne d'eau. Si il y a formation de stratifications ou de bulles, ou si la résine traverse la laine une fois que la colonne ait été remplie de moitié, la colonne doit être recommencée.*

- Mesurer ~ **20 ml d'eau miliQ** dans un éprouvette plastique  
Verser ~ 2 ml de ces 20 ml avec une pipette jetable (goutte à goutte et le long de la paroi afin de ne pas perturber la résine)  
Verser les ~ 18 ml restant et éluer.
- Mesurer ~ **30 ml d'HCl 1 mol.l<sup>-1</sup>** dans un éprouvette plastique
- Après que l'eau soit passée dans la résine, conditionner la phase stationnaire avec les 30 ml

Verser ~ 2 ml de ces 30 ml avec une pipette jetable (goutte à goutte et le long de la paroi afin de ne pas perturber la résine) puis verser les 28 ml restants dans l'entonnoir. Laisser s'écouler jusqu'à raz de la résine (mettre a sec sur ½ mm PAS PLUS !!). *La résine va se tasser c'est normal*

- **Injecter l'échantillon** de suite après le passage des derniers millilitres d'HCl. (Pipette)
- Laisser l'échantillon s'éluer jusqu'au raz de la résine
- Rincer le tube qui contenait l'échantillon avec **0.5 ml d'HCl 1 mol.l<sup>-1</sup>**, introduire la solution de rinçage dans la résine et éluer
- Mesurer ~ **40 ml d'HCl 1 mol.l<sup>-1</sup>** dans un éprouvette plastique
- Cette étape permet de mesurer le bore qui sort avant le béryllium*
- Dès que les premières gouttes sont passées (mettre a sec sur ½ mm PAS PLUS !!), injecter immédiatement ~1.5 ml de ces 40 ml au dessus de la résine (goutte à goutte et le long de la paroi).
- Rajouter les 38.5 ml restant
- Eluer
- Mesurer ~ **115 ml d'HCl 1 mol.l<sup>-1</sup>** dans un éprouvette plastique pour éluer le Be.
- Dès que les dernières gouttes sont passées, injecter immédiatement ~2 ml des 115 ml au-dessus de la résine (goutte à goutte et le long de la paroi).
- Rajouter les 113 ml restant
- Mettre le bécher « Bécher Be ».
- Eluer

### **Si il est prévu de mesurer l'Al**

- Mesurer ~ **50 ml d'HCl 4,5 mol.l<sup>-1</sup>** dans un éprouvette plastique pour éluer l'Al.
- Mettre le bécher « Bécher Al » sous la colonne.
- Dès que les dernières gouttes sont passées, injecter immédiatement ~2 ml des 50 ml au-dessus de la résine (goutte à goutte et le long de la paroi).
- Rajouter les 50 ml restant
- Eluer
- **A la fin de l'élution.**
  - Jeter la résine (mettre la colonne à l'envers et ajouter de l'eau milliQ (2mm).
  - Rincer la colonne avec HCl et 3 fois a l'eau milliQ
- Evaporer les solutions contenant le Be et l'Al jusqu'à 1 ml
- Transférer les solutions dans un tube à centrifuger et rincer le bécher 3 fois avec 0.5 ml de solution d'HCl à **7,1 mol.l<sup>-1</sup>**.
- Ajouter goutte à goutte une solution d'ammoniaque (NH<sub>4</sub>OH) 32% tout en ajoutant la solution jusqu'au précipité.
- Contrôler le pH (pH~7/8), équilibrer avec NH<sub>4</sub>OH et HCl à 10.2 mol.l<sup>-1</sup>
- Centrifuger 5 mm
- Jeter le surnageant
  - laver le précipité avec 5ml de l'eau à pH 7/8.
- Vortex
- Centrifuger 5 mm
- Jeter le surnageant
  - Laver le précipité avec 5ml de l'eau à pH 7/8.
- Vortex
- Centrifuger 5 mm
- Jeter le surnageant
  - Laver le précipité avec 5ml de l'eau à pH 7/8.

- Vortex
- Centrifuger 5 mm
- Jeter le surnageant
- Dissoudre le précipité dans 300  $\mu$ l de solution de  $\text{HNO}_3$  à 69% + 1ml d'eau milliQ
- Vortex
  
- Transférer la solution dans un creuset de quartz (lavé préalablement dans une solution HCl dilué – 250 °C pendant 1 heure – puis rincé à l'eau milliQ).
- Rincer le tube à centrifuger 3 fois avec 100  $\mu$ l de  $\text{HNO}_3$  à 69% en vortexant entre chaque rinçage.
- Evaporer la solution à sec (250°C) Finir 10 mm à 400 °C
- Oxyder les échantillons pendant 2 heures dans un four.







**Annexe 5. Protocoles chimiques pour la purification du  $^{10}\text{Be}$**

Annexe 5a. Formulaire utilisé pour le calcul de l'ensemble des âges, avec le logiciel *CRONUS-Earth Web Calculators* version 2.0.

Annexe 5b. Feuille des résultats du calcul des âges, avec le logiciel *CRONUS-Earth Web Calculators* version 2.0.



**Annexe 5a.** Formulaire utilisé pour le calcul de l'ensemble des âges, avec le logiciel *CRONUS-Earth Web Calculators* version 2.0.

Du fait de l'espace limité, seulement les colonnes contenant l'information nécessaire au logiciel de calcul sont affichées. Le nombre des colonnes correspond au nombre des colonnes de la table du calculateur en ligne.

1	2	3	4	5	7	8	9	10	11	12	13	16	17	18	27
Sample name	Scaling	Latitude	Longitude	Elevation	Press. / elevation	Sample thickness	Bulk Density	Shielding factor	Erosion rate	Conc 10Be	10Be standar.	Att. length	Depth sample	Year collected	Conc. 10Be uncertainty
ADM1	LM	45.878	6.889	3821	Elevation	2.5	2.65	0.559	0	1.5742E+06	07KNSTD	160	0	2006	4.7225E+04
ADM1b	LM	45.878	6.889	3821	Elevation	2.5	2.65	0.54088	0	1.0931E+06	07KNSTD	160	0	2017	3.3777E+04
ADM1c	LM	45.878	6.889	3821	Elevation	2.5	2.65	0.54088	0	9.9757E+05	07KNSTD	160	0	2017	3.0832E+04
ADM2	LM	45.878	6.889	3825	Elevation	3.5	2.65	0.559	0	6.0154E+04	07KNSTD	160	0	2006	4.3312E+03
ADM3	LM	45.878	6.889	3765	Elevation	5.5	2.65	0.898	0	2.4248E+05	07KNSTD	160	0	2006	1.1639E+04
ADM4	LM	45.878	6.889	3762	Elevation	2.5	2.65	0.627	0	2.4805E+05	07KNSTD	160	0	2006	1.0914E+04
ADM5	LM	45.878	6.889	3761	Elevation	4	2.65	0.627	0	2.8243E+05	07KNSTD	160	0	2006	1.4121E+04
ADM8	LM	45.879	6.887	3810	Elevation	4	2.65	0.52965	0	1.0457E+04	07KNSTD	160	0	2011	1.6240E+03
ADM9	LM	45.878	6.889	3790	Elevation	4	2.65	0.72465	0	6.0813E+05	07KNSTD	160	0	2015	1.9816E+04
ADM10	LM	45.878	6.889	3774	Elevation	4	2.65	0.51777	0	1.0356E+04	07KNSTD	160	0	2015	2.0290E+03
ADM11	LM	45.878	6.889	3760	Elevation	4	2.65	0.51219	0	2.6066E+04	07KNSTD	160	0	2015	5.8450E+03
ADM12a	LM	45.878	6.889	3750	Elevation	4	2.65	0.66988	0	3.6524E+04	07KNSTD	160	0	2015	4.9743E+03
ADM12b	LM	45.878	6.889	3750	Elevation	2	2.65	0.52641	0	6.7007E+04	07KNSTD	160	0	2017	3.8880E+03
ADM12c	LM	45.878	6.889	3750	Elevation	3	2.65	0.5556	0	5.5692E+04	07KNSTD	160	0	2017	3.2319E+03
ADR1	LM	45.854	6.904	3516	Elevation	5	2.65	0.57892	0	8.5893E+04	07KNSTD	160	0	2015	6.5678E+03
ADR2	LM	45.854	6.905	3433	Elevation	5	2.65	0.56413	0	5.5033E+04	07KNSTD	160	0	2015	1.6855E+04
ADR3	LM	45.854	6.904	3420	Elevation	4	2.65	0.42138	0	9.5280E+02	07KNSTD	160	0	2015	3.0932E+02
ADR4	LM	45.854	6.905	3397	Elevation	3	2.65	0.50858	0	1.4351E+04	07KNSTD	160	0	2015	3.2495E+03
ADR5	LM	45.854	6.905	3309	Elevation	3	2.65	0.53131	0	6.1990E+03	07KNSTD	160	0	2015	1.9609E+03
ADR6	LM	45.855	6.905	3495	Elevation	2.5	2.65	0.67566	0	3.5712E+06	07KNSTD	160	0	2016	1.0978E+05
ADR7	LM	45.855	6.905	3460	Elevation	2.5	2.65	0.50785	0	6.6374E+05	07KNSTD	160	0	2016	2.0508E+04
ADR8	LM	45.854	6.905	3350	Elevation	4	2.65	0.77445	0	1.7373E+05	07KNSTD	160	0	2016	5.7215E+03
ADR9	LM	45.854	6.906	3250	Elevation	2.5	2.65	0.56674	0	4.7362E+04	07KNSTD	160	0	2016	4.0986E+03
ADR10	LM	45.854	6.906	3385	Elevation	2.5	2.65	0.5195	0	2.3566E+04	07KNSTD	160	0	2016	3.9752E+03
ADR11	LM	45.854	6.906	3350	Elevation	2.5	2.65	0.51206	0	4.5741E+04	07KNSTD	160	0	2016	3.9984E+03

Sample name	Scaling	Latitude	Longitude	Elevation	Press. / elevation	Sample thickness	Bulk Density	Shielding factor	Erosion rate	Conc 10Be	10Be standar.	Att. length	Depth sample	Year collected	Conc. 10Be uncertainty
ADR12	LM	45.854	6.906	3325	Elevation	2.5	2.65	0.60513	0	2.1174E+05	07KNSTD	160	0	2016	9.4041E+03
CHD1	LM	45.851	6.898	3602	Elevation	3	2.65	0.62858	0	1.5350E+05	07KNSTD	160	0	2016	6.4756E+03
CHD2	LM	45.851	6.895	3577	Elevation	3.5	2.65	0.42968	0	9.8908E+04	07KNSTD	160	0	2016	8.2929E+03
CHD3	LM	45.851	6.897	3556	Elevation	1.5	2.65	0.42079	0	7.2892E+04	07KNSTD	160	0	2016	4.6599E+03
CHD4	LM	45.851	6.897	3526	Elevation	2	2.65	0.40438	0	1.0367E+04	07KNSTD	160	0	2016	1.4441E+03
CHD5	LM	45.850	6.898	3505	Elevation	4	2.65	0.61951	0	1.9598E+05	07KNSTD	160	0	2016	7.9836E+03
CHD6	LM	45.851	6.897	3502	Elevation	2	2.65	0.64044	0	2.1258E+04	07KNSTD	160	0	2016	3.5057E+03
COS1	LM	45.873	6.886	3593	Elevation	1.2	2.65	0.75769	0	1.6912E+03	07KNSTD	160	0	2011	6.7661E+02
ECO2	LM	45.876	6.887	3598	Elevation	6	2.65	0.56982	0	1.7963E+04	07KNSTD	160	0	2011	2.9134E+03
ECO3	LM	45.876	6.887	3627	Elevation	6.5	2.65	0.72917	0	2.1271E+05	07KNSTD	160	0	2011	1.9802E+04
ECO4	LM	45.876	6.887	3675	Elevation	2.5	2.65	0.51881	0	2.2423E+05	07KNSTD	160	0	2016	7.0323E+03
ECO5	LM	45.876	6.887	3645	Elevation	3.5	2.65	0.56509	0	3.3703E+04	07KNSTD	160	0	2016	2.9880E+03
ECO6	LM	45.876	6.887	3620	Elevation	2.5	2.65	0.50159	0	2.0306E+04	07KNSTD	160	0	2016	1.9429E+03
ECO7a	LM	45.876	6.887	3597	Elevation	3	2.65	0.62568	0	2.8060E+04	07KNSTD	160	0	2016	3.5173E+03
ECO7b	LM	45.876	6.887	3597	Elevation	4	2.65	0.65726	0	2.7047E+04	07KNSTD	160	0	2017	2.3602E+03
ECO7c	LM	45.876	6.887	3597	Elevation	4.5	2.65	0.66476	0	2.7831E+04	07KNSTD	160	0	2017	2.8704E+03
ECO8	LM	45.876	6.887	3580	Elevation	2.5	2.65	0.64016	0	1.6630E+04	07KNSTD	160	0	2016	2.7235E+03
ECO9	LM	45.877	6.887	3754	Elevation	2	2.65	0.73074	0	2.9689E+05	07KNSTD	160	0	2016	1.0747E+04
ECO10	LM	45.877	6.887	3752	Elevation	2	2.65	0.45999	0	2.7717E+05	07KNSTD	160	0	2016	1.1318E+04
LA1	LM	45.865	6.897	3525	Elevation	3	2.65	0.62935	0	3.8516E+05	07KNSTD	160	0	2015	2.2575E+04
LA2	LM	45.865	6.897	3426	Elevation	5	2.65	0.27172	0	3.6670E+03	07KNSTD	160	0	2015	9.9046E+02
LA3	LM	45.865	6.897	3424	Elevation	2	2.65	0.3956	0	9.6095E+04	07KNSTD	160	0	2015	8.7468E+03
LA4	LM	45.865	6.897	3384	Elevation	3	2.65	0.29816	0	1.3773E+05	07KNSTD	160	0	2015	8.2525E+03
PYR2	LM	45.857	6.903	3389	Elevation	5	2.65	0.54221	0	1.5395E+06	07KNSTD	160	0	2011	6.4668E+04
PYR3	LM	45.857	6.903	3366	Elevation	3	2.65	0.68544	0	9.0017E+04	07KNSTD	160	0	2011	8.8005E+03
PYR4	LM	45.856	6.903	3475	Elevation	2.5	2.65	0.54049	0	9.6320E+04	07KNSTD	160	0	2016	5.8179E+03
PYR5	LM	45.857	6.903	3443	Elevation	2	2.65	0.77596	0	1.8743E+05	07KNSTD	160	0	2016	1.3980E+04
PYR6	LM	45.857	6.903	3335	Elevation	2.5	2.65	0.69572	0	1.8303E+04	07KNSTD	160	0	2016	2.5465E+03
PYR7	LM	45.857	6.904	3260	Elevation	3.5	2.65	0.71085	0	1.8312E+04	07KNSTD	160	0	2016	2.7673E+03
TRI1	LM	45.851	6.900	3525	Elevation	4	2.65	0.51996	0	2.1148E+05	07KNSTD	160	0	2011	1.9069E+04

Sample name	Scaling	Latitude	Longitude	Elevation	Press. / elevation	Sample thickness	Bulk Density	Shielding factor	Erosion rate	Conc 10Be	10Be standar.	Att. length	Depth sample	Year collected	Conc. 10Be uncertainty
TRI2	LM	45.851	6.900	3525	Elevation	2.5	2.65	0.69581	0	5.1617E+05	07KNSTD	160	0	2011	1.8619E+04
TRI4	LM	45.851	6.900	3465	Elevation	3.5	2.65	0.52416	0	5.8538E+04	07KNSTD	160	0	2011	4.7229E+03
TRI5	LM	45.851	6.900	3462	Elevation	5.5	2.65	0.44171	0	1.6019E+05	07KNSTD	160	0	2011	8.0916E+03
TRI6	LM	45.850	6.898	3615	Elevation	2.5	2.65	0.50643	0	6.5245E+05	07KNSTD	160	0	2016	2.0065E+04
TRI7	LM	45.851	6.900	3567	Elevation	3	2.65	0.54349	0	4.1521E+05	07KNSTD	160	0	2016	1.3096E+04
TRI8	LM	45.851	6.900	3492	Elevation	2.5	2.65	0.30043	0	1.4369E+05	07KNSTD	160	0	2016	5.1509E+03
TRI9	LM	45.840	6.906	3545	Elevation	2.5	2.65	0.55549	0	6.5834E+04	07KNSTD	160	0	2016	6.3069E+03
TRI10	LM	45.851	6.900	3515	Elevation	2.5	2.65	0.51897	0	2.0529E+04	07KNSTD	160	0	2016	3.4854E+03
TRI11	LM	45.851	6.900	3488	Elevation	3	2.65	0.49063	0	2.2553E+04	07KNSTD	160	0	2016	1.7264E+03
TRI12	LM	45.851	6.900	3442	Elevation	2.5	2.65	0.52833	0	1.4826E+04	07KNSTD	160	0	2016	2.4768E+03
TRO1	LM	45.845	6.910	3475	Elevation	4	2.65	0.5441	0	1.4017E+04	07KNSTD	160	0	2011	2.1649E+03
TRO2	LM	45.845	6.910	3470	Elevation	4	2.65	0.52363	0	1.1931E+05	07KNSTD	160	0	2011	6.2830E+03
TRO4	LM	45.846	6.910	3480	Elevation	4.5	2.65	0.5901	0	6.7373E+04	07KNSTD	160	0	2011	1.0692E+04
TRO5	LM	45.846	6.911	3430	Elevation	7	2.65	0.60037	0	3.6835E+03	07KNSTD	160	0	2011	8.6680E+02
TRO6	LM	45.845	6.909	3619	Elevation	3	2.65	0.75865	0	1.1152E+06	07KNSTD	160	0	2016	3.4438E+04
TRO7	LM	45.845	6.910	3598	Elevation	2.5	2.65	0.52229	0	5.2836E+04	07KNSTD	160	0	2016	3.1783E+03
TRO8	LM	45.845	6.910	3548	Elevation	2.5	2.65	0.70113	0	1.7700E+05	07KNSTD	160	0	2016	8.5385E+03



**Annexe 5b.** Feuille des résultats du calcul des âges, avec le logiciel *CRONUS-Earth Web Calculators* version 2.0

Sample Name	Age (Be)	Total Uncertainty (Be)	Erosion Rate	Scaling Be Spallation	Scaling Fast Muons (Be)	Scaling Slow Muons (Be)	Production Be Spallation	Production Muon Spallation (Be)	Qs (Be)	Qmu (Be)	Analytical (Internal) Uncertainty (Be)
ADM1	<b>44.00</b>	<b>3.60</b>	0	15.9334	6.2674	6.2674	34.8995	0.18185	0.97978	0.98874	1.2946
ADM2	<b>1.78</b>	<b>0.19</b>	0	15.9681	6.2794	6.2794	34.6895	0.18065	0.97185	0.98053	0.1303
ADM3	<b>4.65</b>	<b>0.44</b>	0	15.4526	6.1014	6.1014	53.0527	0.27764	0.95624	0.96322	0.2270
ADM4	<b>6.57</b>	<b>0.58</b>	0	15.4272	6.0926	6.0926	37.9012	0.19877	0.97978	0.98888	0.2792
ADM5	<b>7.56</b>	<b>0.71</b>	0	15.4187	6.0897	6.0897	37.4169	0.19615	0.96792	0.97632	0.3795
ADM8	<b>0.31</b>	<b>0.05</b>	0	15.8384	6.2346	6.2346	32.4678	0.16927	0.96792	0.97607	0.0484
ADM9	<b>13.99</b>	<b>1.20</b>	0	15.6659	6.1750	6.175	43.9407	0.22959	0.96792	0.97617	0.4487
ADM10	<b>0.32</b>	<b>0.07</b>	0	15.5292	6.1278	6.1278	31.1217	0.16291	0.96792	0.97625	0.0631
ADM11	<b>0.86</b>	<b>0.23</b>	0	15.4102	6.0867	6.0867	30.5493	0.16017	0.96792	0.97633	0.2169
ADM12	<b>0.93</b>	<b>0.16</b>	0	15.3257	6.0575	6.0575	39.7359	0.20857	0.96792	0.97638	0.1359
ADR1	<b>2.95</b>	<b>0.33</b>	0	13.4352	5.4050	5.405	29.8572	0.16125	0.96011	0.96935	0.2277
ADR2	<b>2.03</b>	<b>0.69</b>	0	12.8104	5.1892	5.1892	27.7408	0.15151	0.96011	0.96998	0.6722
ADR3	<b>0.04</b>	<b>0.02</b>	0	12.7145	5.1561	5.1561	20.7371	0.11348	0.96792	0.97815	0.0148
ADR4	<b>0.56</b>	<b>0.14</b>	0	12.5462	5.0980	5.098	24.9003	0.13669	0.97581	0.98626	0.1356
ADR5	<b>0.24</b>	<b>0.08</b>	0	11.9174	4.8806	4.8806	24.7078	0.13731	0.97581	0.98656	0.0779
ADR6	<b>100.49</b>	<b>8.50</b>	0	13.2751	5.3498	5.3498	35.1452	0.19035	0.97978	0.98952	3.0844
ADR7	<b>25.39</b>	<b>2.10</b>	0	13.0113	5.2587	5.2587	25.8915	0.14087	0.97978	0.98961	0.7567
ADR8	<b>4.82</b>	<b>0.41</b>	0	12.2075	4.9809	4.9809	36.5909	0.2022	0.96792	0.97854	0.1582
ADR9	<b>1.89</b>	<b>0.23</b>	0	11.5092	4.7394	4.7394	25.558	0.14315	0.97978	0.99013	0.1679
ADR10	<b>0.94</b>	<b>0.19</b>	0	12.4590	5.0679	5.0679	25.3611	0.13937	0.97978	0.98979	0.1701
ADR11	<b>1.91</b>	<b>0.23</b>	0	12.2074	4.9809	4.9809	24.493	0.13525	0.97978	0.98987	0.1729
ADR12	<b>7.42</b>	<b>0.68</b>	0	12.0299	4.9195	4.9195	28.524	0.15806	0.97978	0.98994	0.3323

Sample Name	Age (Be)	Total Uncertainty (Be)	Erosion Rate	Scaling Be Spallation	Scaling Fast Muons (Be)	Scaling Slow Muons (Be)	Production Be Spallation	Production Muon Spallation (Be)	Qs (Be)	Qmu (Be)	Analytical (Internal) Uncertainty (Be)
CHD1	<b>4.49</b>	<b>0.40</b>	0	14.1051	5.6363	5.6363	34.5981	0.18496	0.97581	0.98557	0.1922
CHD2	<b>4.32</b>	<b>0.48</b>	0	13.9081	5.5682	5.5682	23.2244	0.12453	0.97185	0.98157	0.3512
CHD3	<b>3.28</b>	<b>0.34</b>	0	13.7438	5.5115	5.5115	22.848	0.12238	0.9878	0.99418	0.2144
CHD4	<b>0.46</b>	<b>0.07</b>	0	13.5116	5.4313	5.4313	21.4972	0.11583	0.98378	0.99232	0.0641
CHD5	<b>6.16</b>	<b>0.51</b>	0	13.3502	5.3756	5.3756	32.0103	0.17319	0.96792	0.97769	0.2318
CHD6	<b>0.62</b>	<b>0.13</b>	0	13.3279	5.3679	5.3679	33.5836	0.18151	0.98378	0.99236	0.1154
COS1	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>	0	14.0410	5.6140	5.614	42.1349	0.22435	0.99023	0.99531	0.0160
ECO2	<b>0.57</b>	<b>0.11</b>	0	14.0813	5.6279	5.6279	30.5521	0.16318	0.95239	0.9606	0.0988
ECO3	<b>5.45</b>	<b>0.65</b>	0	14.3128	5.7078	5.7078	39.5771	0.21059	0.94856	0.95641	0.4984
ECO4	<b>7.50</b>	<b>0.64</b>	0	14.7018	5.8421	5.8421	29.8867	0.15831	0.97978	0.98908	0.2370
ECO5	<b>1.08</b>	<b>0.13</b>	0	14.4577	5.7578	5.7578	31.7504	0.1688	0.97185	0.98127	0.0978
ECO6	<b>0.72</b>	<b>0.10</b>	0	14.2566	5.6884	5.6884	28.0197	0.14939	0.97978	0.98921	0.0756
ECO7	<b>0.82</b>	<b>0.14</b>	0	14.0734	5.6252	5.6252	34.3611	0.18378	0.97581	0.98558	0.1157
ECO8	<b>0.46</b>	<b>0.08</b>	0	13.9392	5.5788	5.5788	34.9643	0.18732	0.97978	0.9893	0.0745
ECO9	<b>6.73</b>	<b>0.55</b>	0	15.3593	6.0691	6.0691	44.1591	0.23156	0.98378	0.99192	0.2298
ECO10	<b>10.09</b>	<b>0.93</b>	0	15.3422	6.0632	6.0632	27.7667	0.14563	0.98378	0.99192	0.4269
LA1	<b>11.79</b>	<b>1.20</b>	0	13.5076	5.4299	5.4299	33.1756	0.17906	0.97581	0.98584	0.6870
LA2	<b>0.26</b>	<b>0.08</b>	0	12.7619	5.1724	5.1724	13.3109	0.07276	0.96011	0.97003	0.0730
LA3	<b>4.91</b>	<b>0.59</b>	0	12.7471	5.1673	5.1673	19.8406	0.10832	0.98378	0.99249	0.4491
LA4	<b>9.99</b>	<b>1.00</b>	0	12.4549	5.0663	5.0663	14.4932	0.07969	0.97581	0.9863	0.6035
PYR2	<b>58.09</b>	<b>5.30</b>	0	12.4888	5.0781	5.0781	25.995	0.14285	0.96011	0.97032	2.4734
PYR3	<b>2.80</b>	<b>0.34</b>	0	12.3227	5.0207	5.0207	32.9602	0.1817	0.97581	0.98637	0.2706
PYR4	<b>3.55</b>	<b>0.34</b>	0	13.1245	5.2977	5.2977	27.7952	0.15093	0.97978	0.98957	0.2061
PYR5	<b>4.84</b>	<b>0.52</b>	0	12.8853	5.2151	5.2151	39.3388	0.21424	0.98378	0.99246	0.3596
PYR6	<b>0.53</b>	<b>0.09</b>	0	12.1014	4.9442	4.9442	32.9891	0.18254	0.97978	0.98991	0.0800
PYR7	<b>0.55</b>	<b>0.10</b>	0	11.5782	4.7633	4.7633	31.9855	0.17906	0.97185	0.98298	0.0899

Sample Name	Age (Be)	Total Uncertainty (Be)	Erosion Rate	Scaling Be Spallation	Scaling Fast Muons (Be)	Scaling Slow Muons (Be)	Production Be Spallation	Production Muon Spallation (Be)	Qs (Be)	Qmu (Be)	Analytical (Internal) Uncertainty (Be)
TRI1	<b>7.78</b>	<b>0.94</b>	0	13.5035	5.4286	5.4286	27.175	0.14665	0.96792	0.97758	0.7111
TRI2	<b>14.19</b>	<b>1.20</b>	0	13.5035	5.4286	5.4286	36.816	0.19864	0.97978	0.98945	0.5009
TRI4	<b>2.27</b>	<b>0.26</b>	0	13.0480	5.2713	5.2713	26.5791	0.14459	0.97185	0.98207	0.1864
TRI5	<b>7.28</b>	<b>0.69</b>	0	13.0255	5.2635	5.2635	21.9969	0.11966	0.95624	0.96579	0.3709
TRI6	<b>22.99</b>	<b>1.90</b>	0	14.2084	5.6720	5.672	28.1945	0.15044	0.97978	0.98922	0.6889
TRI7	<b>14.29</b>	<b>1.20</b>	0	13.8292	5.5411	5.5411	29.3295	0.15748	0.97581	0.98569	0.4414
TRI8	<b>9.27</b>	<b>0.84</b>	0	13.2516	5.3416	5.3416	15.5995	0.08452	0.97978	0.98953	0.3496
TRI9	<b>2.28</b>	<b>0.29</b>	0	13.6547	5.4809	5.4809	29.7206	0.15997	0.97978	0.98941	0.2216
TRI10	<b>0.75</b>	<b>0.15</b>	0	13.4268	5.4021	5.4021	27.3033	0.1475	0.97978	0.98948	0.1396
TRI11	<b>0.90</b>	<b>0.11</b>	0	13.2213	5.3311	5.3311	25.3129	0.13729	0.97581	0.98596	0.0751
TRI12	<b>0.54</b>	<b>0.11</b>	0	12.8765	5.2120	5.212	26.6564	0.14537	0.97978	0.98965	0.0964
TRO1	<b>0.49</b>	<b>0.08</b>	0	13.1212	5.2967	5.2967	27.6315	0.1501	0.96792	0.97786	0.0744
TRO2	<b>4.56</b>	<b>0.44</b>	0	13.0836	5.2837	5.2837	26.5158	0.14414	0.96792	0.97788	0.2435
TRO4	<b>2.32</b>	<b>0.41</b>	0	13.1590	5.3097	5.3097	29.9312	0.16246	0.964	0.97368	0.3684
TRO5	<b>0.12</b>	<b>0.03</b>	0	12.7858	5.1808	5.1808	28.9918	0.15851	0.94476	0.95493	0.0296
TRO6	<b>26.19</b>	<b>2.10</b>	0	14.2383	5.6824	5.6824	42.1516	0.22489	0.97581	0.98552	0.7816
TRO7	<b>1.88</b>	<b>0.19</b>	0	14.0712	5.6248	5.6248	28.7967	0.15398	0.97978	0.98926	0.1159
TRO8	<b>4.78</b>	<b>0.44</b>	0	13.6791	5.4894	5.4894	37.58	0.20219	0.97978	0.9894	0.2298

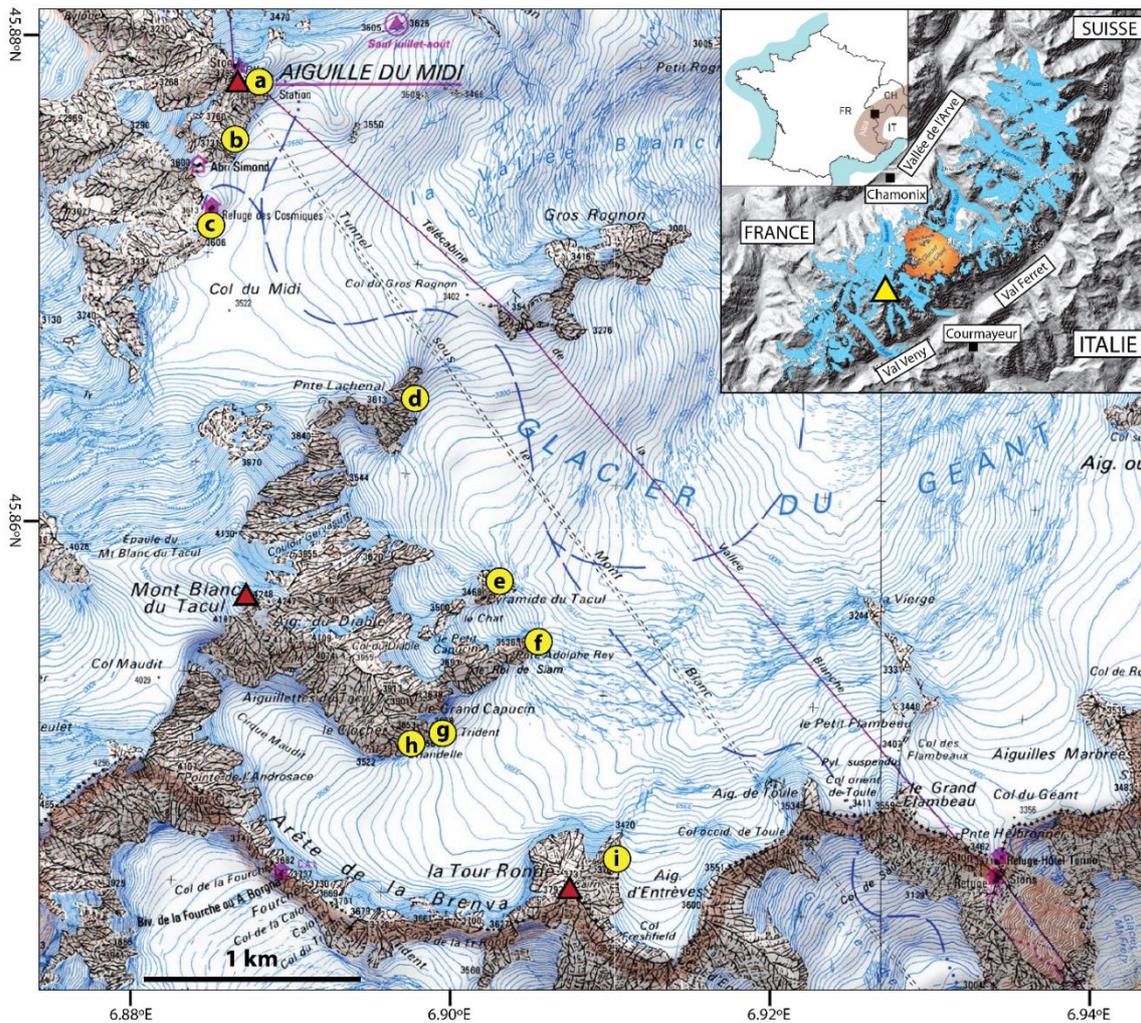
Sample Name	Scaling	Age	Internal Uncertainty	Total Uncertainty	Erosion rate	For neutrons	For muons, fast	For muons, slow	Be, Al spallation	Mu, spallation	Qs (unitless)	Qmu (unitless)
ADM1	LM	<b>44.00</b>	1.29	<b>3.60</b>	0	15.9334	6.2674	6.2674	34.8995	0.18185	0.9798	0.98874
ADM1b	LM	<b>31.90</b>	0.96	<b>2.60</b>	0	15.9334	6.2674	6.2674	33.7682	0.17596	0.9798	0.98874
ADM1c	LM	<b>29.20</b>	0.87	<b>2.40</b>	0	15.9334	6.2674	6.2674	33.7682	0.17596	0.9798	0.98874
ADM12a	LM	<b>0.93</b>	0.14	<b>0.16</b>	0	15.3257	6.0575	6.0575	39.7347	0.20857	0.9679	0.97638
ADM12b	LM	<b>2.18</b>	0.13	<b>0.22</b>	0	15.3257	6.0575	6.0575	31.7417	0.16652	0.9838	0.99193
ADM12c	LM	<b>1.72</b>	0.10	<b>0.17</b>	0	15.3257	6.0575	6.0575	33.2274	0.17454	0.9758	0.98509
ECO7a	LM	<b>0.83</b>	0.12	<b>0.14</b>	0	14.0734	5.6252	5.6252	34.3611	0.18378	0.9758	0.98558
ECO7b	LM	<b>0.76</b>	0.07	<b>0.10</b>	0	14.0734	5.6252	5.6252	35.8006	0.1914	0.9679	0.97717
ECO7c	LM	<b>0.78</b>	0.09	<b>0.11</b>	0	14.0734	5.6252	5.6252	36.0613	0.19273	0.9640	0.9729

**Annexe 6.** Table des âges d'exposition des échantillons (par datation cosmogénique) et des valeurs spectrales en différents méthodes de représentation. Les valeurs en rouge sont considérées comme aberrants ; les échantillons en rouge n'ont pas été considérés pour les analyses couleur-âge.

Échantillon	Âge	Incertitude	CIE 1931		CIE 1976			Valeur 530 nm	Valeur 770 nm	Valeur GRIGRI
			x	y	L*	a*	b*			
ADM1	30.44	1.76	0.38415	0.37408	47.04563	7.10578	17.34630	0.131	0.238	0.288
ADM2	1.78	0.19	0.32980	0.35486	42.29666	-1.86671	6.58070	0.126	0.150	0.085
ADM3	4.65	0.44	-	-	-	-	-	-	-	-
ADM4	6.57	0.58	0.36285	0.36671	50.97691	3.90325	14.06217	0.170	0.254	0.197
ADM5	7.56	0.71	0.35491	0.35954	53.13683	3.79234	11.89821	0.190	0.269	0.172
ADM6	-	-	0.37850	0.37139	51.67789	6.87053	17.26689	0.167	0.291	0.271
ADM7	-	-	0.37909	0.36908	55.56191	8.08557	17.79697	0.194	0.346	0.281
ADM8	0.31	0.05	0.33384	0.35279	65.24928	-0.50678	9.19134	0.334	0.366	0.046
ADM9	13.99	1.20	0.37829	0.37136	53.06187	6.96294	17.58660	0.176	0.295	0.253
ADM10	0.32	0.07	0.33799	0.35752	60.96755	-0.58478	10.43110	0.283	0.310	0.046
ADM11	0.86	0.23	0.33956	0.35766	64.50091	-0.12239	11.16796	0.322	0.367	0.066
ADM12	0.93	0.16	0.33580	0.35398	65.77987	-0.21871	9.84019	0.340	0.391	0.069
ADR1	2.95	0.33	0.36560	0.36799	50.66535	4.28060	14.61718	0.166	0.234	0.171
ADR2	2.03	0.69	0.34000	0.35516	65.12012	0.84642	10.65681	0.325	0.375	0.072
ADR3	0.04	0.02	0.33694	0.35530	64.83709	-0.25379	10.23246	0.327	0.355	0.041
ADR4	0.56	0.14	0.34844	0.36204	58.89009	1.35805	12.62268	0.251	0.301	0.091
ADR5	0.24	0.08	0.32823	0.34785	61.91229	-0.80511	6.81878	0.299	0.322	0.038
ADR6	100.49	8.50	0.40159	0.37457	50.45762	11.74171	20.76863	0.143	0.311	0.371
ADR7	25.39	2.10	0.36747	0.36955	60.39851	5.00140	17.40874	0.248	0.353	0.174
ADR8	4.82	0.41	0.37748	0.37260	49.23443	6.05140	16.77263	0.150	0.241	0.234
ADR9	1.89	0.23	0.36056	0.36714	58.19079	3.51274	15.36495	0.233	0.316	0.152
ADR10	0.94	0.19	0.34679	0.36137	52.41212	0.95245	11.18004	0.193	0.239	0.107
ADR11	1.91	0.23	0.35913	0.36769	60.26315	3.00788	15.72712	0.255	0.331	0.129
ADR12	7.42	0.68	0.37841	0.37681	49.94811	5.26848	17.98120	0.156	0.248	0.227
CHD1	4.49	0.40	0.37895	0.37570	57.80683	6.36877	19.93637	0.217	0.340	0.221
CHD2	4.32	0.48	0.36202	0.36357	61.34020	5.21965	15.33008	0.262	0.373	0.175
CHD3	3.28	0.34	0.38172	0.37786	64.39500	7.12144	22.72688	0.279	0.440	0.224
CHD4	0.46	0.07	0.33665	0.35457	60.33788	-0.10149	9.44741	0.278	0.324	0.077
CHD5	6.16	0.51	0.36344	0.36967	61.33200	3.78625	17.06415	0.263	0.360	0.157
CHD6	0.62	0.13	0.35038	0.36465	64.51680	1.26971	14.52948	0.313	0.384	0.103
CHD7	-	-	0.34102	0.35881	60.75891	0.00246	11.12875	0.277	0.313	0.062
COS1	0.03	0.02	0.34156	0.36109	55.88333	-0.49052	11.01782	0.230	0.264	0.070
ECO1	-	-	0.37566	0.37137	51.29561	6.09285	16.79305	0.165	0.281	0.258
ECO2	0.57	0.11	0.35381	0.36436	59.45301	2.34069	14.01234	0.253	0.340	0.148
ECO3	5.45	0.65	0.36296	0.36935	58.12957	3.58008	16.21565	0.232	0.333	0.178
ECO4	7.50	0.64	0.37096	0.37190	60.68330	5.36828	18.57135	0.250	0.373	0.197
ECO5	1.08	0.13	0.36307	0.37196	60.11254	2.93045	17.30455	0.254	0.344	0.150
ECO6	0.72	0.10	0.36128	0.36895	52.87678	2.97005	14.76413	0.188	0.250	0.143
ECO7	0.82	0.14	0.35008	0.36207	53.25452	1.71503	11.88351	0.197	0.240	0.098
ECO8	0.46	0.08	0.37589	0.37250	54.98846	6.17134	18.01089	0.196	0.328	0.253
ECO9	6.73	0.55	0.37917	0.37250	55.47947	7.12819	18.58810	0.195	0.327	0.251
ECO10	10.09	0.93	0.37881	0.36999	60.65487	8.29677	19.25406	0.239	0.399	0.251
LA1	11.79	1.20	0.36501	0.36497	58.96924	5.53750	15.62142	0.236	0.346	0.190
LA2	0.26	0.08	0.32723	0.34578	68.44619	-0.51499	6.68158	0.379	0.397	0.024
LA3	4.91	0.59	-	-	-	-	-	-	-	-
LA4	9.99	1.00	0.36133	0.36397	52.70969	4.32060	13.62960	0.184	0.259	0.169

## Annexe 6

Échantillon	Âge	Incertitude	CIE 1931		CIE 1976			Valeur 530 nm	Valeur 770 nm	Valeur GRIGRI
			x	y	L*	a*	b*			
PYR1	-	-	0.33443	0.35172	59.52989	0.05069	8.35865	0.267	0.305	0.066
PYR2	58.09	5.30	0.36453	0.36429	55.86343	5.36785	14.74894	0.207	0.313	0.204
PYR3	2.80	0.34	0.35130	0.36514	62.91459	1.38938	14.49519	0.293	0.370	0.116
PYR4	3.55	0.34	0.37108	0.37138	61.20454	5.59698	18.58100	0.255	0.381	0.198
PYR5	4.84	0.52	0.33458	0.35054	73.56323	0.55223	9.58904	0.443	0.493	0.053
PYR6	0.53	0.09	0.33547	0.35245	54.18592	0.15083	8.05813	0.213	0.236	0.051
PYR7	0.55	0.10	0.33027	0.34729	62.20445	0.07214	6.97275	0.298	0.313	0.025
TRI1	7.78	0.94	0.37565	0.37556	54.89860	5.25240	18.65911	0.196	0.312	0.228
TRI2	14.19	1.20	0.34235	0.35614	64.09173	1.31291	11.10996	0.310	0.372	0.090
TRI3	-	-	0.33087	0.35022	61.08246	-0.66094	7.68541	0.287	0.312	0.043
TRI4	2.27	0.26	0.35743	0.36830	62.36360	2.36164	16.06852	0.282	0.384	0.153
TRI5	7.28	0.69	0.37959	0.37577	55.12211	6.29704	19.31639	0.194	0.323	0.249
TRI6	22.99	1.90	0.38205	0.37300	55.20575	7.75326	19.04379	0.190	0.319	0.253
TRI7	14.29	1.20	0.35326	0.36501	66.54318	2.16135	15.41688	0.332	0.417	0.113
TRI8	9.27	0.84	0.36423	0.37116	63.70933	3.68721	18.09056	0.290	0.403	0.163
TRI9	2.28	0.29	0.33131	0.34805	69.51424	0.19270	7.98701	0.389	0.430	0.050
TRI10	0.75	0.15	0.34973	0.36159	60.33811	1.92630	12.93323	0.265	0.354	0.142
TRI11	0.90	0.11	0.34511	0.35977	64.60027	1.07516	12.51803	0.317	0.377	0.087
TRI12	0.54	0.11	0.34407	0.36089	62.87340	0.35405	12.38814	0.299	0.348	0.076
TRO1	0.49	0.08	0.33364	0.35252	61.64691	-0.46346	8.68746	0.291	0.324	0.052
TRO2	4.56	0.44	0.36388	0.37269	54.53155	2.74448	16.31002	0.201	0.286	0.173
TRO3	-	-	0.32375	0.34355	59.75991	-0.92245	5.00162	0.276	0.281	0.009
TRO4	2.32	0.41	0.34942	0.36107	66.69542	2.15413	13.82368	0.336	0.434	0.128
TRO5	0.12	0.03	0.31941	0.33837	72.93043	-0.86403	3.72383	0.449	0.450	0.002
TRO6	26.19	2.10	0.38071	0.37260	58.18839	7.81296	19.54396	0.217	0.367	0.257
TRO7	1.88	0.19	0.35695	0.36853	62.35156	2.13968	16.05464	0.283	0.374	0.138
TRO8	4.78	0.44	0.36369	0.36712	58.68771	4.48177	15.89856	0.235	0.337	0.178
TRO9	-	-	0.32985	0.34849	66.61974	-0.48638	7.63152	0.351	0.361	0.015

**Annexe 7. Images des sites d'échantillonnage avec leurs âges d'exposition.**

Situation dans le bassin du Glacier du Géant des plusieurs sites échantillonnés.

- a) Aiguille du Midi (3842 m)
- b) Éperon des Cosmiques (3731 m)
- c) paroi sous le refuge des Cosmiques (3613 m)
- d) Pointe Lachenal (3550 m)
- e) Pyramide du Tacul (3486 m)
- f) Pointe Adolphe Rey (3535 m)
- g) Trident du Tacul (3639 m)
- h) Chandelle du Tacul (3614 m)
- i) Tour Ronde (3792 m)

Âges d'exposition (ka) :

- noir**: âge calculé par la méthode de datation cosmogénique
- rouge**: âge calculé avec la méthode GRIGRI (chapitre 10)



**a**

# Aiguille du Midi (3842m)



1.78±0.19 ka

ADM2 ★

ADM1 ★

0.31±0.05 ka

ADM8

30.44±1.76 ka

4.65±0.44 ka

ADM3

ADM9 ADM7

13.99±1.20 ka

★ ★ 22.50 ka

ADM6 ★

19.15 ka

★ ★ ADM5

7.56±0.71 ka

ADM10 ★

0.32±0.07 ka

ADM4

6.57±0.58 ka

★ ★ ADM11

0.86±0.23 ka

ADM12

0.93±0.16 ka



**b**

# Éperon des Cosmiques (3731m)







# refuge des Cosmiques (3613m)



T3

LA1



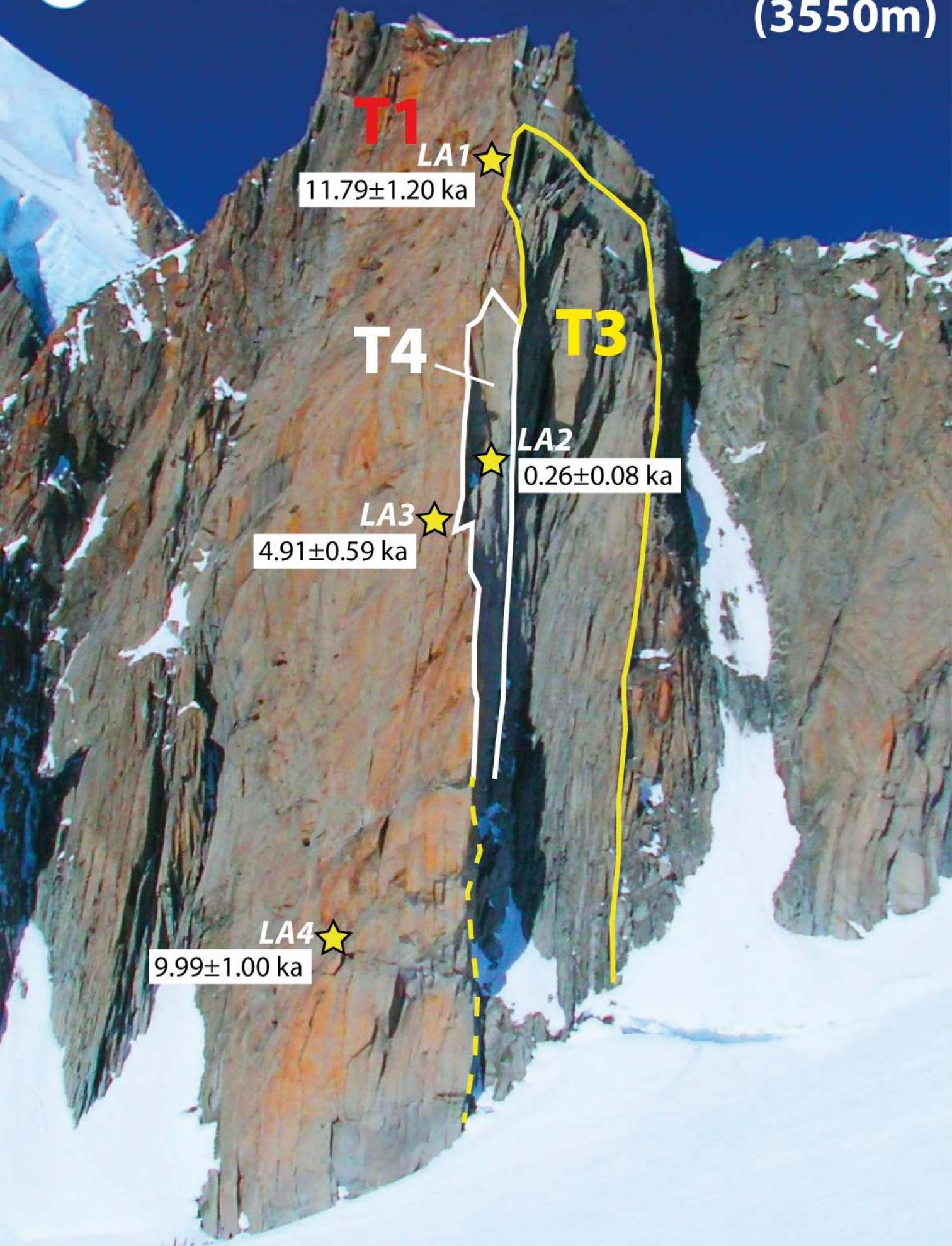
0.03±0.02 ka

T4



d

# pointe Lachenal (3550m)





e

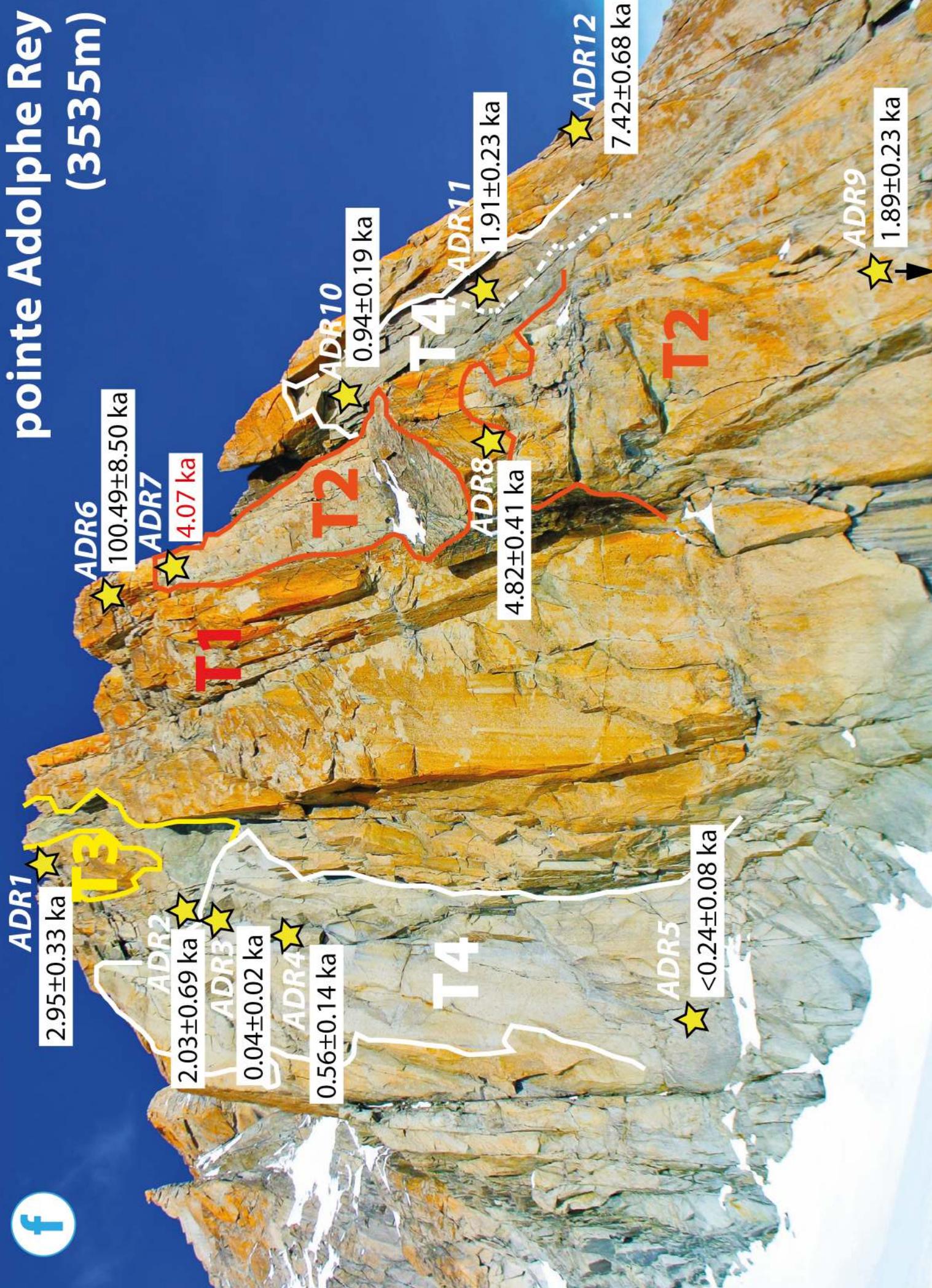
# Pyramide du Tacul (3486m)







# pointe Adolphe Rey (3535m)





g

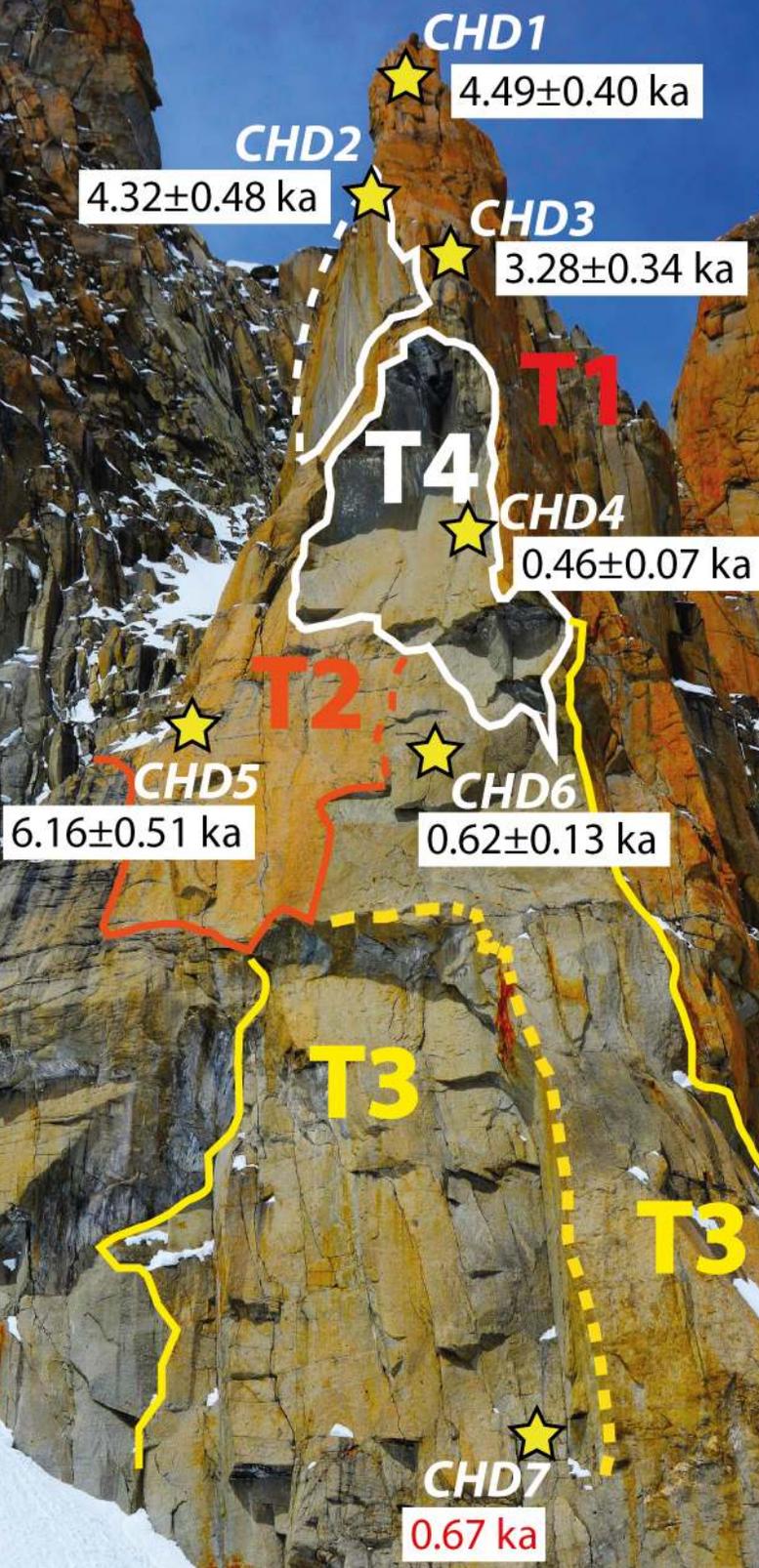
# Trident du Tacul (3639m)







# Chandelle du Tacul (3614m)







# Tour Ronde (3792m)



**T1**

TRO6

26.19±2.10 ka

TRO7

1.88±0.19 ka

**T3**

TRO8

4.78±0.44 ka

**T4**

**T4**

TRO9

0.32 ka

TRO1

0.49±0.08 ka

TRO2

4.56±0.44 ka

**T2**

TRO3

0.29 ka

**T3**

TRO4

2.32±0.41 ka

TRO5

0.12±0.03 ka



# Table des matières

<b>Résumé .....</b>	<b>i</b>
<b>Abstract .....</b>	<b>ii</b>
<b>Resum .....</b>	<b>iii</b>
<b>Sommaire .....</b>	<b>v</b>
<b>Introduction générale .....</b>	<b>1</b>
Les écroulements, un aléa majeur dans le massif du Mont Blanc .....	1
Les écroulements holocènes, un phénomène méconnu .....	2
Problématique et approche méthodologique de l'étude .....	3
Organisation du mémoire .....	3
<b>PARTIE 1. État de l'art sur les écroulements dans le massif du Mont Blanc</b>	
<b>1. Présentation du site d'étude.....</b>	<b>7</b>
1.1. Le massif du Mont Blanc et le Glacier du Géant .....	7
Géologie du massif du Mont Blanc .....	8
L'englacement dans le massif du Mont Blanc .....	9
1.2. Le massif du Mont Blanc, un terrain favorable aux écroulements .....	9
Qu'est-ce qu'un écroulement ? .....	10
Les causes des écroulements dans le massif du Mont Blanc .....	11
<b>2. État des connaissances des écroulements passés et actuels dans le massif du Mont Blanc .....</b>	<b>13</b>
2.1. Les écroulements historiques dans la littérature scientifique .....	13
2.2. Étude diachronique des écroulements par photo-comparaison .....	14
2.3. Étude des écroulements actuels avec un réseau d'observateurs .....	15
2.4. Étude des écroulements de 2003 à partir d'images satellite .....	16
2.5. Étude diachronique des écroulements actuels par suivi LiDAR de parois sélectionnées .....	17
<b>3. Nécessité de dater les écroulements anciens .....</b>	<b>19</b>
3.1. Bases de la méthode de datation cosmogénique .....	20
Quelques définitions préliminaires .....	20
La formation des nucléides cosmogéniques dans l'atmosphère et dans la surface de la Terre .....	20
La datation cosmogénique du granite .....	22

Les facteurs de correction pour calculer le taux de production spécifique au site et à l'échantillon .....	22
Le calcul de l'âge d'exposition .....	24
3.2. Datation des écroulements dans le massif du Mont Blanc. Campagne de 2006 à l'Aiguille du Midi .....	25
Datation des écroulements .....	26
Analyses géochimiques de la composition du granite et spectroscopie de réflectance .....	26
3.3. Datation des écroulements dans le massif du Mont Blanc. Campagne de 2011 dans le bassin du Géant .....	27
Extension de l'étude à l'échelle du Glacier du Géant (2011) .....	27
Datation des écroulements .....	27
Spectroscopie de réflectance .....	28
3.4. Nouveau calcul des âges pour les échantillons des campagnes 2006 et 2011 .....	28
<b>4. Résultats et interprétation .....</b>	<b>31</b>
4.1. Fiche synoptique de l'article 1 .....	31
4.2. Article 1 : Gallach X, Ravanel L, Egli M, Brandova D, Schaeppman M, Christl M, Gruber S, Deline P, Carcaillet J, Pallandre F. (2018). Timing of rockfalls in the Mont Blanc massif (Western Alps): evidence from surface exposure dating with cosmogenic <sup>10</sup> Be. <i>Landslides</i> .....	33
<b>Conclusion de la partie 1 .....</b>	<b>43</b>

## **PARTIE 2. Contrôles géomorphologique et climatique sur la fréquence des écroulements post-glaciaires**

<b>5. Analyse géomorphologique des parois par la modélisation 3D .....</b>	<b>47</b>
5.1. Obtention d'un modèle 3D d'une paroi par LiDAR et photogrammétrie .....	47
La méthode LiDAR .....	48
La méthode photogramétrique .....	48
5.2. Modèles 3D préexistants et acquisition de nouvelles données photogrammétriques .....	49
Données existantes .....	49
Acquisition des données photogrammétriques .....	50
5.3. Obtention des modèles 3D .....	51
Construction du nuage de points photogrammétrique .....	51
Nettoyage et réduction du nuage de points .....	52
Transformation d'un nuage de points en maillage .....	52
5.4. Reconstitution des paléo-écroulements et calcul des volumes .....	54
Reconstitution 3D de la paléoforme de la paroi .....	54
Deux méthodes utilisées en absence d'indices sur la paléoforme du volume écroulé .....	55

Une troisième méthode de calcul du volume par mesure des 3 axes de l'éroulement, sans modèle 3D .....	56
5.5. Analyse statistique de la structure des parois .....	56
Cartographie et mesure des principales familles sur une image satellite.....	56
Détection des principales familles de fractures à partir d'un traitement des nuages de points sous CloudCompare .....	58
Obtention des orientations des principales fractures par cartographie dans les nuages de points ..	59
5.6. Calcul statistique des volumes moyens des blocs qui composent une paroi .....	61
<b>6. De la sélection des échantillons a la datation des éroulements .....</b>	<b>63</b>
6.1. Échantillonnage .....	63
Choix des sites à échantillonner .....	63
Campagne de terrain .....	63
6.2. Préparation des échantillons au laboratoire et extraction géochimique du <sup>10</sup> Be .....	64
Conditionnement de l'échantillon .....	64
Traitement mécanique.....	64
Extraction chimique du quartz.....	64
Ajout de l'entraîneur et dissolution totale du quartz .....	64
Substitution de l'acide fluorhydrique (HF) .....	65
Extraction chimique du béryllium .....	65
6.3. Obtention des âges d'exposition .....	65
6.4. Différences dans le choix des paramètres utilisés pour le calcul de l'ensemble des âges .....	66
Le taux d'érosion.....	66
Le calcul de la concentration héritée .....	67
<b>7. Corrélation des âges avec les périodes climatiques du Tardiglaciaire et de l'Holocène .....</b>	<b>69</b>
7.1. Âges d'exposition des éroulements dans le bassin du Géant .....	69
7.2. Relation entre les âges des éroulements et les périodes climatiques .....	69
7.3. Corrélation des volumes avec les périodes climatiques de l'Holocène .....	71
<b>8. Résultats et interprétation .....</b>	<b>73</b>
8.1. Fiche synoptique de l'article 2 .....	73
8.2. Article 2 : Gallach X, Carcaillet J, Ravanel L, Deline P, Ogier C, Rossi M, Malet E, García-Sellés D. (Soumis le 11/7/2018). Lateglacial and Holocene rockfall frequency in high-elevated rock walls of the Mont Blanc massif (Western Alps). <i>Earth Surface Processes and Landforms</i> .....	75
<b>Conclusion de la partie 2 .....</b>	<b>103</b>

## **PARTIE 3. Caractérisation de la couleur de la surface des parois**

<b>9. Le granite du Mont Blanc et sa couche d'altération .....</b>	<b>107</b>
9.1. Description du granite du Mont Blanc.....	107
Description macroscopique.....	107
Composition géochimique .....	107
9.2. L'altération du granite dans la littérature .....	108
La formation des couches d'altération et des patines .....	108
La patine et la couche d'altération dans le granite du Mont Blanc .....	109
9.3. Caractérisation physico-chimique des granites altérés du Mont Blanc .....	111
Analyse au microscope électronique à balayage .....	111
Analyse à la microsonde .....	112
<b>10. Étude colorimétrique de la surface des échantillons .....</b>	<b>115</b>
10.1. Bases de spectroscopie de réflectance : comment quantifier une couleur .....	115
Qu'est-ce qu'une couleur ? .....	115
Comment mesurer une couleur ? La spectroscopie de réflectance .....	115
Comment décrire une couleur ? .....	116
10.2. Mise en évidence d'une relation couleur-âge d'exposition de la surface du granite .....	118
La couleur du granite du Mont Blanc .....	118
Synthèse du protocole expérimental de mesure des échantillons proposé par Böhlert et al. (2008) .....	119
Mesures des échantillons de la campagne 2011 .....	120
10.3. Relation couleur-âge à partir de l'analyse des spectres normalisés .....	120
Étude de la relation couleur-âge à partir des spectres normalisés classés par site .....	121
Étude de la relation couleur-âge à partir des spectres normalisés classés par orientation des parois .....	122
10.4. Protocole expérimental : mesure de réflectance des échantillons de la campagne 2015-2016..	124
Spectroscopie de réflectance de la surface des échantillons .....	125
Spectroscopie de réflectance de la surface des feldspaths .....	126
10.5. Relation couleur-âge à partir de la représentation des spectres dans l'espace CIE1931 .....	126
Représentation en coordonnées x, y CIE 1931 du spectre de la surface des échantillons .....	126
Représentation en coordonnées x,y CIE 1931 du spectre de la surface des feldspaths .....	127
10.6. Proposition d'une méthode colorimétrique pour dater les écroulements (GRIGRI).....	128
Qu'est-ce qu'un indice de végétation ?.....	128
Développement d'un indice pour caractériser le changement de la couleur du granite .....	129
Relation entre l'âge d'exposition et la valeur GRIGRI des échantillons .....	130
Analyse du résidu .....	131

Application de la méthode : utilisation du GRIGRI pour estimer l'âge d'exposition de 10 échantillons non datés.....	132
10.7. Proposition d'une seconde méthode colorimétrique pour dater les écroulements (cordonnée a* CIE 1976) .....	133
Relation entre degré d'altération d'un granitoïde et coordonnées L*a*b* CIE 1976 de la couleur de sa surface .....	133
Corrélation du degré d'altération du granite du Mont Blanc avec ses coordonnées L*a*b* CIE 1976 .....	134
Prédiction de l'âge d'exposition d'un échantillon avec la cordonnée a* de sa couleur.....	136
<b>11. Résultats et interprétation .....</b>	<b>139</b>
11.1. Fiche synoptique de l'article 3 .....	139
11.2. Article 3 : Gallach X, Perrette Y, Lafon D, Chalmin E, Deline P, Ravanel L, Carcaillet J. (en préparation). Dating the surface of granite rock walls in the Mont Blanc granite by means of reflectance spectroscopy. <i>Quaternary Geochronology</i> .....	141
<b>Conclusion de la partie 3 .....</b>	<b>159</b>
<b>Conclusion générale et futurs développements .....</b>	<b>163</b>
<b>Bibliographie .....</b>	<b>167</b>
<b>Bibliographie personnelle .....</b>	<b>179</b>
<b>Table des figures et tableaux .....</b>	<b>183</b>
<b>Annexes .....</b>	<b>189</b>
1. Les écroulements historiques du Mont Blanc dans la littérature scientifique .....	191
2. Présentation de la deuxième campagne de datation à l'EGU 2013 .....	193
Abstract présentation poster EGU General Assembly 2013 .....	195
Poster EGU General Assembly 2013.....	197
3. Formulaire et feuille des résultats du nouveau calcul des âges des campagnes 2006 et 2011 avec <i>The online calculators formerly known as the CRONUS-Earth online calculators</i> version 2.3 .....	199
Formulaire utilisé lors du nouveau calcul des âges des campagnes 2006 et 2011, avec <i>The online calculators formerly known as the CRONUS-Earth online calculators</i> version 2.3 .....	199
Feuille des résultats.....	201
4. Protocoles chimiques pour la purification du <sup>10</sup> Be .....	203
Protocole d'extraction géochimique du <sup>10</sup> Be .....	205
Protocole et feuille de contrôle des échantillons pendant la substitution de l'acide fluorhydrique (HF).....	211
5. Formulaire et feuille des résultats du calcul des âges avec le logiciel <i>CRONUS-Earth Web Calculators</i> version 2.0.....	213
Formulaire utilisé pour le calcul de l'ensemble des âges, avec le logiciel <i>CRONUS-Earth Web Calculators</i> version 2.0 .....	215
Feuille des résultats.....	219

## Table des matières

6. Table des échantillons avec leurs âges d'exposition et leurs valeurs colorimétriques .....	223
7. Images des sites d'échantillonnage avec leurs âges d'exposition.....	225
Aiguille du Midi (3842 m).....	227
Éperon des Cosmiques (3731 m).....	229
paroi sous le refuge des Cosmiques (3613 m) .....	231
pointe Lachenal (3550 m).....	233
Pyramide du Tacul (3486 m) .....	235
pointe Adolphe Rey (3535 m) .....	237
Trident du Tacul (3639 m).....	239
Chandelle du Tacul (3614 m) .....	241
Tour Ronde (3792 m) .....	243
<b>Table des matières .....</b>	<b>245</b>

