

*Datation des glaciers rocheux au moyen de l'OSL et du Schmidt-Hammer
Études de cas dans les Alpes valaisannes*

Sébastien de Meris

Sous la direction du Prof. Georgina King et du Dr. Christophe Lambiel



Photo: de Meris, 2019

Résumé

Il existe différentes formes géomorphologiques caractéristiques des zones de pergélisol. Les glaciers rocheux en sont les formes les plus imposantes. Étant sensibles aux variations climatiques, ils fournissent de précieuses informations sur la répartition spatiale et temporelle du pergélisol sur de longues périodes de temps. Les dater permet de visualiser dans quel contexte paléoclimatique ils se sont formés puis développés. Des méthodes de datations relatives et absolues sont souvent combinées pour dater les glaciers rocheux.

Le Schmidt-Hammer est une méthode relative couramment utilisée pour dater de nombreux points à la surface des glaciers rocheux en mesurant des valeurs de rebondissement (valeurs-R) qui sont ensuite calibrées au moyen d'âges connus. L'OSL (Luminescence Optiquement Stimulée) est une méthode de datation absolue. Dans le cadre d'étude sur les glaciers rocheux l'OSL a été utilisée qu'une seule fois pour dater des sédiments provenant de l'intérieur des glaciers rocheux. Récemment de nouveaux modèles de luminescence et de nouvelles méthodologies ont été développés ce qui devrait permettre de dater le temps d'enfouissement des blocs de roche dans les glaciers rocheux. Le principal objectif de ce travail est d'utiliser ces méthodes récentes de l'OSL pour dater des blocs provenant de l'intérieur des glaciers rocheux et savoir quand les glaciers rocheux ont commencé à se développer. le Schmidt-Hammer est également utilisé dans ce travail afin de dater le temps d'exposition des blocs à la surface des glaciers rocheux et faire des comparaisons avec les résultats de l'OSL.

Trois glaciers rocheux actifs des Alpes valaisannes sont étudiés dans ce travail. Deux de ces glaciers rocheux se situent proche du Mont Gelé dans le Val de Nendaz. Le troisième glacier rocheux est celui de La Roussette dans le Val d'Arolla. Ces glaciers rocheux ont déjà été largement étudiés mais le début de leurs développement n'ont jamais été datés de façon absolue. Les âges obtenus grâce à l'OSL et au Schmidt-Hammer indiquent que le premier glacier rocheux du Mont Gelé se serait formé entre 10.6 et 8.02 ka. Le second glacier rocheux serait un peu plus ancien et se serait formé entre 12.6 et 8.9 ka. Le glacier rocheux de La Roussette a une morphologie plus complexe. Une partie est plus ancienne avec des âges valant entre 9.8 et 6.5 ka alors qu'une autre partie avec des âges situés entre 5.8 et 4.3 ka se serait formée plus récemment. Ces datations révèlent que ces trois glaciers rocheux dateraient du début de l'Holocène. Cela correspond aux résultats d'autres études réalisées dans les Alpes. Des variations d'âges entre les différentes parties des glaciers rocheux ont également pu être observées grâce aux mesures effectuées au Schmidt-Hammer.

Les résultats obtenus au moyen de l'OSL sont prometteurs pour la datation des glaciers rocheux, toutefois certains points restent encore problématiques et des incertitudes subsistent. Par ailleurs, la combinaison de l'OSL et du Schmidt-Hammer permet d'étudier en détail le développement des glaciers rocheux durant l'Holocène.

Mots clés

Glacier rocheux, OSL (Luminescence Optiquement Stimulée), Schmidt-Hammer, datation, Holocène, La Roussette, Mont Gelé.

Abstract

There are different geomorphological forms characteristic of permafrost zones. Rock glaciers are the most imposing forms. Being sensitive to climatic variations, they provide valuable information on the spatial and temporal distribution of permafrost over long periods of time. By dating them, it is possible to visualise in which paleoclimatic context they were formed and then developed. Relative and absolute dating methods are often combined to date rock glaciers.

Schmidt-Hammer is a relative method commonly used for dating many points on the surface of rock glaciers by measuring rebound values (R-values) which are then calibrated using known ages. OSL (Optically Stimulated Luminescence) is an absolute dating method. In rock glacier studies OSL has been used only once to date sediments from the interior of rock glaciers. Recently new luminescence models and methodologies have been developed which should allow dating the time of burial of boulders in rock glaciers. The main objective of this work is to use these recent OSL methods to date boulders from the interior of rock glaciers to know when rock glaciers started to develop. Schmidt-Hammer is also used in this work to date the exposure time of boulders on the surface of rock glaciers and to make comparisons with the OSL results.

Three active rock glaciers in the Valais Alps are studied in this work. Two of these rock glaciers are located close to the Mont Gelé in the Val de Nendaz. The third rock glacier is the one of La Roussette in the Val d'Arolla. These rock glaciers have already been extensively studied, but the beginning of their development has never been dated absolutely. The ages obtained from the OSL and the Schmidt-Hammer indicate that the first rock glacier on Mont Gelé would have formed between 10.6 and 8.02 ka. The second rock glacier is slightly older and formed between 12.6 and 8.9 ka. The rock glacier of La Roussette has a more complex morphology. One part is older with ages between 9.8 and 6.5 ka, while another part with ages between 5.8 and 4.3 ka has formed more recently. These dates reveal that these three rock glaciers date back to the beginning of the Holocene. This corresponds to the results of other studies in the Alps. Age variations between the different parts of the rock glaciers were also observed in the Schmidt-Hammer measurements.

The results obtained by means of the OSL are promising for dating rock glaciers; however, some points are still problematic and uncertainties remain. In addition, the combination of the OSL and the Schmidt-Hammer makes it possible to study in detail the development of rock glaciers during the Holocene.

Keywords

Rock glacier, OSL (Optically Stimulated Luminescence), Schmidt-Hammer, dating, Holocene, La Roussette, Mont Gelé.

Remerciements

Je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à l'élaboration de mon travail de Master.

Je remercie particulièrement Georgina King et Christophe Lambiel pour leur collaboration et disponibilité qui m'ont permis de mener à bien cette étude.

Merci également à Joanne Elkadi et Sebastian Vivero Andrade pour leurs précieux conseils.

Je souhaite aussi remercier ma famille et mes proches pour leurs encouragements et leur soutien sans faille.

Introduction	9
1. Cadre théorique.....	12
1.1 Chronologie de l'Holocène	12
1.2 Glaciers rocheux	12
1.2.1 Origine des glaciers rocheux.....	12
1.2.2 Morphologie et structure interne des glaciers rocheux	13
1.2.3 Dynamique des glaciers rocheux.....	14
1.2.4 Méthodes de datation des glaciers rocheux.....	16
1.2.5 Âge des glaciers rocheux.....	17
2. Zones d'études	18
2.1 Glacier rocheux de La Roussette (Val d'Arolla).....	18
2.2 Glaciers rocheux du Mont Gelé.....	20
3. Méthodes	23
3.1 OSL (luminescence stimulée optiquement)	23
3.1.1 Notions théoriques.....	23
3.2 Schmidt-Hammer.....	30
3.2.1 Notions théoriques.....	30
3.2.2 Méthodologie Schmidt-Hammer.....	31
4. Résultats et discussion	35
4.1 OSL	35
4.1.1 La Roussette.....	35
Mesure du signal de luminescence.....	35
Datation au moyen de la méthode classique (De/D _r)	36
Datation au moyen du modèle de Freiesleben	37
4.1.2 Mont Gelé.....	40
Mesure du signal de luminescence.....	40
Datation au moyen de la méthode classique (De/D _r)	41
Datation au moyen du modèle de Freiesleben	42
Synthèse des résultats.....	43
4.2 Schmidt-Hammer.....	45
4.2.1 Glacier rocheux de La Roussette	45
Valeurs-R de La Roussette.....	45

Datation au Schmidt-Hammer de La Roussette	47
4.2.2. Glaciers rocheux du Mont Gelé.....	50
Valeurs-R de MG-1 et MG-2	50
Datation au Schmidt-Hammer de MG-1 et MG-2	53
Synthèse des résultats.....	57
5. Discussion	58
5.1 Méthodes utilisées	58
5.1.1 OSL	58
5.1.2 Schmidt-Hammer	60
5.2 Âges des glaciers rocheux.....	61
5.3 Développement des glaciers rocheux.....	64
Conclusion	66
Bibliographie.....	67
Annexes.....	78

Liste des Figures

Figure 1: Profils schématiques des 3 types de glaciers rocheux	14
Figure 2: Situation générale du glacier rocheux de La Roussette dans la Val d'Arolla.....	19
Figure 3: Vue sur le glacier rocheux de La Roussette.....	19
Figure 4: Orthophoto du glacier rocheux de La Roussette	20
Figure 5: Situation générale des glaciers rocheux du Mont Gelé situés dans le Val de Nendaz.	21
Figure 6 : Vue sur les glaciers rocheux du Mont Gelé	22
Figure 7: Orthophoto des glaciers rocheux du Mont Gelé.....	22
Figure 8: Schéma représentatif d'un glacier rocheux échantillonné pour l'OSL.....	24
Figure 9: Préparation du site d'échantillonnage pour l'OSL	27
Figure 10: Schéma de la préparation d'un échantillon OSL	28
Figure 11: Dose response curve	30
Figure 12: Rock Schmidt utilisé pour les mesures des valeurs-R.....	31
Figure 13: Schéma d'une station de mesure pour le Schmidt-Hammer.....	34
Figure 14: Situation des lieux d'échantillonnage OSL à La Roussette	35
Figure 15: Signal de luminescence IR50 en fonction de la profondeur des échantillons de La Roussette. .	36
Figure 16: Graphique du modèle de luminescence de Freiesleben et al. (2015) pour La Roussette.	39
Figure 17: Situation des lieux d'échantillonnage OSL au Mont Gelé.....	40
Figure 18: Signal de luminescence IR50 en fonction de la profondeur des échantillons du Mont Gelé.....	41
Figure 19: Graphique du modèle de luminescence de Freiesleben et al. (2015) pour le Mont Gelé.....	43
Figure 20 : Situation des mesures effectuées avec le Schmidt-Hammer (SHD) à La Roussette.....	45
Figure 21: Valeurs-R moyennes des séries de stations (SSR) de La Roussette	46
Figure 22: Carte des valeurs-R mesurées pour le glacier rocheux de La Roussette	47
Figure 23: Calibration par régression linéaire des âges pour le glacier rocheux de La Roussette	47
Figure 24: Cartes des âges obtenus par la calibration des valeurs-R pour La Roussette..	48
Figure 25: Âges moyens des séries de stations de La Roussette.....	49
Figure 26: Situation des mesures effectuées avec le Schmidt-Hammer (SHD) au Mont Gelé.....	50
Figure 27: Valeurs-R moyennes des séries de stations de MG-1 (A) et MG-2 (B).....	51
Figure 28: Carte des valeurs-R mesurées pour les glaciers rocheux du Mont Gelé.....	53
Figure 29: Calibration par régression linéaire des âges pour les glacier rocheux du Mont Gelé.	54
Figure 30: Carte des âges obtenus par la calibration des valeurs-R pour MG-1 et MG-2.....	55
Figure 31: Âges moyens des séries de stations des glaciers rocheux du Mont Gelé.....	57
Figure 32: Boxplot des valeurs-R des trois glaciers rocheux.....	58
Figure 33: Graphique mettant en lien les âges OSL et les âges moyens SHD	62

Liste des Tableaux

<i>Tableau 1 : Âges des glaciers rocheux (G.R.) dans différentes chaînes de montagnes</i>	17
<i>Tableau 2: Lieu d'échantillonnage OSL pour les glaciers rocheux du Mont Gelé et celui de La Roussette</i>	26
<i>Tableau 3 : Séquence pour la mesure des signaux de luminescence des échantillons avec le Risø</i>	29
<i>Tableau 4 : Lieu de mesure pour les âges de calibrations</i>	33
<i>Tableau 5: Droite de régression linéaire décrivant l'âge des glaciers rocheux</i>	33
<i>Tableau 6 : Tableau des âges obtenus avec D_e/D_r pour le glacier rocheux de la Roussette</i>	37
<i>Tableau 7 : Tableau récapitulatif des âges obtenus avec le modèle de Freiesleben pour la Roussette</i>	38
<i>Tableau 8 : Tableau des âges obtenus avec D_e/D_r pour les glaciers rocheux du Mont Gelé</i>	42
<i>Tableau 9: Tableau récapitulatif des âges obtenus avec le modèle de Freiesleben pour le Mont Gelé</i>	42
<i>Tableau 10: Tableau récapitulatif des âges obtenus avec l'OSL et le Schmidt-Hammer</i>	62

Introduction

Les glaciers rocheux sont l'expression visible, dans des matériaux non-consolidés, de la déformation lente et continue d'un corps de pergélisol sursaturé en glace (Haeberli, 1985 ; Barsch, 1996). Le pergélisol est la portion de la lithosphère où la température reste inférieure ou égale à 0°C durant au moins une année (Harris et al., 1988). Dans les Alpes européennes le pergélisol se situe généralement à une altitude supérieure à 2500m (Lambiel et Reynard, 2001). Les glaciers rocheux en sont les formes géomorphologiques les plus imposantes et ont déjà été étudiés dans de nombreuses régions du monde telles que les Alpes européennes et norvégiennes, en Islande, en Amérique ou encore dans l'Himalaya (Barsch, 1977 ; Johnson, 1980 ; Shakesby et al., 2006 ; Kellerer-Pirklbauer et al., 2008 ; Winkler et Lambiel, 2018 ; Jones et al., 2019).

La genèse des glaciers rocheux a largement été sujette à débats et deux principaux modes de formation ont été proposés (Knight et al., 2019). Les glaciers rocheux périglaciaires résultent du fluage de sédiments riches en glace dans des conditions de pergélisol (Barsch, 1977). Concernant certains glaciers rocheux, la glace interne serait originaire de restes de glaciers ou de petits glaciers couverts par une masse abondante de blocs de roche (Monnier, 2007 ; Bosson et Lambiel, 2016). Cependant les glaciers rocheux peuvent être le résultat de processus périglaciaires, glaciaires et paraglaciaires séparés ou combinés (Knight et al., 2019). La vitesse de déplacement de ceux-ci est de l'ordre de quelques centimètres à quelques mètres par an (Lambiel et al., 2008 ; Sorg et al., 2015 ; Eriksen et al., 2018).

Le pergélisol ainsi que les autres éléments de la cryosphère sont particulièrement impactés par le changement climatique (Beniston, 2005). Les glaciers rocheux sont malgré tout moins sensibles au changement climatique que les glaciers en raison de la couche de blocs qui les isole (Jones et al., 2019). De ce fait, ce sont d'excellents indicateurs des conditions du pergélisol et plus généralement de la cryosphère et ce pour de longues périodes de temps (Haeberli et al., 2006). Il est toutefois important de relever que depuis maintenant une vingtaine d'année, la température du pergélisol de certains glaciers rocheux se réchauffe et se rapproche du point de fusion (PERMOS, 2020). Cela a pour conséquence de faire augmenter leurs vitesses annuelles et ce parfois de plusieurs mètres (Ikeda et al., 2008 ; PERMOS, 2020). A plus longue échelle, le développement et l'évolution des glaciers rocheux sont sensibles aux variations du climat et contiennent donc de précieuses informations sur la répartition spatiale et temporelle du pergélisol (Haeberli et al., 2006 ; Fernández-Fernández et al., 2020). Les glaciers rocheux agissent comme des indicateurs environnementaux de l'évolution passée du climat et du paysage alpin (Haeberli et al., 2003). Il est essentiel de dater les glaciers rocheux pour savoir dans quels contextes paléoclimatiques ils se sont formés puis développés (Fuchs et al., 2013).

Généralement, les âges des glaciers rocheux sont extrapolés ou obtenus au moyen de techniques relatives et semi-quantitatives telles que la photogrammétrie, la lichenométrie ou le Schmidt-Hammer (Haeberli et al., 2003). Le Schmidt-Hammer permet de mesurer une valeur de rebondissement (valeur-R) en fonction de la dureté de la surface du bloc de roche. La dureté de celle-ci dépend du temps écoulé et l'exposition de la surface de la roche aux agents atmosphériques (Kellerer-Pirklbauer et al., 2008). Au moyen d'une calibration sur une surface d'âge connu, des âges peuvent être déduits pour les valeurs-R. Cette méthode a été utilisée pour dater la surface de

nombreux glaciers rocheux dans les Alpes suisse (Scapozza, 2015), en Norvège (Matthews et al., 2013) ou encore en Nouvelle-Zélande (Winkler et Lambiel 2018). Les âges obtenus pour ces glaciers rocheux actifs indiquent qu'ils se sont formés à partir du début de l'Holocène (11.6 ka cal BP) et que, depuis, ils se développent. La formation de ces glaciers rocheux coïncide avec le retrait glaciaire et la déglaciation qui a eu lieu à la fin du Tardiglaciaire et début de l'Holocène (Scapozza, 2015). Les glaciers rocheux fossiles, comme leur nom le suggère sont plus anciens et datent de la fin du Tardiglaciaire (Matthews et al., 2013 ; Scapozza 2015 ; Fernández et al., 2020). Ils se situent dans des zones plus basses en altitude où les glaciers n'étaient pas présents et se sont stabilisés en raison de l'augmentation de la température qui a fait remonter la limite inférieure du pergélisol (Lambiel et Reynard, 2003 ; Scapozza, 2013).

Cependant la datation de la surface des glaciers rocheux peut s'avérer fastidieuse. Les méthodes relatives sont donc souvent combinées à des méthodes absolues telles que la datation cosmogénique (Andrés et al., 2018 ; Winkler et Lambiel, 2018 ; Amschwand et al., 2020) et parfois la datation radiocarbone (Krainer et al., 2015). Toutefois, la datation cosmogénique reste une méthode longue et complexe qui ne peut être appliquée qu'aux blocs de la surface des glaciers rocheux (Fernández et al., 2020).

L'OSL (Luminescence Optiquement Stimulée) est une autre méthode de datation absolue utilisée aussi bien pour dater des formes géomorphologiques (Preusser et al., 2001 ; Duller, 2008) que des objets ou des sites archéologiques (Roberts, 1997). Cette méthode consiste à la mesure de la luminescence émise par les électrons accumulés dans les interstices cristallins de la roche (Quartz et Feldspath) lorsque ceux-ci sont stimulés au moyen d'une source lumineuse (Aitken, 1998). L'accumulation des électrons dépend de l'irradiation naturelle ambiante des radioéléments. L'amplitude du signal de luminescence dépend et diminue en fonction de l'exposition du minéral à une stimulation lumineuse (naturel ou en laboratoire). Cela correspond au phénomène de blanchiment du signal (Aitken, 1998 ; Mercier, 2008). Si des sédiments sont enfouis et à l'abri de la lumière du jour, les électrons recommenceront à s'accumuler dans les interstices cristallins et le signal de luminescence augmentera à nouveau. Grâce à ce principe Fuchs et al. (2013) ont pu dater trois glaciers rocheux dans les Grisons. En récupérant des échantillons dans le front du glacier rocheux, le signal de luminescence doit correspondre au temps que les sédiments ont passé enfouis à l'intérieur de celui-ci. Ce temps de transport des grains entre la racine et le front donne l'âge du glacier rocheux. Lors de leur étude, des difficultés avaient néanmoins été rencontrées pour la datation en raison des nombreux facteurs pouvant influencer le signal des grains. Depuis quelques années, grâce à un nouveau modèle de luminescence il est possible de dater le temps d'exposition des surfaces rocheuses ou des blocs de roche au moyen de l'OSL (Sohbati & al., 2012). Cela permet, par exemple, de reconstruire des fluctuations glaciaires (Lehmann et al., 2018) ou le temps d'enfouissement des dépôts fluviaux glaciaires (Jenkins et al., 2018). D'autres nouveaux modèles de luminescence ont aussi été développés dont un pour des événements d'exposition et d'enfouissement multiples de blocs de roche (Freiesleben et al., 2015). En raison de ces développements, l'OSL offre de nouvelles possibilités pour la datation des glaciers rocheux. Voici donc la question de recherche de ce travail : de quelles façons utiliser l'OSL ainsi que le Schmidt-Hammer pour dater et analyser la formation des glaciers rocheux ?

L'objectif principal de ce travail est de voir comment il est possible de dater des glaciers rocheux au moyen de l'OSL et du modèle de Freiesleben et al. (2015) en récupérant des blocs de roches

présents dans leur front. Par rapport aux autres méthodes de datation, l'intérêt de l'OSL est de dater des blocs provenant de l'intérieur du front des glaciers rocheux. L'âge obtenu représente alors le temps de trajet réel entre la racine et le front du glacier rocheux (Fuchs et al., 2013). Grâce à cela, on obtient des informations sur le temps de développement du glacier rocheux. Afin de comparer les différentes méthodes, des sédiments fins vont être récupérés pour les mesures du signal de luminescence et les âges seront également calculés avec la méthode de datation OSL classique. Si la datation au moyen de l'OSL fonctionne, cela permettrait de dater avec précision la formation d'autres glaciers rocheux et de confirmer les résultats des autres méthodes relatives.

Le second objectif est de dater ces mêmes glaciers rocheux en surface au moyen du Schmidt-Hammer et d'ainsi comparer ses résultats à ceux de l'OSL. De plus, le Schmidt-Hammer permettant de réaliser un grand nombre de mesures à la surface des glaciers rocheux, différents âges devraient être obtenus pour les différentes parties de ceux-ci. Tout cela devrait permettre d'analyser plus en détail l'évolution de ces glaciers rocheux durant l'Holocène. Finalement les résultats obtenus pourront être comparés avec ceux d'autres études utilisant les mêmes méthodes, à savoir celles de Scapozza (2015) et Fuchs et al. (2013).

1. Cadre théorique

1.1 Chronologie de l'Holocène

Le dernier maximum d'extension glaciaire aussi appelé LGM correspond à l'extension maximale des glaciers lors de la dernière grande glaciation du Würm il y a environ 25 ka cal BP (Schoeneich 1998a). A partir de 20 ka cal BP débute alors la période du Tardiglaciaire qui va s'étendre jusque vers 11.7 ka cal BP (Gardent, 2014). Cette période est principalement marquée par une fonte générale des glaciers (Scapozza, 2013). À la fin du Dryas récent (12 ka cal BP), la température était plus froide de 3.5 à 5.5°C qu'actuellement et la limite du pergélisol et des glaciers rocheux se trouvait environ 400m plus bas que la limite actuelle du pergélisol (Scapozza, 2013 ; Gardent, 2014). Les glaciers rocheux fossiles dateraient du Tardiglaciaire (Barsch, 1996 ; Scapozza, 2013).

S'en suivi un réchauffement d'environ 7°C (Dansgaard et al., 1989) marquant la transition entre le Pléistocène et l'Holocène, qui est la période interglaciaire actuelle (Davis et al., 2003 ; Gardent, 2014). En ce qui concerne les glaciers rocheux actifs, ils se seraient formés et auraient évolués durant l'Holocène (Frauenfelder et al., 2005). Au début de l'Holocène, durant le Préboréal (10.2-11.7 ka cal BP) et le Boréal (8.4-10.2 ka cal BP), les températures se réchauffent encore pour atteindre leur maximum durant l'Atlantique ancien (6.9-8.4 ka cal BP) (Scapozza, 2013). Cette période plus sèche et avec des températures plus chaude d'environ 1°C qu'actuellement est appelée l'Optimum climatique Holocène (env. 9.5-6.3 ka cal BP) (Burga et Perret, 1998). Entre 5.4 et 3.3 ka cal BP, qui se situe durant le Subboréal (2.6-5.7 ka cal BP) les températures étaient également un peu plus chaudes que de nos jours (Joerin et al., 2006). De nombreuses variations climatiques froides (au moins 9) de relativement faible ampleur ont également eu lieu durant la seconde moitié de l'Holocène (Scapozza, 2013). La plus récente oscillation froide étant celle du Petit Age Glaciaire, entre 1350 et 1850.

1.2 Glaciers rocheux

1.2.1 Origine des glaciers rocheux

Le terme de glacier rocheux ou "rock glacier" en anglais existe depuis maintenant un peu plus d'un siècle et a été utilisé pour la première fois par Capps (1910). Cependant ce terme n'a pas toujours été utilisé pour décrire les mêmes formes et la nomenclature pour décrire les glaciers rocheux a parfois créé des malentendus (Hamilton et Whalley, 1995). Cette définition est largement utilisée dans la littérature : Les glaciers rocheux sont l'expression visible, dans des matériaux non-consolidés, de la déformation lente et continue (*steady-state creep*) d'un corps de pergélisol sursaturé en glace (Haeberli, 1985 ; Barsch, 1996). Il en ressort les trois conditions nécessaires à la formation d'un glacier rocheux (Haeberli et al., 2006) : des dépôts sédimentaires meubles (éboulis ou débris rocheux), la présence de pergélisol et une pente suffisamment importante. Selon la littérature, l'origine des glaciers rocheux serait majoritairement périglaciaire (Jones et al., 2019). La limite altitudinale la plus basse des glaciers rocheux actifs correspond généralement à la limite inférieure actuelle du pergélisol (Krainer et Ribis, 2012 ; Bolch and Gorbunov, 2014 ; Rangecroft et al., 2014 ; Sattler et al., 2016 ; Angillieri, 2017). Dans la partie ouest des Alpes suisses la limite

du pergélisol se situe entre 2350 et 2500 m d'altitude (Lambiel et Reynard, 2001).

Cependant l'origine des glaciers rocheux est sujette à débats depuis plusieurs décennies (Barsch, 1977 ; Martin et Whalley, 1987 ; Berthling, 2011). Deux modèles s'opposent, le premier est celui du pergélisol où la glace interne serait surtout d'origine périglaciaire (Haeberli, 1985). Dans le second modèle, la glace interne serait originaire de restes de glaciers ou de petits glaciers couverts par des blocs de roche (Johnson, 1980 ; Monnier, 2007 ; Bosson et Lambiel, 2016). La distinction doit tout de même bien être faite entre les glaciers couverts et les glaciers rocheux même si il est possible qu'un glacier couvert devienne un glacier rocheux suite à une évolution du climat et une augmentation de l'apport en débris rocheux (Anderson et al., 2018 ; Jones et al., 2019). Dans la réalité, lors d'une déglaciation, les glaciers rocheux peuvent résulter de processus périglaciaires, glaciaires et paraglaciaires séparés ou combinés (Knight et al., 2019).

1.2.2 Morphologie et structure interne des glaciers rocheux

En ce qui concerne la morphologie des glaciers rocheux, ceux-ci ont principalement des formes de lobes ou de langues où des crêtes transversales sont visibles en raison des flux de compression (Barsch, 1996 ; Käab et al., 1998). Des sillons longitudinaux peuvent également être visibles et sont le résultat des différences de vitesses entre des parties du glacier rocheux (Delaloye, 2004). Il se peut aussi que certains glaciers rocheux comportent des crevasses ou des niches d'arrachements perpendiculaires au sens du fluage en raison d'une différence de vitesse entre la partie amont du glacier rocheux qui est plus lente que la partie en aval (Lambiel, 2011). Les variations dans les vitesses ainsi que la nature et le volume de l'approvisionnement en sédiments jouent un rôle important dans le comportement et la morphologie de la forme (Hamilton et Whalley, 1995).

De même la topographie de la surface des glaciers rocheux est souvent très complexe. En fonction de leur morphologie il est possible de faire la distinction entre les glaciers rocheux monomorphiques (une seule formation) et polymorphiques (Frauenfelder et Käab, 2000). Ces glaciers rocheux peuvent être composés de plusieurs lobes où différentes générations de glaciers rocheux se superposent.

Pour ce qui est de la stratigraphie des glaciers rocheux (Fig,2), elle est généralement décrite comme étant composée d'une séquence de trois couches principales (Barsch, 1996) :

- La base est formée de gros blocs déposés par le glacier rocheux qui ont alors été recouverts par les deux autres couches lors de son avancée.
- La zone médiane est une couche de pergélisol très riche en glace (entre 50 et 70%) et des matériaux sédimentaires fins (30%) (Barsch, 1996).
- La couche active constitue la partie supérieure du glacier rocheux dont l'épaisseur varie de 1 à 5 mètres. Elle est composée de matériaux sédimentaires d'une matrice assez grossière (Haeberli, 1985).

Concernant la glace présente dans les glaciers rocheux, elle peut avoir plusieurs origines. Les glaciers rocheux d'origine périglaciaire sont composés de glace interstitielle ou de ségrégation (Wahrhaftig et Cox, 1959). Cette glace est dérivée soit du gel de l'eau de fonte ou de pluie qui percole à travers la matrice du glacier rocheux, du gel des eaux souterraines ou encore de 13

l'enfouissement d'accumulation de neige ou de glace (Barsch, 1996 ; Burger et al., 1999). Pour certains glaciers rocheux la glace pourrait provenir de restes de glaciers (glace sédimentaire) (Potter, 1972 ; Humlum, 1996).

Trois types de glaciers rocheux peuvent être définis et classés en fonction de leurs formes (Fig. 1) et de leurs dynamiques (Barsch, 1996 ; Scapozza, 2013.) :

- **Les glaciers rocheux actifs**, dont les mouvements sont généralement de l'ordre de 0.1-2 m/année. Ils sont sursaturés en glace ce qui leur confère une forme bombée et leur front a une pente supérieure à 40°. De plus, ils sont dépourvus de toute végétation ou de lichens ;
- **Les glaciers rocheux inactifs** ne présentent plus de trace de mouvement mais contiennent encore de la glace et ont une forme plus "aplanie". Le front est raide (environ 35°) et peut être recouvert de lichens ou de végétation ;
- **Les glaciers rocheux fossiles** ne contiennent généralement plus de glace et aucun mouvement n'est détectable. Des dépressions ou des sillons longitudinaux sont visibles sur le corps du glacier rocheux en raison de la fonte. Le front possède une pente "adoucie" (<30°) et est végétalisé. De plus ils marquent généralement la limite de la répartition du pergélisol durant le tardiglaciaire (Scapozza, 2013) ;

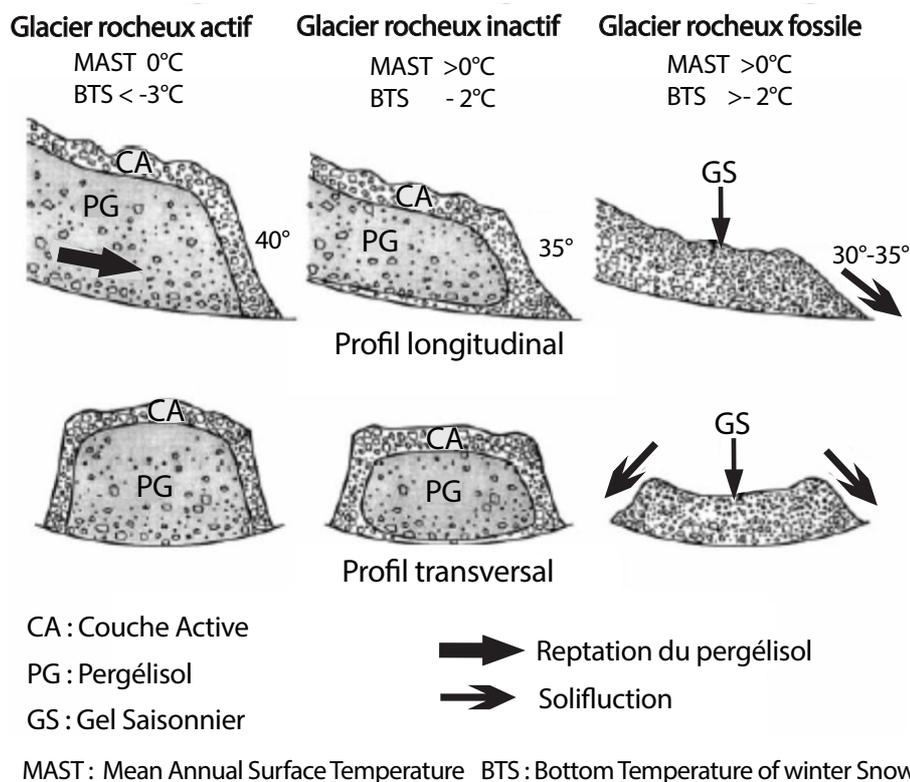


Figure 1: Profils schématiques des 3 types de glaciers rocheux et de leur activité. Modifié d'après Ikeda et Matsuoka, 2002.

1.2.3 Dynamique des glaciers rocheux

C'est le processus du fluage du pergélisol qui permet aux glaciers rocheux d'avancer (Haeberli

1985). Le fluage peut être défini comme la déformation d'une masse de débris sursaturés en glace de congélation ou sédimentaire (Barsch 1996). Le flux cohésif part des racines jusqu'au front du glacier rocheux mais les mouvements ne sont pas répartis de manière similaire tant à l'intérieur qu'à l'extérieur du glacier rocheux. Arenson et al. (2002) ont démontré que les déformations des glaciers rocheux se produisent surtout à un horizon de cisaillement se situant en profondeur du glacier rocheux et non pas sur le substratum rocheux, comme c'est le cas pour les glaciers. Il se peut également que d'autres déformations se produisent au-dessus de l'horizon de cisaillement (Delaloye et al., 2010).

La dynamique des glaciers rocheux est influencée par de nombreux paramètres. Tout d'abord la topographie va jouer un rôle en raison de la gravité. Plus la pente est importante et raide plus la vitesse du glacier rocheux peut être grande. Son horizon de cisaillement variera en profondeur en fonction de l'inclinaison de la pente (Haeberli et al., 2006). Ensuite, la quantité de glace à l'intérieur du glacier rocheux permet de maintenir une certaine cohésion et consistance aux matériaux. Cette teneur en glace n'a cependant pas de lien direct avec les vitesses de déplacement (Haeberli et al., 2006). La température du pergélisol joue un rôle important dans le fluage car elle influence la viscosité de la glace et donc la pression de l'eau dans les pores (Delaloye et al., 2010). Proche du point de fusion, la glace se déforme plus facilement et la teneur en eau liquide augmente (Haeberli et al., 2006 ; Ikeda et al., 2008). L'eau liquide agit alors sur la pression hydrostatique, diminue les forces de cohésions, lubrifie les plans de cisaillement et peut impacter la préservation de la glace. Cette présence d'eau non gelée explique en partie la récente augmentation des vitesses de nombreux glaciers rocheux et contribue à leur déstabilisation (Ikeda et al., 2008 ; Haeberli et al., 2011 ; Buchli et al., 2018 ; Jones et al., 2019).

La cinématique des glaciers rocheux peut être définie comme la quantification du mouvement (vitesse et accélération) et les changements dans la géométrie de leur surface (Delaloye et al., 2010). Au cours du siècle dernier, les mouvements horizontaux des glaciers rocheux actifs variaient de quelques centimètres à un mètre par année (Haeberli, 1985, Barsch, 1996). Cependant, en raison du changement climatique, de nombreux glaciers rocheux se trouvent désormais dans une situation de "déséquilibre" (thermique) dont la conséquence est une rapide accélération du mouvement (PERMOS, 2019). Ainsi, certains glaciers rocheux actifs ont désormais des valeurs de déplacement qui peuvent atteindre plusieurs mètres par année (Lambiel et al., 2008 ; Delaloye et al., 2013 ; Sorg et al., 2015 ; Hartl et al., 2016 ; Eriksen et al., 2018).

Dans les Alpes valaisannes, les vitesses annuelles des glaciers rocheux sont à la hausse depuis une vingtaine d'année. Dans le Bas-Valais, des vitesses annuelles qui auparavant ne dépassaient guère les 50 cm/an sont désormais supérieures à 2m/an (PERMOS, 2019). La constatation est la même pour les glaciers rocheux du Haut-Valais où les vitesses sont passées d'environ 1m/an à 9 m/an pour les plus rapides. Des changements verticaux de vitesses sont également observables en raison des variations de l'épaisseur du glacier rocheux (Haeberli et al., 2006). Ces variations peuvent être dues à l'apport en sédiments, à la formation ou à la fonte de glace, à la présence d'eau de même qu'aux différentes forces de compressions et d'extensions qui agissent dans le glacier rocheux. Toutefois, ces mouvements qui dépassaient rarement les quelques centimètres par année (Haeberli, 1985) sont en augmentation (PERMOS, 2020). Pour ce qui est du front du glacier rocheux, son avancée est bien plus lente que les mouvements horizontaux. La vitesse du front est généralement

plus faible (entre 10 et 50%) que celle mesurée horizontalement (Haeberli, 1985). Une des raisons qui explique cela est que les blocs et rochers présents devant le front du glacier ainsi que ceux tombés de la couche active font obstacle au glacier rocheux.

1.2.4 Méthodes de datation des glaciers rocheux

Les glaciers rocheux se développent sur de longues périodes de temps. Leur morphologie, l'étendue et la forme de leur surface sont le résultat cumulé de leur genèse et donc de leur passé climatique (Kellerer-Pirklbauer, 2008). Il existe de nombreuses méthodes absolues et relatives, généralement combinées, pour dater les glaciers rocheux actifs ou inactifs, notamment en raison de la complexité de leurs surfaces. Au moyen de la photogrammétrie ou de mesures GPS réparties sur plusieurs années, le moment de formation des glaciers rocheux peut être déduit par l'extrapolation de leur dynamique actuelle au passé. (Kääb et al., 1998 ; Frauenfelder et al., 2005 ; Wangenstein et al., 2006). Toutefois, avec cette méthode il est difficile de considérer les changements dynamiques et morphologiques au fil du temps (Tanarro et al., 2019). L'utilisation de méthodes de datation plus fiables a été proposée il y a déjà près de vingt ans (Haeberli et al., 2003) :

- Dans certains cas rares, la datation radiocarbone peut être utilisée si de la matière organique est présente dans les glaciers rocheux. C'est, par exemple, le cas d'un glacier rocheux ayant recouvert des sédiments lacustres (Paasche et al., 2007) ou d'un glacier rocheux ayant enterré des troncs d'arbres (Bachrach et al., 2004). Plus récemment, Krainer et al. (2015) ont ainsi pu dater des macrofossiles végétaux présents dans le pergélisol du glacier rocheux.
- La lichenométrie est une méthode souvent utilisée pour la datation des glaciers rocheux dont les blocs sont stables et si des points de calibration sont disponibles (Konrad and Clark, 1998 ; Galanin et al., 2014).
- Le Schmidt-Hammer permet de mesurer la dureté d'une surface de roche. Cette méthode, relativement simple et rapide à mettre en œuvre, a déjà été utilisée pour dater de nombreux glaciers rocheux dans les Alpes européennes, en Norvège, en Islande ou encore en Nouvelle-Zélande (Frauenfelder et al., 2005 ; Shakesby et al., 2006 ; Kellerer-Pirklbauer et al., 2008 ; Kłapyta, 2013 ; Matthews et al., 2013 ; Scapozza, 2015 ; Winkler et Lambiel, 2018).
- La datation cosmogénique qui utilise des isotopes (^{10}Be , ^{36}Cl , ^{26}Al et ^3He) comme moyen de datation est désormais souvent utilisée pour dater les blocs de la surface des glaciers rocheux (Andrés et al., 2018 ; Winkler et Lambiel, 2018 ; Amschwand et al., 2020 ; Fernández-Fernández et al., 2020). Cette méthode est aussi utilisée pour obtenir des âges de calibration pour le Schmidt-Hammer et la lichenométrie.
- L'OSL a été utilisé une fois pour dater trois glaciers rocheux actifs dans les Grisons (Fuchs et al., 2013). Les difficultés rencontrées pour obtenir des âges fiables font qu'aucun autre glacier rocheux n'a été daté depuis avec cette méthode. Cependant l'intérêt de l'OSL est de pouvoir récupérer des sédiments provenant de la partie interne au front du glacier

rocheux pour les dater. L'âge obtenu représenterait alors le temps que les sédiments ont passé dans le corps du pergélisol et permettrait de savoir quand le glacier rocheux a commencé à se développer (Fuchs et al., 2013).

1.2.5 Âge des glaciers rocheux

Certains glaciers rocheux actifs se sont formés au début de l'Holocène (Tab. 1) (11.6 ka cal BP) et continuent à se développer depuis (Haerberli et al., 2003 ; Wangensteen et al., 2006 ; Kellerer-Pirklbauer, 2008 ; Krainer et al., 2015 ; Winkler et Lambiel, 2018). Ces âges obtenus par le biais de différentes méthodes sont similaires pour de nombreux glaciers rocheux à travers le monde. D'autres glaciers rocheux actifs sont plus jeunes et datent de l'optimum climatique Holocène (9.5-6.3 ka cal BP) (Frauenfelder et al., 2005 ; Fuchs et al., 2013 ; Scapozza, 2015 ; Fernández-Fernández et al., 2020). Concernant les glaciers rocheux fossiles, ils datent généralement du Tardiglaciaire et se sont stabilisés durant l'Optimum Climatique Holocène (Matthews et al., 2013 ; Scapozza, 2015 ; Fernández-Fernández et al., 2020).

Tableau 1 : Âges des glaciers rocheux (G.R.) dans différentes chaînes de montagne obtenus au moyen de différentes méthodes. L'âge minimum pour les glaciers rocheux actifs correspond à l'âge mesuré le plus jeune, leur développement continue actuellement. Pour les glaciers rocheux fossiles, l'âge minimum marque le moment de leur stabilisation.

Région	G. R.	Âges (max-min)	Méthodes	Auteurs
Alpes (Suisse)	Actifs	10.0 - 3.0 ka	Photogrammétrie + SH	Frauenfelder et al., 2005
Alpes (Grisons)	Actifs	7.7 - 3.0 ka	OSL	Fuchs et al., 2013
Alpes (Valais)	Actifs	11.6 - 5.6 ka	Schmidt-Hammer	Scapozza, 2015
Alpes (Autriche)	Actifs	9.8 - 3.1 ka	Schmidt-Hammer	Kellerer-Pirklbauer, 2008
Nouvelle-Zélande	Actifs	12.1 - 1.8 ka	Schmidt-Hammer	Winkler et Lambiel, 2018
Islande	Actifs	12.0-8.0 ka	Photogrammétrie	Wangensteen et al., 2006
Islande	Actifs	6.5 - 2.5 ka	Cosmogénique ³⁶ Cl	Fernández et al., 2020
Alpes (Autriche)	Actifs	10.3 - 2.2 ka	Radiocarbone	Krainer et al., 2015
Pyrénées	Inactifs	14.7 - 8.6 ka	Cosmogénique ³⁶ Cl	Andrés et al., 2018
Alpes (Valais)	Fossiles	14.5 - 8.7 ka	Schmidt-Hammer	Scapozza, 2015
Norvège	Fossiles	10.3 - 8.9 ka	Schmidt-Hammer	Matthews et al., 2013
Islande	Fossiles	11.3 - 9.2 ka	Cosmogénique ³⁶ Cl	Fernández et al., 2020

2. Zones d'études

Trois glaciers rocheux des Alpes valaisannes ont été choisis pour mener les recherches. Ces glaciers rocheux ont déjà été le sujet de différentes études. (Reynard, 1996 ; Reynard et al., 1999 ; Lambiel et Reynard, 2002 ; Lambiel, 2006 ; Vuilleumier, 2011 Scapozza, 2013 ; Micheletti et al., 2015 ; Meyrat, 2018) mais pas datés de façon absolue. Le premier glacier rocheux est celui de La Roussette dans le Val d'Arolla et les deux autres sont ceux du Mont Gelé, dans le Val de Nendaz.

2.1 Glacier rocheux de La Roussette (Val d'Arolla)

Le glacier rocheux de La Roussette est situé dans le Val d'Hérens, en rive droite du Val d'Arolla à l'est du village du même nom (Fig. 2). Il est orienté nord-ouest dans le versant de la Tsa et débute aux alentours de 2750 m, au pied du sommet de la Maya (3041 m). Il s'étend sur une longueur d'environ 800 mètres jusqu'à une altitude de 2380 m. L'épaisseur moyenne du glacier rocheux est d'environ 20 mètres sa superficie est d'environ 13 hectares (Vuilleumier, 2011). Les parois rocheuses de la Maya offrent un apport sédimentaire conséquent aux racines du glacier rocheux. Celui-ci est composé de bloc d'orthogneiss de la série d'Arolla qui proviennent de la nappe de la Dent Blanche.

Le glacier rocheux de La Roussette a une morphologie relativement complexe, composée de plusieurs lobes (Fig.3 et 4) plus ou moins actifs. Le lobe 1 qui est le plus en aval est partiellement végétalisée et des signes de ravinement sont visibles au front. Ses vitesses sont restées plus ou moins similaires depuis la fin des années 60 et sont de l'ordre de 0.5 mètres par année (Micheletti et al., 2015). Le lobe 2 est très actif et a des vitesses entre 1.5 et 2.2 m/an (Meyrat, 2018 ; Station GPS fixe). Tout comme le lobe 1, le lobe 3 a une activité moindre et son front est légèrement végétalisé. Les vitesses de celui-ci sont d'environ 0.3 m/an (Meyrat, 2018). Finalement le lobe 4, qui est le plus en amont, est lui aussi très actif avec une vitesse moyenne supérieure à 1m/an. Dans sa partie centrale, une dépression de forme concave est observable. C'est la partie la plus active du glacier rocheux de La Roussette avec des vitesses annuelles de plus de 1.5m/an (Vuilleumier, 2011 ; Micheletti et al., 2015 ; Meyrat 2018).

Concernant la structure interne, deux tomographies électriques (ERT) ont été réalisées sur le glacier rocheux de La Roussette (Vuilleumier, 2011). Ces mesures peuvent donner une idée de la composition du glacier rocheux. Le premier profil ERT part du lobe 1 et remonte la dépression centrale. Ses résistivités mettent en évidence qu'il n'y aurait pas ou peu de corps gelés en profondeur mis à part dans la partie bombée en amont du lobe 1 et dans la dépression. Le second profil ERT, réalisé en amont du lobe 1 sur la partie sud du glacier rocheux, montre que la partie aval n'est pas gelée. La partie amont quant à elle contiendrait des sédiments gelés. Les données de ces deux profils ERT semblent indiquer un faible englacement du glacier rocheux dans sa partie aval. Les faibles résistivités mesurées pourraient aussi être expliquées par le fait que le glacier rocheux de La Roussette est composé d'un pergélisol tempéré.

Glacier rocheux de La Roussette

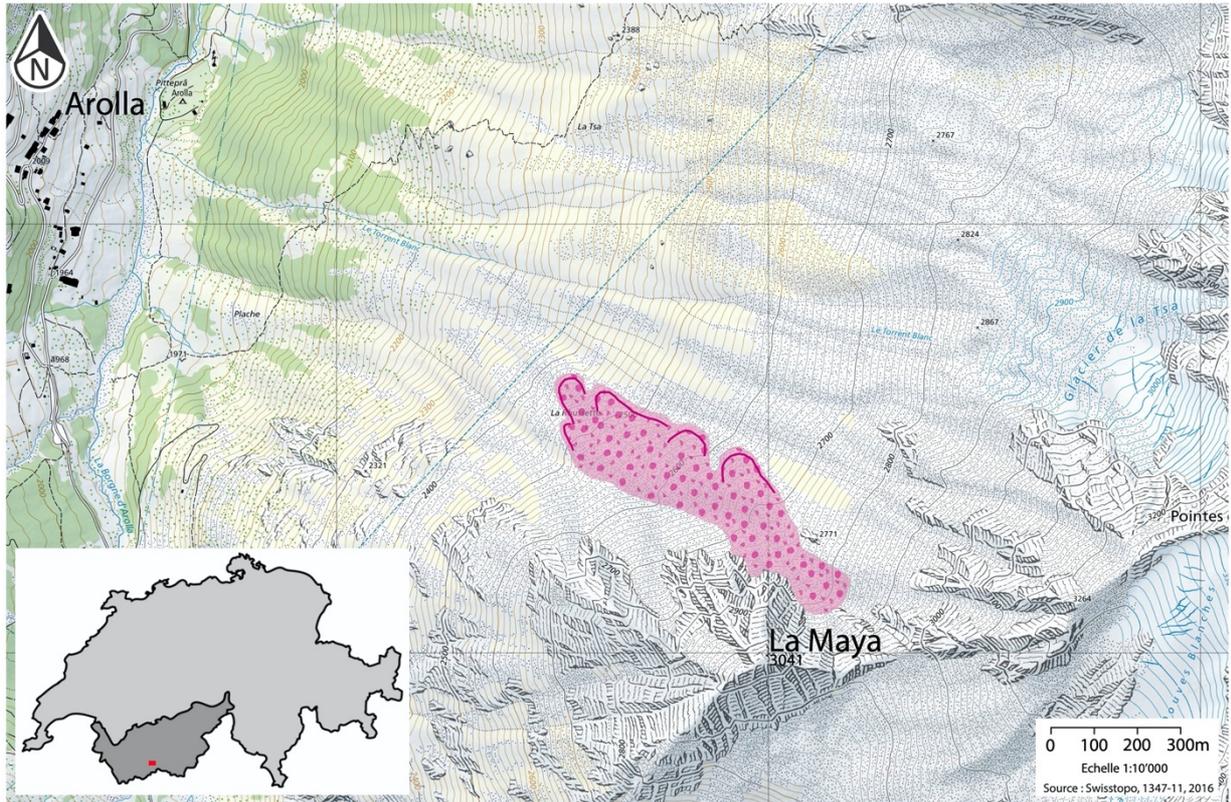


Figure 2: Situation générale du glacier rocheux de La Roussette dans la Val d'Arolla.

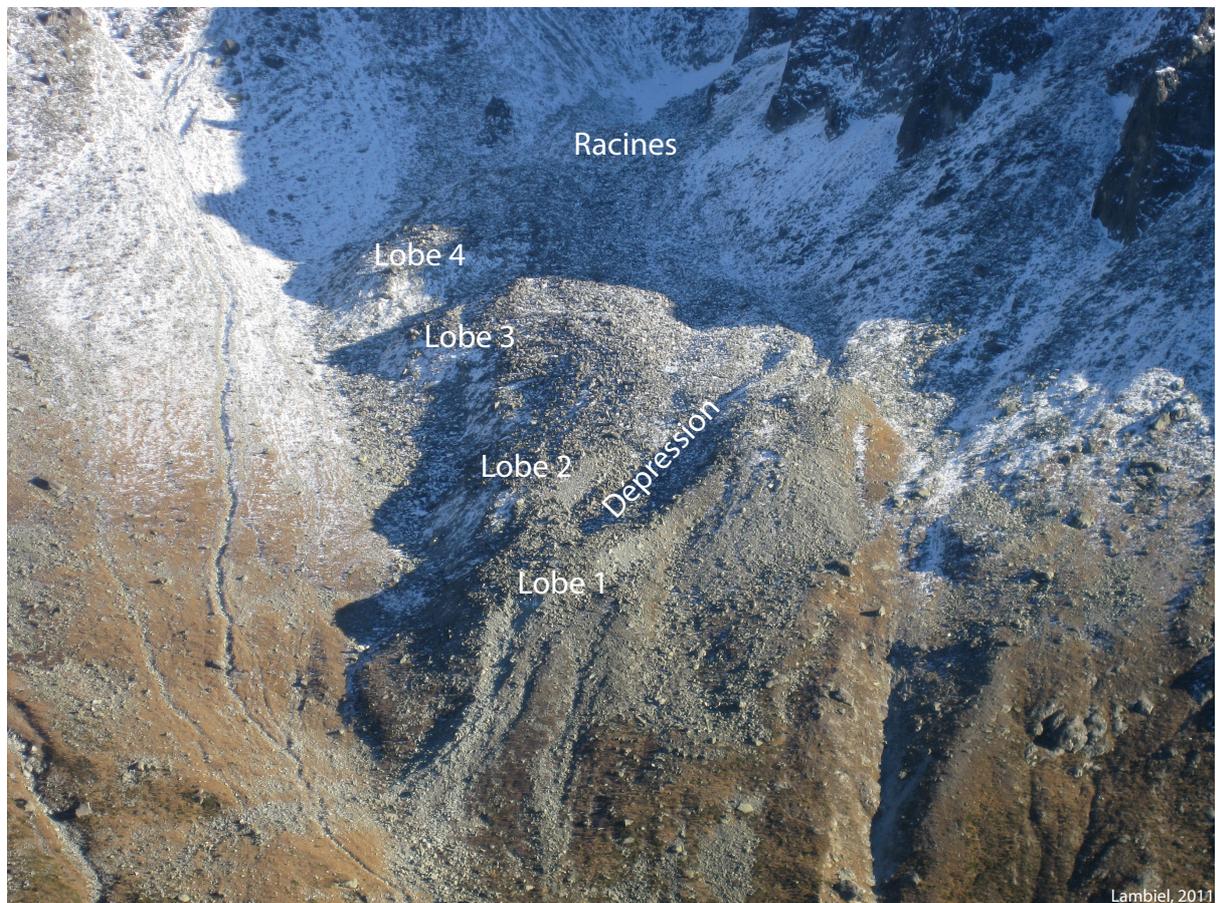


Figure 3: Vue de face sur le glacier rocheux de La Roussette. Les quatre lobes peuvent être distingués.

Glacier rocheux de La Roussette

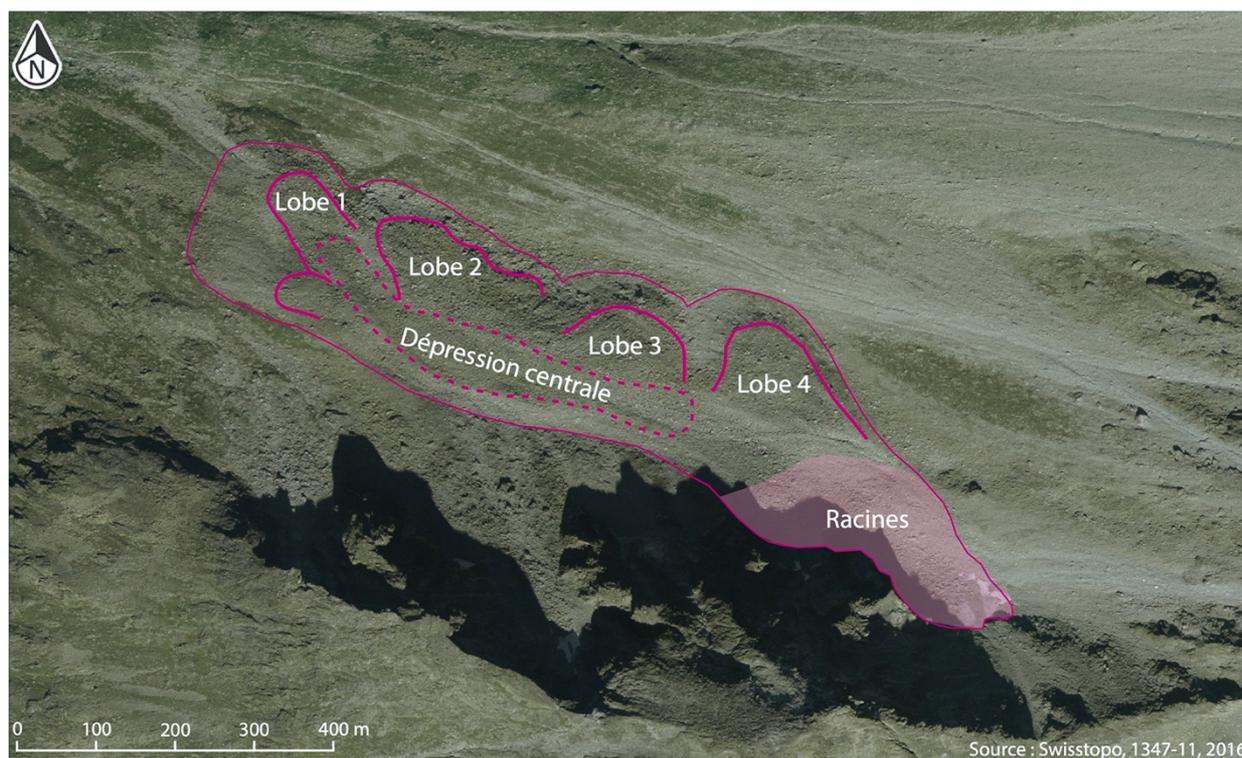


Figure 4: Orthophoto du glacier rocheux de La Roussette et des différentes parties le composant

2.2 Glaciers rocheux du Mont Gelé

Les deux glaciers rocheux du Mont Gelé se situent dans le Val de Nendaz, à l'est du Mont Gelé (Fig. 5). Ces deux glaciers rocheux font partie du réseau suisse de monitoring sur le permafrost (PERMOS) depuis une vingtaine d'année. Le premier glacier rocheux (MG-1) est orienté nord-est et débute à 2740 m juste sous le Col du Mont Gelé (Fig. 6a). Il s'étend sur une distance d'environ 300 mètres et son front se situe à une altitude de 2620m, pour une superficie de 4.2 hectares (Fig. 6b). Les apports sédimentaires proviennent des parois du petit sommet (2943 m) au sud-est du col du Mont Gelé. La lithologie des parois est principalement composée de gneiss vert de la formation du Métailler. La partie centrale de MG-1 est la zone où la pente est la plus raide et une rupture de pente influence la dynamique du glacier rocheux (Lambiel, 2006) (Fig. 7). Il se pourrait que dans le futur, la partie basse de MG-1 se retrouve déconnectée de sa racine. Le lobe de MG-1 est particulièrement actif comme en témoignent son front raide ainsi que les nombreuses chutes de blocs lors de l'échantillonnage. De grands écarts de vitesses sont mesurés entre la racine et le reste du glacier rocheux. Ces différences sont de plus en plus marquées depuis 2006 (PERMOS). À la racine les vitesses sont de l'ordre de quelques dizaines de centimètres selon les années alors que pour la partie centrale et le lobe les vitesses annuelles varient entre 1.0 et 4.9 mètres. Deux sondages géoélectriques réalisés sur le glacier rocheux révèlent que la couche active est formée de gros blocs et de sédiments fins sur une épaisseur d'environ 3 mètres (Reynard et al., 1999). En dessous, dans la zone médiane, se trouvent des sédiments gelés. Cependant, la résistivité peu élevée laisse supposer que la température du pergélisol est proche du point de fusion. Des mesures de températures réalisées à la surface du glacier rocheux durant 22 ans appuient cette interprétation (PERMOS, 2020).

Le second glacier rocheux (MG-2) débute lui aussi à une altitude de 2800 et sa racine est à l'ouest de celle de MG-1. Il s'étend ensuite sur environ 365 mètres en direction du nord puis du nord-est. Le front du lobe le plus en aval est situé à une altitude de 2650 m et des bourrelets de compression sont visibles dans sa partie centrale (Fig. 7). Les sédiments formant le glacier rocheux proviennent exclusivement du petit sommet à l'est du col du Mont Gelé. La lithologie des blocs est similaire à ceux de MG-1. La superficie de MG-2 équivaut à 5.1 hectares. Trois lobes peuvent être distingués. Le plus actif est le lobe le plus en aval, le lobe 1, qui rejoint presque le lobe de MG-1. Au cours des vingt dernières années ses vitesses ont varié entre 0.15 et 0.5 mètres par année (PERMOS). Les lobe 2 et 3 sont légèrement en amont du lobe 1 et leurs vitesses sont plus faibles, entre 0.01 et 0.3 mètres par année. Deux sondages géoélectriques ont également été effectués sur ce glacier rocheux, un dans la partie supérieure et un dans la partie inférieure (Reynard et al., 1999). Le premier sondage révèle qu'une "plaque" de glace massive d'environ 10 m d'épaisseur est présente sous la couche des blocs. De la glace se retrouve également en plus petite quantité dans la partie aval du glacier rocheux. Toutefois celle-ci proviendrait de la plaque de glace se situant à la racine (Lambiel, 2006). Les conditions thermiques à la surface de MG-2, mesurées elles aussi pendant sept ans, montrent que le corps de glace de MG2 est plus froid que celui de MG-1 (Lambiel, 2006). Cette différence de température du pergélisol ainsi que la topographie plus irrégulière du bedrock pourraient expliquer les vitesses de déplacement plus faibles de MG-2 par rapport à MG-1.

Les glaciers rocheux MG-1 et MG-2 ont été datés au moyen de deux méthodes. La première datation a nécessité une reconstitution des différents stades glaciaires (Lambiel et Reynard, 2003). Cette méthode montre que les glaciers rocheux actifs ont pu se développer uniquement dans des zones où les glaciers n'étaient plus présents. Le réchauffement des températures marquant le passage du Tardiglaciaire à l'Holocène a libéré de grandes surfaces qui se sont alors retrouvées à disposition de la zone périglaciaire. Les glaciers rocheux MG-1 et MG-2 auraient donc pu commencer à se développer au début de l'Holocène. Les glaciers rocheux du Mont Gelé ont ensuite été datés de façon relative au moyen du Schmidt-Hammer (Scapozza, 2015). Les âges obtenus au moyen de cette méthode indiquent que MG-1 aurait commencé à se former entre 11.6 et 7.5 ± 0.5 ka cal BP et MG-2 entre 11.6 et 9.3 ± 0.8 ka cal BP.

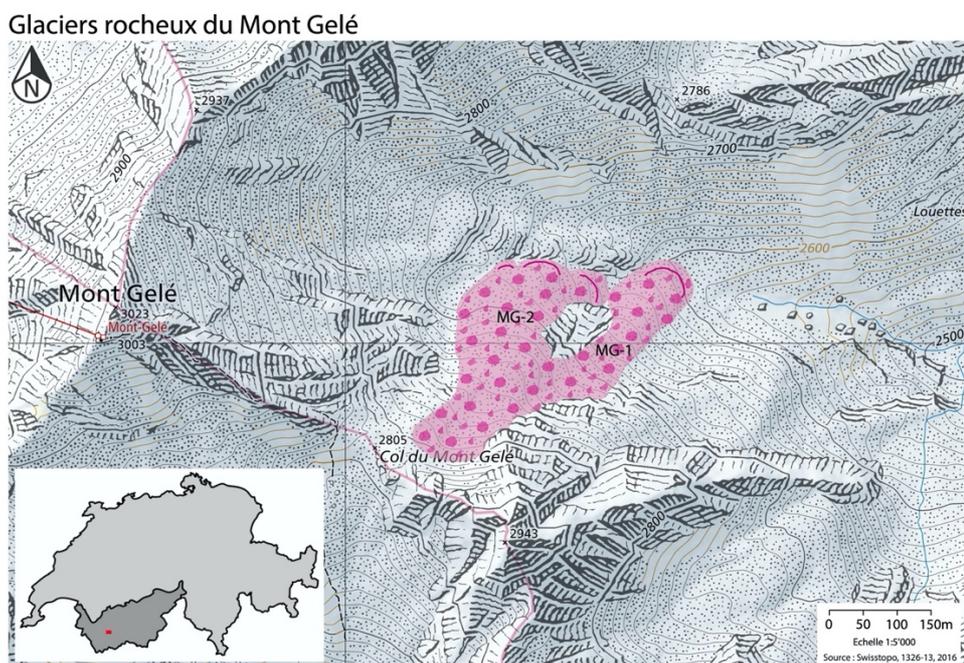


Figure 5: Situation générale des glaciers rocheux du Mont Gelé situés dans le Val de Nendaz.

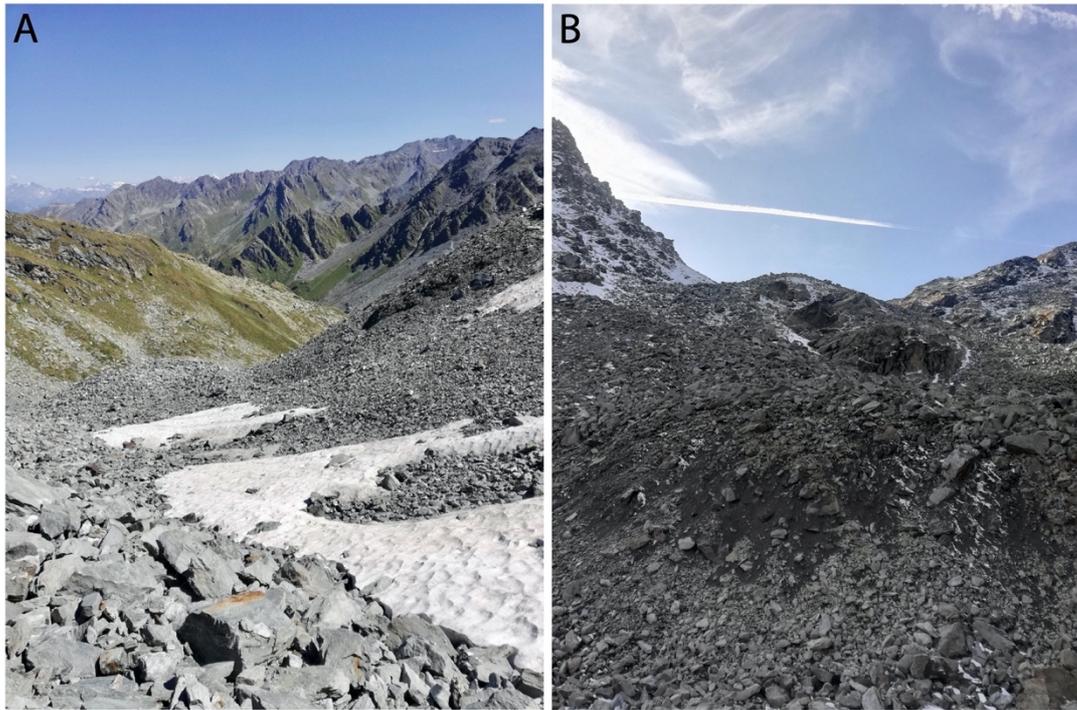


Figure 6 : Vue sur les racines de MG-1 depuis le Col du Mont Gelé (6a). Vue sur le front du lobe de MG-1, en arrière-plan sur la droite se trouve MG-2 (6b). Photos : de Meris, 2019.

Glaciers rocheux du Mont Gelé

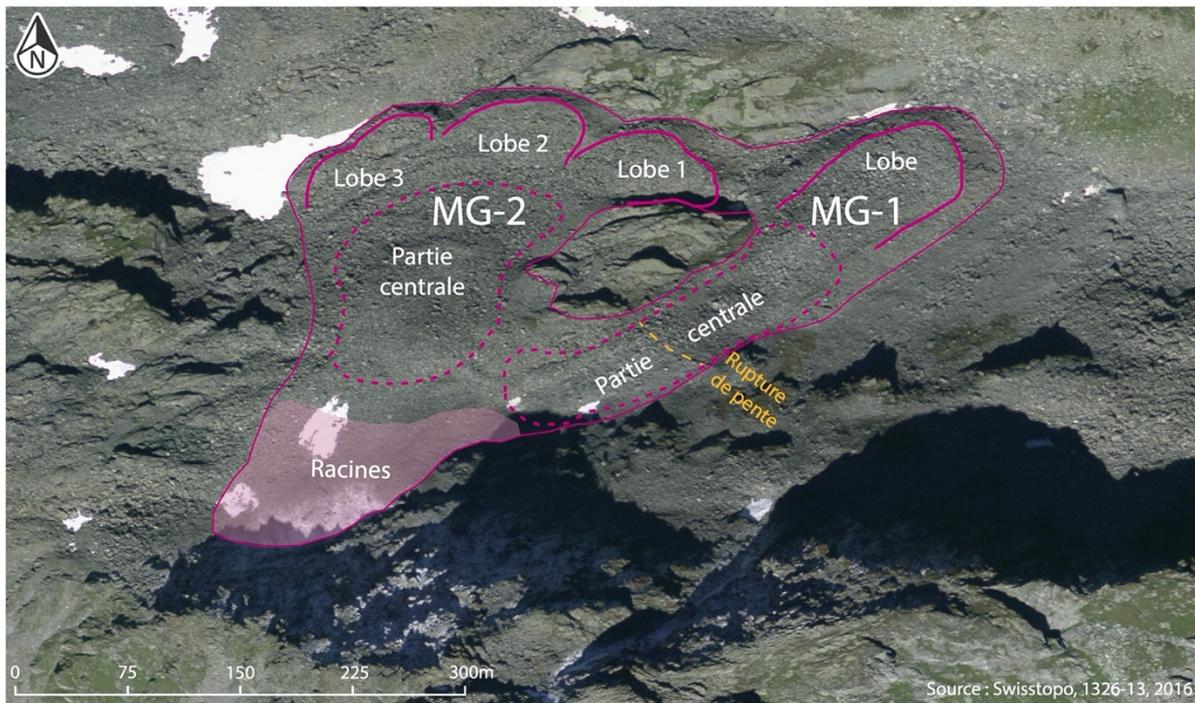


Figure 7 : Orthophoto des glaciers rocheux du Mont Gelé et des différentes parties qui les composent.

3. Méthodes

3.1 OSL (luminescence stimulée optiquement)

3.1.1 Notions théoriques

Au cours des quarante dernières années la datation des sédiments par la luminescence stimulée optiquement (OSL : *Optically Stimulated Luminescence*) a été fortement développée (Zoller et Wagner, 2015). Désormais de nombreuses applications sont possibles sur des dépôts rocheux et d'origines variées et la fiabilité de la détermination des âges a été renforcée (Fuchs et al., 2013 ; Lehmann et al., 2018). Le principal avantage de l'OSL est que cette technique ne dépend pas des matériaux organiques (datation radiocarbone) et ne demande pas que les matériaux rocheux soient restés dans une position stable (datation nucléides cosmogènes) (Sohbati et al, 2012 ; Fuchs et al., 2013).

L'OSL utilise les minéraux tels que les quartz et les feldspaths qui agissent comme des "dosimètres". Ces minéraux sont des supports qui peuvent accumuler des électrons piégés dans leurs structures cristallines lorsqu'ils ne sont pas exposés à la lumière (Aitken, 1985 ; Huntley et al., 1985). Cette accumulation a lieu quand les minéraux sont enfouis car ils sont soumis à une dose de rayonnements (alpha, bêta et gamma) de l'irradiation naturelle ambiante des radioéléments uranium (U), thorium (Th), et potassium (K) (Aitken, 1985 ; Mercier, 2008 ; Duller, 2015). La quantité d'électrons piégés augmente à mesure que l'exposition à la désintégration des radioéléments avance dans le temps (Aitken, 1985,1998). Cet accroissement résultant de la dose de rayonnements accumulés avec le temps est appelé dose rate ou débit de dose en français (Mercier, 2008).

À un moment donné cette énergie accumulée dans les minéraux peut être libérée sous forme de luminescence. En effet, grâce à une température élevée (>100°C) ou à la lumière du jour, les électrons piégés se recombinent avec les centres luminogènes du minéral et émettent des photons qui correspondent au signal de luminescence (Aitken, 1998 ; Mercier, 2008 ; Duller, 2015). L'exposition à la lumière va libérer cette énergie accumulée sous forme de photons et remettre à zéro "l'horloge de luminescence". Ce processus est appelé le blanchiment (ou *bleaching*) du signal de luminescence (Aitken, 1985 ; Mercier, 2008 ; Smedley, 2018). L'amplitude du signal de luminescence diminue alors en fonction de la durée de l'exposition du minéral à une stimulation lumineuse (naturel ou en laboratoire), qui correspond au phénomène de blanchiment du signal (Aitken, 1998 ; Duller, 2015). Ainsi pour les quartz les signaux de luminescence sont réduits d'un facteur 100 en quelques dizaines de secondes alors que pour les feldspaths cela correspond à quelques minutes (Mercier, 2008 ; Ou et al., 2018). Plus l'exposition à la lumière du jour aura été longue, plus le blanchiment du signal sera profond dans la roche, ce qui pour des roches granitique ou gneissique, correspond à quelques centimètres (Ou et al., 2018 ; Lehmann & al., 2018).

L'OSL consiste à la mesure de la luminescence émise par les électrons accumulés dans les interstices cristallins de la roche lorsque ceux-ci sont stimulés au moyen d'une source lumineuse (Aitken, 1985). Les lumières utilisées pour stimuler les échantillons en laboratoire sont généralement des LEDS bleues (Huntley et al., 1985 ; Duller, 2015). Les longueurs d'ondes situées entre 450 et 490 nm permettent une excellente stimulation optique et une meilleure détection du

signal d'OSL dans la bande spectrale bleue/ proche ultra-violet (Mercier, 2008 ; Sohbati et al., 2011). Cette stimulation convient parfaitement pour générer un signal OSL de la part des quartz et des feldspaths (Duller, 2015).

Concernant les feldspaths, une stimulation avec des longueurs d'ondes plus longue (IR : *proche infrarouge*) permet de mieux différencier la lumière de stimulation (IR) du signal de luminescence (Ou et al., 2018). L'acronyme pour ces expériences est IRSL (*Infrared Stimulated Luminescence*). Le signal de luminescence permet alors d'identifier l'âge qui correspond à la dernière exposition d'un échantillon à la lumière du jour en estimant la quantité de rayonnement ionisant absorbée depuis l'enfouissement (Freiesleben et al., 2015 ; Sohbati et al., 2015). L'application de cette méthode pour dater la dernière exposition des sédiments est vaste. L'OSL est utilisé pour dater aussi bien des dépôts éoliens (Duller, 2008), lacustres (Yang et al., 2006) des sédiments côtiers ou marins (Roberts, 2015 ; Smedley et al., 2017) mais aussi des sédiments fluviaux (Preusser et al., 2001). C'est depuis peu que l'OSL est appliquée avec succès à des matériaux d'origine glaciaire (Duller, 2008).

L'OSL semble être une méthode tout à fait applicable pour dater les glaciers rocheux. La couche interne de matériaux sédimentaires apparaissant au front du glacier rocheux provient de la racine (Haerberli et al., 2003). De ce fait, la datation de ces sédiments permet de savoir quand les grains ou les blocs ont été incorporés au glacier rocheux. En effet, suite à leur incorporation dans le glacier rocheux, les minéraux des grains et des blocs commencent à accumuler les électrons dans leurs interstices. Cela est dû à l'irradiation naturelle des radioéléments (dose rate) et à l'absence de lumière (Fig. 8). Ainsi, plus les sédiments ont passé du temps enfouis dans le glacier rocheux, plus le signal de luminescence devrait être grand (voir Eq. 5). Les signaux de luminescence des grains retrouvés au front du glacier rocheux devraient représenter une relation "Age- Distance" avec un accroissement du signal au front du glacier rocheux qui ainsi donne un âge absolu (Fuchs et al., 2013).

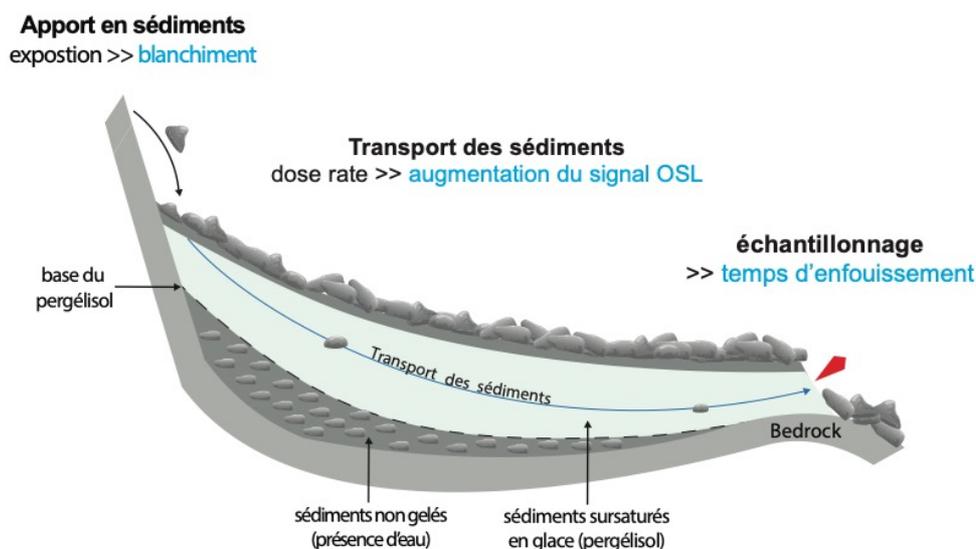


Figure 8: Schéma représentatif d'un glacier rocheux échantillonné pour la datation OSL. Réalisation : de Meris, 2020

Bien que des âges minimums aient pu être obtenus, Fuchs et al. (2013) ont mis en évidence des éléments pouvant influencer le signal de luminescence des grains échantillonnés. L'origine des sédiments aura une influence sur le blanchiment du signal : si ce sont des matériaux provenant de la surface des parois ou des matériaux éoliens, le blanchiment sera complet. Le signal de

luminescence des sédiments correspondra alors au temps qu'ils ont passé enfouis dans le glacier rocheux. A contrario, si le blanchiment est imparfait ou incomplet, les sédiments incorporés auront déjà un signal de luminescence au moment de leur incorporation. Cela peut être le cas pour les matériaux résultant d'un éboulement de la paroi, et qui n'auraient pas été exposés à la lumière du jour. Aussi, l'érosion de la surface des sédiments lors de leurs transports dans le glacier rocheux peut faire disparaître les parties qui avaient été blanchies. De plus, lors de leurs transports dans le glacier rocheux, il peut y avoir un mixage horizontal (eau de fonte) ou vertical (crevasses) des sédiments. Le dernier point soulevé par Fuchs et al. (2013) est que la variabilité des sédiments du pergélisol donne lieu à des incertitudes concernant le dose rate.

Modèles de luminescence

Datation classique

En laboratoire, les mesures de luminescence donnent une mesure de la dose totale de rayonnement absorbée par l'échantillon depuis sa dernière exposition à la lumière du jour (Duller, 2008). Cela correspond à la dose équivalente (D_e). L'âge peut ensuite être déterminé en divisant la dose équivalente (D_e) par le dose rate (D_r) de rayonnement de l'environnement.

L'équation (Eq.1) exprimant l'âge en année d'un échantillon est donc la suivante (Duller et Murray, 2000) :

$$Age = \frac{D_e}{D_r} \quad \text{Eq. 1}$$

D_e , mesuré en Gray, (1 Gy= 1J/kg) est la quantité de rayonnement nécessaire pour créer le signal de luminescence et D_r est la quantité de rayonnement ionisant en (Gy / an).

Datation avec le modèle de Freiesleben

Depuis quelques années, l'OSL est utilisée pour faire du *rock surface dating* (Freiesleben et al., 2015 ; Lehmann et al., 2018). Cette méthode est basée sur la sensibilité du signal OSL des minéraux en fonction de la lumière et du blanchiment du signal OSL dans les premiers millimètres de la surface de l'échantillon (Lehmann et al., 2018). Freiesleben et al. (2015) ont repris le modèle proposé par Sohbati et al. (2011, 2012) pour créer un modèle séquentiel pour des événements d'exposition/enfouissement. Sur le logiciel *MATLAB*, le modèle de Freiesleben et al. (2015) est utilisé pour la modélisation de la luminescence des échantillons des glaciers rocheux ainsi que leur datation. Voici les différentes équations utiles pour ce modèle (Eq. 2 à 5) :

Le taux de remplissage des pièges à électrons pour une profondeur $F(x)$ est décrit par cette équation (Eq.2) :

$$F(x) = \frac{D(x)}{D_0} \quad \text{Eq. 2}$$

$D(x)$ est le débit de dose correspondant à la situation spécifique en Gy/a. D_0 (Gy) est une constante dépendant de l'échantillon, caractérisant le taux de remplissage des pièges à électrons (Wintle et Murray, 2006). Le taux de vidage des pièges à électrons à la surface de l'échantillon est donné par l'équation de Sohbaty et al., 2011. Cette équation (Eq.3) est essentielle car elle définit le blanchiment du signal OSL de l'échantillon :

$$E(x) = \overline{\sigma\phi_0} e^{-\mu x} \quad \text{Eq. 3}$$

$\overline{\sigma\phi_0} e$ est le taux de décroissement effectif (s^{-1}) de la luminescence à la surface de la roche après une exposition à un flux de photons particulier. μ est le coefficient d'atténuation de la lumière de la roche (mm^{-1}) à la surface ($x=0$). L'équation réduite pour l'exposition d'un échantillon à la lumière est la suivante (Sohbaty et al., 2011) :

$$n_{fj}(x) = n_{ij}(x) e^{-E(x)t_e} \quad \text{Eq. 4}$$

Où n est l'événement (exposition ou enfouissement) dont les indices i et f renvoient respectivement aux conditions initiales et finales, et j au numéro de cycle. t_e est le temps d'exposition à la lumière du jour. Quand un bloc de roche se retrouve enfouit, le blanchiment du signal s'arrête tandis que l'accumulation des électrons dans les pièges par le biais des radiations ionisantes se poursuit (Eq.5). Le changement de la concentration des électrons dans les pièges pendant l'enfouissement peut s'écrire de cette façon (Freiesleben et al., 2015) :

$$n_{fj}(x) = (n_{ij}(x) - N(x)) e^{-F(x)t_b} + N(x) \quad \text{Eq. 5}$$

Où $n_{ij}(x)$ est la concentration initiale des charges à une profondeur donnée (x) avant l'enfouissement. $N(x)$ est la concentration de sites disponibles pour le piégeage et t_b est le temps d'enfouissement ultérieur. Dans le cas de la datation des glaciers rocheux c'est t_b qui donnera le temps d'enfouissement des échantillons récupérés au front du glacier rocheux et qui permettra d'obtenir un âge. Après la mesure du signal de luminescence, le calcul de t_b a été effectué sur MATLAB avec les équations décrites ci-dessus.

Échantillonnage

Les échantillons de roche et de sédiment pour les mesures OSL ont été prélevés au front des différents lobes composant les glaciers rocheux de La Roussette et du Mont Gelé. En tout, 3 prélèvements ont été fait par glacier rocheux (Tab. 2).

Tableau 2: Lieu d'échantillonnage OSL pour les glaciers rocheux du Mont Gelé et celui de La Roussette. Le système de coordonnées utilisé est CH1903+.

Glacier rocheux	Lobe	Sample	Est	Nord	Alt.
Mont Gelé 1	1	MG-1	588495.4	105091.1	2605 m
Mont Gelé 2	1	MG-2	588362.4	105096.9	2644 m
Mont Gelé 2	2	MG-3	588295.2	105122.6	2678 m
Roussette	1	ROU-5 / 6	604893.1	96484.5	2417 m
Roussette	2	ROU 3 / 4	604626.6	96613.2	2463 m
Roussette	4	ROU 1 / 2	604500.3	96659.8	2610 m

Afin d'éviter de récupérer des sédiments tombés en bas de pente depuis le front du glacier rocheux, les échantillons pour l'OSL ont été pris dans le tiers supérieur du front. Les échantillons ne devant pas être exposés à la lumière, il a fallu creuser horizontalement au minimum 60 cm (Fig. 9) dans les fronts peu stables des lobes des glaciers rocheux avant de recouvrir les trous d'une bâche opaque.



Figure 9: Préparation du site d'échantillonnage dans le front du lobe 4 du glacier rocheux de La Roussette. Photo : de Meris, 2019.

Une fois la bâche installée, quelques centimètres de sédiments ont encore été enlevés. La surface des sédiments a alors été sprayée avec de la peinture de marquage biodégradable, permettant ainsi de marquer les surfaces qui pourraient être exposées à la lumière. À l'abri de la lumière, trois types d'échantillons ont été prélevés : Tout d'abord des sédiments ont été récupérés pour des mesures relatives à la teneur en eau et l'exposition aux rayons gamma. Ensuite deux blocs de petites tailles (20 x 5 cm) pour des mesures OSL ont été récupérés puis emballés dans des feuilles d'aluminium puis dans des sacs noirs opaques. Enfin, des sédiments fins pour des mesures relatives à la luminescence des minéraux ont été pris puis emballés dans des sacs opaques. Au total, 4 échantillons (dont les points GPS ont été relevés) ont ainsi été collectés par lobe.

Préparation des échantillons

Les blocs ont été carottés sur l'entier de leur épaisseur au moyen d'une perceuse Husqvarna DM220 avec un diamètre de 18 mm. Les carottes (cores) ont ensuite été coupées en disques de 0.7mm d'épaisseur avec une scie (0.3mm d'épaisseur) basse vitesse BUEHLER IsoMet avec une lame à diamant. Pour chaque core, 24 disques ont été découpés de façon à pouvoir analyser le signal de luminescence proche de la surface supérieure et inférieure du bloc (Fig.10). L'épaisseur de chaque disque a été mesurée pour ensuite déterminer la profondeur des mesures OSL. Afin

d'éviter la création de chaleur pouvant influencer le signal OSL, le carottage et le découpage ont été fait avec de l'eau et du lubrifiant (IsoCut), le tout sous une lumière rouge.

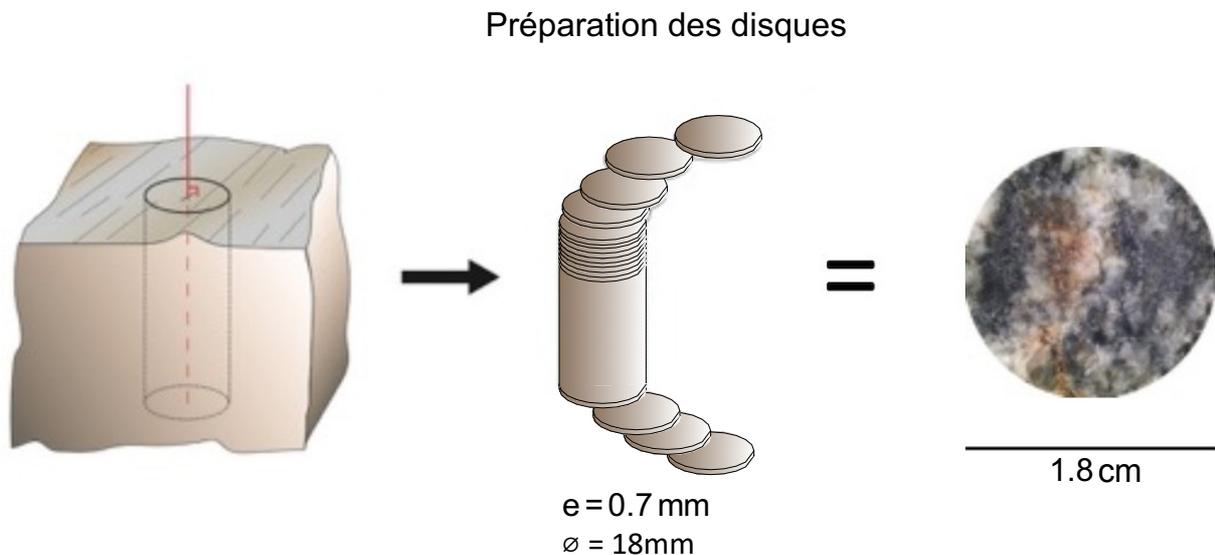


Figure 10: Schéma représentant le carottage d'un échantillon puis le découpage des disques pour les mesures OSL. Tiré de Lehmann et al., 2018, modifié par de Meris, 2020

Mesures des échantillons

Les mesures de luminescence ont été effectuées au moyen d'un Risø TL-DA 20 TL/OSL équipé de source ^{90}Sr . Cet instrument permet de mesurer 48 échantillons en même temps. La première étape consiste à un préchauffage des disques de 1°C/s à 250°C afin de vider certains pièges instables où des électrons auraient pu s'accumuler à cause des irradiations présentes dans le laboratoire (Wintle et Murray, 2006). Pour tous les échantillons, trois mesures du signal naturel (L_n) de luminescence ont alors été effectuées (Tab. 3), deux concernant les feldspaths et une pour le quartz, ce qui nous permet d'obtenir différents profils de blanchiment. Les feldspaths émettent de la luminescence lorsqu'ils sont stimulés par infrarouge (IRSL). La première mesure a été effectuée avec une température de 50°C ($1^\circ\text{C/s} + 100 \text{ s}$ de pause). Le second signal de luminescence des feldspaths à 225°C ($1^\circ\text{C/s} + 100 \text{ s}$ de pause) a ensuite été mesuré. Ce signal est moins facilement blanchi par la lumière de jour (Mercier, 2008). A noter que pour des températures $>200^\circ\text{C}$, les mesures ont été faites sous atmosphère nitrogène.

Pour le quartz, le signal de luminescence a été mesuré à une température de 125°C ($1^\circ\text{C/s} + 100 \text{ s}$ de pause) obtenue par une stimulation par lumière bleue (Blue LEDs). Afin de déterminer la *test dose* (T_n) permettant de normaliser les mesures naturelles de luminescence, les échantillons ont été irradiés artificiellement en laboratoire par une dose beta (^{90}Sr source) durant 250 s avant que les mesures du signal artificiel soient à nouveau effectuées en suivant le même protocole que pour le signal naturel. Les signaux ont été intégrés entre 5 et 20 secondes tandis que le background signal a lui été intégré entre 175 et 250 secondes. Les mesures ont ensuite été analysées au moyen du logiciel *Analyst* v.4.57.

Tableau 3 : Séquence pour la mesure des signaux de luminescence des échantillons avec le Riso

Traitement	Conditions	Détection
Préchauffage	60 s, 250 °C	UV
Stimulation	Lumière IR , 100 s, 50°C	Bleu
Stimulation	Lumière bleue, 100 s, 125°C	UV
Stimulation	Lumière IR , 100 s, 250°C	Bleu
Irradiation (Test dose)	Beta source (⁹⁰ Sr)	-
Préchauffage	60 s, 250 °C	UV
Stimulation	Lumière IR , 100 s, 50°C	Bleu
Stimulation	Lumière bleue, 100 s, 125°C	UV
Stimulation	Lumière IR , 100 s, 250°C	Bleu

Détermination D_e

Le calcul de la dose équivalente (D_e) pour les échantillons peut être effectué en suivant la méthode du *single aliquot regenerative* (SAR) proposée par Murray et Wintle (2000). L'échantillon dont le signal naturel de luminescence a été mesuré est alors artificiellement irradié par des doses régénératrices. Ces doses de rayonnement Beta (⁹⁰Sr) sont connues en laboratoire et choisies en fonction des mesures à effectuer. Les données relatives à ces doses sont alors ajustées en une exponentielle saturante qui permet de créer une *dose response curve* pour le signal de luminescence. D_e correspond à l'intersection entre le signal OSL naturel et la *dose response curve* (Murray et Wintle, 2000 ; Freiesleben et al., 2015). Pour obtenir D_e et calculer les âges, les trois premiers disques de chaque côté des échantillons ont successivement été irradiés avec un rayonnement Beta (⁹⁰Sr) puis mesurés en suivant la même séquence que pour mesurer le signal de luminescence. Les temps d'irradiation attribués à ces échantillons sont les suivants: 0 s, 250 s, 500 s, 1000 s, 2000 s, 4000 s et 0 s.

Détermination D_r

Le dose rate annuel correspond à la quantité d'énergie absorbée par l'échantillon en présence des rayonnements dans l'environnement. Le D_r peut être mesuré en laboratoire au moyen de la gamma spectrométrie haute résolution (Sohbati et al., 2015) mais dans cet étude il a été estimé à 5 Gy/ka.

Détermination D_0

Pour le modèle de Freiesleben (2015) décrivant la durée d'enfouissement, il est nécessaire d'obtenir le D_0 qui est la dose de saturation caractéristique. Cette constante dépend de l'échantillon et caractérise le taux de remplissage des pièges à électrons (Wintle et Murray, 2006). Celui-ci est obtenu en projetant le signal OSL naturel sur la *dose response curve* (Fig. 11) et en interpolant D_e (Duller, 2015). Pour ces mesures, un disque a été choisi par échantillon. Afin que la saturation (plateau) du signal soit atteinte, ces disques ont été irradiés plus longtemps mais toujours en suivant la même séquence. Voilà les différents temps d'exposition au rayonnement Beta

: 0 s, 250 s, 500 s, 1000 s, 2000 s, 4000 s, 8000 s, 16'000 s et 0 s. Les signaux OSL ont ensuite été intégrés entre 5 et 20 secondes tandis que le background signal a lui été intégré entre 175 et 250 secondes. La *dose response curve* a ensuite été analysée au moyen du logiciel *Analyst v.4.57*

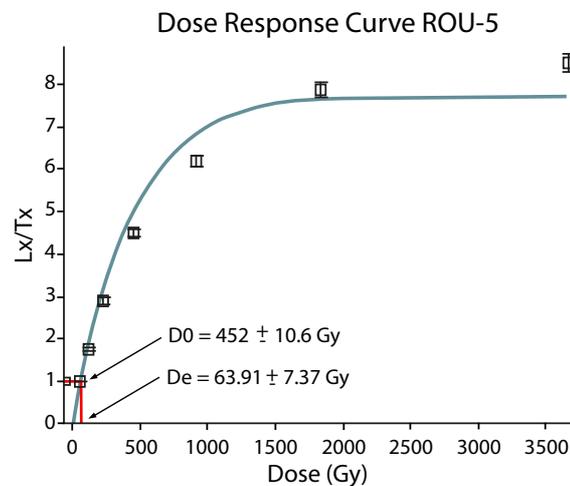


Figure 11: Dose response curve pour l'échantillon ROU-5, avec la Dose (Gy) régénérative et l'intensité du signal OSL normalisé (Lx/Tx). $D0$ est la dose de saturation caractéristique et De est obtenu par interpolation.

3.2 Schmidt-Hammer

3.2.1 Notions théoriques

Le Schmidt-Hammer (marteau de Schmidt) est un appareil mécanique portable inventé par l'ingénieur civil Ernst Schmidt en 1948 (Scapozza, 2013). Cet appareil permet de contrôler de façon rapide et non destructive la qualité d'un matériau en se basant sur la mesure d'une valeur de rebondissement (Schmidt, 1951). Cette valeur de rebondissement (valeur-R) est adimensionnelle et proportionnelle à la résistance et à la compression de la surface d'une roche, qui, pour des conditions climatiques similaires, est proportionnelle au degré d'altération de la roche (Shakesby et al., 2006 ; Kłapyta 2013). En se basant sur les valeurs-R mesurées sur une roche et en tenant compte de l'histoire de son transport qui influence la rugosité de la surface de l'échantillon, il est possible de faire des datations relatives (Scapozza, 2013). Le Schmidt-Hammer donne alors une mesure relative de la dureté de la surface. Il fournit des informations sur le temps écoulé et l'exposition de la surface de la roche aux agents atmosphériques ainsi que sur le degré de vieillissement (Kellerer-Pirklbauer, 2008). Des valeurs-R élevées indiquent des âges jeunes alors que des valeurs-R faibles indiquent des âges anciens. Si une surface rocheuse a une valeur-R plus basse qu'une autre, cela signifie que son altération est plus grande et qu'elle est exposée depuis plus longtemps aux agents atmosphériques (Kellerer-Pirklbauer, 2008 ; Scapozza, 2013).

Le Schmidt-Hammer est un outil qui est largement utilisé dans les études glaciaires et périglaciaires afin de dater la surface relative des roches et analyser la cinématique des glaciers rocheux. De nombreuses études sur les glaciers rocheux actifs ou fossiles ont été réalisées dans les Alpes européennes et norvégiennes, en Islande et plus récemment en Nouvelle-Zélande (Haerberli et al., 2003 ; Frauenfelder et al., 2005 ; Scapozza, 2013 ; Matthews, 2014 ; Winkler et Lambiel, 2018).

La surface des glaciers rocheux composée uniquement de blocs est idéale pour effectuer des mesures de valeurs-R et dater les différentes parties qui les composent. Néanmoins pour les glaciers rocheux, les âges dérivées des valeurs-R ne donnent qu'un âge minimal. La raison à cela est que les blocs de la surface les plus anciens s'éboulent une fois arrivés au front du glacier rocheux. Ils sont alors enfouis par le glacier rocheux qui continue de fluier . Ils forment alors la base de celui-ci et il n'est pas possible de les dater.

À la surface, les valeurs-R peuvent être obtenues de différentes façons. La mesure d'une valeur-r est parfois réalisée de manière aléatoire sur un transect comportant un grand nombre de blocs (Kellerer-Pirklbauer, 2008). Une autre façon de procéder consiste à mesurer une valeur-R pour une station de mesure comportant moins de blocs mais un plus grand nombre de point de mesure (Scapozza, 2015). Cependant il faut être attentif car pour une lithologie identique, la rugosité de la surface d'un bloc peut avoir une forte influence sur les valeurs-R mesurées (Scapozza, 2013). Or, dans les études glaciaires et périglaciaires les blocs peuvent par exemple avoir une surface plus ou moins arrondie ou polie en fonction de leur transport, ce qui n'est pas sans conséquence sur les valeurs-R (McCarroll 1989 ; Shakesby et al., 2006).

3.2.2 Méthodologie Schmidt-Hammer

Le Schmidt-Hammer utilisé est un Rock Schmidt fabriqué par la firme Proceq (Fig.12). En poussant la tige de percussion avec les mains, le scléromètre frappe la surface du bloc à échantillonner avec une énergie de 0.735 N*m (Proceq, 2017). Le petit marteau rebondit alors sur une certaine distance qui est mesurée par le capteur de l'appareil. La valeur-R s'affiche sur l'écran de l'appareil où les résultats peuvent être stockés.



Figure 12: Rock Schmidt utilisé pour les mesures des valeurs-R sur les glaciers rocheux. Photo de Meris, 2020.

Pour effectuer une mesure, il est primordial que la surface du bloc soit d'une lithologie homogène, relativement plane, peu rugueuse, sans fissures ainsi que sèche et propre (McCarroll, 1989 ; Shakesby et al., 2006). La présence de poussière, micro-lichens ou d'autres impuretés peut en effet influencer la valeur-R (Scapozza, 2013). Afin de réduire le possible effet de la neige sur l'altération, les stations de mesures se doivent d'être choisies sur des endroits surélevés (Shakesby

et al., 2006). Pour réduire des possibles variations, il faut que toutes les mesures soient effectuées le même jour par le même opérateur (Shakesby et al., 2006). L'intensité du coup varie en fonction de l'inclinaison de l'appareil (idéalement 90° par rapport à la surface) en raison de la force de frottement dû à la gravité qui influence le frottement du percuteur. Cependant les valeurs-R sont directement corrigées par l'appareil en fonction de l'angle de l'impact.

Pour chaque station de mesure la valeur-R moyenne est calculée avec une moyenne arithmétique directement par le Rock Schmidt. La valeur de rebondissement de chaque station représente la résistance effective de la surface analysée, où l'intervalle de confiance à 95% représente l'erreur de mesure standard (Kellerer-Pirklbauer, 2008). L'intervalle de confiance à 95% peut être calculé de la manière suivante :

$$x \pm 1.96 * \sqrt{(\sigma/\sqrt{n})} \quad \text{Eq. 6}$$

avec : x = moyenne arithmétique, σ = écart type ; n = nombre de mesures.

Une moyenne des valeurs-R des stations pour une même zone a ensuite été calculée afin de faciliter les comparaisons entre les valeurs-R et les âges des différentes parties des glaciers rocheux. le regroupement des stations de mesures d'une même zone est appelé série de stations.

Calcul et calibration des âges d'exposition

En ayant des valeurs-R mesurées et disponibles sur en tout cas deux surfaces d'âges connus, il s'avère possible de calibrer les âges au moyen d'une régression linéaire tel que le propose Shakesby et al. (2006) et Kellerer-Pirklbauer (2008) (Voir annexe Schmidt-Hammer). Cette équation décrit la relation entre la valeur-R mesurée et l'âge connu de la surface (Shakesby et al., 2011).

$$y = a + bx \quad \text{Eq. 7}$$

Avec y = âge de la surface (années) ; x= valeur-R moyenne mesurée pour une station de mesure ; a = âge d'interception, b = pente de la ligne de calibration.

Pour les glaciers rocheux du Mont Gelé, les mesures pour les valeurs-R de calibration ont été effectuées sur des roches moutonnées au pied du glacier rocheux et sur des blocs situés à la racine des glaciers rocheux (Tab. 3). 40 impacts avec le Schmidt-Hammer ont été effectués sur ces surfaces. Les roches moutonnées datent du Dryas récent (12 ka cal BP) et leurs âges avaient été attribués par reconstitution paléoglacière par Scapozza (2013) lors de son étude sur l'histoire paléo-environnementale dans la région du Mont Fort. Pour les blocs situés à la racine du glacier rocheux, leurs âges ont été estimés à maximum une centaine d'année, ce qui laisse une marge d'erreur suffisante quant à l'estimation de l'âge. Pour le glacier rocheux de La Roussette, les valeurs-R de calibration ont été mesurées sur des dépôts morainiques également attribués au Dryas récent par reconstitution paléoglacière (Coutterand, 2012) ainsi que sur des blocs proches de la racine du glacier rocheux (Tab. 4). Les âges de calibration sont donc en théorie similaires à ceux du Mont Gelé.

Tableau 4 : Lieux de mesure avec coordonnées CH1903+ pour les âges de calibrations avec les âges estimés et les valeur-R obtenues. MG correspond aux glaciers rocheux du Mont Gelé et ROU à la Roussette. ^a intervalle de confiance à 95% pour les valeurs-R mesurées.

Calibration	Est	Nord	Age (ka)	R-value ^a
MG-old	588311.4	105137.0	12 ± 0.7	43.5 ± 1.71
MG-young	588214.3	104883.7	0.1 ± 0.1	57.0 ± 1.67
ROU-old	604485.2	97220.1	12 ± 0.7	44.5 ± 1.76
ROU-Young	605086.2	96181.2	0.1 ± 0.1	58.0 ± 1.71

À partir de ces valeurs-R il est possible de calculer un âge pour chaque station de mesure au moyen de l'équation de la droite de calibration (Tab. 5).

Tableau 5: Droite de régression linéaire décrivant l'âge des glaciers rocheux.

Glacier rocheux	Équation	R ²
MG-1 / MG-2	Y = -1.1429x + 57.114	1
ROU	Y = -1.1345x + 58.113	1

Selon Matthews et Winkler (2011), l'intervalle de confiance final pour les âges peut être calculé comme l'erreur totale (C_t), qui combine les erreurs d'échantillonnage (C_s) et celles de la droite de calibration (C_c) :

$$C_t = \sqrt{C_s^2 + C_c^2} \quad \text{Eq. 8}$$

C_s provient de la pente de la courbe de calibration (*b*), du test statistique de Student (*t*) ainsi que de l'erreur standard de la valeur-R moyenne du site du glacier rocheux. *s* correspond à l'écart-type et *n* est la taille de l'échantillon (Matthews et Owen, 2010):

$$C_s = \pm b \left[ts / \sqrt{(n - 1)} \right] \quad \text{Eq. 9}$$

C_c provient de l'intervalle de confiance entre le point de calibration le plus ancien C_o et le point de calibration le plus jeune (C_y). R_o et R_y sont les valeurs R moyenne de ces point de calibrations tandis que R_s est la valeur R moyenne pour un échantillon donné (Winkler et al. 2016) :

$$C_c = C_o - \left[(C_o - C_y)(R_s - R_o) / (R_y - R_o) \right] \quad \text{Eq. 10}$$

Échantillonnage

Généralement pour les glaciers rocheux, des *transects* sont choisis avec un nombre important (> 50) de blocs puis une mesure des valeurs-R est effectuée sur chacun de ces blocs (Frauenfelder et al., 2005 ; Kellerer-Pirklbauer, 2008). Afin d'avoir une meilleure représentation spatiale et limiter les erreurs, les mesures des valeurs-R sur les glaciers rocheux ont été effectuées sous la forme de station de

mesure. Cela donne une méthode hybride entre celle de Scapozza (2015) et celle de Winkler et Lambiel (2018). Pour son étude, Scapozza (2015) a choisi de mesurer les valeurs-R sous forme de stations de mesure. Pour les glaciers rocheux du Mont Gelé, il a ainsi choisi 5 stations de mesure avec au moins 5 blocs sur lesquels il se devait d'y avoir au minimum 10 points de mesure. Pour chacun de ces points, 4 impacts ont été mesurés avec le Schmidt-Hammer.

L'idée des stations de mesure a ici été reprise mais avec uniquement un impact par point de mesure, comme l'ont fait Winkler et Lambiel (2018). À la différence d'un transect les stations de mesure permettent de concentrer les points de mesure sur une petite zone. Avec un grand nombre de stations il est possible de mieux visualiser les variations des valeurs-R entre les différentes parties du glacier rocheux étudié. En fonction de la largeur du glacier rocheux, un nombre de stations de mesure a donc été choisi. Pour chaque station de mesure, dans un rayon de 3 mètres, un total de 20 impacts a été mesuré sur un maximum de 5 blocs de roche stable et de diamètre supérieur à 1 mètre (Fig. 13). La surface des blocs se devait de correspondre aux différents critères énoncés précédemment au risque d'avoir des valeurs-R faussées.

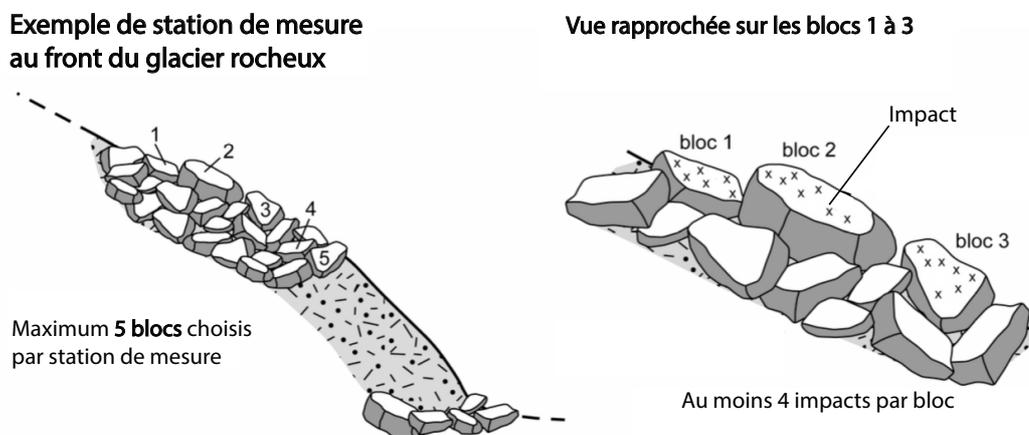


Figure 13: Schéma représentant les impacts effectués au Schmidt-Hammer pour une station de mesure à la surface du glacier rocheux. Modifié d'après Scapozza, 2013.

Le deuxième type de mesure des valeurs-R a également été réalisé sous forme de stations. Par station, 100 impacts répartis de façon aléatoire sur des blocs dans la largeur du glacier rocheux ont été effectués. Ceci a permis d'obtenir une valeur-R pour la largeur glacier rocheux. En tout, 20 impacts pour 42 stations et 100 impacts pour 13 stations ont été réalisés sur les glaciers rocheux du Mont Gelé. Concernant le glacier rocheux de La Roussette 28 stations avec 20 impacts et 4 stations avec 100 impacts ont été mesurées. Pour chaque station un point GPS a été relevé.

4. Résultats et discussion

4.1 OSL

4.1.1 La Roussette

Les échantillons pour les mesures OSL ont été récupérés sur trois lobes du glacier rocheux (Fig. 14). Le but étant de voir les éventuelles variations d'âges entre ceux-ci. Chaque échantillon correspond à un bloc de roche.

Positions des échantillons OSL au glacier rocheux de La Roussette

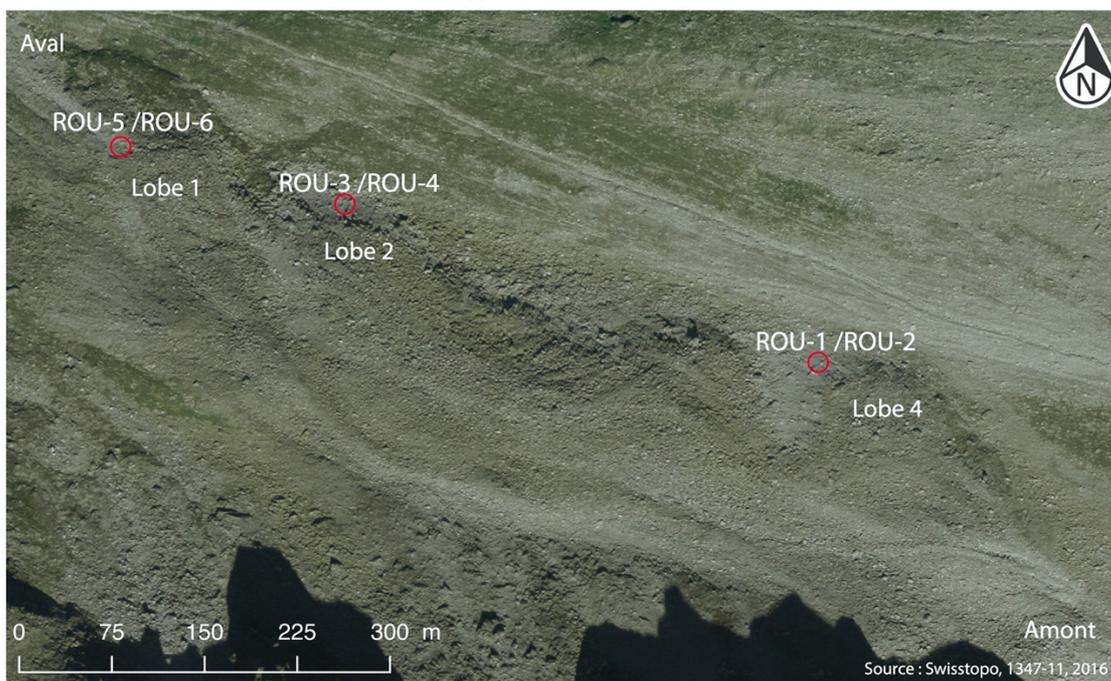


Figure 14: Situation des lieux d'échantillonnage (rond rouge) pour les mesures OSL des blocs du glacier rocheux de La Roussette.

Mesure du signal de luminescence

Pour chaque échantillon, le signal OSL IR_{50} de chaque disque a été mesuré puis reporté sur un graphique en fonction de la profondeur afin de pouvoir analyser le bleaching (Fig. 15). Les points bleus représentent les valeurs des disques provenant des surfaces supérieures des échantillons. Les points oranges proviennent des disques des surfaces inférieures, celles opposées à la surface du terrain. En raison des difficultés rencontrées pour le carottage et le coupage (carotte qui se casse), il n'a pas été possible d'obtenir de mesure pour les échantillons ROU-1 et ROU-4

Certains échantillons (Fig. 15b et 15c) présentent un bleaching pour les deux surfaces, indiquant que l'échantillon a été exposé à la lumière de chaque côté. Pour ROU-3 (Fig. 15b) dont le bleaching est relativement clair, les 5 premiers millimètres de chaque côté ont été complètement blanchis. Ceci indique que l'échantillon aurait été exposé de manière uniforme à la lumière. Le "plateau" du signal aux alentours de 1 indique le niveau de saturation. Le plateau est la partie avec le signal OSL le plus fort. L'échantillon ROU-2 a un signal complètement blanchi pour les 7 mm de la partie inférieure tandis que pour la partie supérieure, le signal a peu, voir pas été blanchi (Fig. 15a). Cette partie n'aurait donc pas été exposée à la lumière et le plateau de saturation se situe aux

alentours de 1.2. Pour ROU-6 (Fig. 15d) le profil du bleaching est diffus mais les premiers millimètres de la partie haute ont été complètement blanchis. Mis à part pour le premier disque, les valeurs du signal de la partie inférieure du bloc étant situées entre 0.75 et 1.44 laissent supposer que cette partie a moins été exposée. ROU-5 a un profil qui s'apparente à celui de ROU 6. Les 4 premiers millimètres de la partie supérieure ont été blanchis alors que la partie inférieure semble n'avoir été que partiellement blanchie.

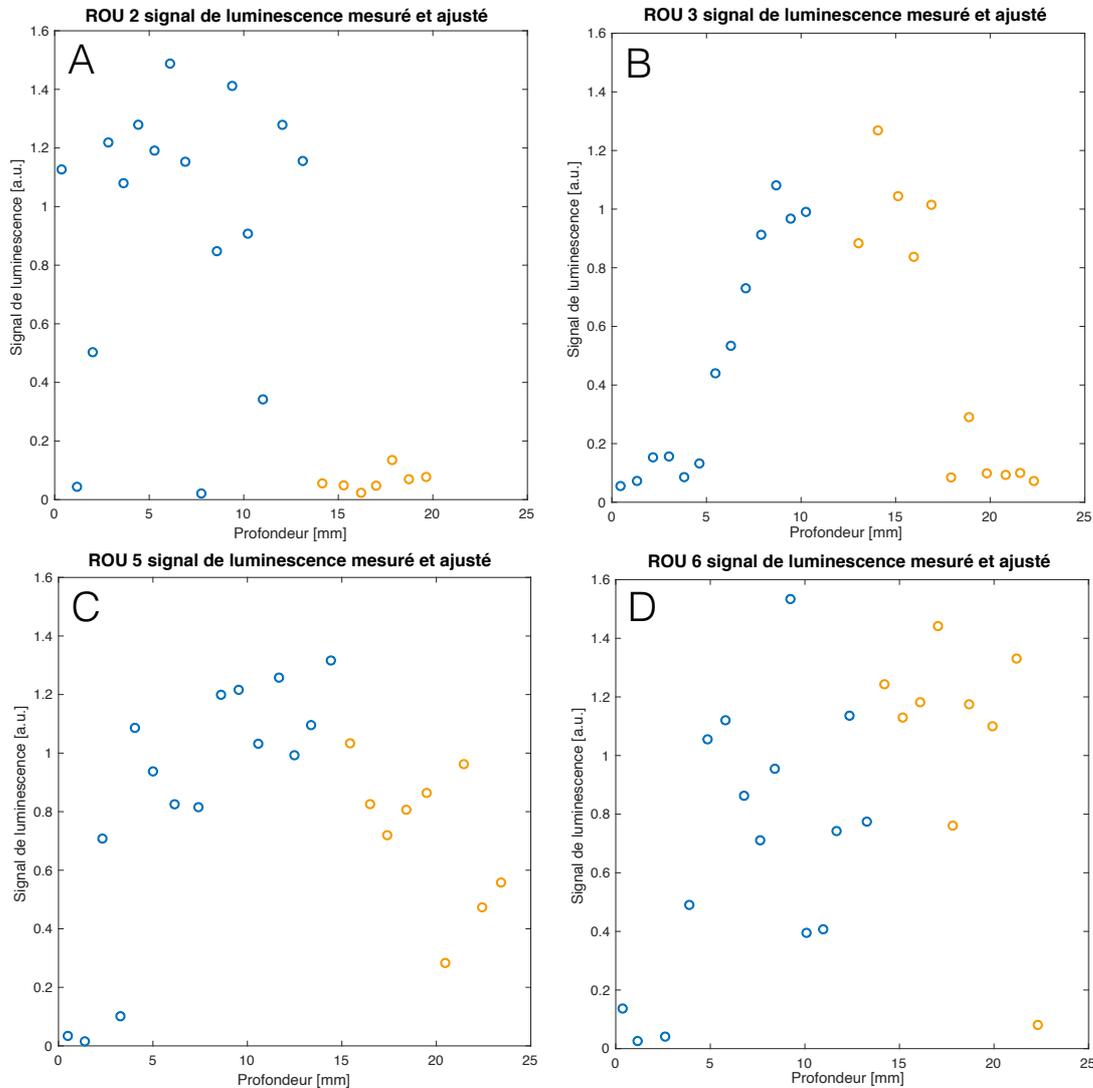


Figure 15: Signal de luminescence IR50 en fonction de la profondeur de l'échantillon. La profondeur 0 représente la surface supérieure de l'échantillon tandis que la profondeur la plus grande représente l'autre surface de l'échantillon. Les points bleus représentent les disques de la partie supérieure tandis que les points oranges représentent les disques de la partie inférieure

Datation au moyen de la méthode classique (D_e/D_r)

Suite au protocole SAR et la création de la dose response curve, il a été possible de calculer la dose équivalente (D_e) par seconde pour les trois disques supérieurs et inférieurs de chaque échantillon. La dose équivalente a été multipliée par le dose rate (D_r) du lecteur Risø qui est de 0.238 Gy/s afin d'obtenir D_e (Gy) (Tab. 6). Pour calculer l'âge, D_e a été divisé par le dose rate (D_r) estimé de l'environnement naturel valant 5 Gy / ka.

Pour le glacier rocheux de La Roussette les âges obtenus semblent soit sous-estimés (< 3.7 ka), soit surestimés (>23 ka) (Tab. 6). Il était en effet attendu que les âges correspondent plutôt au 36

début de l'Holocène (± 12 ka cal BP) ou alors à l'Optimum Climatique Holocène ($\pm 9.5- 6.3$ ka cal BP). Rou-2 est l'échantillon avec l'âge le plus vieux pour la partie supérieure (23.06 ± 1.33 ka) et la partie inférieure du bloc (65.03 ka). Rou-3 a des âges relativement similaires pour sa partie supérieure et inférieure avec respectivement 2.35 ± 0.42 et 3.61 ± 0.54 ka. Rou-5 est l'échantillon avec la partie supérieure la plus jeune (1.14 ka) alors que pour la partie inférieure du bloc, l'âge est de 28.27 ± 3.22 ka. Finalement pour Rou-6 la différence d'âge entre la partie supérieure et inférieure du bloc est importante, avec 2.62 ± 1.03 et 42.71 ± 3.38 ka.

Tableau 6 : Tableau des âges obtenus pour D_e/D_r . Pour chaque échantillon la distinction est faite entre la partie supérieure et la partie inférieure. D_e est la dose équivalente tandis que D_r vaut 5 Gy/a. Age error est l'erreur donnée par ANALYST suite à la mesure du signal. STDEV est l'écart type entre les âges des disques

Samples	Partie Supérieure				Partie Inférieure			
	De (Gy)	Age (ka)	Age error(ka)	STDEV	De (Gy)	Age (ka)	Age error (ka)	STDEV
ROU-2	115.29	23.06	1.33	31.3	325.13	65.03	7.45	52.28
ROU-3	11.74	2.35	0.42	0.7	18.06	3.61	0.54	0.65
ROU-5	5.69	1.14	0.76	0.8	141.33	28.27	3.22	4.71
ROU-6	13.11	2.62	1.03	3.0	213.54	42.71	3.38	56.71

Datation au moyen du modèle de Freiesleben

En ce qui concerne les temps d'enfouissement, les résultats du modèle de Freiesleben et al. (2015) sont plus encourageants et semblent correspondre avec les âges attendus. Cinq des huit âges du glacier rocheux de La Roussette, ceux situés entre $7.14 \pm 0.21 - 4.32 \pm 0.15$ ka, sont dans un ordre de grandeur possible. Les autres âges, supérieurs à 50 ka ne sont pas probables pour le glacier rocheux de La Roussette car la zone où il se situe n'a été libre de glace qu'à partir du Tardiglaciaire (Coutterand, 2012)

L'âge le plus jeune pour le glacier rocheux de La Roussette est celui du lobe le plus en amont, ROU-2 avec 4.32 ± 0.15 ka (Tab. 7). Pour ROU-3 la durée d'enfouissement est de 7.14 ± 0.2 ka pour la partie supérieure du bloc et 6.79 ± 0.2 ka pour la partie inférieure. Le lobe 2 daterait donc de l'Optimum Climatique Holocène. ROU-5 a un âge de 6.51 ± 0.15 k. Il serait donc légèrement plus jeune que ROU-3 malgré le fait qu'il soit plus en aval. Cet âge indique que le lobe 1 se serait également formée durant l'Optimum Climatique Holocène. Finalement ROU- 6, prélevé dans le même lobe que ROU-5, a un âge de 4.85 ± 0.19 ka pour la partie supérieure de l'échantillon. Ces différents âges tendent à montrer que le glacier rocheux de La Roussette a commencé à se former durant l'Optimum Climatique Holocène et qu'il est toujours en développement. Les autres âges obtenus pour ROU-2, ROU-5 et ROU-6 sont bien trop anciens, avec respectivement, 58.4 , 80.9 et 82.3 ka et ont des marges d'erreur bien trop importantes.

Tableau 7 : Tableau récapitulatif des âges obtenus avec le modèle de Freiesleben. $Sigphi$ (s^{-1}) est le taux de décroissement effectif de la luminescence à la surface et μ (mm^{-1}) est coefficient d'atténuation de la lumière de la roche. D_0 (Gy) a été obtenu par les dose response curve. Age Top et Age bottom sont les âges des disques supérieurs et inférieurs des échantillons. L'erreur est calculée à partir de l'approximation du D_0 sur Analyst et est valable pour l'âge le plus jeune.

Samples	SigPhi	mu	D ₀	Age Top (ka)	Age Bottom (ka)	Age error (ka)
ROU-2	1.4E-07	1.15	312	58.334	4.321	0.1496
ROU-3	1.4E-07	1.15	299	7.135	6.791	0.2108
ROU-5	1.4E-07	1.15	452	6.513	80.884	0.1528
ROU-6	1.4E-07	1.15	524	4.850	-822.520	0.1889

Trois paramètres sont essentiels pour le bon fonctionnement du modèle et obtenir des âges corrects. Tout d'abord D₀ a pu être obtenu individuellement pour tous les échantillons au moyen d'une *dose response curve*. Les deux autres paramètres sont plus problématiques car il faudrait idéalement qu'ils soient obtenus au moyen d'une calibration, qui dans le cas de glaciers rocheux est compliquée à effectuer. C'est pour cette raison que le taux de décroissement effectif de la luminescence à la surface $\overline{\sigma\varphi_0}$ et le coefficient d'atténuation de la lumière de la roche μ ont été tirés de la littérature.

$\overline{\sigma\varphi_0}$ est principalement contrôlé par la latitude et la couverture nuageuse ainsi que par l'altitude qui influence l'irradiation solaire (Sohbati et al., 2011 ; Meyer et al., 2018). Étant donné que les glaciers rocheux du Mont Gelé et de La Roussette sont distants de moins de 20 km, un $\overline{\sigma\varphi_0}$ similaire a pu leur être attribué. Il a été assumé que $\overline{\sigma\varphi_0}$ est de 1.4E-07 s⁻¹, d'après l'étude de *Bedrock Exposure Dating* menée par Brun (et al., 2014) dans le Val d'Hérens.

μ quant à lui dépend de la lithologie et il peut être considéré du même ordre de grandeur pour les échantillons d'un même glacier rocheux (Meyer et al., 2018). μ a lui aussi été tiré de l'étude de Brun et al. (2014) qui a travaillé sur une lithologie similaire dans le Val d'Hérens. Ainsi μ vaut 1.15 mm⁻¹ pour les échantillons du glacier rocheux de La Roussette, une valeur qui correspond bien aux profils de blanchiment (Fig. 16c).

Sur les graphiques du modèle d'enfouissement (Fig. 16) les ronds bleus de la courbe d'exposition (*exposure*) et les ronds rouges de la courbe d'enfouissement (*burial*) donne une indication de comment se comporte théoriquement le signal de luminescence des échantillons. En fonction du signal mesuré, la courbe d'exposition (*exposure*) montre à quoi ressemblerait le signal OSL si l'échantillon était exposé à la lumière. Pour la courbe l'enfouissement (*burial*), les ronds rouges indiquent comment le signal de l'échantillon devrait se comporter suite à son enfouissement dans le glacier rocheux.

Globalement le modèle suit assez bien le signal OSL des échantillons (Fig 16B, 16C, 16D). Pour l'échantillon avec un signal plus diffus (Fig. 16A), la variation avec le modèle est plus importante et même en modifiant certains paramètres les résultats restent similaires.

Les échantillons du glacier rocheux de La Roussette (Fig. 16A, 16B, 16C, 16D) ont été exposés à la lumière qu'une seule fois. ROU-2 qui est l'échantillon récupéré le plus en amont (lobe 4), est celui qui aurait été exposé le moins longtemps à la lumière du jour avant son incorporation dans le glacier rocheux. À la vue de son profil, le blanchiment a été plus bref et n'a pas pu se produire en profondeur comme c'est le cas pour les autres échantillons. Il est possible que l'échantillon soit tombé de la paroi et qu'il ait directement été recouvert par d'autres blocs de roche avant d'intégrer le glacier rocheux. Il se peut donc qu'il ait été déposé lors d'une période où l'activité des parois était relativement importante, avec beaucoup de chutes de blocs ou lors un éboulement.

ROU-5 qui correspond à l'échantillon le plus en aval (lobe 1) a été blanchi un peu plus en profondeur que ROU-2. Il aurait donc été exposé plus longtemps à la lumière du jour et ce pour les deux surfaces analysées. ROU-3 qui est l'échantillon du lobe actif juste en amont de ROU-5, a le profil qui est le plus blanchi en profondeur et le plus symétrique. Avant d'être enfoui, il aurait donc été exposé plus longtemps et uniformément à la lumière du jour en comparaison des autres échantillons de La Roussette. Finalement pour ROU-6 le blanchiment s'est produit sur les 4 premiers millimètres mais ensuite le signal est diffus et difficile à interpréter.

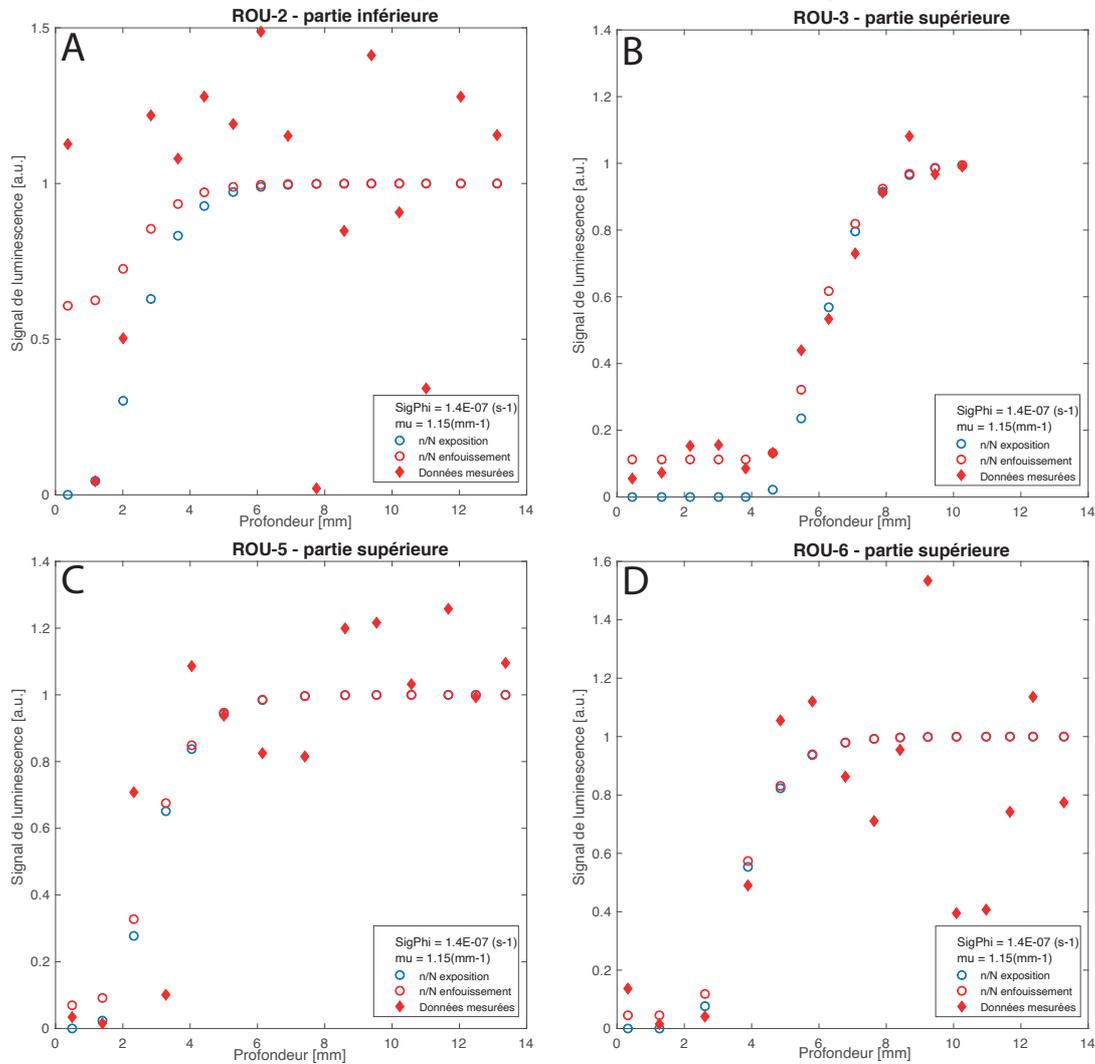


Figure 16: Graphique du signal de luminescence IR50 en fonction de la profondeur de l'échantillon et modèle d'enfouissement (rouge) et d'exposition (bleu) calculés d'après les équations de Sohbaty et al., 2011 et Freiesleben et al., 2015. μ et SigPhi sont notés pour chaque échantillon.

4.1.2 Mont Gelé

Pour le glacier rocheux MG-1, deux échantillons nommés MG-1 ont été récupérés au front du lobe (Fig. 17). Pour le glacier rocheux MG-2, deux échantillons pour l'OSL ont été pris dans le front des lobes 1 et 2. Ils sont nommés MG-2 pour le lobe 1 et MG-3 pour le lobe 2.

Positions des échantillons OSL aux glaciers rocheux du Mont Gelé

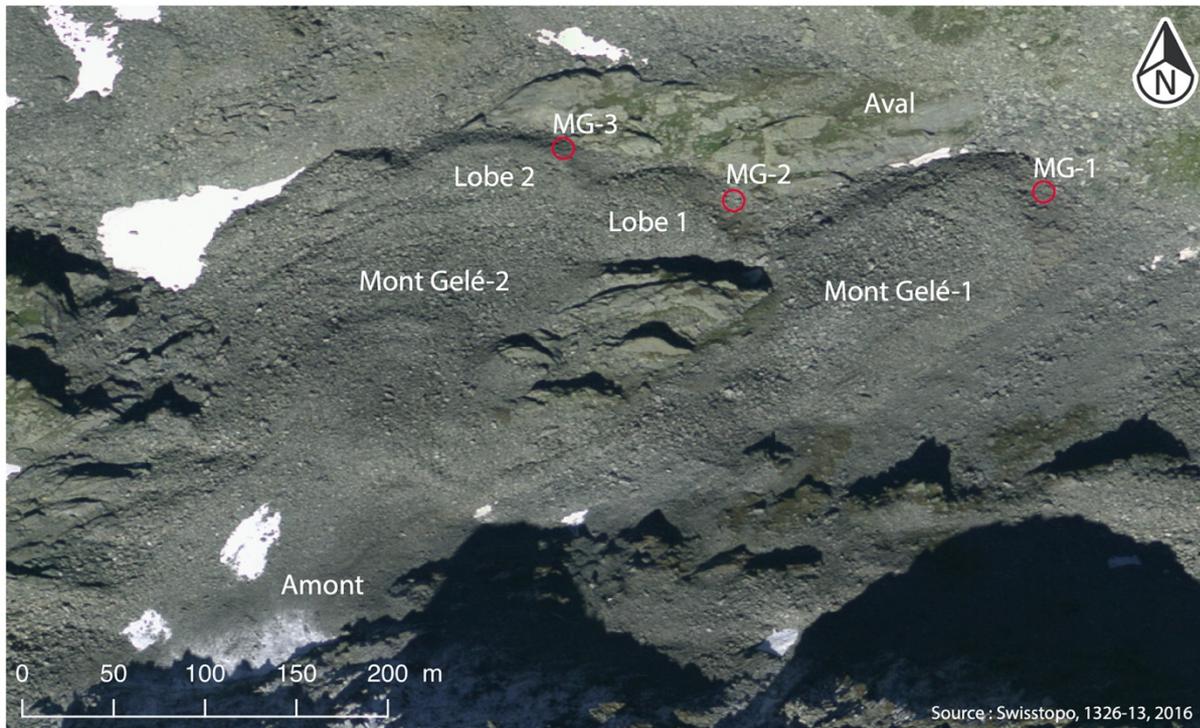


Figure 17: Situation des lieux d'échantillonnage (rond rouge) des blocs des glaciers rocheux du Mont Gelé pour les mesures OSL.

Mesure du signal de luminescence

La partie supérieure de MG-1 a un profil particulier avec beaucoup de différences entre les valeurs du signal OSL ce qui rend toutes interprétations difficiles. Pour la partie inférieure de MG-1, le signal est également très diffus (Fig. 18a). MG-2 a un profil plus ou moins similaire pour la partie supérieure et inférieure, bien que le signal ne soit pas complètement blanchi pour les parties supérieures et inférieures (Fig. 18b). Le plateau se situe aux alentours de 1, comme pour les échantillons de La Roussette. Pour MG-3, seule la partie supérieure a été blanchie dans les premiers millimètres (Fig. 18c). La partie inférieure s'inscrit dans la continuité du plateau de la partie supérieure. Il semblerait donc que cette partie n'ait pas été exposée à la lumière du jour.

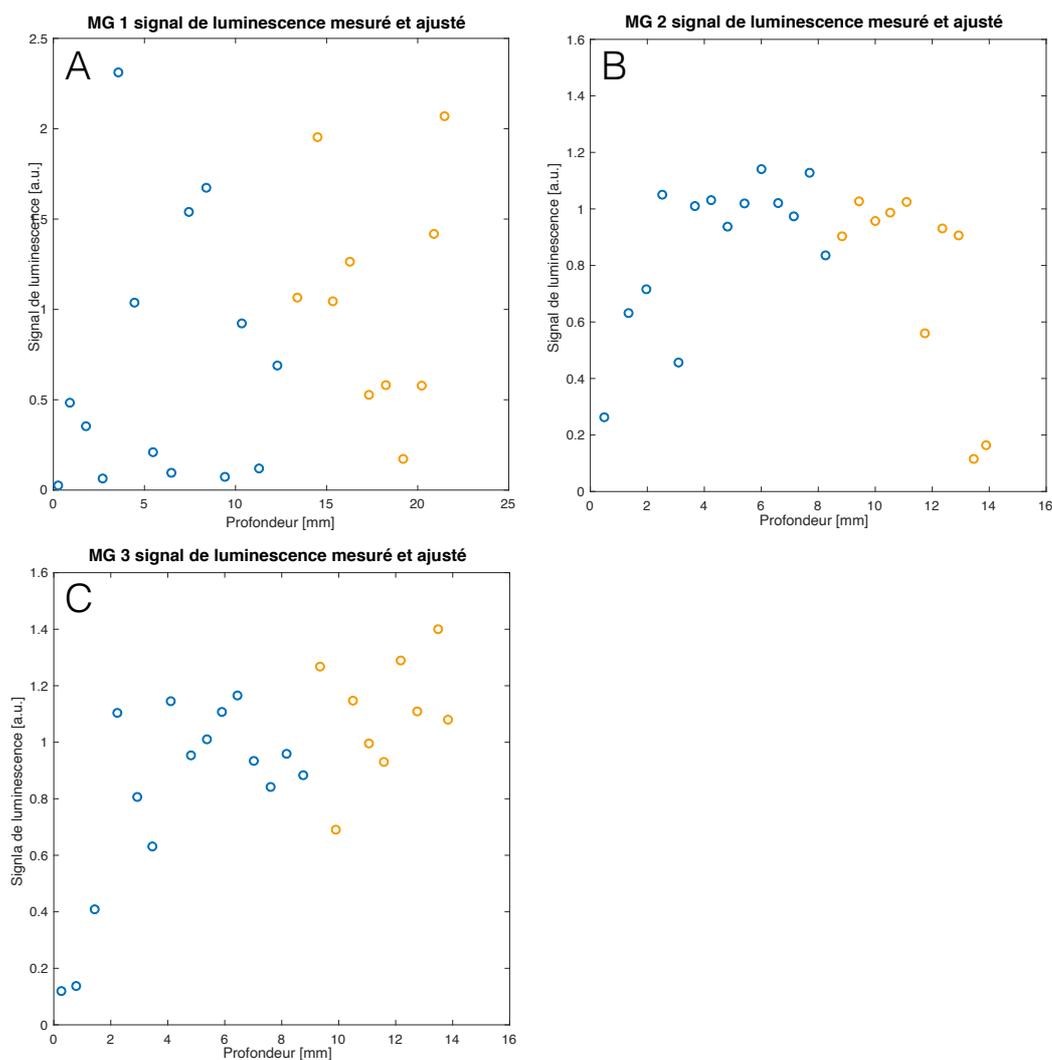


Figure 18: Signal de luminescence IR50 en fonction de la profondeur de l'échantillon. La profondeur 0 représente la surface supérieure de l'échantillon tandis que la profondeur la plus grande représente l'autre surface de l'échantillon. Les points bleus représentent les disques de la partie supérieure tandis que les points oranges représentent les disques de la partie inférieure.

Datation au moyen de la méthode classique (D_e/D_r)

Pour les glaciers rocheux du Mont Gelé (Tab. 8), chaque échantillon a une partie donnant un âge qui peut correspondre au moment de leur formation durant l'Optimum Climatique Holocène. Pour MG-1, bien que l'âge calculé de la partie supérieure soit négatif (-1.08 ka), l'âge de la partie inférieure est de 8.02 ± 63.97 ka. Pour MG-2 la partie supérieure a un âge de 36.51 ± 1.90 ka et la partie inférieure a un âge de 8.04 ± 0.77 ka. Pour MG-3 l'âge de la partie supérieure, 7.15 ± 0.73 ka, est du même ordre de grandeur que les âges des parties inférieures de MG-1 et MG-2. Pour l'âge de la partie inférieure, celui-ci est le plus vieux parmi tous les échantillons confondus avec 153.50 ka.

Tableau 8 : Tableau des âges obtenus pour D_e/D_r . Pour chaque échantillon la distinction est faite entre la partie supérieure et la partie inférieure. D_e est la dose équivalente. Age error est l'erreur donnée par ANALYST suite à la mesure du signal. STDEV est l'écart type entre les âges des disques

Samples	Partie Supérieure				Partie Inférieure			
	De (Gy)	Age (ka)	Age error(ka)	STDEV	De (Gy)	Age_B	Age error (ka)	STDEV
MG-1	-5.39	-1.08	3.21	1.0	40.12	8.02	63.97	9.47
MG-2	182.54	36.51	1.90	26.3	40.20	8.04	0.77	2.64
MG-3	35.73	7.15	0.73	1.5	767.51	153.50	11.11	51.33

Datation au moyen du modèle de Freiesleben

Pour les glaciers rocheux du Mont Gelé, les âges sont légèrement plus vieux que ceux de La Roussette. Pour une raison inconnue, les parties des échantillons ayant donné les meilleurs résultats de D_e/D_r , sont celles dont les âges sont le moins probables (> 230 ka voir Tab. 9). La partie supérieure de MG-2, donne un âge de 10.48 ± 0.5 ka, ce qui est en fait l'échantillon le plus jeune du Mont Gelé. La partie inférieure est bien plus vieille avec 233.28 ka. MG-3 a un âge de 12.57 ± 0.6 ka pour la partie supérieure alors que la partie inférieure ne donne pas de résultat. Finalement MG-1 donne des âges bien plus vieux, compris entre 64.36 ± 1.995 et 260.48 ka.

Tableau 9: Tableau récapitulatif des âges obtenus avec le modèle de Freiesleben. Sigphi est le taux de décroissement effectif de la luminescence à la surface et mu est coefficient d'atténuation de la lumière de la roche. D_0 a été obtenu par les dose response curve. Age Top et Age bottom sont les âges des disques supérieurs et inférieurs des échantillons. L'erreur est calculée à partir de l'approximation du D_0 sur Analyst et est valable pour l'âge le plus jeune.

Samples	SigPhi	mu	D_0	Age Top (ka)	Age Bottom (ka)	Age error (ka)
MG-1	1.4E-07	2.52	1200	64.362	260.480	1.995
MG-2	1.4E-07	2.15	706	10.483	233.280	0.497
MG-3	1.4E-07	1.70	954	12.565	---	0.653

Ce sont donc les parties supérieures de MG-2 et MG-3 qui ont les âges (10.48 ± 0.5 et 12.56 ± 0.6 ka) se rapprochant le plus de ce qui était attendu. Les âges du modèle de Freiesleben sont toutefois un peu plus anciens que ceux obtenus avec la méthode classique et dateraient du début de l'Holocène. En comparaison du glacier rocheux de La Roussette, les glaciers rocheux du Mont Gelé seraient donc plus anciens.

Il est à noter que le μ utilisé pour le glacier rocheux de La Roussette ne correspond pas aux échantillons du Mont Gelé dont les profils de blanchiments sont moins en profondeur et dont les courbes sont plus raides (Fig. 19A, 19B, 19C, 19D). D'ailleurs le modèle ne fonctionnait pas avec un μ de 1.15 et ne permettait pas d'obtenir des âges. Après réflexion et analyse, il s'est avéré qu'un μ proche ou supérieur à 2 est ce qui permettait de décrire au mieux le profil de blanchiment pour les échantillons du Mont Gelé. Ces valeurs ont pu être trouvées dans l'étude de Lehmann (et al., 2018) qui a travaillé sur une lithologie similaire. La composition des échantillons du Mont Gelé étant moins homogène que ceux de La Roussette, les valeurs de μ ont été ajustées entre 1.7 et 2.52 afin de correspondre au mieux aux variations des profils (Meyer et al., 2018).

MG-2 et MG-3 ont les parties supérieures qui ont été exposées au soleil. La partie inférieure de MG-2 n'a presque pas été blanchie et il semblerait que pour MG-3 cette partie n'ait jamais vu la

lumière. Il est donc probable que ces blocs soient tombés lors d'un éboulement et qu'ils aient été directement enfouis. Une autre possibilité, est qu'une partie de la surface des échantillons ait été érodée lors de leur transport au sein des glaciers rocheux. MG-1 est l'échantillon avec le signal OSL le plus diffus mais la répartition des points dans les 4 premiers millimètres de la roche laisse penser que l'échantillon a déjà été enfouis une fois avant d'être incorporé au glacier rocheux. En effet, le profil du signal de MG-1 correspond à des événements séquentiels d'enterrements et d'expositions à la lumière du jour comme décrit par Freiesleben et al (2015). Il en va de même pour le profil du signal de MG-2 inférieure.

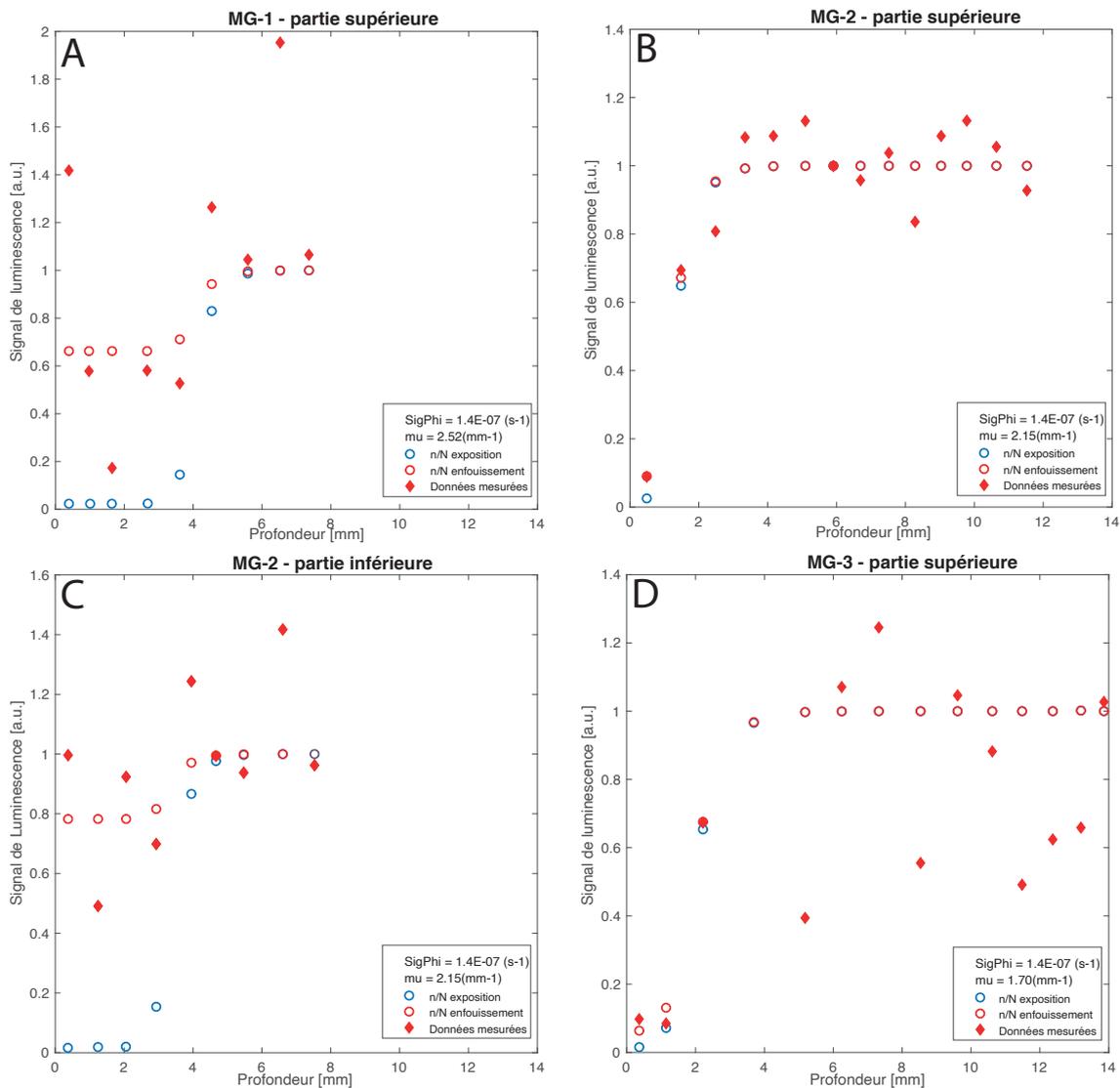


Figure 19: Graphique du signal de luminescence IR50 en fonction de la profondeur de l'échantillon et modèle d'enfouissement (rouge) et d'exposition (bleu) calculés d'après les équations de Sohbaty et al., 2011 et Freiesleben et al., 2015. Mu et SigPhi sont notés pour chaque échantillon.

Synthèse des résultats

Les âges obtenus pour les échantillons du glacier rocheux de La Roussette au moyen de l'équation D_e/D_r semblent soit sous-estimés (< 3.7 ka), soit surestimés (> 23 ka). Pour les glaciers rocheux du Mont Gelé, les âges de 8.02 ± 64 ka pour MG-1 et 8.04 ± 0.77 ka pour MG-2 indiquent qu'ils se seraient formés durant l'Optimum Climatique Holocène.

Concernant le modèle de Freiesleben et al. (2015), les résultats semblent plus fiables. Les fronts des lobes de La Roussette ont des âges entre 7.14 ± 0.21 et 6.51 ± 0.15 ka. Leurs formations coïncideraient avec l'Optimum Climatique Holocène. Des âges plus jeunes et bien plus en ancien sont également mesurés. Pour les glaciers rocheux du Mont Gelé, l'âge de MG-1 semble trop ancien ($64.36 \pm 1,9$). Pour le glacier rocheux MG-2, les âges des deux lobes valent respectivement 10.48 ± 0.49 ka pour le lobe 1 et 12.56 ± 0.65 ka pour le lobe 2. Ces âges plus fiables que ceux obtenus avec la méthode classique indiquent que MG-2 daterait plutôt du début de l'Holocène et plus précisément du Préboréal.

4.2 Schmidt-Hammer

4.2.1 Glacier rocheux de La Roussette

Un total de 30 mesures de valeurs-R a été réalisé au moyen du Schmidt-Hammer sur le glacier rocheux de La Roussette. 20 impacts ont été effectués pour 26 stations de mesure et 100 impacts ont été mesurés pour 4 stations (Fig.20). Avec ces valeurs-R et la calibration, des âges ont pu être calculés pour chaque station de mesure du glacier rocheux. Afin de comparer les différentes parties du glacier rocheux, des moyennes des valeurs-R et des âges ont également été calculés à partir des séries de stations de La Roussette (SSR sur la figure 20).

Mesures Schmidt-Hammer au glacier rocheux de La Roussette

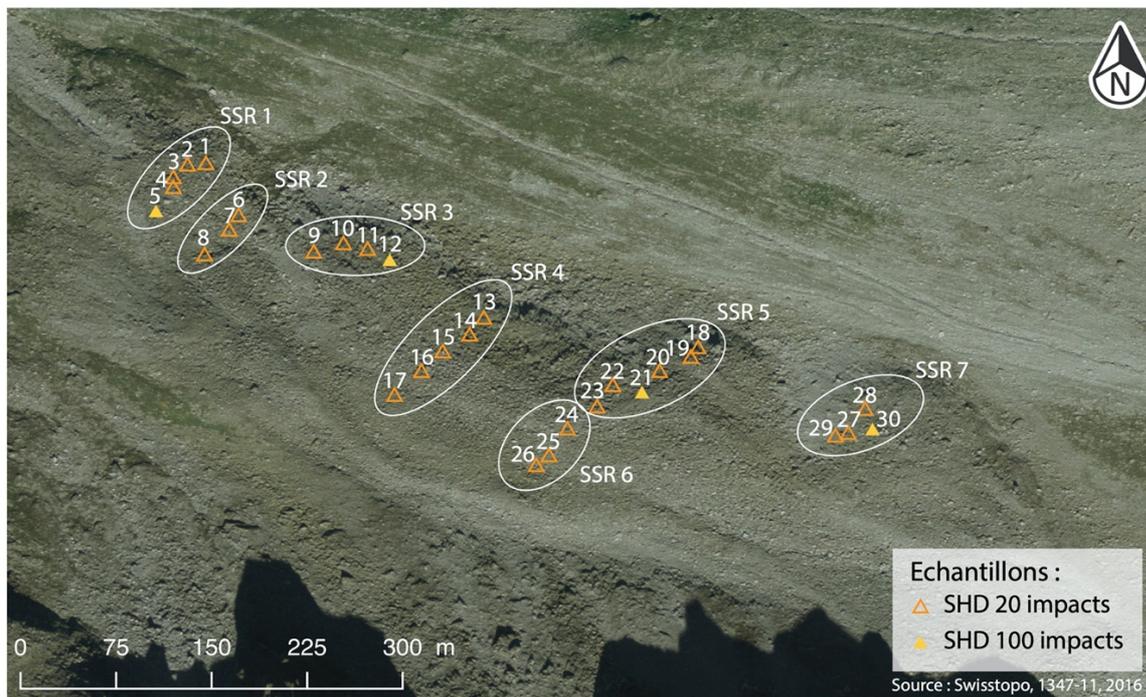


Figure 20 : Situation des mesures effectuées avec le Schmidt-Hammer (SHD) pour le glacier rocheux de La Roussette. En orange sont représentés les stations de mesure avec 20 impacts tandis qu'en jaune sont représentés les stations avec 100 impacts. Les séries de stations (SSR-) sont entourées en blanc.

Valeurs-R de La Roussette

Pour le glacier rocheux de La Roussette on observe un accroissement des valeurs-R moyenne (diminution des âges) à mesure que l'on remonte du front du glacier rocheux en direction de la racine (Fig 21). La valeur-R moyenne la plus basse (48.5 ± 0.8 pour SSR-1) se trouve effectivement sur le lobe le plus en aval. Les valeurs-R moyennes les plus hautes (53.2 ± 0.8 pour SSR-6 et 53 ± 1.1 pour SSR-7) sont situées en amont. Les valeurs-R de SSR-1 ont peu de différence entre elles, comme le montre la dispersion sur la figure 21. Ce n'est pas le cas pour SSR-2 dont l'écart entre les valeurs-R est important. Cela s'explique par le fait que la valeur-R d'une des stations (8) est relativement élevée. Il en va de même pour SSR-3 même si la dispersion est moins importante. Les autres séries de stations ont des écarts relativement faibles entre les valeurs-R des stations. Il est intéressant de relever que malgré leur proximité, SSR-5 et SSR-6 ont des valeurs-R moyennes bien différentes (50.3 ± 1.2 et 53.2 ± 0.8). SSR-6 qui est situé sur la dépression de la

partie centrale de La Roussette a cependant une valeurs-R moyenne similaire à SSR-7 situé sur le lobe le plus en amont.

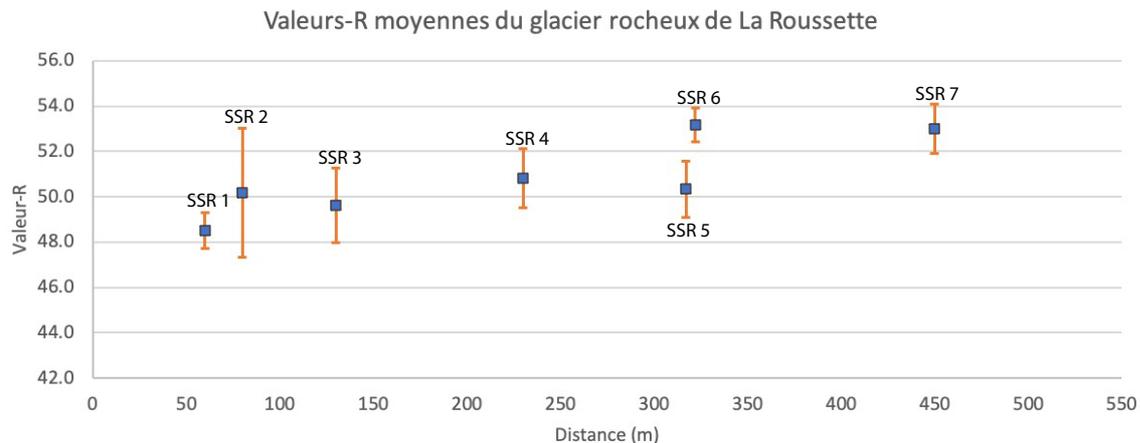


Figure 21: Valeurs-R moyennes des séries de stations (SSR) de La Roussette pour le profil longitudinal du glacier rocheux. le profil part du front du glacier rocheux en direction de la racine. L'écart-type des séries de stations dépend des valeurs-R des stations de mesure.

Plus en détail, concernant le premier lobe du glacier rocheux de La Roussette qui est le plus en aval, les valeurs-R obtenues se situent entre 47.5 ± 1.5 et 49.5 ± 1.8 (Fig. 22). Pour la deuxième série de stations de mesure qui se situe entre le lobe 1 et le lobe 2, les valeurs-R valent entre 47 ± 1.6 et 52.5 ± 1.5 . 52.5 ± 1.5 est une valeur-R relativement élevée en comparaison des valeurs-R des alentours. Le lobe 2 (SSR-3) a des valeurs-R comprises entre 47.5 ± 1.8 et 51.5 ± 1.6 . Le tronçon suivant a des valeurs légèrement plus hautes, situées entre 49 et 52.5. Le lobe 3 (SSR-5) a des valeurs-R allant de 48 ± 1.5 à 51.5 ± 1.5 alors que pour les stations mesurées sur la partie centrale (SSR-6), les valeurs sont plus hautes, entre 52.5 ± 1.5 et 54 ± 1.7 . Enfin pour le lobe 4 (SSR-7), le plus en amont, les valeurs-R se situent entre 51.5 ± 1.5 et 54 ± 1.6 .

La particularité pour ce glacier rocheux est que les valeurs-R se situant dans la dépression de la partie centrale sont systématiquement plus hautes (> 52.5) que celles des lobes se situant à proximité. Bien que les vitesses de La Roussette augmentent partout, c'est cette partie qui a vu sa vitesse le plus augmenter depuis la fin des années 90 (Micheletti et al., 2015). Désormais des vitesses de l'ordre de 1.5 à 3.5 mètres par année sont mesurées alors qu'auparavant elles étaient comprises en 0.2-0.5 mètres par année (Meyrat, 2018). Il est donc probable que les blocs mesurés pour les stations 8, 16, 24, 25 et 26 ne soient pas restés dans une position stable ou qu'ils aient basculé à un moment du développement de La Roussette. Pour le lobe le plus en amont qui est également très actif, les valeurs-R sont plus hautes ($51.5 \pm 1.5 - 54 \pm 1.6$) que celles des autres lobes ($47.5 \pm 1.8 - 51 \pm 1.5$). La proximité de ce lobe avec la zone d'alimentation laisse penser que ce lobe serait plus jeune, ce qui expliquerait ces valeurs.

Valeurs-R mesurées au glacier rocheux de la Roussette

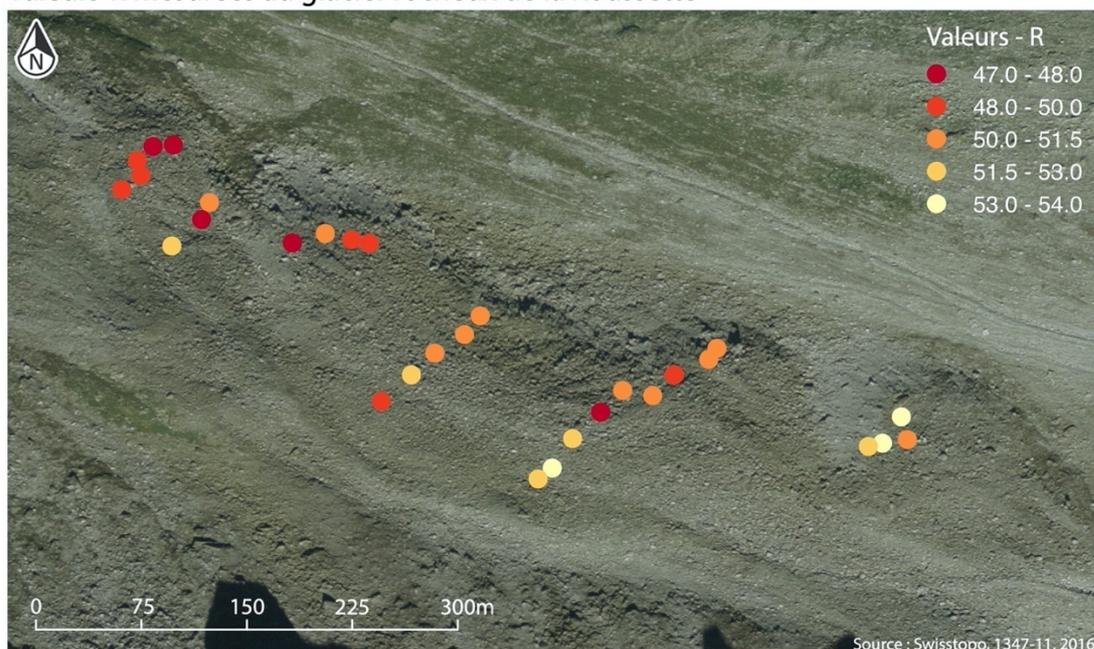


Figure 22: Carte des valeurs-R mesurées pour le glacier rocheux de La Roussette. Les valeurs-R les plus petites représentent les parties les plus anciennes du glacier rocheux tandis que les plus grandes représentent les parties les plus jeunes.

Datation au Schmidt-Hammer de La Roussette

Grâce aux mesures des valeurs-R effectuées sur les surfaces d'âges connus il a été possible de calibrer les âges des différentes stations de mesure par régression linéaire (Fig. 23). Les âges du glacier rocheux de La Roussette sont compris entre 9.80 ± 0.72 et 3.63 ± 0.68 ka cal BP. Le lobe le plus ancien aurait commencé à se développer durant le Boréal tandis que le développement du lobe le plus récent aurait débuté durant le Subboréal. Il est intéressant de relever qu'il n'y a pas d'âge mesuré entre 4.95 et 5.80 ka. Les températures plus froides durant cette période (Joerin et al., 2006) auraient peut-être eu comme effet de ralentir le développement du glacier rocheux.

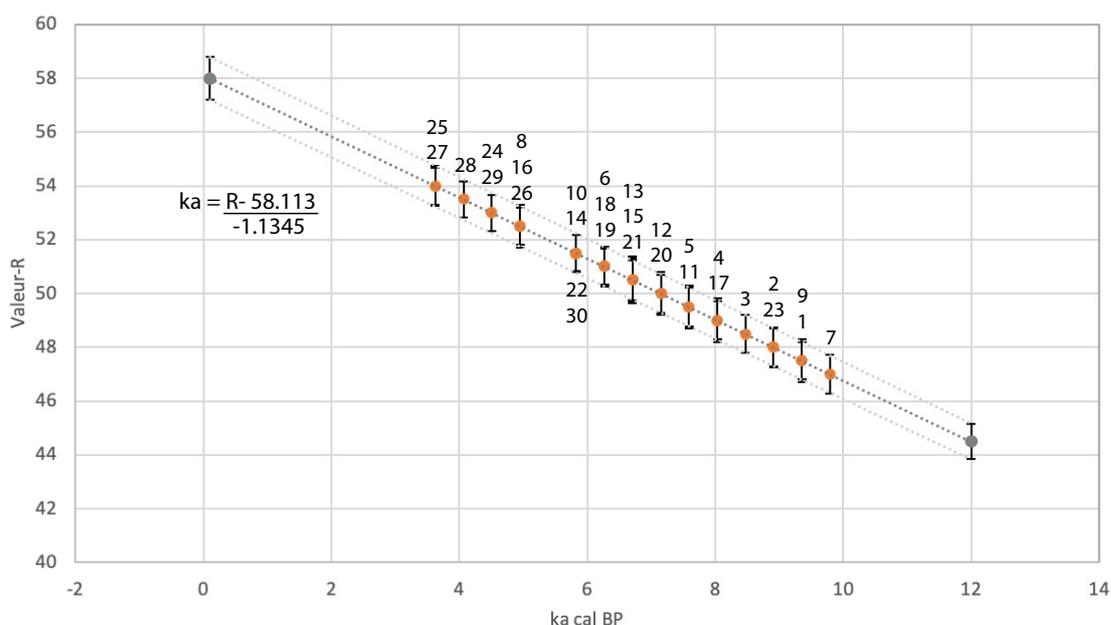


Figure 23: Calibration par régression linéaire des âges (en orange) pour le glacier rocheux de La Roussette en fonction des valeurs-R mesurées sur les surfaces d'âge connu (en gris). Les barres d'erreur sont calculées selon Matthews et Winkler (2011).

Les âges calculés à partir de la droite de régression sont montrés sur une carte afin d'avoir un meilleur point de vue de leur distribution (Fig. 24). L'âge maximum mesuré (9.8 ± 0.71 ka cal BP) se situe sur lobe le plus en aval du glacier rocheux. Pour le front du lobe 1, les âges sont compris entre 9.36 ± 0.68 et 6.27 ± 0.7 ka cal BP. Pour le lobe 2, les âges vont de 9.36 ± 0.81 à 5.83 ± 0.68 ka cal BP. Les âges pour le tronçon en amont du lobe 2 sont un peu plus jeunes et valent entre 8.03 ± 0.82 et 4.95 ± 0.78 ka cal BP. Le lobe 3 a des âges qui se situent entre 8.91 ± 0.75 et 5.83 ± 0.67 ka cal BP. Le lobe 4, qui est très actif, a des âges compris entre 5.83 ± 0.67 et 3.63 ± 0.69 ka cal BP. Ces âges sont relativement similaires à ceux de la partie centrale du glacier rocheux, qui n'excèdent pas un âge de 4.95 ± 0.68 ka cal BP.

Âges calculés (SHD) au glacier rocheux de la Roussette

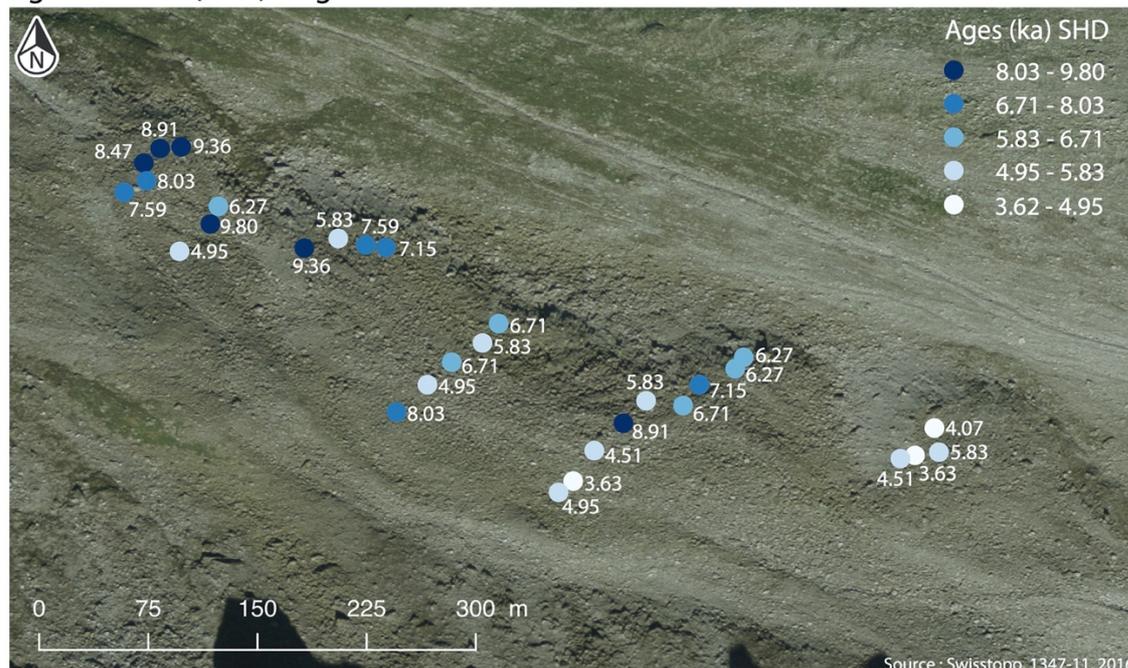


Figure 24 : Cartes des âges obtenus par la calibration des valeurs-R pour le glacier rocheux de La Roussette. Les âges (ka) les plus anciens sont en bleu foncé tandis que les plus jeunes sont en gris clair.

Les âges sont décroissants à mesure que l'on remonte le glacier rocheux. Sur la figure 25, Les âges moyens calculés pour les séries de stations de La Roussette (SSR-) montrent bien cette tendance. Certains lobes (1, 2 et 3) se seraient formés durant les mêmes périodes alors qu'un lobe (4) serait plus jeune. Cependant il est important de relever que les dynamiques des lobes et de la dépression centrale sont différentes (Micheletti et al., 2015 ; Meyrat, 2018). Le lobe 1 est le plus ancien avec un âge moyen de 8.47 ± 0.72 ka cal BP. Ses vitesses annuelles sont actuellement de l'ordre de 0.5 m/an. Le lobe 3 qui a des vitesses similaires au lobe 1 a un âge moyen de 6.86 ± 0.73 ka cal BP. Cependant si l'on met en relation l'âge et la distance à la racine, le lobe 1 a une vitesse moyenne de 0.087 m/an et le lobe 3 a une vitesse moyenne de 0.068 m/an. Le lobe 3 se développe donc plus lentement que le lobe 1, peut-être en raison de la différence de quantité de matériaux gelés ou de la température du pergélisol.

En comparaison des lobes 1 et 3, les lobes 2 (7.48 ± 0.74 ka cal BP) et 4 (4.51 ± 0.68 ka cal BP) sont actuellement plus actifs, avec des vitesses supérieures à 1 mètres par année (Meyrat, 2018). Une présence plus importante de matériaux gelés dans un pergélisol tempéré ainsi que leurs pentes plus raides que celles des deux autres lobes pourrait expliquer cette activité (Arenson et al., 2002). D'autant plus à l'échelle de l'Holocène, les lobes 2 et 4 ont des vitesses moyennes de 0.089 m/an

et 0.077 m/an. Les âges de la partie centrale (4.36 ± 0.69 ka cal BP pour SSR- 6) sont plus jeunes, surtout dans la partie où la dépression est observée. Cette dépression qui a la forme d'un sillon concave est certainement le résultat d'un déplacement important de cette zone mais d'un apport sédimentaire pas assez conséquent. Les vitesses élevées de cette zone sont probablement dues à un écoulement d'eau interne important (Ikeda et al., 2008) en provenance des névés situés proche de la racine. Dans son étude, Meyrat (2018) a pu observer une absence de basculement des blocs de la dépression centrale entre octobre 2015 et 2016 et ce malgré un déplacement important. Cela voudrait dire que le transport des blocs se fait plutôt de façon translationnel. La forme concave est propice à l'accumulation de neige, ce qui pourrait légèrement influencer les âges de cette partie, mais pas au point d'avoir une différence aussi importante avec les âges des lobes 1,2 et 3.

Les âges étant similaires pour toute la dépression centrale et le lobe 4 (5.83 ± 0.67 - 3.63 ± 0.69 ka cal BP), il est possible qu'il y ait eu un développement important du glacier rocheux juste après la fin de l'Optimum Climatique Holocène ($\cong 9.5$ - 6.3 ka cal BP), marqué par une période plus sèche (Hormes et al., 2001). Durant cette période, il est probable que les mouvements dans la partie centrale aient pu faire basculer les blocs. Le lobe 4 est plus jeune que les autres lobes. Il se peut que des facteurs de contrôle locaux comme la quantité de débris rocheux disponible, la température du pergélisol et le degré de saturation en glace aient retardé le début de son développement par rapport au reste du glacier rocheux (Scapozza, 2015).

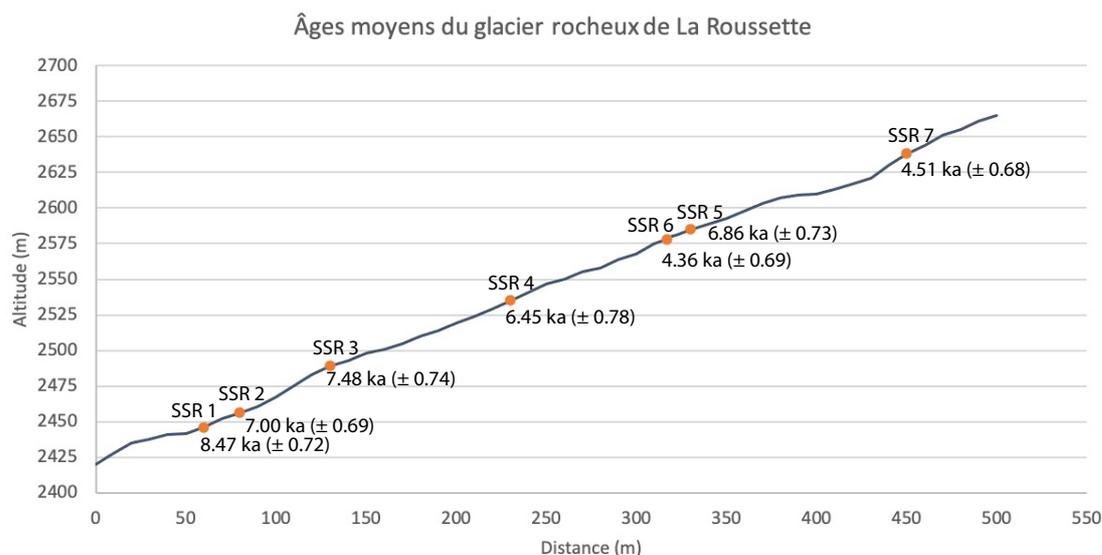


Figure 25 : Âges moyens des séries de stations de La Roussette (SSR-) pour le profil longitudinal du glacier rocheux. le profil part du front du glacier rocheux en direction de la racine. L'erreur donnée est la plus grande des stations de mesure de la série.

4.2.2. Glaciers rocheux du Mont Gelé

Les valeurs-R ont été mesurées pour 31 stations sur le glacier rocheux MG-1 (Fig. 26). Pour 24 de ces stations de mesure, 20 impacts ont été effectués. Les valeurs-R des 7 autres stations de mesure ont été mesurées avec 100 impacts. En tous les mesures de MG-1 ont pu être réparties en 7 séries de stations pour avoir des moyennes de valeurs-R et d'âges. Ces séries de stations sont nommées SSM1 pour MG1. Le glacier rocheux MG-2 a un total de 25 stations de mesure. Sur ces 25, 19 sont des stations de mesure avec 20 impacts mesurés. Pour les 6 autres stations, les valeurs-R ont été mesurées avec 100 impacts. Pour le glacier rocheux MG2, les stations de mesure ont également été rassemblées en séries de stations nommées SSM2.

Mesures Schmidt-Hammer aux glaciers rocheux du Mont Gelé

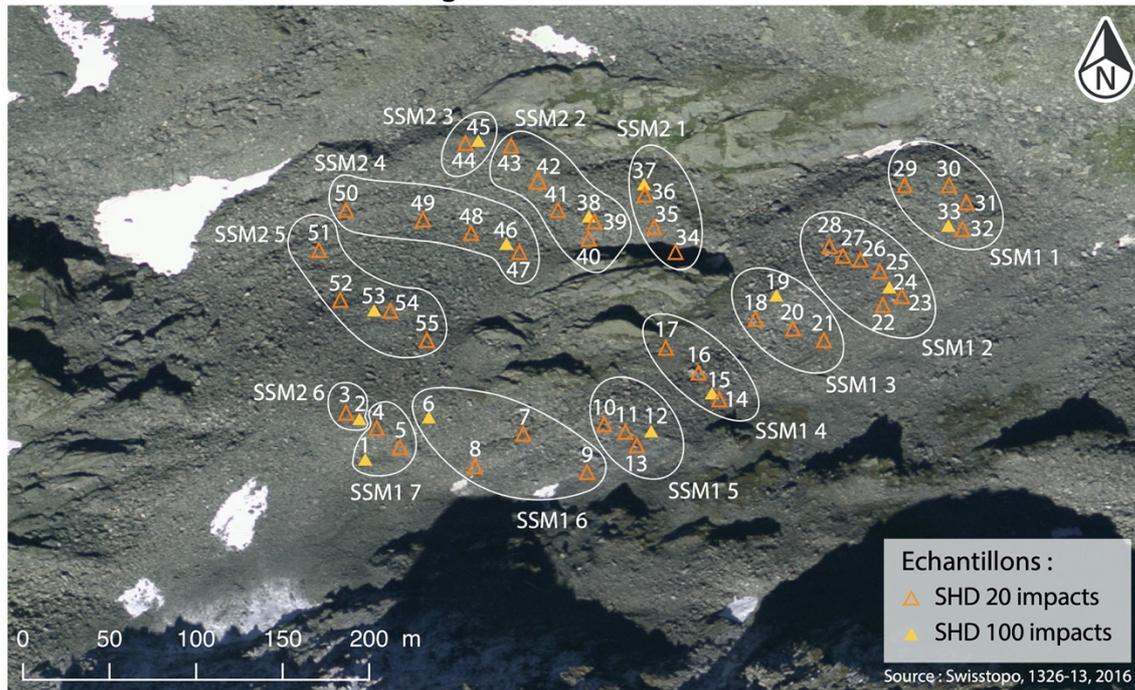


Figure 26: Situation des mesures effectuées avec le Schmidt-Hammer (SHD) pour les glaciers rocheux MG-1 et MG-2. En orange sont représentés les stations de mesure avec 20 impacts tandis qu'en jaune sont représentés les stations avec 100 impacts. Les séries de stations, SSM1 ou SSM2 en fonction du glacier rocheux, sont entourées en blanc.

Valeurs-R de MG-1 et MG-2

Les valeurs-R moyennes des glaciers rocheux du Mont Gelé suivent les mêmes tendances que celles du glacier rocheux de La Roussette. En allant du front des glaciers rocheux en direction de la racine, il est possible d'observer un accroissement des valeurs-R moyennes (Fig.27). Pour MG-1, la valeur-R moyenne la plus basse (47.2 ± 2.3 pour SSM1-1) se trouve effectivement sur le front du glacier rocheux (Fig. 27a). La valeur-R moyenne la plus grande est celle de SSM1-7 qui est le plus en amont et vaut 53.0 ± 1.9 . Bien que cette tendance d'accroissement des valeurs-R est visible, il y a tout de même des écarts marqués entre des séries de stations. SSM1-2 a en effet une valeur-R moyenne (50.9 ± 0.7) bien plus haute que SSM1-1 et SSM1-3 qui valent respectivement 47.2 ± 2.3 et 48.6 ± 2.6 . Il en va de même pour SSM1-6 (50.9 ± 3) et SSM1-7 (53 ± 1.9) dont la différence est marquée. L'écart-type important pour certaines séries de stations peut être expliqué par l'influence d'une station de mesure sur les autres. En raison du petit nombre de stations de

mesure par séries de stations, une valeur-R relativement basse ou haute suffit pour grandement influencer la valeurs-R moyenne.

En ce qui concerne MG-2 ce n'est pas la série de stations la plus en aval (SSM2) qui a la valeur-R moyenne la plus petite mais SSM2-3 qui est situé sur le deuxième lobe (Fig. 27b). En comparaison, SSM2-3 vaut 47.0 ± 3.5 et SSM2-1 vaut 48.1 ± 2.1 . Les autres séries de stations de MG-2 ont des valeurs-R moyennes qui sont presque similaires. Elles valent entre $49,9 \pm 1.3$ (SSM2-4) et 51.0 ± 0.5 (SSM2-6) à mesure que l'on remonte de l'aval vers l'amont. Pour SSM2-3 qui est situé sur le lobe 2, l'écart important vient du fait qu'il n'y a que deux stations, une avec une valeur-R de 44.5 et l'autre avec une valeur-R de 49.5.

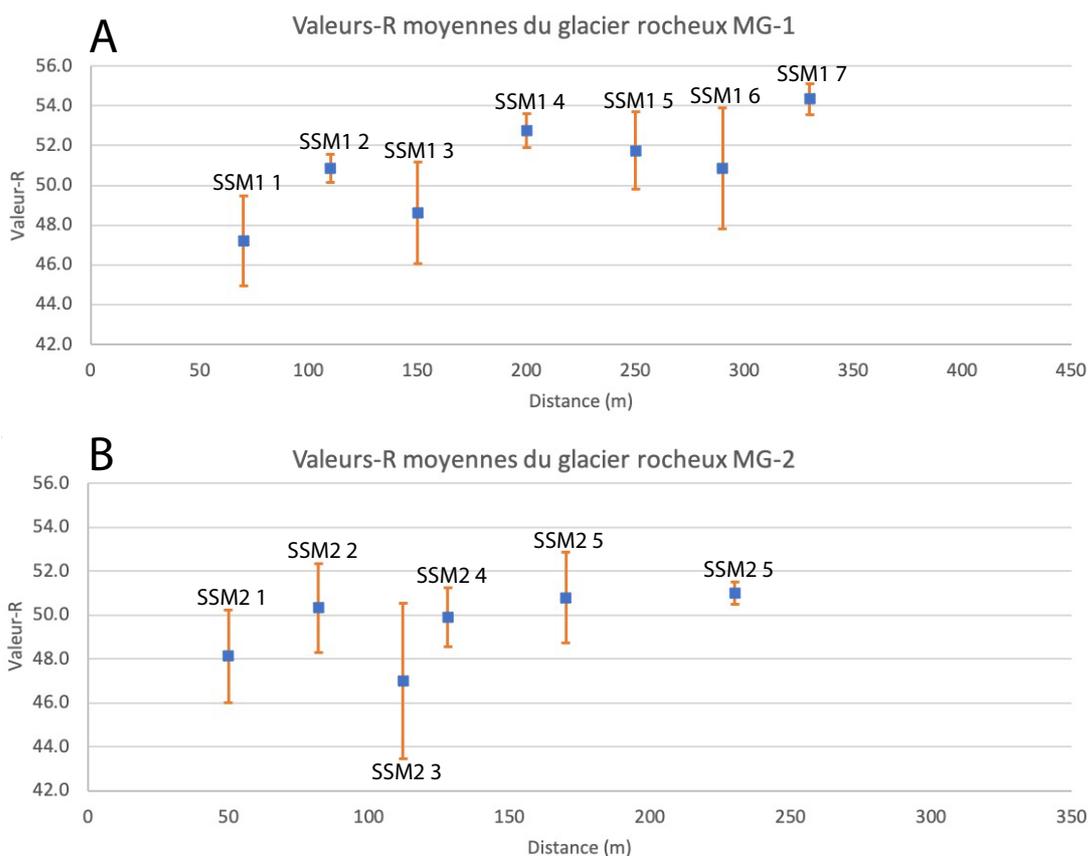


Figure 27: Valeurs-R moyennes des séries de stations de MG-1 (A) et MG-2 (B) pour le profil longitudinal des glaciers rocheux. le profil part du front du glacier rocheux en direction de la racine. L'écart-type des séries de stations dépend des valeurs-R des stations de mesure.

En analysant plus précisément les valeurs-R de MG-1 il est possible de noter qu'au front elles se situent entre 45 ± 1.8 et 47 ± 1.7 sauf pour une station qui vaut 51 ± 1.7 (Fig 28). Cette valeur-R est similaire à celles mesurées dans la série de stations SSM1-2 située 65 mètres en amont où elles valent entre 50 ± 1.7 et 51.5 ± 1.9 . C'est une différence relativement prononcée avec le front du glacier rocheux. Le tronçon suivant (SSM1-3) a des valeurs-R plus basses, entre 46 ± 1.6 et 49 ± 1.7 , hormis pour un point où la valeur-R est de 52 ± 1.6 . En amont les mesures de la partie centrale et proche de la racine ont toutes des valeurs-R entre 51 ± 1.6 et 54.5 ± 1.6 mis à part pour trois stations de mesure. Deux de ces stations (20 et 21), avec des valeurs-R de 46 ± 1.6 et 47.5 ± 1.7 , sont situées sur le flanc droit du glacier rocheux, légèrement en marge de la partie centrale qui est la plus active. La troisième station (7), avec une valeur de 46.5 ± 1.6 , est située plus en amont et semble également avoir été influencée par un facteur particulier.

Les valeurs-R des stations 7 et 20 sont similaires à celles du front alors qu'une se situe vers la racine du glacier rocheux et l'autre se situe plus en aval dans la partie centrale. Pour la station 20, la valeur-R de 46 ± 1.6 pourrait être expliquée par la présence prolongée de neige en été, ce qui a pour effet d'augmenter l'altération des blocs (Kellerer-Pirklbauer, 2008). L'analyse d'orthophotos de différentes années a permis de vérifier la présence de névés à cet endroit durant une partie de l'été. Concernant la station 7, la présence de neige en été ne semble pas être en cause pour la valeur-R de 46.5 ± 1.6 . Suite à l'observation d'orthophotos et d'images satellites, il est possible de constater que cette station située proche d'une crête ne semble pas se déplacer. Il se pourrait que ces blocs soient tombés depuis le front de MG-1 lorsqu'il a commencé à se développer et à fluer dans la pente plus raide. De plus, les valeurs-R de SSM1- 4, situées en aval de la rupture de pente valent entre 52 ± 1.7 et 54 ± 1.7 et sont légèrement plus grandes que celles en amont (49.5 ± 1.6 - 54 ± 1.7 pour SSM1-5). En raison de la différence de pente et de la compression en bas de pente, il est possible que la neige reste plus tardivement sur les blocs de SSM1- 4 que sur ceux de SSM1-5. Cela pourrait expliquer une petite différence entre les valeurs-R des deux stations.

Tout comme pour MG-1, les valeurs-R les plus faibles de MG-2 se trouvent sur les fronts des deux lobes (1 et 2) qui forment le glacier rocheux (Fig. 28). Pour MG-2, le front du lobe le plus en aval a des valeurs-R (46 ± 1.6 - 51 ± 1.9) similaires au front de MG-1, tandis que le deuxième lobe a des valeurs-R à la fois plus faibles et plus hautes (44.5 ± 1.7 - 52 ± 1.8). Cette valeur de 52 ± 1.8 pour les stations 42 et 43 est difficile à expliquer car aucune des autres valeurs-R de cette partie ne sont supérieures à 50.5 ± 1.9 . Au vu du mouvement du glacier rocheux qui est inférieur à 50 cm par année (PERMOS,2020), il est très peu probable que la valeurs-R des blocs aient été influencé en raison de basculement des blocs. Dans le haut de la partie centrale (SSM2-5) les valeurs-R de 4 stations varient entre 50 ± 1.6 et 52.5 ± 1.9 tandis que pour la station 55 elle vaut 47.5 ± 1.86 . A la limite avec MG-1, proche de la racine, les valeurs-R de SSM2-6 sont légèrement plus basses et valent 51 ± 1.9 . En observant les valeur-R des fronts (SSM2-1 et SSM2-3) et celles des autres stations, il semblerait que MG-2 ait connu deux phases importantes de développement, menant à son développement actuel.

Valeurs-R mesurées aux glaciers rocheux du Mont Gelé

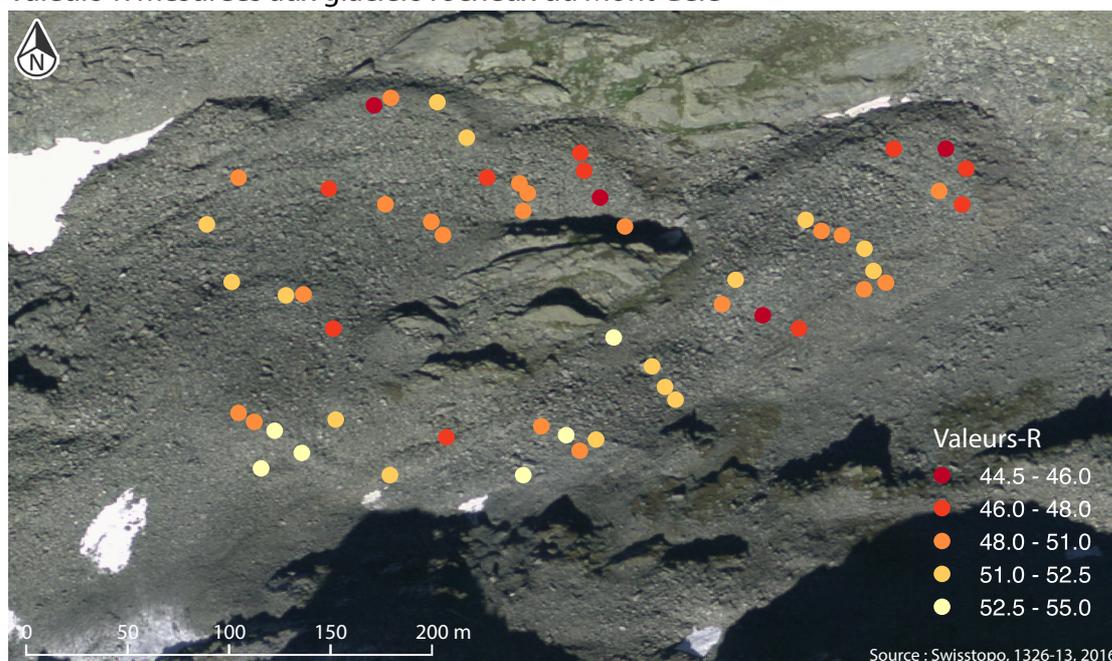


Figure 28: Carte des valeurs-R mesurées pour les glaciers rocheux du Mont Gelé. Les valeurs-R les plus petites représentent les parties les plus anciennes du glacier rocheux tandis que les plus grandes représentent les parties les plus jeunes.

Datation au Schmidt-Hammer de MG-1 et MG-2

Les mesures de valeurs-R sur les surfaces d'âges connus ont permis de calibrer les âges des stations de mesure des glaciers rocheux du Mont Gelé par régression linéaire. Pour MG-1 les âges sont compris entre 10.6 ± 0.78 et 1.85 ± 0.67 ka cal BP (Fig. 29a). Il aurait donc commencé à se développer à la fin du Préboréal ou au début du Boréal. Le glacier rocheux MG-2 avec des âges compris entre 11.03 ± 0.77 et 4.03 ± 0.81 ka cal BP est légèrement plus vieux que MG-1 (Fig. 29b). MG-2 aurait aussi commencé à se développer à partir du Préboréal.

Pour les deux glaciers rocheux il est possible de distinguer un écart entre les âges les plus anciens et les âges les plus jeunes. MG-1 et MG-2 se seraient donc surtout développés au début de l'Holocène et durant l'Optimum Climatique Holocène (env. 9.5- 6.3 ka cal BP). Pour MG-1 l'écart se situe entre 8.41 et 7.1 ka cal BP. Pour MG-2 cet écart se situe entre 7.97 et 6.66 ka cal BP. Aucun âge n'ayant pu être mesuré pour cette période, laisse penser que les glaciers rocheux MG-1 et MG-2 se sont développés très lentement durant ce laps de temps. L'événement climatique de 8200 ka cal BP (Alley, 2005), caractérisé par une baisse importante des températures (-0.5 à -5°C) pourrait peut-être expliquer le ralentissement du développement de ces glaciers rocheux dont la température se serait refroidie.

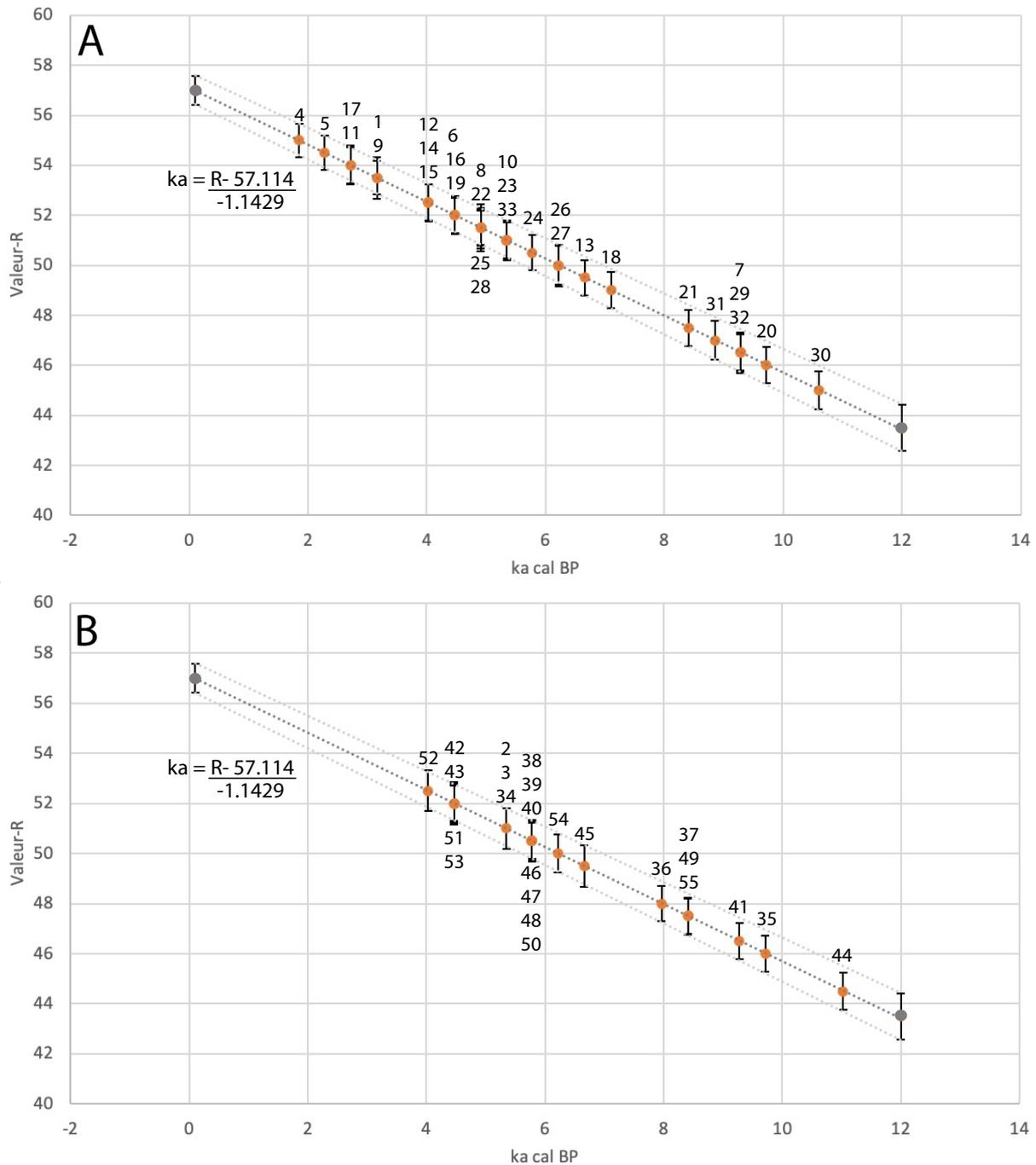


Figure 29: Calibration par régression linéaire des âges (en orange) pour les glaciers rocheux MG-1 (A) et MG-2 (B) en fonction des valeurs-R mesurées sur les surfaces d'âge connu (en gris). Les barres d'erreur sont calculées selon Matthews et Winkler (2011).

Plus en détails, pour le glacier rocheux MG-1, les âges obtenus au front du lobe sont compris entre 10.6 ± 0.78 et 8.85 ± 0.77 ka cal BP (Fig. 30). En amont du front les âges sont un peu plus récents et varient entre 6.22 ± 0.77 et 4.91 ± 0.72 ka cal BP. Deux âges sont plus vieux (stations 20 et 21) mais comme dit précédemment, la présence prolongée de neige pourrait expliquer ces résultats. Il est aussi intéressant de relever que les âges situés sur le flanc droit de MG-1 ont tendance à être plus vieux. Cela peut être mis en lien avec les vitesses de déplacements plus faibles de cette partie qui contient moins de sédiments gelés (Reynard et al., 1999). Au pied de la rupture de pente les âges sont légèrement plus jeunes, et valent entre 4.47 ± 0.78 et 4.03 ± 0.73 ka cal BP sauf pour la station 16 où l'âge est de 2.72 ± 0.73 ka cal BP. En amont de la rupture de pente, les âges sont du même ordre de grandeur (4.5 ka cal BP) même si pour deux stations les âges sont respectivement de 6.66

± 0.72 et 2.72 ± 0.73 ka cal BP. Dans la partie la plus proche de la racine du glacier rocheux, les âges se situent entre 4.47 ± 0.71 et 3.16 ± 0.67 ka cal BP sauf pour deux points où les âges sont 2.28 ± 0.69 et 1.85 ± 0.67 ka cal BP. Cet âge est le plus jeune obtenu pour les glaciers rocheux MG-1 et MG-2.

En ce qui concerne le glacier rocheux MG-2, l'âge maximum est de 11.03 ± 0.77 ka cal BP. Pour le lobe 1, le plus actif de MG-2, les âges se situent entre 9.72 ± 0.72 et 5.35 ± 0.83 ka cal BP. Pour le second lobe qui est le plus ancien, les âges se situent entre 11.03 ± 0.77 et 4.47 ± 0.79 ka cal BP. Dans la partie centrale de MG-2, les âges sont compris entre 9.28 ± 0.72 et 4.47 ± 0.58 ka cal BP. Plus en amont dans la partie centrale les âges sont compris entre 8.41 ± 0.74 et 4.03 ± 0.81 ka cal BP. La majorité des âges de MG-2 se situent entre $5.78 \pm$ et 5.35 ka cal BP.

Âges calculés (SHD) aux glaciers rocheux du Mont Gelé

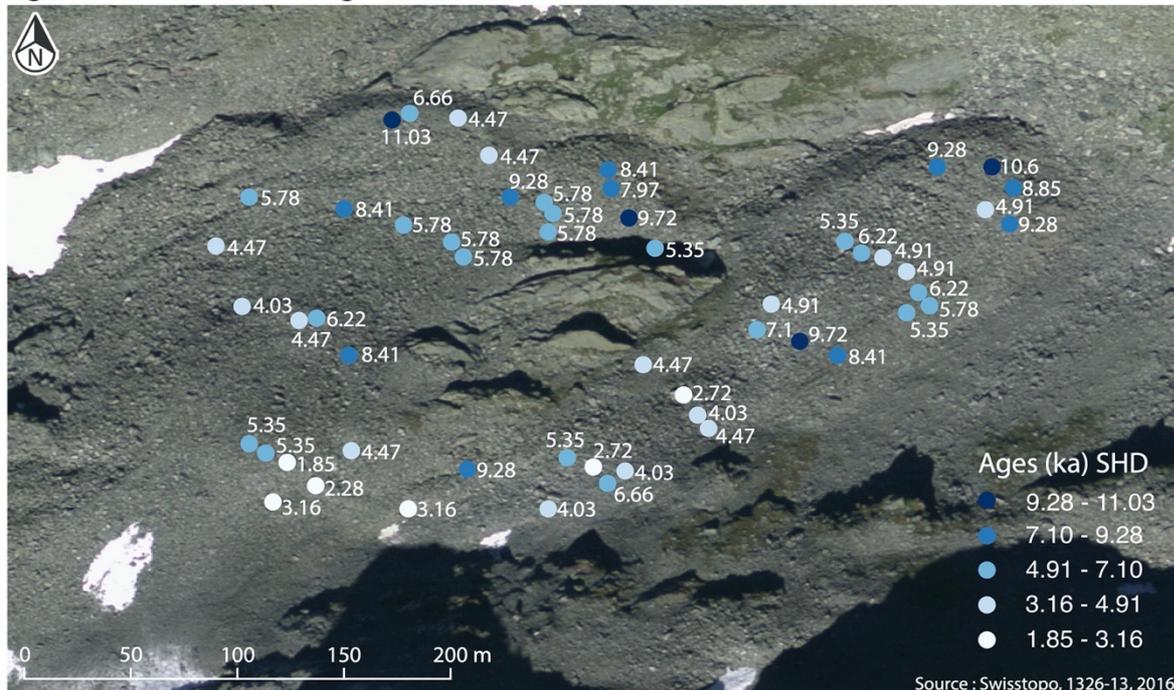


Figure 30: Carte des âges obtenus par la calibration des valeurs-R pour les glaciers rocheux du Mont Gelé. Les âges (ka) les plus anciens sont en bleu foncé tandis que les plus jeunes sont en gris clair.

En termes d'âges moyens, MG-1 et MG-2 sont relativement proches même si MG-2 est un peu plus âgé (Fig. 31a et 31b). Il est aussi intéressant de voir que la répartition des âges moyens est plus hétérogène pour MG-1 que pour MG-2. La différence de dynamique des deux glaciers rocheux du Mont Gelé pourrait expliquer cette répartition.

Pour MG-1, l'âge moyen au front laisse penser qu'il se serait formé aux alentours de 8.74 ± 0.78 ka cal BP, soit durant le Boréal (Fig. 31a). Les âges moyens ont tendance à diminuer à mesure que l'on se rapproche de la racine. Toutefois les âges moyens des séries de stations SSM1-3 et SSM1-6 sont plus vieux que les autres séries de stations. Cela s'explique par la présence d'une valeur-R bien plus petite que les autres dans les séries de stations. Pour SSM1-4 qui se situe juste après la rupture de pente, les âges moyens sont plus jeunes (3.92 ± 0.75 ka cal BP) que ceux en amont (4.69 ± 0.72 ka cal BP pour SSM1-5). Comme décrit plus haut, cela pourrait être dû à la présence prolongée de neige à cet endroit. Finalement l'âge moyen le plus jeune est celui de la série de stations la plus proche de la racine avec 2.43 ± 0.69 ka cal BP pour SSM1-7.

L'âge moyen le plus ancien pour MG-2 n'est pas celui de la station de série la plus en aval (Fig. 31b). SSM2-3 qui est sur le lobe 2 a en effet un âge moyen de 8.85 ± 0.77 ka cal BP alors que l'âge moyen du lobe 1 est de 7.86 ± 0.74 ka cal BP (SSM2-1). Le glacier rocheux MG-2 aurait commencé à se développer durant le Boréal tout comme MG-1. Les autres âges moyens qui correspondent à la partie centrale sont décroissant à mesure que l'on remonte en direction de la racine. Les âges sont en effet de 6.31 ± 0.78 (SSM2-4), 5.52 ± 0.77 (SSM2-5) et finalement 5.39 ± 0.79 ka cal BP (SSM2-6). Les âges de la partie centrale étant tous relativement proches, il n'est pas à exclure que durant le Subboréal (5.7-2.6 ka cal BP) MG-2 ait connu une phase de développement plus active.

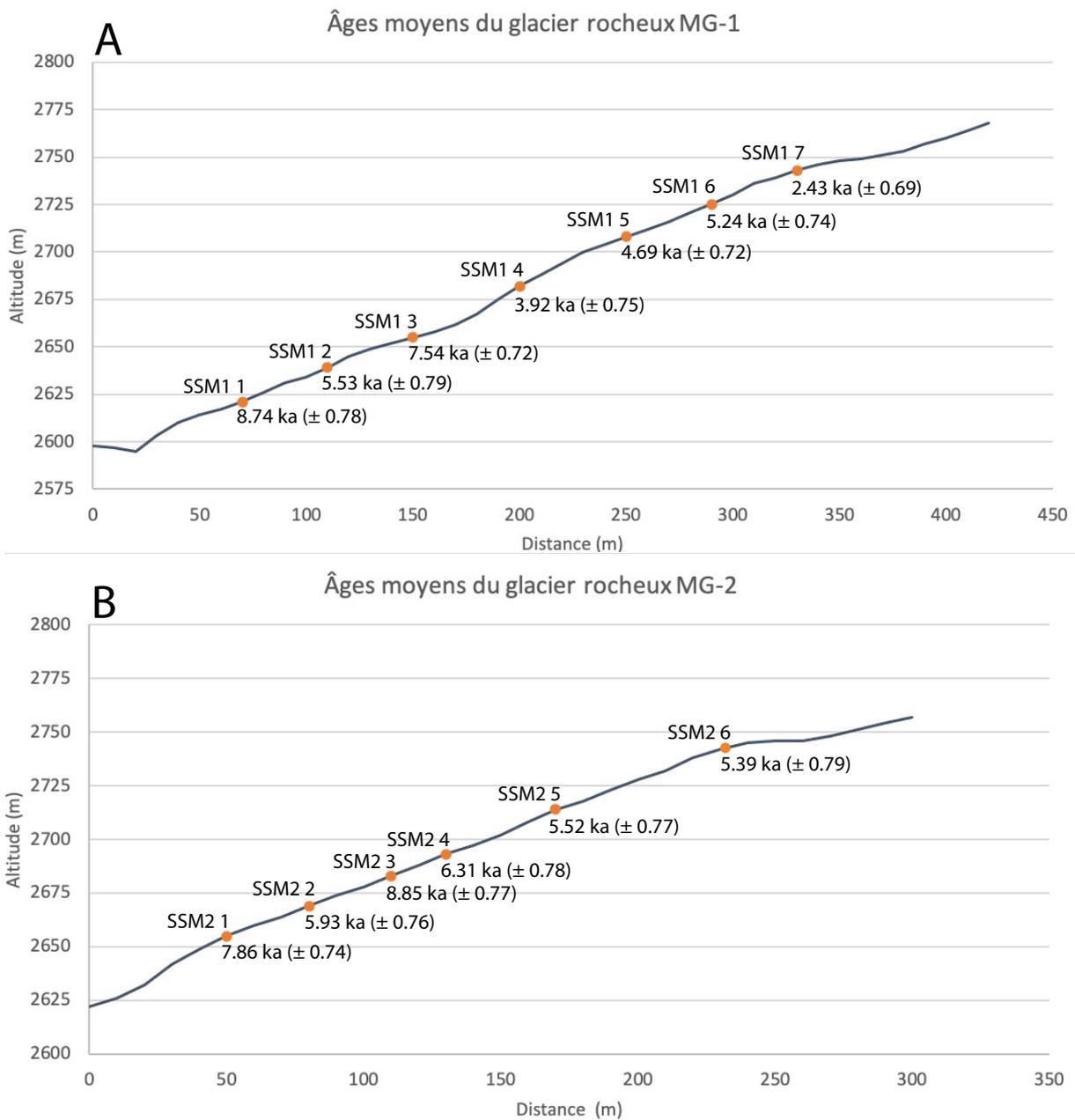


Figure 31: Âges moyens des séries de stations des glaciers rocheux MG-1 (A) et MG-2 (B). Les profils longitudinaux partent des fronts des glaciers rocheux en direction de leur racine. L'erreur donnée est la plus grande des stations de mesure de la série

Synthèse des résultats

La figure 32 permet de voir la distribution des valeurs-R pour chaque glacier rocheux, ce qui correspond à la taille des boxplots. Pour MG-2, les valeurs-R ont moins d'écart entre elles en comparaison de MG-1 tandis que La Roussette se situe entre deux. MG-2 a la valeur-R la plus faible (44.5), suivi de près par MG-1 (45) puis ROU (47.5). C'est MG-1 qui a la valeur-R la plus haute avec 55, tandis que MG-2 et ROU ont des valeurs de 54.

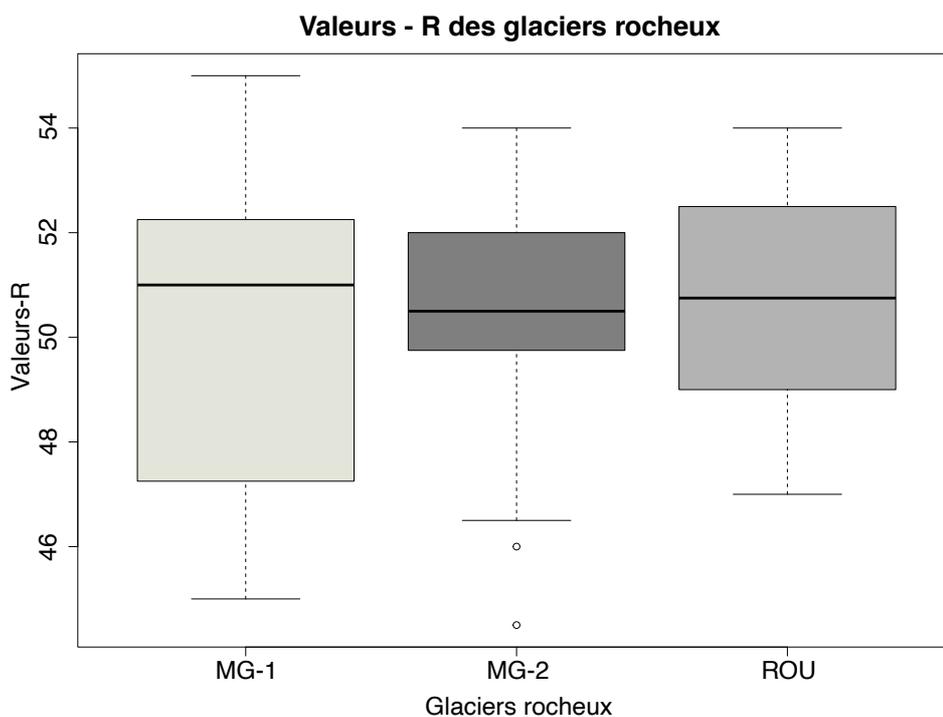


Figure 32: Boxplot des valeurs-R des trois glaciers rocheux avec de bas en haut, la valeur-R minimum, le 1er quartile, la médiane, le 3ème quartile et la valeur-R maximum.

Pour les deux sites étudiés, l'accroissement des valeurs-R (diminution des âges), à mesure que l'on remonte du front du glacier rocheux en direction de la racine, correspond à ce qui a pu être observé dans d'autres études sur les glaciers rocheux (Frauenfelder et al., 2005 ; Kellerer-Pirklbauer (2008) ; Scapozza et al., 2015, Winkler 2018). De manière générale, les mesures semblent indiquer un développement des glaciers rocheux sur de longues périodes de temps. De plus les blocs de la surface semblent être transportés plus ou moins passivement par les glaciers rocheux. Il ne faut toutefois pas exclure l'influence de la neige sur le taux d'altération de certains blocs et donc sur les âges mesurés (Kellerer-Pirklbauer, 2008).

En ce qui concerne la datation, les glaciers rocheux du Mont Gelé et celui de La Roussette ont des âges moyens qui sont proches. Pour les glaciers rocheux du Mont Gelé, les âges moyens des fronts se situent entre 7.86 ± 0.74 et 8.85 ± 0.77 ka cal BP. Pour le glacier rocheux de La Roussette, les âges moyens des fronts des lobes les plus en aval varient entre 7.48 ± 0.74 et 8.47 ± 0.72 ka cal BP. La formation de ces glaciers rocheux coïncident donc avec l'Optimum Climatique Holocène.

5. Discussion

5.1 Méthodes utilisées

5.1.1 OSL

Dans la première étude OSL réalisée sur les glaciers rocheux, Fuchs et al. (2013) se sont concentrés sur des sédiments fins pour l'analyse du signal de luminescence. Les sédiments provenant de trois glaciers rocheux de l'Engadine (Grisons) ont suivi une longue préparation avec plusieurs étapes avant que le signal de luminescence ne puisse être mesuré. La préparation comprend du tamisage, des traitements à l'acide (HCl et H₂O₂), des séparations de densités pour isoler les différents

minéraux et du *etching* pour les quartz. Des mesures du signal de luminescence ont été effectuées pour des grains simples et des grains multiples avant de calculer les âges ($= D_e/D_r$). Des âges avaient pu être calculés pour les glaciers rocheux de Salteras et Suvretta mais pas tous les échantillons avaient donné des résultats.

Tout comme l'ont fait Fuchs et al. (2013), une partie des échantillons (sédiments) des glaciers rocheux du Mont Gelé et de La Roussette ont été préparés pour les mesures OSL de grains multiples mais les résultats n'ont rien donné et n'étaient pas exploitables. L'analyse du dose rate (D_r) aurait certainement dû être plus poussée. Tout comme le décrit Fuchs et al. (2013) de nombreux processus tels que le blanchiment incomplet du signal, le mixage et l'érosion du grain durant le trajet peuvent influencer l'âge. Il peut également y avoir des variations des doses rate (débits de dose) en fonction de la profondeur et des variabilités des sédiments présents dans le pergélisol. La teneur en eau ou la lixiviation des radionucléides lors du trajet des sédiments dans le glacier rocheux peuvent aussi influencer le dose rate (Fuchs et al., 2008).

L'étude s'est donc concentrée sur la luminescence des blocs de roche provenant des glaciers rocheux. Malgré le fait que les blocs doivent avoir été blanchis en profondeur avant d'être incorporés au glacier rocheux, les blocs semblent être plus propices aux mesures du signal OSL que les sédiments fins.

La méthode "classique" de datation OSL, à savoir diviser la dose équivalente (D_e) par le dose rate (D_r) a permis de dater certains échantillons du Mont Gelé (MG-1 et MG-2 supérieur, MG-3 inférieur) dont certains les âges semblent relativement récents. Le problème vient du fait que pour cette équation de nombreux facteurs peuvent influencer le résultat. Ces facteurs peuvent être aussi bien inhérents à la roche qu'externes. En effet, en fonction de la composition de l'échantillon, des incertitudes liées à la dose équivalente et au dose rate peuvent grandement faire varier les résultats. Idéalement il aurait fallu faire des mesures de spectrométrie gamma pour avoir un dose rate précis pour chaque échantillon. D_e a été calculé par le biais des *dose response curve* où les trois disques de chaque échantillon ont été irradiés par rayonnement Beta jusqu'à un temps de 4000 s. Cependant la saturation du signal OSL n'a pas forcément été atteinte par le biais de cette mesure. Comme vérification, le calcul de D_e/D_r a alors été refait avec les D_e obtenus par le biais des *dose response curve* utilisées pour le calcul du D_0 . Cependant les résultats ne s'en sont pas trouvés améliorés. Un blanchiment incomplet ou imparfait du signal pourrait en partie expliquer ces résultats car les échantillons n'ont pas tous été blanchis de façon claire (ROU-2 supérieur, ROU-5 inférieur, et MG-3 inférieur). En ce qui concerne MG-1 le signal OSL diffus laisse penser que le blanchiment est incomplet.

Les résultats obtenus grâce au modèle d'enfouissement et d'exposition de Freiesleben (2015) pour les blocs de roche sont plus encourageants pour la datation des glaciers rocheux. L'échantillonnage au front des glaciers rocheux s'est déroulé sans imprévu pour récupérer les échantillons nécessaires. Concernant les échantillons, il y en avait suffisamment par lobe pour avoir des *cores* complets malgré quelques pertes (blocs ou *cores* qui cassent dans le cas de ROU-1 et ROU-4). Certains points de cette étude pourraient cependant être améliorés : Pour avoir de meilleurs résultats et une fiabilité accrue, il aurait été intéressant de reproduire les mesures pour tous les échantillons ainsi que d'augmenter le nombre d'échantillons mesurés pour chaque lobe. Cela n'a malheureusement pu être effectué faute de temps. Avec de l'expérience la préparation des

échantillons est relativement rapide mais la mesure du signal OSL et le calcul de D_0 au moyen des *dose response curve* prend entre 5 et 8 jours. Cela reste cependant plus rapide que les autres méthodes de datation absolue.

Une calibration effectuée avec une surface de roche d'âge connu aurait peut-être permis d'avoir une meilleure estimation de $\overline{\sigma\varphi_0}$ et de μ , qui ont pu être estimés au moyen d'autres études (Brun et al., 2014 ; Lehmann et al., 2018). Trouver un échantillon pour effectuer une calibration n'est toutefois pas une chose aisée, surtout dans un environnement alpin relativement actif. Cette calibration est peut-être le point le plus contraignant pour la datation d'enfouissement des blocs provenant des glaciers rocheux. Cela demanderait un travail préalable avant de pouvoir prendre des échantillons. Dans le cas du Mont Gelé, les roches moutonnées situées au front des glaciers rocheux, dont il aurait fallu découper un morceau, auraient peut-être pu servir de calibration. Pour La Roussette cela aurait été plus compliqué en raison de sa situation dans un versant plus dynamique. Une autre possibilité aurait été de procéder comme Ou et al. (2018) et d'exposer les échantillons au soleil entre 0 et 91 jours mais cela demande d'avoir suffisamment d'échantillons et de temps.

5.1.2 Schmidt-Hammer

Les valeurs de rebondissement mesurées avec le Schmidt-Hammer et les âges qui ont pu en être déduits correspondent à ce qui était attendu. Le nombre de points d'impact relativement réduit par station en comparaison d'autres études a donné de bons résultats (Kellerer-Pirklbauer, 2008 ; Scapozza, 2015, Winkler et Lambiel, 2018). Le Schmidt-Hammer n'a pas détecté de *outliers* durant les mesures et chaque valeur de rebondissement a été utilisée pour le calcul des valeurs-R moyennes des stations. Un test a été fait en enlevant les valeurs aux extrêmes pour les stations de mesure, ce qui n'a pas ou peu modifié les valeurs-R moyennes.

Cependant, pour augmenter la fiabilité des résultats, mesurer un plus grand nombre de point par station serait une possibilité. Pour les valeurs-R, les intervalles de confiance à 95% sont compris entre 1.438 et 2.062 pour les glaciers rocheux du Mont Gelé et 1.5 et 1.956 pour le glacier rocheux de La Roussette. De façon générale, les intervalles de confiance les plus grands correspondent aux stations avec les valeurs-R les plus petites. L'erreur a donc tendance à être plus grande pour les échantillons les plus vieux et vice versa. En termes d'erreur d'âges, cela correspond à des erreurs entre 0.15 - 0.92 ka pour les glaciers rocheux du Mont Gelé et entre 0.67 - 0.86 ka pour La Roussette. En ce qui concerne le choix des stations de mesure, certaines valeurs-R, notamment pour le Mont Gelé, semblent avoir été influencées par la présence de neige et ce même en ayant porté une attention particulière à leur emplacement. Pour MG-2 il aurait été intéressant de mesurer des valeurs-R pour d'autres stations plus en amont afin de pouvoir faire une meilleure comparaison avec MG-1.

Concernant les points de calibration pour le Schmidt-Hammer, les roches moutonnées au Mont Gelé et les dépôts morainiques au nord de La Roussette sont tous deux attribués au Dryas récent (12 ka cal BP) par la biais de reconstruction paléo-climatique (Coutterand, 2012 ; Scapozza, 2015). Il ne faut toutefois pas exclure que les âges exacts soient légèrement différents. Pour les stations de calibration les plus jeunes, l'âge de 0.1 ka \pm 0.1 a été attribué de façon plus ou moins arbitraire après avoir observé les zones d'alimentation des glaciers rocheux. Cet âge minimum se retrouve 60

également dans l'études (Winkler et Lambiel, 2018). Les valeurs-R pour ces stations sont un peu plus élevées que des valeurs-R mesurées sur des moraines du PAG (Scapozza, 2015). Comme vérification pour ces points de calibration, les âges ont été augmentés de plusieurs centaines d'années afin de voir l'influence que cela aurait sur les résultats. Il s'est avéré que cela ne changeait pas de manière significative la droite de régression pour la calibration des échantillons et que les différences entre les âges obtenus étaient vraiment minimales.

5.2 Âges des glaciers rocheux

Théoriquement les âges obtenus avec le Schmidt-Hammer (SHD) se doivent d'être plus jeunes que les âges OSL. En effet, lors du développement du glacier rocheux les blocs transportés à la surface s'éboulent une fois arrivés au front (Haeberli et al., 1985). Ces blocs sont ensuite recouverts par le pergélisol sursaturé qui continuent de fluer. Les blocs de la couche de base sont plus anciens que ceux de la surface mais ils sont inaccessibles. Les âges mesurés à la surface avec le Schmidt-Hammer représentent donc des âges minimaux (Frauenfelder et al., 2005 ; Kellerer-Pirklbauer, 2008). Les âges OSL mesurés à partir des blocs incorporés au glacier rocheux devraient représenter des âges minimaux plus anciens. Ces âges devraient en effet refléter la période complète de développement du glacier rocheux (Fuchs et al., 2013).

Pour le glacier rocheux MG-2 les âges OSL sont plus vieux que les âges moyens SHD, calculés à partir des séries de station située sur le front des lobes (Fig. 33). Pour le lobe 1, nommé MG-2(1) sur la figure 33, l'âge OSL est de 10.48 ± 0.5 et l'âge SHD moyen est de 7.86 ± 0.7 . Les blocs de la surface du front ont une différence d'âge de 2.62 ka par rapport à ceux incorporés. Pour le lobe 2 la différence entre les âges est la plus prononcée de tous les échantillons. Il y a 3.72 ka d'écart entre l'âge OSL (12.57 ± 0.65 ka) et l'âge SHD moyen (8.85 ± 0.77 ka). Pour MG-1, l'écart entre les âges est plus réduit (0.72 ka) mais l'âge SHD moyen (8.74 ± 0.78 ka) est plus ancien que l'âge OSL (8.02 ± 63.97 ka). En raison de la grande marge d'erreur (± 63.97 ka) de l'âge OSL (qui n'a d'ailleurs pas pu être reportée correctement sur la figure 33) il est fortement probable que l'âge réel soit plus ancien.

Au glacier rocheux de La Roussette tous les âges obtenus avec l'OSL sont plus jeunes que les âges SHD moyen (Fig. 33). ROU-3 qui est le lobe le plus en aval est celui qui à l'écart entre les âges le plus important pour La Roussette. Il est de 1.96 ka entre l'âge SHD moyen (8.47 ± 0.72 ka) et l'âge OSL (6.51 ± 0.15 ka). Pour ROU-2 l'âge SHD moyen vaut 7.48 ± 0.74 ka et l'âge OSL est de 7.14 ± 0.15 ka. Compte tenu de la marge d'erreur des deux méthodes, les âges sont proches. Finalement pour ROU-1 qui est le lobe le plus en amont, l'âge SHD moyen de 4.51 ± 0.68 ka est aussi presque similaire à l'âge OSL de 4.32 ± 0.14 ka.

Le fait que les âges des blocs provenant de la partie médiane soient plus jeunes que les âges des blocs de la surface était inattendu. Il se peut que ces âges soient liés à la complexité de l'OSL et des nombreux facteurs pouvant influencer le signal de luminescence des blocs. Néanmoins un processus pourrait peut-être expliquer que les âges OSL sont plus jeunes que les âges SHD moyens. Les deux tomographies électriques réalisées par Vuilleumier (2011) ont montré que des parties du glacier rocheux de La Roussette ne contiennent peu ou pas de corps gelés. Une hypothèse est que les sédiments étant moins "cimentés", les blocs sont plus à même de légèrement

bouger durant leur transport, ce qui augmenterait l'érosion de leurs surfaces. L'écart croissant entre les âges moyens SHD et les âges OSL à mesure que l'on s'éloigne de la racine pourrait s'expliquer par l'érosion plus importante de la surface des blocs les plus en aval. Si il manque ne serait-ce que quelques millimètres d'épaisseur du bloc, le signal de luminescence mesuré correspondra alors à un âge plus jeune.

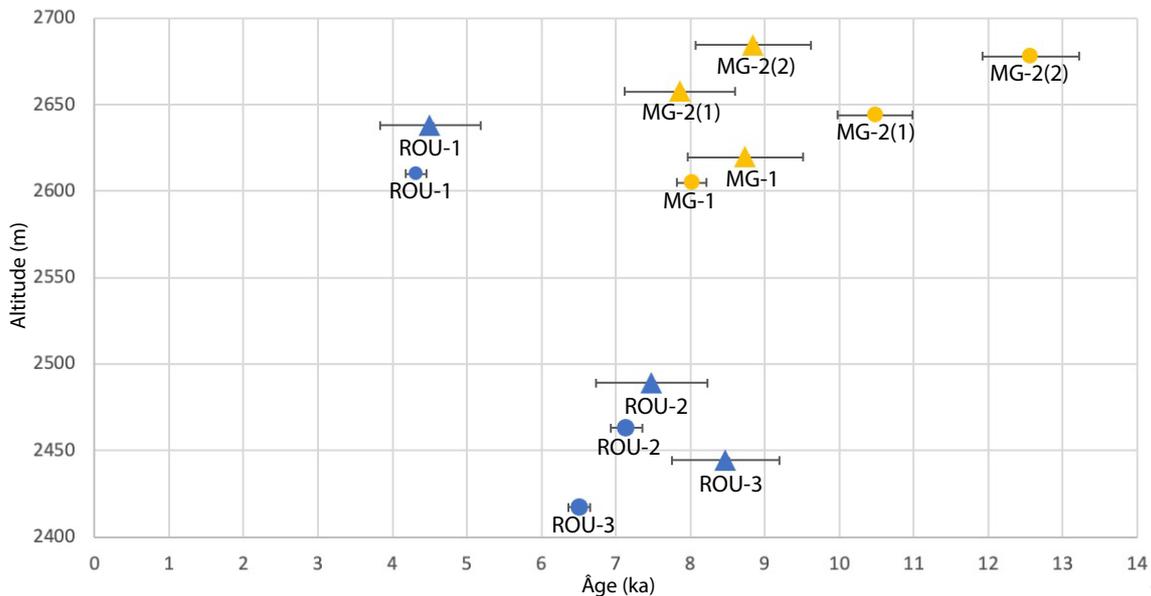


Figure 33: Graphique mettant en lien les âges OSL (cercle) et les âges moyens SHD (triangle) des fronts des glaciers. La couleur bleue correspond au glacier rocheux de La Roussette alors que la couleur jaune est pour les glaciers rocheux du Mont Gelé.

Les âges moyens du front des lobes obtenus grâce au Schmidt-Hammer et les âges OSL sont du même ordre de grandeur (Tab. 10). Il faut cependant relever qu'il y a parfois un écart relativement important entre l'âge moyen et l'âge maximal pour les mesures du Schmidt-Hammer (SHD), ceci étant lié à l'histoire des blocs mais aussi à l'échantillonnage. D'après les résultats du Schmidt-Hammer et de l'OSL, le glacier rocheux MG-1 s'est certainement formé durant le Boréal entre 8.74 ± 0.78 et 8.02 ± 63.97 ka. Cependant pour l'âge OSL l'erreur potentielle est grande (± 63.97 ka) et il est probable que l'âge réel soit différent, comme l'indique l'âge maximum (SHD) de 10.60 ± 0.78 ka.

Le Boréal serait aussi la période de formation pour le lobe 1 du glacier rocheux MG-2 même si l'écart est un peu plus grand entre l'âge moyen SHD (7.86 ± 0.74 ka) et l'âge OSL (10.48 ± 0.50 ka). L'âge maximal du SHD (9.72 ± 0.72 ka) est quant à lui plus proche de celui de l'OSL. Le lobe 2 du glacier rocheux MG-2, malgré le fait qu'il soit plus en amont, semble être plus vieux que le lobe 1. Il se serait formé durant le Pré-Boréal d'après l'âge OSL (12.57 ± 0.65 ka) et l'âge maximal obtenu grâce au Schmidt-Hammer (11.03 ± 77 ka). Ces deux âges sont proches alors que l'âge moyen SHD est un peu plus jeune (8.85 ± 0.77 ka).

Pour le glacier rocheux de La Roussette, les résultats laissent suggérer qu'il se serait plutôt développé durant l'Atlantique ancien pour les lobes les plus en aval. Le lobe 1 est le plus ancien avec un âge moyen SHD de 8.47 ± 0.72 ka et de 6.51 ± 0.15 ka pour l'OSL. Il faut tout même noter que l'âge maximal obtenu grâce aux valeurs-R est de 9.36 ± 0.81 ka. Il ne faut donc pas exclure qu'il ait commencé à se développer durant le Boréal. Pour le lobe 2, les âges de 7.48 ± 0.74 (SHD) et 7.14 ± 0.21 ka (OSL) correspondent parfaitement avec la chronozone de

l'Atlantique ancien. Tout comme pour le lobe 1, l'âge maximal obtenu par le biais du Schmidt-Hammer est de 9.36 ± 0.81 ka. Le glacier rocheux de La Roussette a donc peut-être commencé à se développer un peu avant l'Atlantique ancien. Finalement le lobe 4 semble s'être formé durant une période plus récente, celle du Subboréal. C'est en tout cas ce que montre les résultats obtenus par le biais du Schmidt-Hammer (âge moyen : 4.51 ± 0.68 ka, âge maximal 5.83 ± 0.70 ka) et de l'OSL (4.32 ± 0.14 ka)

Tableau 10: Tableau récapitulatif des âges obtenus avec les deux méthodes. Age moy. SHD correspond à la moyenne des âges des stations de mesures pour un même lobe. Age max. SHD est la station du lobe avec l'âge le plus vieux. Age OSL correspond au temps d'enfouissement des échantillons. Chronozone est la colonne avec les périodes de l'Holocène correspondant plus ou moins aux âges SHD et OSL :

Glacier rocheux	Lobe	Age moy. SHD (ka)	Age max. SHD (ka)	Age OSL (ka)	Chronozone
Mont Gelé 1	1	8.74 ± 0.78	10.60 ± 0.78	8.02 ± 63.97	Boréal
Mont Gelé 2	1	7.86 ± 0.74	9.70 ± 0.72	10.48 ± 0.50	Boréal
Mont Gelé 2	2	8.85 ± 0.77	11.03 ± 0.77	12.57 ± 0.65	Pré-Boréal
Roussette	1	8.47 ± 0.77	9.80 ± 0.71	6.51 ± 0.15	Atlantique ancien
Roussette	2	7.48 ± 0.74	9.36 ± 0.81	7.14 ± 0.21	Atlantique ancien
Roussette	4	4.51 ± 0.68	5.83 ± 0.79	4.32 ± 0.14	Subboréal

Dans son étude, Scapozza (2015) a calculé des âges à partir des mesures effectuées au Schmidt-Hammer pour trois stations sur MG-1 et deux stations sur MG-2. Pour le front de MG-1 il a obtenu un âge de 7.4 ± 0.5 ka cal BP. Pour la partie centrale de MG-1 il obtient un âge de 4.7 ± 0.7 ka cal BP. Ces deux âges correspondent avec les âges SHD obtenus dans cette étude. Il faut toutefois être attentif au fait que ces stations de mesure ne sont pas situées exactement aux mêmes endroits. Comme il a pu être observé, les âges peuvent fortement varier entre des stations de mesure relativement proches. La méthodologie pour obtenir une valeur-R d'une station n'est pas exactement similaire, ce qui peut aussi influencer les âges.

Pour la partie de MG-1 en amont de la rupture de pente, l'âge obtenu par Scapozza est de 8.3 ± 1.0 ka cal BP. Cet âge est bien plus ancien que la majorité des âges mesurés dans cette partie du glacier rocheux (6.66 ± 0.72 - 1.85 ± 0.67 ka cal BP). La station de mesure n'est cependant pas très éloignée de celle valant 9.28 ka cal BP. Les blocs situés là seraient plus anciens mais il est difficile de trouver une raison particulière pouvant expliquer la différence avec les âges des autres stations alentour. Pour MG-2 les âges obtenus par Scapozza (2015) sont de 9.3 ± 0.8 ka cal BP pour ce qui correspond au lobe 2 et 8.3 ± 1.0 ka cal BP pour la partie centrale. Pour le lobe 2 l'âge correspond avec les plus vieux âges obtenus (11.03 ± 0.77 - 9.28 ± 0.72 ka cal BP). Pour ce qui est de la partie centrale, les âges mesurés sont globalement plus jeunes (5.78 ± 0.79 ka cal BP) que la station de mesure de Scapozza mais celle-ci est située proche de deux stations ayant des âges de 8.41 ± 0.74 et 6.22 ± 0.76 ka cal BP. Il aurait été intéressant de mesurer les mêmes endroits et d'avoir plus de stations à comparer pour faire des analyses plus poussées.

Concernant l'OSL, les résultats de Fuchs et al. (2013) donnent des âges compris entre 7.7 ± 0.7 et 6.4 ± 1.2 ka pour le glacier rocheux actif de Salteras et entre 5.2 ± 0.8 et 3.0 ± 0.6 ka pour celui de Suvretta. Le glacier rocheux de La Roussette a des âges (7.14 ± 0.21 et 4.32 ± 0.14 ka.) qui sont proches de ceux de ces glaciers rocheux situés dans les Grisons. Le glacier rocheux MG-1 est légèrement plus ancien (8.02 ± 63.97 ka.) que celui de Salteras (7.7 ± 0.7 ka). Malgré des méthodes

différentes les âges obtenus laissent suggérer que ces glaciers rocheux se seraient développés durant l'Optimum Climatique Holocène. MG-2 en revanche a des âges plus anciens (12.57 ± 0.65 et 10.48 ± 0.5 ka) et daterait du Préboréal voire du Dryas récent. Le fait qu'une "plaque" de glace massive forme une partie de sa couche médiane indiquerait également que MG-2 s'est formé avec le reste d'un glacier durant cette période.

5.3 Développement des glaciers rocheux

D'un point de vue climatique la fin du Boréal qui marque le début de l'Optimum Climatique Holocène (9.5 – 6.3 ka cal BP, MAAT +0,5/1,5°C) et l'Atlantique ancien semblent être des périodes idéales pour le développement des glaciers rocheux. La fin du Boréal fait suite à une diminution des précipitations et à un réchauffement d'environ 7°C par rapport à la fin du Tardiglaciaire (Davis et al., 2003). Cela a eu pour conséquence de faire remonter la limite inférieure du pergélisol d'environ 400 m et a condamné des glaciers rocheux à devenir inactif ou fossile (Scapozza, 2015). Il est possible que les glaciers rocheux actuellement actifs aient alors bénéficié d'un apport plus important en blocs en raison de la dégradation du pergélisol dans les parois les surplombant (Scapozza, 2013). Entre 5.4 et 3.3 ka cal BP, durant le Subboréal il est possible de constater un léger réchauffement des températures (Joerin et al., 2006) qui pourrait correspondre au développement du lobe 4 du glacier rocheux de La Roussette mais aussi des parties centrales des glaciers rocheux MG-1 et MG-2. Ces périodes avec des températures plus chaudes qu'auparavant semblent avoir été propices au développement des glaciers rocheux, avec une libération de stocks sédimentaires et un climat suffisamment sec pour que des glaciers ne puissent pas se former.

Dans le contexte climatique actuel une accélération des glaciers rocheux est remarquée depuis la fin des années 1990 (PERMOS, 2020). Cette accélération est une conséquence du réchauffement du pergélisol en raison de l'élévation de la température de l'air. Le pergélisol étant plus chaud, il se rapproche du point de fusion de la glace qui se déforme plus facilement. La proportion d'eau liquide est alors elle aussi plus importante, ce qui diminue la cohésion interne et lubrifie les plans de cisaillement (Ikeda et al., 2008). Si l'on prend le cas des glaciers rocheux MG-1 et MG-2, la différence de vitesse est importante (0.1-4.0 vs 0.1-0.5 m par année). Elle peut certainement être expliquée par la pente plus raide et la présence d'eau de fonte durant l'été. À une échelle interannuelle, la température ainsi que l'enneigement et sa durée jouent également un rôle important sur la dynamique des glaciers rocheux. Avec une augmentation des températures (NCCS, 2018) et des précipitations (d'avantage sous forme de pluie), le mouvement des glaciers rocheux va certainement encore augmenter. Cela pourrait avoir une influence pour la datation des glaciers rocheux car il est possible que les blocs les plus en aval soient emportés par d'autres processus (gravitaire, ravinement) ce qui mènerait à une sous-estimation des âges.

Un point intéressant avec les âges calculés est qu'il est possible d'estimer les vitesses ayant mené au développement des glaciers rocheux en divisant la distance de déplacement par l'âge (moyenne entre SHD et OSL). Pour le glacier du Mont Gelé-1, cela correspondrait à des vitesses de l'ordre de 5 à 7 cm/an durant 9.0 ka. Pour le Mont Gelé-2 qui est un peu plus vieux, les vitesses seraient d'environ 3 à 4 cm/an pendant environ 10.4 ka. Finalement pour le glacier rocheux de La Roussette qui est plus étendu, cela donnerait des vitesses d'environ 8 cm/an pendant 8.4 ka pour le lobe le plus en aval. Pour la dépression centrale âgée de 4.36 ka les vitesses seraient de l'ordre de 11

cm/an. Par rapport aux lobes, cela représente 60 mètres de distance parcourue par millénaire. Enfin le lobe le plus jeune située le plus en amont aurait des vitesses de l'ordre de 7.5 cm/an.

En comparaison, les différences entre ces vitesses et les vitesses actuelles sont flagrantes. Il est possible que des glaciers rocheux se retrouvent déconnectés de leur zone d'alimentation et ce déficit en débris rocheux pourrait mener à leur inactivité. De plus l'augmentation des températures et la remontée de la limite du pergélisol aura une influence importante sur les glaciers rocheux situés à la limite inférieure du pergélisol.

Conclusion

L'OSL et le Schmidt-Hammer sont deux méthodes qui se complètent bien pour étudier le développement des glaciers rocheux. L'OSL est une méthode complexe car de nombreux processus peuvent influencer le signal de luminescence des sédiments fins. Ce travail s'est donc penché sur l'OSL des blocs de roches transportés à l'intérieur de trois glaciers rocheux des Alpes valaisannes afin d'appliquer une méthode dérivée du *rock surface dating*. Grâce à un modèle d'enfouissement des blocs et aux signaux de luminescence mesurés, il a été possible de calculer la durée d'enfouissement des blocs récupérés au front des glaciers rocheux. Cette méthode qui n'avait jamais été appliquée à des glaciers rocheux est prometteuse pour déterminer le début du développement des glaciers rocheux. Les résultats permettent d'attribuer au Préboréal (11.6-10.2 ka) et à l'Atlantique ancien (8.3-6.8 ka) la formation des glaciers rocheux du Mont Gelé et de La Roussette. Certains facteurs comme le blanchiment du signal peuvent toutefois se révéler problématiques dans certains cas. Une amélioration de la fiabilité des résultats de l'OSL est possible pour les futures recherches sur les glaciers rocheux notamment en faisant des calibrations pour certains paramètres.

Le Schmidt-Hammer a lui été utilisé pour calculer les âges relatifs à la surface de ces trois glaciers rocheux qui sont toujours en développement. Les âges des différentes stations de mesures réparties sur les glaciers rocheux ont été obtenus au moyen d'une calibration par régression linéaire des valeurs-R mesurées. Les valeurs de rebondissement mesurées avec le Schmidt-Hammer sont croissantes à mesure que l'on remonte du front des glaciers rocheux en direction de leurs racines. Cet accroissement des valeurs-R en direction de l'amont indique que les blocs de roche des lobes sont plus anciens que ceux se trouvant proches des racines des glaciers rocheux. Les âges obtenus pour les différentes parties des glaciers rocheux laissent suggérer que les glaciers rocheux du Mont Gelé (8.74 - 2.43 ka et 8.85 - 5.93 ka) et celui de La Roussette (8.47 - 4.36 ka) se sont développés durant l'Holocène avec des variations dans leurs dynamiques en fonction du climat. À l'avenir la combinaison de l'OSL et du Schmidt-Hammer devraient permettre d'analyser encore plus précisément l'évolution et le développement des glaciers rocheux durant l'Holocène.

Les glaciers rocheux, ont connu des variations climatiques durant l'Holocène et cela a en partie contribué à leur développement. Cependant il semble que les conditions actuelles ne soient pas favorables au développement des glaciers rocheux actifs, surtout pour ceux situés à la limite inférieure du pergélisol. Par le passé il ne semble cependant pas que les glaciers rocheux étudiés aient eu des vitesses aussi élevées qu'actuellement. Il est donc probable que les glaciers rocheux en état de déstabilisation finissent par devenir inactif comme c'est le cas de la génération de glaciers rocheux antérieur à l'Holocène. Il s'avère toutefois possible que de nouveaux glaciers rocheux se forment.

Bibliographie

Aitken, M.J., (1985). Thermoluminescence Dating. Academic press.

Aitken, M.J., (1998). An Introduction to Optical Dating the Dating of Quaternary: Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence. Oxford University press.

Alley, R. B., & Ágústsdóttir, A. M. (2005). The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 24(10-11), 1123-1149.

Anderson, R. S., Anderson, L. S., Armstrong, W. H., Rossi, M. W., & Crump, S. E. (2018). Glaciation of alpine valleys: The glacier–debris-covered glacier–rock glacier continuum. *Geomorphology*, 311, 127-142.

Andrés, N., Gómez-Ortiz, A., Fernández-Fernández, J. M., Tanarro, L. M., Salvador-Franch, F., Oliva, M., & Palacios, D. (2018). Timing of deglaciation and rock glacier origin in the southeastern Pyrenees: a review and new data. *Boreas*, 47(4), 1050-1071.

Angillieri, M. Y. E. (2017). Permafrost distribution map of San Juan Dry Andes (Argentina) based on rock glacier sites. *Journal of South American Earth Sciences*, 73, 42-49.

Amschwand, D., Ivy-Ochs, S., Frehner, M., Steinemann, O., Christl, M., & Vockenhuber, C. (2020). Deciphering the evolution of the Bleis Marscha rock glacier (Val d'Err, eastern Switzerland) with cosmogenic nuclide exposure dating, aerial image correlation, and finite-element modelling. *The Cryosphere Discussions*, 1-40.

Arenson, L.U., Hoelzle, M. & S. Springman (2002): Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. – In: Permafrost and Periglacial Processes 13, 2: 117- 135.

Bachrach, T., Jakobsen, K., Kinney, J., Nishimura, P., Reyes, A., Laroque, C. P., & Smith, D. J. (2004). Dendrogeomorphological assessment of movement at Hilda rock glacier, Banff National Park, Canadian rocky mountains. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 86(1), 1-9.

Bader, S., Kunz, P. (1998), Climat et risques naturels – La Suisse en mouvement. Rapport scientifique final du Programme National de Recherche «Changements climatiques et Catastrophes naturelle », PNR 31, vdf Hochschulverlag, ETHZ.

Barsch, D. (1977). Nature and importance of mass-wasting by rock glaciers in alpine permafrost environments. *Earth Surface Processes*, 2(2-3), 231-245.

Barsch, D. (1996). Rockglaciers: Indicators for the present and former geocology in high mountain environments. Springer, Berlin, 331.

- Beniston, M. (2005). Mountain climates and climatic change : an overview of processes focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics*, 162 (8-9), 1587-1606.
- Berthling, I. (2011). Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology*, 131(3-4), 98-106.
- Bohlert, R., Compeer, M., Egli, M., Brandová, D., Maisch, M., W Kubik, P., & Haeberli, W. (2011). A combination of relative-numerical dating methods indicates two high Alpine rock glacier activity phases after the glacier advance of the Younger Dryas. *The Open Geography Journal*, 4(1)
- Bolch, T., & Gorbunov, A. P. (2014). Characteristics and origin of rock glaciers in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan). *Permafrost and Periglacial Processes*, 25(4), 320-332
- Bosson, J. B., & Lambiel, C. (2016). Internal structure and current evolution of very small debris-covered glacier systems located in alpine permafrost environments. *Frontiers in Earth Science*, 4, 39.
- Brun, F., Valla, P., King, G. E., & Herman, F. (2014). Constraining Paleo-Glacier Dynamics Using Optically Stimulated Luminescence (OSL) Bedrock Exposure Dating. *AGUFM, 2014*, C53C-0324.
- Buchli, T., Kos, A., Limpach, P., Merz, K., Zhou, X., & Springman, S. M. (2018). Kinematic investigations on the Furggwanghorn rock glacier, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 29(1), 3-20.
- Burga, C. A., Perret, R., & Vonarburg, C. (1998). *Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter*= . Ott.
- Burger, K. C., Degenhardt Jr, J. J., & Giardino, J. R. (1999). Engineering geomorphology of rock glaciers. *Geomorphology*, 31(1-4), 93-132.
- Capps Jr, S. R. (1910). Rock glaciers in Alaska. *The journal of Geology*, 18(4), 359-375.
- Coutterand, S. (2012). The Lateglacial of Hérens valley (Valais, Switzerland): palaeogeographical and chronological reconstructions of deglaciation stages. *Quaternary International*, (279-280), 101.
- Dansgaard, W. H. I. T. E., White, J. W. C., & Johnsen, S. J. (1989). The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, 339(6225), 532-534.
- Davis, B. A., Brewer, S., Stevenson, A. C., & Guiot, J. (2003). The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary science reviews*, 22(15-17), 1701-1716.
- Delaloye, R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale* (Doctoral dissertation, Université de Fribourg)

Delaloye, R., Lambiel, C., & Gärtner-Roer, I. (2010). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. *Geographica Helvetica*, 65(2), 135-145.

Delaloye, R., Morard, S., Barboux, C., Abbet, D., Gruber, V., Riedo, M., & Gachet, S. (2013). Rapidly moving rock glaciers in Mattertal. *Mattertal—ein Tal in Bewegung*, edited by: Graf, C., *Publikation zur Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft*, 29, 21-31.

Duller, G. A. T. (2008). Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating. *Boreas*, Vol. 37, pp. 589–612. 10.1111/j.1502-3885.2008.00051.x. ISSN 0300-9483.

Duller G.A.T. (2015). Luminescence Dating. J.W. Rink, J.W. Thompson (eds.), *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*, DOI 10.1007/978-94-007-6304-3.

Duller G.A.T. (2015). Luminescence, Glacial Sediments. J.W. Rink, J.W. Thompson (eds.), *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*, DOI 10.1007/978-94-007-6304-3.

Eriksen, H. Ø., Rouyet, L., Lauknes, T. R., Berthling, I., Isaksen, K., Hindberg, H., & Corner, G. D. (2018). Recent acceleration of a rock glacier complex, Adjet, Norway, documented by 62 years of remote sensing observations. *Geophysical Research Letters*, 45(16), 8314-8323.

Fallot, J.M. (2016), matériaux pour les cours et séminaires n°56, Institut de géographie et durabilité, Université de Lausanne.

Frauenfelder, R., & Käab, A. (2000). Towards a palaeoclimatic model of rock-glacier formation in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 31, 281-286.

Frauenfelder, R. (2004). Regional-scale modelling of the occurrence and dynamics of rockglaciers and the distribution of paleopermafrost. Thèse de doctorat, Université de Zurich, Suisse.

Frauenfelder, R., Laustela, M., Käab, A. (2005). Relative age dating of Alpine rock- glacier surfaces. *Annals of Geomorphology* 49, 145e166.

Freiesleben, T., Sohbaty, R., Murray, A., Jain, M., Al Khasawneh, S., Hvidt, S., Jakobsen, B. (2015). Mathematical model quantifies multiple daylight exposure and burial events for rock surfaces using luminescence dating. *Radiat. Meas.* 81, 16–22.

Fuchs, M. & Owen, L. A. (2008). Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, re- commendations and future directions. *Boreas*, Vol. 37, pp. 636–659. 10.1111/j.1502-3885.2008.00052.x. ISSN 0300- 9483.

Fuchs, M. C., Böhlert, R., Krbetschek, M., Preusser, F., & Egli, M. (2013). Exploring the potential of luminescence methods for dating Alpine rock glaciers. *Quaternary Geochronology*, 18, 17-33.

Galanin, A. A., Lytkin, V. M., Fedorov, A. N., & Kadota, T. (2014). Age and extent of the last glacial maximum in the Suntar-Khayata range based on lichenometry and Schmidt Hammer Test. *Kriosfera Zemli*, 18(2), 64.

Gardent, M. (2014). *Inventaire et retrait des glaciers dans les alpes françaises depuis la fin du Petit Age Glaciaire* (Doctoral dissertation, Grenoble)

Haeberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost : internal structure and flow of alpine rock glaciers.

Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zurich, 77.

Haeberli W., Wegmann M. er Vonder Mühll D. (1997). Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 90, 407- 414.

Haeberli, W., Kääh, A., Hölze, M., Bösch, H., Funk, M., Vonder Mühll, D. et Keller, F. (1999). Eisschwund und Naturkatastrophen im Hochgebirge. Schlussbericht des NFP 31. Zürich : vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.

Haeberli, W., Brandova, D., Burga, C., Egli, M., Frauenfelder, R., Kääh, A., Maisch, M., Mauz, B., and Dikau, R. (2003). Methods for absolute and relative age dating of rock-glacier surfaces in alpine permafrost. *Geography Department, University of Zurich, Switzerland, Geography Department, University of Bonn, Germany*. Permafrost, Phillips, Springman & Arenson (eds) © 2003 Swets & Zeitlinger, Lisse, ISBN 90 5809 582 7

Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääh, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoko, N., Springma, S., and Vonder Mühll, D. (2006) Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics. PERMAFROST AND PERIGLACIAL PROCESSES Permafrost and Periglac. Process. 17: 189–214 (2006) Published online in Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/ppp.561

Haeberli, W., Noetzli, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gärtner-Roer, I., Gruber, S., ... & Phillips, M. (2010). Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology*, 56(200), 1043-1058.

Hamilton, S. J. et Whalley, W. B. (1995). Rock glacier nomenclature : A reassessment. *Geomorphology*, 14, 73-88.

Harris S.A. & Pedersen D.E. (1998). Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes* 9: 107–120.

Harris, C. et Haeberli, W. (2003). Warming Permafrost in the mountains of Europe. *Bulletin World Meteorological Organization*, 3, pp. 1-6.

Hartl, L., Fischer, A., Stocker-waldhuber, M., & Abermann, J. (2016). Recent speed-up of an alpine rock glacier: an updated chronology of the kinematics of outer hochebenkar rock glacier

- based on geodetic measurements. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 98(2), 129-141.
- Hormes, A., Müller, B. U., & 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(3), 255-265.
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I., Thewalt, M.L., 1985. Optical dating of sediments. *Nature* 313, 105–107.
- Humlum, O. (1996). Origin of rock glaciers: observations from Mellemfjord, Disko Island, central West Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7(4), 361-380.
- Ikeda, A. et Matsuoka, N. (2002). Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 145-161.
- Ikeda, A., Matsuoka, N. et KÄÄB, A. (2008). Fast deformation of perennially frozen debris in a warm rock glacier in the Swiss Alps : An effect of liquid water. *Journal of Geophysical Research*, 113. F01021, doi : 10.1029/2007JF000859.
- Jenkins, G. T. H., Duller, G. A. T., Roberts, H. M., Chiverrell, R. C., & Glasser, N. F. (2018). A new approach for luminescence dating glaciofluvial deposits-High precision optical dating of cobbles. *Quaternary Science Reviews*, 192, 263-273.
- Joerin, U. E., Stocker, T. F., & Schlüchter, C. (2006). Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene*, 16(5), 697-704.
- Johnson, P. G. (1980). Glacier-rock glacier transition in the southwest Yukon Territory, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 12(2), 195-204.
- Jones, D. B., Harrison, S., Anderson, K., & Whalley, W. B. (2019). Rock glaciers and mountain hydrology: A review. *Earth-science reviews*, 193, 66-90.
- Käab, A., Gudmundsson, G. H. et Hoelzle, M. (1998). Surface deformation of creeping mountain permafrost. Photogrammetric investigations on rock glacier Murtèl, Swiss Alps. Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada. Collection Nordicana, 57, 531-537.
- Keiler, M., Knight, J., & Harrison, S. (2010). Climate change and geomorphological hazards in the eastern European Alps. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 368(1919), 2461-2479.
- Kellerer-Pirklbauer, A. (2008). The Schmidt-Hammer as a Relative Age Dating Tool for Rock Glacier Surfaces: Examples from Northern and Central Europe. Institute of Geography and Regional Science, University of Graz, Austria.

- Kłapyta, P. (2013) Application of Schmidt-Hammer relative age dating to Late Pleistocene moraines and rock glaciers in the Western Tatra Mountains, Slovakia. Jagiellonian University, Institute of Geography and Spatial Management, Kraków, Poland. *Catena* 111 (2013) 104–121.
- Konrad, S. K., & Clark, D. H. (1998). Evidence for an early Neoglacial glacier advance from rock glaciers and lake sediments in the Sierra Nevada, California, USA. *Arctic and Alpine Research*, 30(3), 272-284.
- Knight, J., Harrison, S., & Jones, D. B. (2019). Rock glaciers and the geomorphological evolution of deglaciating mountains. *Geomorphology*, 324, 14-24.
- Krainer, K., & Ribis, M. (2012). A rock glacier inventory of the Tyrolean Alps (Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105(2).
- Krainer, K., Bressan, D., Dietre, B., Haas, J. N., Hajdas, I., Lang, K., ... & Tonidandel, D. (2015). A 10,300-year-old permafrost core from the active rock glacier Lazaun, southern Ötztal Alps (South Tyrol, northern Italy). *Quaternary Research*, 83(2), 324-335.
- Lambiel, C. (1999): Inventaire des glaciers rocheux entre le Val de Bagnes et le Val d'Hérémence (Valais). Université de Lausanne, Institut de Géographie, Mémoire de licence non publié, 167 p.
- Lambiel, C. & Reynard E. (2001). Regional modelling of present, past and future potential distribution of discontinuous permafrost based on a rock glacier inventory in the Bagnes-Hérémence area (Western Swiss Alps). *Norsk geog. Tidsskr.*, 55, 219-223.
- Lambiel C., Reynard E. (2003). Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). *Physische Geographie* 41, Geographisches Institut der Universität Zürich, 91-104
- Lambiel, C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité: distribution, régime thermique et instabilités* (p. 260). UNIL-Faculté des géosciences et de l'environnement-Institut de géographie.
- Lambiel, C. (2011). Le glacier rocheux déstabilisé de Tsaté-Moiry (VS): caractéristiques morphologiques et vitesses de déplacement. In C. Lambiel, E. Reynard et C. Scapozza (Eds), *La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovision n°36) (p. 211-224). Lausanne : Université, Institut de géographie.
- Lambiel, C. Vuilleumier, L. (2011). Etude préliminaire du glacier rocheux de La Roussette (Arolla), Rapport d'étude. Unil, institut de géographie. Lausanne, mars 2011.
- Lambiel, C., Delaloye, R., Strozzi, T., Lugon, R. et Raetzo, H. (2008). ERS InSAR for detecting the rock glacier activity, Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, June 2008, 1019-1025.

Lehmann, B., Valla, P. G., King, G. E., & Herman, F. (2018). Investigation of OSL surface exposure dating to reconstruct post-LIA glacier fluctuations in the French Alps (Mer de Glace, Mont Blanc massif). *Quaternary geochronology*, 44, 63-74.

Lugon R. et Monbaron M. (1998), Stabilité des terrains meubles en zone de pergélisol et changements climatiques. Deux études de cas en Valais : le Ritigraben (Mattertal) et la moraine du Dolent (Val Ferret), Rapport final PNR 31, vdf Hochschulverlag.

Martin Elizabeth, H., & Whalley, W. B. (1987). Rock glaciers: part 1: rock glacier morphology: classification and distribution. *Progress in Physical Geography*, 11(2), 260-282.

Matthews, J. A., & Owen, G. (2010). Schmidt-Hammer exposure-age dating: developing linear age- calibration curves using Holocene bedrock surfaces from the Jotunheimen–Jostedalbreen regions of southern Norway. *Boreas*, 39(1), 105-115.

Matthews, J. A., & Winkler, S. (2011). Schmidt-hammer exposure-age dating (SHD): application to early Holocene moraines and a reappraisal of the reliability of terrestrial cosmogenic-nuclide dating (TCND) at Austanbotnbreen, Jotunheimen, Norway. *Boreas*, 40(2), 256-270.

Matthews, J. A., Nesje, A., & Linge, H. (2013). Relict talus-foot rock glaciers at Øyberget, upper Ottadalen, southern Norway: Schmidt hammer exposure ages and palaeoenvironmental implications. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(4), 336-346.

Matthews, J.A., Winkler, S. and Wilson, P. (2014). Age and origin of ice-cored moraines In Jotunheimen and Breheimen, Southern Norway: insights from Schmidt-Hammer exposure-age dating. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 96, 531–548. doi:10.1111/geoa.12046.

Mccarrol D. (1989). Potential and limitations of the Schmidt-Hammer for relative-age dating: field tests on Neoglacial moraines, Jotunheimen, Southern Norway. *Arctic and Alpine Research* 21: 268– 275.

Mercier, N. (2008). Datation des sédiments quaternaires par luminescence stimulée optiquement : un état de la question, Quaternaire [En ligne], vol. 19/3 | 2008, mis en ligne le 01 septembre 2011, URL : <http://quaternaire.revues.org/3932> ; DOI : 10.4000/ quaternaire.3932

Meyer, M. C., Gliganic, L. A., Jain, M., Sohpati, R., & Schmidmair, D. (2018). Lithological controls on light penetration into rock surfaces–Implications for OSL and IRSL surface exposure dating. *Radiation Measurements*, 120, 298-304.

Meyrat, R., (2018) L'utilisation de la photogrammétrie Structure from Motion pour le suivi des glaciers rocheux (mémoire de master non publié). Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement, Institut de géographie, Suisse.

- Micheletti, N., Lambiel, C., & Lane, S. N. (2015). Investigating decadal-scale geomorphic dynamics in an alpine mountain setting. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120(10), 2155-2175.
- Monnier, S. (2007). Du glacier au glacier rocheux, depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, au pied du Mont Thabor (Alpes du Nord, France). *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 18(3), 283-294.
- Muller, SW. (1947). Permafrost or Permanently Frozen Ground and Related Engineering Problems. Ann Arbor, MI: Edwards.
- Murray, A. S., & Wintle, A. G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation measurements*, 32(1), 57-73.
- NCCS, (2018). CH2018 - scénarios climatiques pour la Suisse. National Centre for Climate Services, Zurich. 24 pages. Numéro ISBN 978-3-9525031-1-9
- Nötzli, J. et Gruber, S. (2005). Alpiner Permafrost – ein Überblick. *Jahrbuch des vereins zum Schutz der Bergwelt*, 70, pp. 111-121.
- Osterkamp, T. et Burn, C. (2003). Permafrost. University of Alaska, Fairbanks, AK, USA & Carleton University, Ottawa, ON, Canada. 2003 Elsevier Science Ltd.
- Ou, X. J., Roberts, H. M., Duller, G. A. T., Gunn, M. D., & Perkins, W. T. (2018). Attenuation of light in different rock types and implications for rock surface luminescence dating. *Radiation Measurements*, 120, 305-311.
- Paasche, Ø., Dahl, S. O., Bakke, J., Løvlie, R., & Nesje, A. (2007). Cirque glacier activity in arctic Norway during the last deglaciation. *Quaternary Research*, 68(3), 387-399.
- PERMOS (2019). Permafrost in Switzerland 2014/2015 to 2017/2018. Noetzli, J., Pellet, C. and Staub, B. (eds.), Glaciological Report Permafrost No. 16–19 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, 104 pp, doi:10.13093/permos-rep-2019-16-19
- PERMOS (2020) Swiss Permafrost Monitoring Network PERMOS, data kinematics, consulté à l'adresse <http://newshinypermos.geo.uzh.ch/app/DataBrowser/>
- Potter Jr, N. (1972). Ice-cored rock glacier, Galena Creek, northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), 3025-3058.
- Preusser, F., Müller, B. U., & Schlüchter, C. (2001). Luminescence dating of sediments from the Luthern Valley, central Switzerland, and implications for the chronology of the last glacial cycle. *Quaternary Research*, 55(2), 215-222.
- Proceq. (2017). Scléromètre à béton DIGI-SCHMIDT 2000 modell ND/LD. Mode d'emploi.

- Rangecroft, S., Harrison, S., Anderson, K., Magrath, J., Castel, A. P., & Pacheco, P. (2014). A first rock glacier inventory for the Bolivian Andes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 25(4), 333-343.
- Ramelli, G., Scapoza, C., Mari, S., & Lambiel, C. (2011). Structure interne et dynamique des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (Tessin). In *La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone* (Vol. 36, pp. 177-193). Institut de Géographie de l'Université de Lausanne.
- Reynard, E. (1996). Glaciers rocheux et limite inférieure du pergélisol discontinu dans le vallon de Tortin (Nendaz-Valais). *Bulletin de la Murithienne*, (114), 135-150.
- Reynard, E., Delaloye, R., & Lambiel, C. (1999). Prospection géoélectrique du pergélisol alpin dans le massif des Diablerets (VD) et au Mont Gelé (Nendaz, VS). *Bulletin de la Murithienne*, (117), 89-104.
- Roberts, R. G. (1997). Luminescence dating in archaeology: from origins to optical. *Radiation measurements*, 27(5-6), 819-892.
- Roberts, H. M. (2015). Luminescence Dating, Deep-Sea Marine and Lacustrine. In *Encyclopedia of Scientific Dating Methods* (pp. 409-414).
- Sattler, K., Anderson, B., Mackintosh, A., Norton, K., & de Róiste, M. (2016). Estimating permafrost distribution in the maritime Southern Alps, New Zealand, based on climatic conditions at rock glacier sites. *Frontiers in Earth Science*, 4, 4
- Scapoza, C., Lambiel, C., Baron, L., Marescot, L., & Reynard, E. (2011). Internal structure and permafrost distribution in two alpine periglacial talus slopes, Valais, Swiss Alps. *Geomorphology*, 132(3-4), 208-221.
- Scapoza, C. (2013). *Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires meubles à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin* (Géovisions n°40). Lausanne : Université, Institut de géographie et durabilité.
- Scapoza, C. (2015). Evolution des glaciers et du pergélisol depuis le dernier maximum glaciaire dans la région du mont Gelé-Mont Fort (Alpes Valaisannes, Suisse): chronologie, modalités de la dernière déglaciation et datations des âges d'exposition à l'aide du marteau de Schmidt. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 26(2), 141-173.
- Schoeneich P. (1998a). Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groenland. *Quaternaire* 9: 203–215.
- Schmidt, E. (1951). A Non-destructive concrete tester. *Concrete* 59/8: 34–35.

- Scotti, R., Brardinoni, F., Alberti, S., Frattini, P., & Crosta, G. B. (2013). A regional inventory of rock glaciers and protalus ramparts in the central Italian Alps. *Geomorphology*, 186, 136-149
- Shakesby, R., Richard, A., Matthews, J., Owen, G. (2006) The Schmidt-Hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments *Quaternary Science Reviews* 25 (2006) 2846–2867
- Sorg, A., Kääh, A., Roesch, A., Bigler, C., & Stoffel, M. (2015). Contrasting responses of Central Asian rock glaciers to global warming. *Scientific reports*, 5, 8228.
- Sohbati, R., Murray, A., Jain, M., Buylaert, J. P., & Thomsen, K. (2011). Investigating the resetting of OSL signals in rock surfaces. *Geochronometria*, 38(3), 249-258
- Sohbati, R., Murray, A. S., Chapot, M. S., Jain, M., & Pederson, J. (2012). Optically stimulated luminescence (OSL) as a chronometer for surface exposure dating. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B9).
- Sohbati, R., Murray, A., Porat, N., Jain, M., Avner, U. (2015). Age of a prehistoric “Rodedian” cult site constrained by sediment and rock surface luminescence dating techniques. *Quat. Geochronol.* 30, 90–99.
- Smedley, R. K., Chiverrell, R. C., Ballantyne, C. K., Burke, M. J., Clark, C. D., Duller, G. A. T., ... & Thomas, G. S. P. (2017). Internal dynamics condition centennial-scale oscillations in marine-based ice-stream retreat. *Geology*, 45(9), 787-790.
- Smedley, R. (2018) : Telling the Time with Dust, Sand and Rocks . Research Article|February 01, 2018 *Elements* (2018) 14 (1): 9-14. <https://doi.org/10.2138/gselements.14.1.9>
- Swisstopo. (2005). Carte tectonique de la Suisse 1 :500 000. Elaborée sur les bases de la carte de A. Spicher (1980). Réalisation par l’institut de géologie de l’Université de Berne et la section cartographique géologique de l’Office fédéral des eaux et de la géologie.
- Tanarro, L. M., Palacios, D., Andrés, N., Fernández-Fernández, J. M., Zamorano, J. J., Sæmundsson, Þ., & Brynjólfsson, S. (2019). Unchanged surface morphology in debris-covered
- Wahrhaftig, C., & Cox, A. (1959). Rock glaciers in the Alaska Range. *GSA Bulletin*, 70(4), 383-436.
- Wangenstein, B., Guðmundsson, Á., Eiken, T., Kääh, A., Farbrot, H., & Eitzelmüller, B. (2006). Surface displacements and surface age estimates for creeping slope landforms in Northern and Eastern Iceland using digital photogrammetry. *Geomorphology*, 80(1-2), 59-79.
- Wintle, A. G., & Murray, A. S. (2006). A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation measurements*, 41(4), 369-391.

Winkler, S., & Lambiel, C. (2018). Age constraints of rock glaciers in the Southern Alps/New Zealand—Exploring their palaeoclimatic potential. *The Holocene*, 28(5), 778-790.

Yang, X., Preusser, F., & Radtke, U. (2006). Late Quaternary environmental changes in the Taklamakan Desert, western China, inferred from OSL-dated lacustrine and aeolian deposits. *Quaternary Science Reviews*, 25(9-10), 923-932.

Zoller, L., & Wagner, A. G. (2015) Luminescence Dating, History . J.W. Rink, J.W. Thompson (Eds.), *Encyclopedia Of Scientific Dating Methods*, DOI 10.1007/978-94-007-6304-3

Annexes

Abréviation des tableaux : **Id** = numéro de la station de mesure, **Long** = longitude, **Lat** = latitude, **ALT** = altitude, **NB** = nombre d'impacts, **VAL** = valeur-R, **Ka** = âge obtenue pour la station de mesure en ka, **Std dev** = écart type pour la valeur-R, **error** = erreur calculé pour la mesure de la valeur-R selon Matthews et Winkler (2011) et **erreur (ka)** = l'erreur équivalente en âge.

Schmidt-Hammer Glacier rocheux de La Roussette									
ID	Long	Lat	ALT	NB	VAL	Ka	Std dev.	error	error (ka)
1	46.02135	7.49732	2441	20	47.5	9.355	11.9	1.522	0.669
2	46.02134	7.49719	2444	20	48	8.914	9.7	1.523	0.672
3	46.02125	7.49709	2441	20	48.5	8.473	9.2	1.526	0.680
4	46.02118	7.49709	2448	20	49	8.033	8.9	1.530	0.686
5	46.02117	7.49708	2448	100	49.5	7.592	9.5	1.533	0.676
6	46.02098	7.49755	2456	20	51	6.27	8.6	1.544	0.756
7	46.02087	7.4975	2452	20	47	9.796	8.4	1.518	0.668
8	46.0207	7.49731	2462	20	52.5	4.948	9.1	1.555	0.746
9	46.02072	7.49808	2485	20	47.5	9.355	8.7	1.520	0.670
10	46.02078	7.49829	2487	20	51.5	5.829	8.9	1.548	0.803
11	46.02074	7.49846	2492	20	49.5	7.592	9.4	1.533	0.706
12	46.02075	7.49847	2492	100	50	7.151	8.3	1.537	0.677
13	46.02025	7.49928	2530	20	50.5	6.71	8.5	1.541	0.749
14	46.02013	7.49918	2535	20	51.5	5.829	10.2	1.548	0.817
15	46.02001	7.49899	2534	20	50.5	6.71	8.7	1.541	0.784
16	46.01987	7.49884	2537	20	52.5	4.948	6.5	1.555	0.743
17	46.0197	7.49865	2542	20	49	8.033	9	1.530	0.685
18	46.02004	7.500792	2581	20	51	6.27	9.5	1.544	0.864
19	46.01997	7.50074	2582	20	51	6.27	8.6	1.544	0.796
20	46.01987	7.50052	2580	20	50	7.151	7.2	1.537	0.713
21	46.01986	7.50053	2580	100	50.5	6.71	9.2	1.541	0.679
22	46.01977	7.50019	2578	20	51.5	5.829	8.2	1.548	0.808
23	46.01963	7.50005	2582	20	48	8.914	8	1.523	0.674
24	46.01946	7.49987	2583	20	53	4.507	7.2	1.559	0.717
25	46.01927	7.49974	2578	20	54	3.625	8.6	1.566	0.696
26	46.0192	7.49965	2578	20	52.5	4.948	6.9	1.555	0.808
27	46.01943	7.50185	2643	20	54	3.625	10	1.566	0.700
28	46.0196	7.50197	2634	20	53.5	4.066	8	1.562	0.700
29	46.01941	7.50176	2639	20	53	4.507	7.9	1.559	0.713
30	46.01952	7.50199	2636	100	51.5	5.829	8.4	1.548	0.682
34	7.50431	46.01716	2773	40	58	12	7.6	1.595	0.660
35	7.49656	46.02651	2307	40	44.5	0.1	8.1	1.620	0.797

Schmidt-Hammer Glacier rocheux du Mont Gelé 1									
ID	Long	Lat	ALT	VAL	NB	Ka	Std dev.	error	error (ka)
1	46.09582	7.28664	2751	53.5	100	3.16	9.8	1.517	0.667
2	46.09603	7.28661	2741	51	100	5.35	9.3	1.733	0.762
3	46.09607	7.28654	2739	51	20	5.35	9.1	1.793	0.788
4	46.09599	7.2867	2740	55	20	1.85	6.4	1.524	0.670
5	46.09589	7.28682	2741	54.5	20	2.28	6.7	1.567	0.689
6	46.09604	7.28697	2737	52	100	4.47	8.9	1.622	0.713
7	46.09596	7.28746	2720	46.5	20	9.28	9.8	1.643	0.722
8	46.09579	7.28721	2726	51.5	20	3.16	9.9	1.589	0.699
9	46.09579	7.2878	2712	53.5	20	4.03	9.7	1.878	0.825
10	46.09601	7.28788	2700	51	20	5.35	8.3	1.631	0.717
11	46.09597	7.28799	2709	54	20	2.72	6.8	1.653	0.727
12	46.09595	7.2881	2709	52.5	100	4.03	7.8	1.656	0.728
13	46.0959	7.28805	2706	49.5	20	6.66	7	1.631	0.717
14	46.09616	7.28844	2678	52.5	20	4.47	8.5	1.640	0.721
15	46.09617	7.28844	2681	52.5	100	4.03	8.5	1.685	0.741
16	46.09628	7.28837	2679	52	20	2.72	6.7	1.723	0.757
17	46.09641	7.2882	2682	54	20	4.47	9.1	1.764	0.775
18	46.09656	7.28868	2656	49	20	7.1	10.8	1.650	0.725
19	46.09667	7.28874	2652	52	100	4.91	7.2	1.645	0.723
20	46.09651	7.28886	2655	46	20	9.72	8.5	1.635	0.719
21	46.09645	7.28902	2656	47.5	20	8.41	10.8	1.654	0.727
22	46.09671	7.28935	2637	51.5	20	5.35	12.3	2.117	0.930
23	46.09672	7.28936	2637	51	100	6.22	10.5	1.800	0.791
24	46.0967	7.28937	2641	50.5	20	5.78	10	1.601	0.704
25	46.09681	7.28931	2639	51.5	20	4.91	9.3	1.857	0.816
26	46.09687	7.28921	2636	50	20	4.91	8.7	1.888	0.829
27	46.09689	7.28912	2641	50	20	6.22	9.2	1.745	0.767
28	46.09694	7.28905	2635	51.5	20	5.35	8.9	1.622	0.713
29	46.09726	7.28944	2620	46.5	20	9.28	7.8	1.777	0.781
30	46.09726	7.28967	2619	45	20	10.6	9.1	1.767	0.777
31	46.09717	7.28976	2619	47	20	8.85	9.3	1.742	0.765
32	46.09703	7.28974	2620	46.5	20	9.28	8.8	1.831	0.805
33	46.09702	7.28973	2620	51	100	4.91	8.7	1.739	0.764

Schmidt-Hammer Glacier rocheux de Mont Gelé 2									
ID	Long	Lat	ALT	NB	VAL	Ka	Std dev.	error	error (ka)
34	46.09691	7.28825	2652	51	20	5.35	9.5	1.872	0.822
35	46.09704	7.28814	2657	46	20	9.72	9.6	1.642	0.722
36	46.09721	7.28809	2660	48	20	7.97	5.7	1.611	0.708
37	46.09722	7.2881	2661	47.5	100	8.41	7.4	1.621	0.713
38	46.09706	7.28782	2669	50.5	100	5.78	8.9	1.842	0.809
39	46.09707	7.28783	2670	50.5	20	5.78	6.7	1.667	0.733
40	46.09698	7.2878	2665	50.5	20	5.78	6.6	1.659	0.729
41	46.09713	7.28764	2667	46.5	20	9.28	9.1	1.636	0.719
42	46.09731	7.28755	2675	52	29	4.47	6.9	1.766	0.776
43	46.09747	7.28742	2673	52	20	4.47	7.3	1.795	0.789
44	46.09748	7.28716	2684	44.5	20	11.03	8.2	1.654	0.772
45	46.09749	7.28717	2685	49.5	100	6.66	9.2	1.860	0.817
46	46.0969	7.28743	2686	50.5	100	5.78	9.5	1.907	0.838
47	46.09691	7.28744	2686	50.5	20	5.78	9	1.784	0.784
48	46.09701	7.28719	2692	50.5	20	5.78	8.1	1.742	0.766
49	46.09708	7.28694	2691	47.5	20	8.41	11.7	1.686	0.741
50	46.09713	7.28654	2700	50.5	20	5.78	9.7	1.793	0.788
51	46.09692	7.2864	2700	52	20	4.47	9.8	1.949	0.856
52	46.09666	7.28651	2714	52.5	20	4.03	8.9	1.855	0.815
53	46.0966	7.28675	2717	52	100	4.47	8.9	1.594	0.701
54	46.09661	7.28676	2717	50	20	6.22	8.8	1.719	0.756
55	46.09645	7.28696	2722	47.5	20	8.41	6.9	1.623	0.714
57	46.09764	7.28750	2673	43.5	40	12.0	7.6	1.669	0.930
58	46.09536	7.28625	2767	57	40	0.1	7.3	1.438	0.579