Études des fluctuations glaciaires dans le massif du Mont- Blanc depuis la fin du Dryas Récent à partir des nucléides cosmogéniques in situ

Marie Protin

▶ **To cite this version:**

Marie Protin. Études des fluctuations glaciaires dans le massif du Mont- Blanc depuis la fin du Dryas Récent à partir des nucléides cosmogéniques in situ. Géochimie. Aix Marseille Université, 2019. Français. NNT : . tel-02301654

HAL Id: tel-02301654
https://theses.hal.science/tel-02301654

Submitted on 30 Sep 2019

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

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

UNIVERSITE D'AIX-MARSEILLE

ED 251 – Sciences de l'environnement

CEREGE/UMR 7330

Thèse présentée pour obtenir le grade universitaire de docteur

Spécialité : Géosciences de l'environnement

Marie PROTIN

Études des fluctuations glaciaires dans le massif du Mont-Blanc depuis la fin du Dryas Récent à partir des nucléides cosmogéniques *in situ*

Study of glacial fluctuations in the Mont-Blanc massif since the end of the Younger Dryas using *in situ* cosmogenic nuclides

Soutenue le 09/05/2019 devant le jury :

Martin ROY	UQAM, Montréal, Canada	Rapporteur
Joerg SCHAEFER	LDEO, New-York, USA	Rapporteur
Pierre-Henri BLARD	CRPG, Nancy, France	Examinateur
Kristina HIPPE	Freie Universität, Berlin, Allemagne	Examinatrice
Vincent JOMELLI	LPG, Paris, France	Examinateur
Jean-Louis MUGNIER	ISTerre, Chambéry, France	Directeur de thèse
Irene SCHIMMELPFENNIG	CEREGE, Aix-en-Pce, France	Co-directrice de thèse

Numéro nationale de thèse/suffixe local : 2019AIXM0121/012ED251

Résumé

La reconstitution des chronologies glaciaires au cours de l'Holocène (i.e. depuis 11,7 ka) apporte des informations importantes à la compréhension de l'évolution morphologique et climatique des domaines montagneux englacés. En effet, les glaciers de montagne sont reconnus pour réagir aux changements climatiques (en particulier aux variations de température et de précipitations), même de faible amplitude. Comprendre localement leur réaction aux variations climatiques passées permet de mieux projeter leur comportement futur. Les moraines et roches moutonnées sont des marqueurs géomorphologiques des extensions passées des glaciers, les dater à l'aide du nucléide cosmogénique *in situ* ^{10}Be apporte des informations importantes pour la compréhension du comportement passé des glaciers. De plus, l'étude des polis glaciaires récemment découverts par le retrait actuel des glaciers à l'aide de la nouvelle approche combinant le ^{10}Be et ^{14}C *in situ* cosmogéniques permet à la fois l'investigation des périodes de retrait glaciaire au cours de l'Holocène, dont la connaissance est aujourd'hui très restreinte, et la quantification de l'érosion sous-glaciaire Holocène.

Ces deux approches sont utilisées dans cette étude dans le massif du Mont-Blanc (MMB) où la connaissance que l'on a des fluctuations glaciaires au cours de l'Holocène est encore très incomplète, bien que celui-ci soit le plus englacé d'Europe. Dans ce but, des chronologies glaciaires détaillées ont été réalisées à partir de 43 datations réalisées sur des moraines et des polis glaciaires par ^{10}Be cosmogénique sur les glaciers d'Argentière et de Talèfre, retraçant les avancées ou stagnations majeures ayant eu lieu entre -12 ka (fin du Dryas Récent) et aujourd'hui. Les chronologies obtenues pour le début de l'Holocène sont en accord avec de nombreuses autres chronologies établies des Alpes, soulignant le caractère relativement synchrone du comportement des glaciers alpins au cours de la déglaciation entre 12 et 10 ka, pouvant être le signe d'une réponse à un forçage climatique de portée hémisphérique. Une modélisation climatique appliquée aux avancées du glacier d'Argentière suggère une gamme de températures potentielles lors de cette période dans le MMB entre -5,5°C et -3,6°C par rapport à l'actuel, en supposant des précipitations entre 45% plus basses et 10% plus importantes que celles actuelles. Cette gamme de température est en accord avec des reconstitutions paléoclimatiques à partir d'enregistrements polliniques en Europe. Ce modèle a de plus permis de mettre en évidence des fluctuations du glacier liées aux variations des précipitations locales au cours du Petit Âge Glaciaire (PAG ; 1550-1860 CE), superposées au rôle dominant des températures.

Enfin, l'étude de 21 polis glaciaires désenglacés au cours du dernier siècle aux abords de la Mer de Glace et des glaciers Talèfre et d'Argentière a montré de faibles concentrations en ^{10}Be, inférieures à 2 x10^4 at.g^{-1} dans la plupart des cas. L'érosion sous-glaciaire semble avoir été trop

forte pour préserver suffisamment d'isotopes cosmogéniques pour une analyse combinée du ^{10}Be et ^{14}C *in situ*. Celle-ci a cependant pu être appliquée sur l'un des polis les moins érodés, ce qui a permis une quantification préliminaire des périodes de retrait (par rapport à l'extension glaciaire de 1939) estimées à plus de 9440 ans en cumulé au cours de l'Holocène, ainsi qu'une érosion locale de 0.5 m durant les ~960 ans de recouvrement glaciaire de ce site dégagé depuis 1939.

Les résultats de cette thèse combinés avec les données existantes montrent ainsi qu'à part les extensions avancées au cours de la déglaciation du début de l'Holocène et les ré-avancées successives pendant l'Holocène supérieur culminant au cours du PAG, les glaciers dans le MMB semblent avoir été confinés au sein de leurs extensions du début du 17^{ième} siècle pendant au moins 2/3 de la durée de l'Holocène.

Abstract

The reconstruction of glacial chronologies during the Holocene (i.e. the past 11.7 ka) provides valuable information for the understanding of the morphologic and climatic evolution of ice-bearing mountainous regions. Indeed, mountain glaciers are well known to be very sensitive to climate changes (especially temperature and precipitations variations), even to those of low amplitude. Understanding their reaction to past climate variations at local scale allows a better comprehension of their future evolution. Moraines and « roches moutonnées » are geomorphologic indicators of the glaciers' past extensions, and dating them using the *in situ* cosmogenic nuclide ^{10}Be provides important information about their past behaviour. Moreover, studying glacially-polished bedrock surfaces, uncovered by recent glacier shrinkage, using the new approach combining *in situ* cosmogenic ^{14}C and ^{10}Be allows the simultaneous investigation of glacial retreat periods during the Holocene and the quantification of Holocene sub-glacial erosion rates, which are both still poorly known.

These two approaches are applied in the Mont-Blanc massif (MBM) where glacial fluctuations during the Holocene are still poorly understood, although it is the most heavily glaciated massif in Europe. In order to achieve this, detailed glacial chronologies have been established from 43 cosmogenic ^{10}Be ages of moraine boulders and glacially polished bedrock samples from Argentière and Talèfre glaciers, documenting the main advances and stagnations between ~12 ka (end of the Younger Dryas) and the present. The chronologies obtained for the beginning of the Holocene agree with numerous other chronologies established in the Alps, thus emphasizing the broadly synchronous behavior of the alpine glaciers during the deglaciation between 12 and 10 ka, which could be the sign of a response to a climate forcing on a hemispheric scale. Climate modelling applied to the advanced extents of the Argentière glacier suggests a probable temperature range in the MBM during this period between -5.5 and -3.6°C compared with modern temperatures, assuming precipitation values between 45% lower and 10% higher than today. This temperature range is coherent with paleoclimatic reconstruction based on pollen records in Europe. Moreover, this model showed fluctuations of the glacier due to local precipitations variations during the Little Ice Age (LIA; 1550-1860 CE), superimposed to the dominant role of temperatures.

Finally, the study of 21 glacially polished bedrock samples uncovered from ice during the last century in the vicinity of Mer de Glace and Talèfre and Argentière glaciers showed low ^{10}Be concentrations, lower than 2 x10^{4} at.g^{-1} in most cases. The sub-glacial erosion seems to have been too high to preserve enough cosmogenic nuclides for a combined analysis of *in* situ ^{10}Be and ^{14}C. However, such an analysis was carried out on one of the least eroded polished bedrock samples, which allowed a preliminary quantification of the shrinkage periods estimated to a

cumulated duration of more than 9440 years during the Holocene (compared to the glacial extension of 1939), as well as 0.5 m local erosion during the ~960 years of glacial covering of this site, uncovered since 1939.

The results of this PhD combined with already existing data show that except for the large extents during the early Holocene deglaciation and the successive re-advances during the late Holocene culminating during the LIA, glaciers in the MBM seem to have been restricted to their early 17th century extensions for at least the 2/3rd of the Holocene.

“Good things happen when you meet strangers.”

Yo-Yo Ma

Remerciements

Finalement m'y voilà ! L'écriture des remerciements, la partie qui me semblait jusqu'à maintenant être simple à rédiger mais m'apparaît soudainement lourde de responsabilités tant j'ai peur d'oublier quelqu'un. Beaucoup de gens m'ont aidé, d'une manière ou d'une autre, consciemment ou non, au cours de ces 3 ans et demi. Moi qui aime rester dans mon coin et me débrouiller au maximum par moi-même, j'ai été obligé de sortir de ma zone de confort, et cela pour le meilleur ! Je vais donc faire de mon mieux pour remercier comme il se doit les personnes qui m'ont accompagné.

Mes premiers remerciements vont naturellement à mes deux directeurs de thèse, Irene et Jean-Louis. Merci à tous deux de m'avoir fait confiance dès le début et tout le long de cette thèse, ce fut un levier important pour que moi-même je puisse me faire confiance. Merci de m'avoir permis de voyager, en France et ailleurs, et de découvrir aussi bien des villes gigantesques que des coins perdus de montagne ! Irene, cela a été un plaisir de travailler avec toi au quotidien, merci d'avoir été si à l'écoute et disponible, merci de m'avoir transmis tant de choses. Jean-Louis, merci de m'avoir poussé à voir plus loin que le bout de mon nez et de m'avoir appris à prendre de l'assurance. J'aurais décidément beaucoup appris à vos côtés, autant en sciences que sur moi-même.

Un grand merci ensuite à mon jury. Merci à Martin Roy et Joerg Schaefer d'avoir accepté d'en être les rapporteurs. Merci pour votre relecture détaillée de ces travaux, vos retours constructifs et d'être venu de loin pour assister à leur présentation. Merci à Vincent Jomelli, PH Blard et Kristina Hippe pour en avoir été les examinateurs et pour l'intérêt que vous y avez porté.

Je tenais également à remercier les membres de mon comité de thèse, Vincent Godard, Pierre Valla et PH Blard. Votre bienveillance au cours de ces années m'aura été précieuse et m'aura donné des élans de motivation bien utiles. Vincent merci pour ton aide et tes conseils, surtout sur la fin. Pierre merci pour ta curiosité et pour avoir pris de mes nouvelles en cours de route. Merci en particulier à PH, pour me suivre depuis le tout début et pour m'avoir donné les armes nécessaires pour m'attaquer à cette montagne !

Merci à l'Agence Nationale de la Recherche pour le financement de ces travaux à travers le projet ANR VIP Mont-Blanc. Merci aux sociétés EMOSSON et EDF pour nous avoir permis de prélever des échantillons à partir de leurs galeries sous-glaciaires.

S'ensuit ensuite une multitude de personne qui m'ont aidé à avancer dans mon travail, grâce à qui ces années ont été riches à la fois en découvertes, en apprentissage et en rencontres, et sans qui cette thèse serait resté au stade de synthèse bibliographique !

Sur le terrain et plus loin

Un grand merci à Melaine Le Roy, pour ton aide et le partage de ton immense connaissance sur le sujet ! Merci à Ludovic Ravanel et Philip Deline pour votre disponibilité et le partage de votre expérience du terrain. Pour la néophyte du massif du Mont-Blanc que j'étais, vos partages ont été d'une grande valeur ! Merci à Luc Moreau pour la découverte des dessous du glacier d'Argentière. Merci à Jean-François Buoncristiani et Benjamin Pohl de m'avoir prêté main forte. Merci à tous pour ces chouettes journées de terrains, pour votre aide et vos relectures.

Au CEREGE

Merci aux membres de l'équipe du LN2C, pour les coups de pouces et les discussions qui font passer le temps plus vite en manips. En particulier, un grand merci à Magali Ermini, avec qui ce fut un plaisir de passer du temps à travailler sur la ligne ^{14}C *in situ* dans la bonne humeur malgré les galères, merci pour toutes les discussions que nous avons pu avoir et pour ton soutien. Également un grand merci à Laëtitia Léanni pour tes conseils avisés et ton aide immense lorsque tout ne s'est pas passé comme prévu. Et enfin à ASTER Team, merci à Didier Bourlès pour ton accueil, ainsi qu'à Georges Aumaitre et Karim Keddadouche pour votre disponibilité, votre écoute et votre gentillesse. Merci à Thibault de Garidel-Thoron, Hélène Mariot, Frauke Rostek, Mélanie Baroni et autres personnes de l'équipe climat avec qui j'ai pu discuter et travailler. Merci ensuite au Sigéo, à Phillipe Dussouillez et Jules Fleury, pour l'aide technique sur ArcGIS et les données IGN. Merci à Manuela Capano pour les coulisses de la datation des cernes d'arbres et à François demory pour ses conseils techniques. Merci également à Patricia Rieu, Hajer Sebti, Noémie Garron, Sylvie Defreitas, Francine Lantonnet et Isabelle Hammad pour leur aide précieuse à travers les méandres administratifs.

At LDEO

Thank you to Joerg Schaefer for giving me the opportunity of staying at Lamont. A hearty thanks to Roseanne Schwartz, Jean Hanley and Jennifer Lamp for having taught me so much! I keep a really great memory of my time at Lamont. Thank you all for your warm welcome.

Autre part en France

Un grand merci à Vincent Favier d'avoir pris du temps pour m'apprendre à maitriser la modélisation PDD et sans qui je ne serais pas allé très loin là-dedans. Merci à Antoine Rabatel, Christian Vincent, Delphine Six et Daniel Joly pour le partage de données divers qui m'ont été rudement utiles. Merci à Benjamin Lehmann pour l'entre aide et le partage de bonnes infos !

Pour arriver au bout en ayant le sourire, on a bien besoin d'aides de camp pour se changer les idées et faire autre chose que travailler, beaucoup de merci à ceux qui ont rendu ça possible !

Tout d'abord un très grand merci aux occupants, déserteurs ou non, de Burotopia. Amandine, Jonathan, Riccardo et Nicolas, pour le partage de tous ces moments de joie, de rire, ou de désespoir selon les cas. Une pensée particulière pour Amandine qui aura été avec moi de bout en bout ! Merci à Camille, avec qui j'ai tant aimé partager les pauses yogesque. Merci à Céline pour les parties de mölki aux dénouements improbables, et également à Amélie pour nos sorties impromptues. Merci à Sébastien, Romain, Maureen et Nina, qui ont embarqué en même temps et avec qui ce fut un plaisir d'échanger sur nos expériences et galères respectives. Merci à Benjamin pour toutes tes infos insolites ! Merci à Didier pour tes visites dans notre bureau. Merci à Nith et Solenn pour avoir héberger de si bonnes soirées. Merci à Agathe, Marie, Franck, Adrien, Chloé, Brina, Lisa, Clément, Alexandre, Nannan, Amandine S., et tous ceux que j'ai pu croiser plus ou moins longtemps ! Je ne vous remercie pas d'avoir transformé mon bureau en lit à baldaquin de qualité douteuse mais je vous remercie du fond du cœur pour les lancers d'avions en papier ou autres fléchettes, pour les plans de restructurations de bureaux, pour les post-it qui font sourire, pour les mimes qui font rigoler, pour les discussions qui font tenir le coup, pour les soirées et escapades qui changent les idées et je ne sais encore quelles autres choses.

Un grand merci aux deux personnes qui m'ont offert des bouffées d'oxygène salvatrices tout au long de ces années, j'ai nommé Annelise au violoncelle et Natalie au yoga. Votre bienveillance, vos sourires et votre gentillesse m'auront à de multiples reprises aidés à arrêter de broyer du noir.

Merci à Laurène et Marion, Mathilde, Clément et Alexis pour les week-end de retrouvailles un peu partout, pour les voyages plus ou moins organisés et tout simplement votre amitié ! Merci à Wendy et Claire F. pour votre soutien et vos partages même de loin. Merci également à toute l'équipe de M2, en particulier à Claire A. !

Merci à ma famille ! Particulièrement, un immense merci à mes parents pour votre soutien, efficace malgré la distance. Si j'ai eu les moyens de faire ce qui me plait jusqu'à présent c'est bien grâce à vous, merci de m'avoir autant encouragé. Un aussi grand merci également à mes frères, qui heureusement sont là, pour toutes vos attentions !

Enfin, un plus que très grand merci à Nicolas, qui a réussi à me faire tenir en un seul morceau jusqu'à la fin. Merci de m'avoir encouragé, de m'avoir secoué ou de m'avoir réconforté lorsque j'en avais besoin !

Pour résumer : merci à tous !

Table des matières

Introduction générale 19

CHAPITRE 1: Les glaciers : outils de la reconstitution du climat 27

1.1 La sensibilité des glaciers aux conditions climatiques 29

1.1.1 Le bilan de masse d'un glacier 29

1.1.2 L'influence du climat sur les glaciers 31

1.2 Enregistrement des variations du glacier par les morphologies glaciaires 32

1.2.1 Modelage des polis glaciaires et roches moutonnées 32

1.2.2 Formation des moraines 35

1.3 Reconstitutions climatiques à partir des modelés glaciaires 35

1.3.1 Reconstitutions basées sur la reconstruction de la LEG 35

1.3.2 Reconstitutions couplées à des modèles physiques 37

1.4 Climat et enregistrements glaciaires holocènes dans les Alpes et le massif du Mont-Blanc 38

1.4.1 L'Holocène dans les Alpes à travers les variations climatiques et glaciaires 38

1.4.2 Les chronologies glaciaires holocènes dans le massif du Mont-Blanc 41

CHAPITRE 2 : Datation de l'exposition des morphologies glaciaires par nucléides cosmogéniques *in situ* 45

2.1 De la formation des nucléides cosmogéniques *in situ* à la détermination de l'exposition d'une surface 47

2.1.1 Production des nucléides cosmogéniques *in situ* 47

2.1.2 Equation de production 51

2.1.3 Dépendances de la production 51

***2.2* Datation des morphologies glaciaires en utilisant le ^{10}Be et le ^{14}C *in situ*.. ..... 52**

2.2.1 Datation du dépôt des moraines par ^{10}Be 52

2.2.1.1 Principe et apport de la datation des moraines 52

2.2.1.2 Utilisation du ^{10}Be 54

2.2.2 Datations de polis glaciaires par ^{10}Be et ^{14}C *in situ* 55

2.2.2.1 Principe et apport de la datation des polis glaciaires 55

2.2.2.2 Utilisation de la paire ^{10}Be-^{14}C in situ 56

2.2.2.3 Limites de l'utilisation de la paire ^{10}Be-^{14}C in situ 58

CHAPITRE 3 : Méthodologie analytique de préparation des échantillons 63

3.1 Isolation du quartz 65

3.1.1 Protocole en routine au CEREGE 65

3.1.2 L'alternative de la flottation 68
3.2 Isolation et mesure du ^{10}Be 71
3.2.1 Protocole classique de mesure du ^{10}Be au CEREGE 71
3.2.1.1 Isolation du ^{10}Be cosmogénique 71
3.2.1.2 Mesure par spectrométrie de masse par accélérateur 73
3.2.2 Difficultés rencontrées et adaptation du protocole 75
3.2.3 Critères pour déterminer la fiabilité des mesures 79
3.3 Isolation et mesure du ^{14}C *in situ* 81
3.3.1 Extraction et purification du CO_2 81
3.3.2 Mesure par spectrométrie de masse 83
3.3.3 Applicabilité de la paire ^{10}Be-^{14}C *in situ* à nos échantillons des glaciers du massif du Mont-Blanc 83
CHAPITRE 4 Millennial scale synchronism of glacier fluctuations during the Younger Dryas/Early Holocene transition across the European Alps – new evidence from cosmogenic ^{10}Be glacier chronologies in the Mont-Blanc massif (French Alps) 87
Abstract 90
Keywords 91
4.1 Introduction 91
4.2 Study site, geomorphologic setting 92
4.3 Methodology 95
4.4 Results 98
4.5 Discussion 100
4.5.1 Oscillations of Talèfre glacier since the Younger Dryas 100
4.5.2 Comparison with other alpine chronologies 101
4.5.3 Climatic variations during the YD/EH transition in the Alps 110
4.6 Conclusion 113
Acknowledgements 113
CHAPITRE 5 Climatic reconstruction for the Younger Dryas/Early Holocene transition and the Little Ice Age based on paleo-extents of Argentière glacier (French Alps) 115
Abstract 118
Keywords 119
5.1 Introduction 119
5.2 Study site, geomorphologic setting and previous work on the past fluctuations of Argentière glacier 121
5.3 Methodology 125

5.3.1 Sampling and cosmogenic ^{10}Be ages 125
5.3.2 Glacier reconstruction and paleoclimatic modelling 127
5.4 Results 130
5.4.1 Moraine and bedrock exposure ages 130
5.4.2 ELAs determination 136
5.4.3 Paleoclimatic results 137
5.5 Discussion 139
5.5.1 Holocene oscillations of Argentière glacier 139
5.5.2 Paleoclimatic interpretations 140
5.6 Conclusions 142
Acknowledgements 143
CHAPITRE 6 Preliminary work on reduced glacier extents and subglacial erosion rates in the Mont-Blanc massif 145
Introduction 147
6.1 Study sites 149
6.1.1 The Mer de Glace study site and previous chronological work 149
6.1.2 Argentière and Talèfre glaciers sites 152
6.2 Methods 154
6.2.1 Determination of Holocene exposure and burial durations and subglacial erosion rate 154
6.2.1.1 Equations used for burial duration and eroded depth determination 155
6.2.1.2 Assumptions 157
6.2.2 Sampling procedure 158
6.2.3 Cosmogenic nuclide methodology 158
6.2.3.1 ^{10}Be methodology 158
6.2.3.2 In situ ^{14}C methodology 163
6.3 Description of sampling sites 163
6.3.1 Samples from Mer de Glace 163
6.3.2 Samples from Argentière glacier 164
6.3.3 Samples from Talèfre glacier 165
6.4 Results 165
6.4.1 ^{10}Be results 165
6.4.2 *In situ* ^{14}C result 166
6.4.3 Holocene exposure and burial duration and subglacial erosion rate of MDG-15-1 168
6.4.4 Estimation of subglacial erosion rates 168
6.5 Discussion 173
6.5.1 Periods of reduced glacier extent of Mer de Glace during the Holocene 173

6.5.2 Investigation of subglacial erosion rate in the Mont-Blanc massif.....175
6.6 Conclusion.....177
Conclusion générale et perspectives 179
Bibliographie 183
Annexes 199
Annexe A : Protocole de séparation du quartz des feldspaths et biotites par méthode de flottation 200
Annexe B : Tableaux complémentaires du Chapitre 4.....202

Table des figures

Figure 1.1 : Vues de la Mer de Glace (tirée de Zumbühl and Nussbaumer, 2018). 19

Figure 1.2 : Compilation des chronologies glaciaires à travers le monde (tiré de Solomina et al. (2015)). 21

Figure 1.3 : Comparaison de la variation de l'ordre de grandeur des taux d'érosion glaciaire en fonction de l'intervalle de temps considéré et de la localisation géographique (Koppes and Montgomery, 2009). 22

Figure 1.4: Localisation de la zone d'étude des travaux de thèse.. 23

Figure 1.1 : Coupe schématique d'un glacier de montagne, mettant en évidence la zone d'ablation, la zone d'accumulation et la ligne d'équilibre glaciaire 30

Figure 1.2 : Photographies (a) stries glaciaires (Mer de Glace) ; (b) roche moutonnée (glacier d'Argentière) et (c) moraines latérale (glacier de Talèfre). 34

Figure 1.3 : Illustration d'une reconstitution de la variation de la température à partir de l'estimation de la variation des paléo-lignes d'équilibre glaciaire (ELA).. 36

Figure 1.4 : Contextualisation de la période Holocène en comparaison avec différents enregistrements climatiques globaux et Alpins.. 39

Figure 1.5 : Synthèse des fluctuations glaciaires et de l'évolution du climat au cours du Dryas Récent et de l'Holocène (tiré de Ivy-Ochs et al., 2009) 42

Figure 2.1 : Illustration des différentes étapes de formation des nucléides cosmogéniques *in situ*. 48

Figure 2.2 : Evolution des productions de ^{10}Be (courbe bleue) et de ^{14}C *in situ* (courbe rouge) en fonction de la profondeur. 50

Figure 2.3 : Schéma explicatif du principe de datation de l'âge d'exposition des blocs morainiques par ^{10}Be cosmogénique. 53

Figure 2.4 : Schéma explicatif de la datation d'un poli glaciaire par ^{10}Be et ^{14}C *in situ* 56

Figure 2.5 : Modélisation de l'évolution de l'incertitude sur la durée de recouvrement en fonction de l'incertitude sur la concentration de ^{10}Be mesurée dans la surface étudiée, pour différentes incertitudes sur la concentration de ^{14}C *in situ* mesurée. 60

Figure 2.6 : Modélisation de l'évolution de la concentration de ^{10}Be au sein d'une surface en fonction du taux d'érosion sous-glaciaire dans le cas de différents scénarios de temps d'exposition (t_{exp}) et de recouvrement (t_b). 61

Figure 3.1 : Présentation des différentes étapes, physiques et chimiques, permettant d'isoler le quartz des autres constituants d'une roche à partir de la roche brute. 67

Figure 3.2 : Photographies à la loupe binoculaire (x13) des différentes fractions obtenues lors de l'isolation des grains de quartz par la méthode de flottation, depuis la roche totale broyée jusqu'aux grains de quartz purifiés. 70

Figure 3.3 : Schématisation des différentes étapes réalisées pour l'isolation du ^{10}Be et la mesure du rapport ^{10}Be/^{9}Be par spectrométrie de masse par accélérateur à partir de grains de quartz purifiés.. 72

Figure 3.4 : Dessin technique du spectromètre de masse par accélérateur ASTER. Le trajet de différents éléments est figuré part différents traits de couleurs. 74

Figure 3.5 : Exemple de deux mesures réalisées sur des échantillons de polis glaciaires dans le cadre de cette étude..... 76

Figure 3.6 : Exemples de résidu obtenu à l'issu du test de pureté réalisé sur des grains de quartz purifiés et nettoyés. 78

Figure 3.7 : Schématisation simplifiée des différentes étapes de l'extraction du ^{14}C *in situ* réalisées à partir de grains de quartz purifiés afin de mesurer le rapport $^{14}C/^{12}C$ sur spectromètre de masse..... 82

Figure 4.1: Location of the Talèfre glacier and study area "Jardin de Talèfre"..... 93

Figure 4.2: (a) Photography of the « Jardin de Talèfre » in the year 1890; (b) oblique aerial photography of the "Jardin de Talèfre" in September 2016 94

Figure 4.3: Moraines and sample locations in the "Jardin de Talèfre", mapped on the 5 m IGN DEM RGE ALTI and aerial images.. 95

Figure 4.4: Summed probability plots (colored curves) of the individual moraine sample ages (black curves, analytical error only) from Talèfre glacier 98

Figure 4.5: Estimation of past extents of Talèfre glacier, based on mapping of the preserved moraines and interpretation of ^{10}Be dating..... 99

Figure 4.6: Chronology of culminations of Talèfre and Argentière glaciers based on the ^{10}Be mean ages of the glacial landforms in this study and Chapter 5 [panels D and E] compared to independent paleoclimate records [panel A] and to other glacier chronology studies in the Alps..... 104

Figure 4.7: Geographic characteristics of the Alpine glaciers and comparison of ELA depression (relative to LIA).. 111

Figure 5.1 : General overview of the study area. 122

Figure 5.2 : Geomorphic map of the study area with individual sample locations on the 5 m IGN DEM RGE ALTI..... 124

Figure 5.3 : Photographs of sample sites at Argentière glacier. 125

Figure 5.4 : Climatic data of Argentière glacier between 1979 and 2002 at ~ 2000 m a.s.l. . 128

Figure 5.5 : Annual temperature anomalies (reference period 1979-2002) and annual precipitation in the west part of the Alps from the HISTALP time series (Auer et al., 2007) and front variation of the Argentière glacier..... 129

Figure 5.6: Comparison between observed mass balance (1979-2002; Glacioclim Network) on the Argentière glacier (blue dotes) and mass balance calculated by the PDD model (red curve)..... 130

Figure 5.7: Individual ^{10}Be exposure ages (white boxes) and mean ^{10}Be ages (colored boxes) of glacial landforms (moraines and glacially polished bedrock) in the study areas of the Argentière glacier. 131

Figure 5.8 : Summed probability plots of ^{10}Be boulder ages from Argentière glacier. 132

Figure 5.9 : Estimation of past extensions of the Argentière glacier, based on mapping of the preserved moraines and interpretation of ^{10}Be dating.....135

Figure 5.10 : Paleoclimatic reconstructions of the Argentière glacier for the YD/EH transition (blue), 1600 CE (orange), 1820 CE (purple) and 1850 CE (pink) glacier extent.....137

Figure 5.11 : Same as Figure 10, but for the YD/EH transition (blue), 1820 CE (purple) and 1850 CE (pink) glacier extent only, with marks of the paleoclimatic interpretations.....141

Figure 6.1:General overview of the Mont-Blanc massif 149

Figure 6.2: Geomorphic map of Mer de Glace study area with individual sample locations on the 5 m IGN DEM RGE ALTI. 150

Figure 6.3: Previous reconstructions of Mer de Glace fluctuations.. 151

Figure 6.4:Geomorphic map of Argentière study area with individual sample locations on the 5 m IGN DEM RGE ALTI.....153

Figure 6.5: Geomorphic map of Talèfre glacier study area with individual sample locations on the 5 m IGN DEM RGE ALTI.. 154

Figure 6.6: Photography of sampled surfaces and sampling. 159

Figure 6.7: Measured ^{10}Be and ^{14}C concentration in sample MDG-15-1 compared to the theoretical evolution of these concentrations that are modelled from the potential fluctuation scenarios of Mer de Glace during the Holocene.. 167

Figure 6.8: Topographic sections of (A) “Chapeau” transect and (B) “Montenvers” transect at Mer de Glace based on the 5 m IGN DEM RGE ALTI..... 169

Figure 6.9: Topographic sections of the “Crèmerie” (S-E) in green and of the “Lognan” transect (SW-NE) in yellow at Mer de Glace on the 5 m IGN DEM RGE ALTI.. 171

Figure 6.10: Same as Figure 6.5 but showing the calculated subglacial erosion rates. 172

Figure 6.11: Difference between the sample location elevation and the presumed elevation of the ice in 1939 CE versus the estimated subglacial erosion rate.....176

Table des tableaux

Table 3.1 : Récapitulatif des 36 mesures de ^{10}Be effectuées sur des polis glaciaires dans le cadre de cette thèse. 80

Table 3.2 : Concentrations et incertitudes associées calculées à partir des 20 mesures de ^{10}Be sur polis glaciaires jugées fiables. 84

Table 4.1: Characteristics and ^{10}Be measurement details of samples [A] and blanks [B] carried out for this study.. 97

Table 4.2: ^{10}Be exposure ages from the previously published moraine records in the Alps that were considered in the comparison with the moraine ages from Talèfre glacier 105

Table 5.1 : Sample [A] and blanks [B] details, analytical data related to ^{10}Be measurements and surface exposure ages. 133

Table 5.2 : Comparison of ELA calculations using the AABR and AAR methods for Argentière glacier for the present-day, the LIA maximum (17th century) and the J2 moraine (~11 ka; YD/EH transition). 136

Table 6.1: Blanks and sample details and analytical data related to ^{10}Be measurements and *apparent* surface exposure ages. 161

Table 6.2: Blanks and sample details and analytical data related to ^{14}C measurements, performed in 2018..... 162

Table 6.3 : Details of the erosion depth and Holocene subglacial erosion rate estimated based on the burial duration determined for MDG-15-1 (960 ± 660 years).. 172

Introduction générale

Les glaciers de montagne sont sensibles aux variations climatiques, même de faible amplitude. Leurs variations sont en particulier dépendantes des précipitations et des températures (Oerlemans, 2005; Vincent, 2010). Le recul des glaciers observé aujourd'hui à travers le monde est un des exemples les plus frappants du changement climatique actuel (Figure 1.1). Les enjeux liés à ce recul actuel sont multiples, à la fois sociétaux et environnementaux. Cependant, il y a encore aujourd'hui un manque dans la compréhension détaillée de la réponse des systèmes glaciaires aux variations climatiques (Solomina et al., 2015) et démêler le rôle spécifique des précipitations et de la température dans les fluctuations glaciaires est encore difficile (Solomina et al., 2016). L'amélioration de notre connaissance de la sensibilité complexe des fluctuations glaciaires au climat est encore nécessaire pour pouvoir affiner les modèles prédictifs de l'évolution des glaciers et ainsi de mieux anticiper les changements associés. La comparaison des fluctuations glaciaires aux échelles locales et régionales peut apporter des informations importantes à la compréhension de cette sensibilité lorsque les variations climatiques associées sont étudiées. De plus, en comprenant le fonctionnement des glaciers et leur sensibilité, les glaciers de montagne peuvent alors être utilisés afin de reconstruire les variations climatiques dans le passé sur la base de leurs fluctuations.

Figure 1.1 : Vues de la Mer de Glace depuis La Flégère dans les années 1850 par H. Plaut, photographie stéréoscopique - collection privée (à gauche), et en 2005 par S.U. Nussbaumer (à droite) (tirée de Zumbühl and Nussbaumer, 2018).

Mer de Glace seen from La Flégère in 1850 by H. Plaut, stereophotograph from a private collection (on the left), and in 2005 by S.U. Nussbaumer (right) (from Zumbühl and Nussbaumer, 2018).

L'étude et la datation des morphologies glaciaires holocènes (la période interglaciaire actuelle débutée il y a 11,7 ka ; Rasmussen et al., 2006) est un des moyens les plus directs de déterminer les extensions et le timing des fluctuations glaciaires. La reconstitution des chronologies glaciaires et l'étude des conditions climatiques associées apportent des informations importantes à la compréhension du lien glacier-climat. L'application de diverses techniques de datation (datation ^{14}C radiogénique, lichénométrie, dendrochronologie, études des varves lacustres…) au domaine glaciaire au cours des dernières décennies et en particulier l'amélioration récente de la datation de l'âge d'exposition par nucléides cosmogéniques ont permis de grandement affiner la connaissance des fluctuations holocènes (Balco, 2011; Solomina et al., 2015). Cependant elle est encore inégale, à la fois géographiquement et temporellement (Figure 1.2). Par exemple dans les Alpes centrales et orientales, suite à de nombreuses études géochronologiques et géomorphologiques, le comportement général des glaciers commence à être bien cerné (Ivy-Ochs et al., 2009; Solomina et al., 2015). La tendance qui se dessine est caractérisée par des glaciers avancées, avec des extensions plus importantes que lors du Petit Âge Glaciaire, au tout début de l'Holocène, puis des avancées majeures vers 3 ka, qui culminent pendant le Petit Âge Glaciaire, il y a environ 420 à 160 ans. Des positions reculées des glaciers ont été mises en évidence pendant la majorité du début et du milieu de l'Holocène, à partir de la datation de troncs fossiles (Hormes et al., 2001; Joerin et al., 2006), mais ces positions sont encore mal contraintes, en particulier dans l'espace. Cependant les chronologies glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales sont encore peu nombreuses (e.g. Le Roy, 2012; Hofmann, 2018). Cela est valable pour le massif du Mont-Blanc, qui possède pourtant parmi les plus grands glaciers d'Europe. En effet, bien que les fluctuations de la fin de l'Holocène commencent à y être bien documentées (e.g. Deline and Orombelli, 2005; Le Roy et al., 2015), il existe une grande lacune dans la connaissance des fluctuations glaciaires du début de l'Holocène dans ce massif.

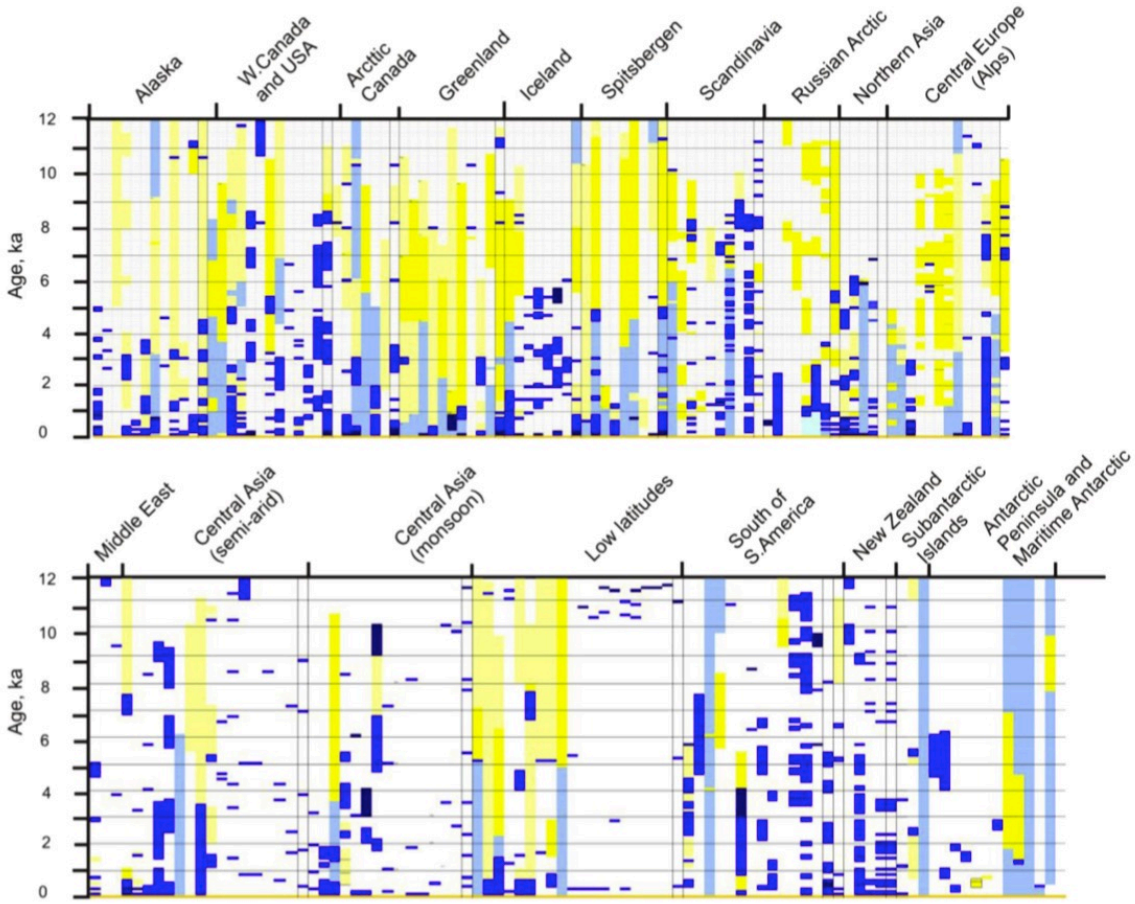


Figure 1.2 : Compilation des chronologies glaciaires à travers le monde (tiré de Solomina et al. (2015)). Bandes jaunes : glaciers plus petits qu'aujourd'hui ; bandes jaune clair : les glaciers reculent et leur extension n'est pas connue ; bandes bleu clair : les glaciers sont présents dans le bassin versant, sans plus d'information ; bandes bleues : les glaciers sont en extension ; bandes bleu foncé : les glaciers sont proches de leur extension Holocène maximale ; bandes blanches : pas d'informations.

Compilation of worldwide glacial fluctuations (from Solomina et al. (2015)). Yellow bands: glaciers smaller than or of similar size as today; light yellow bands: glaciers are retreating and their extension is not known; light blue bands: glaciers are present in the catchment but no further information is available; blue bands: glaciers are more advanced than today; dark blue bands: glaciers are close to their Holocene maximum; white bands: no information.

Les paysages et reliefs témoignent des fluctuations glaciaires passées. En effet, les glaciers sont des agents érosifs efficaces qui modèlent les paysages et jouent un rôle important dans l'évolution de la morphologie des massifs montagneux ainsi que dans les flux de sédiments avals. Par ailleurs, s'il est reconnu que les glaciers constituent un agent majeur sculptant le relief des chaînes de montagne, le détail des processus érosifs et leur efficacité sont encore mal connus (Herman et al., 2015). Connaître les chronologies glaciaires et les taux d'érosion sous-glaciaires forme donc une étape essentielle dans la compréhension de l'impact du climat sur les paysages glaciaires. L'érosion sous-glaciaire est un processus ayant lieu à la base du glacier, déterminé principalement par la vitesse d'écoulement de la glace et la présence d'eau (e.g.

Guillon, 2016) et est une indication de la dynamique du glacier. Les méthodes permettant de documenter les taux d'érosion sous-glaciaire sont cependant réduites et ne permettent que rarement de faire la différence entre les différents processus contribuant à l'érosion glaciaire (processus périglaciaires, sous-glaciaires et proglaciaires ; Benn and Evans, 2010; Slaymaker, 2011). La majorité des taux d'érosion glaciaire publiés sont ainsi des taux d'érosion glaciaire globaux à l'échelle d'un bassin versant (Guillon et al., 2015). La variabilité, à la fois temporelle et géographique, de ces taux d'érosion glaciaire a été mise en évidence (Delmas et al., 2009 ; Koppes and Montgomery, 2009 ; Figure 1.3). Plus le taux d'érosion est moyenné sur une longue période plus il diminue, cette observation pourrait être liée à la présence des glaciations quaternaires dans les périodes de temps considérées (e.g. Glotzbach et al., 2013). Ces observations montrent l'importance de déterminer les taux d'érosion sous-glaciaire localement et sur différentes échelles de temps. Dans le massif du Mont-Blanc, les quantifications de l'érosion sous-glaciaire sont rares (e.g. Maizels, 1978; Guillon et al., 2018) et sont même inexistantes lorsque l'on remonte dans le passé, si l'on excepte le travail de Stutenbecker et al. (2018) portant sur la partie nord du massif.

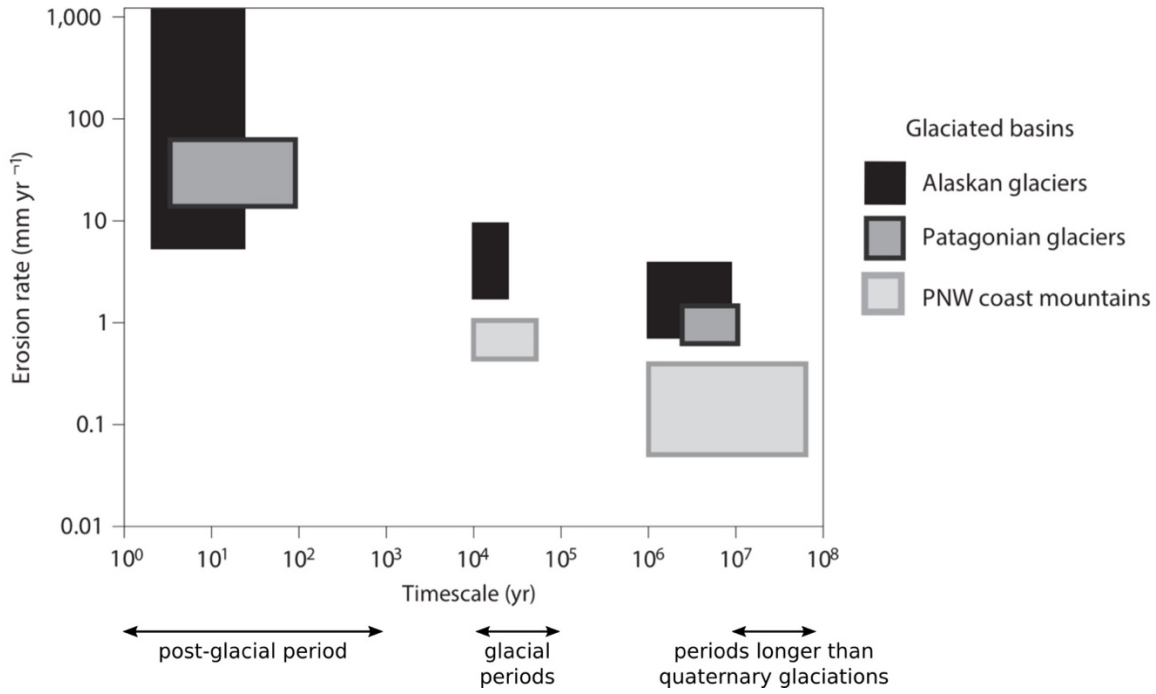


Figure 1.3 : Comparaison de la variation de l'ordre de grandeur des taux d'érosion glaciaire en fonction de l'intervalle de temps considéré et de la localisation géographique (Koppes and Montgomery, 2009). Les boites représentent la gamme des taux d'érosion glaciaire, incertitudes incluses. PNW = Pacific North West.

Comparison of glacial erosion rate variations as a function of timescale and considering different geographic locations (Koppes and Montgomery, 2009). Boxes represent ranges of erosion rates, including errors. PNW = Pacific North West.

Combler les lacunes dans la connaissance des chronologies glaciaires holocènes et dans la quantification de l'érosion sous-glaciaire au cours de l'Holocène dans le massif du Mont-Blanc fait partie des objectifs du projet ANR VIP Mont-Blanc (Vitesse des Processus contrôlant les évolutions morphologiques et environnementales du massif du Mont-Blanc) porté par Jean-Louis Mugnier et dans lequel s'inscrivent ces travaux. Dans sa globalité, le projet s'intéresse à l'impact du changement climatique sur les processus qui contrôlent le relief et l'évolution environnementale d'un massif montagneux. Le terrain d'étude sélectionné est le massif du Mont-Blanc, localisé dans les Alpes à la frontière entre la France, l'Italie et la Suisse (Figure 1.4) et abritant le plus haut sommet d'Europe (le Mont-Blanc) ainsi que parmi les plus grands glaciers d'Europe. Le but général du projet VIP Mont-Blanc est d'utiliser les données sur l'évolution du massif observées à plusieurs échelles de temps pour pouvoir comprendre son évolution dans un futur proche, afin de pouvoir anticiper les changements et adapter les enjeux liés à l'activité du massif (tel que le tourisme) tout en considérant les risques liés aux changements environnementaux. Au sein de ce projet, les objectifs de cette thèse ont été d'investiguer et de comprendre le comportement des glaciers du massif au cours de l'Holocène, à travers l'établissement de chronologies glaciaires et l'étude des positions reculées au cours de l'Holocène.

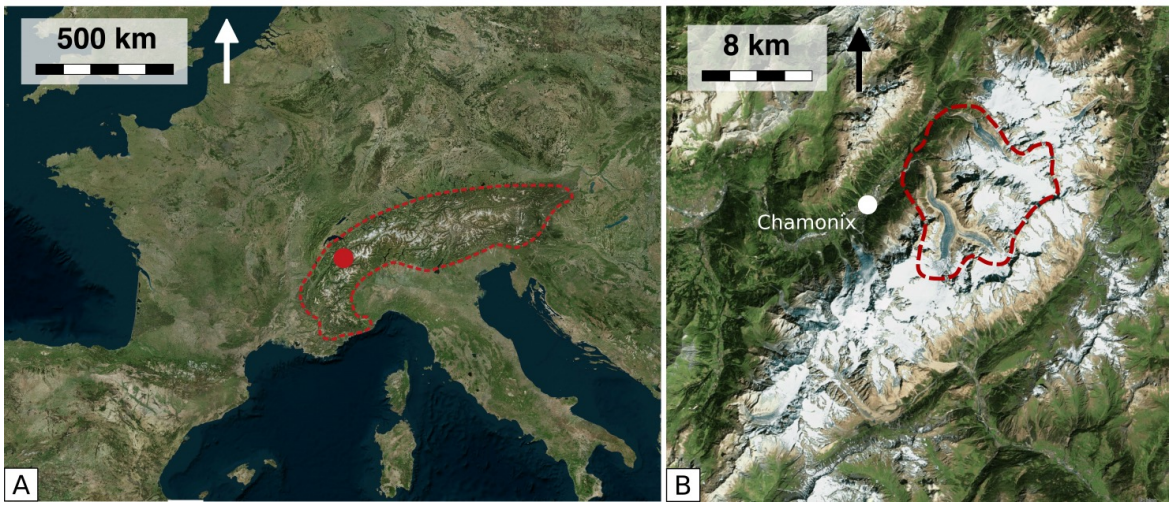


Figure 1.4: Localisation de la zone d'étude des travaux de thèse. A : Localisation du massif du Mont-Blanc (point rouge) au sein de la chaine de Alpes (pointillée rouge). B : Zoom sur le massif du Mont-Blanc et localisation des glaciers étudiés. Images aériennes provenant de Géoportail (Institut Nationale de l'Information Géographique et Forestière).

Location of the study area. A: Location of the Mont-Blanc massif (red dot) within the Alps (red dashed line). B: Zoom on the Mont-Blanc massif and location of the studied glaciers. Aerial images are from Géoportail (IGN - French institute for geographic and forest information).

La méthodologie mise en œuvre afin de contraindre à la fois les chronologies glaciaires (extensions avancées et retirées) et les taux d'érosion sous-glaciaire au cours de l'Holocène dans le massif du Mont-Blanc est l'utilisation des nucléides cosmogéniques produits *in situ*. En effet, une première approche consiste à déterminer le moment de dépôt des moraines (marqueurs géomorphologiques des avancées glaciaires passées) grâce à la datation de l'exposition des blocs les constituant (e.g. Balco, 2011; Ivy-Ochs and Briner, 2014). A notre échelle de temps, la mesure du béryllium-10 (^{10}Be) au sein de ces blocs permet de retracer l'extension et la chronologie des avancées glaciaires holocènes marquées par des moraines. Une seconde approche est basée sur la mesure de deux nucléides cosmogéniques, le ^{10}Be et le carbone-14 (^{14}C) *in situ*, au sein des polis glaciaires, ce qui permet à la fois d'investiguer les périodes de retrait glaciaire et de quantifier les taux d'érosion sous-glaciaire. Cette dernière approche repose sur l'étude pionnière réalisée sur le glacier du Rhône (Alpes Suisse) par (Goehring et al., 2011). Cette étude, réalisée sur des échantillons récoltés à proximité du front du glacier, a mis en évidence que le glacier du Rhône a été plus retiré que sa position d'aujourd'hui pendant 6500 ± 2000 ans au cours de l'Holocène. Les taux d'érosion sous-glaciaire déterminés varient entre 0.02 ± 0.01 et 0.66 ± 0.125 mm/an, augmentant vers le centre de la vallée glaciaire. Une seconde étude sur un glacier Suisse combinant ^{10}Be, ^{14}C i*n situ* et ^{36}Cl a souligné 9600 ± 300 ans d'exposition au cours de l'Holocène sur des surfaces recouvertes pendant le Petit Âge Glaciaire, et moins de 6 cm d'érosion au cours de 500 ans de recouvrement associé (Wirsig et al., 2016).

La mise en place de ces deux approches - datation de moraines par le ^{10}Be et datation des polis glaciaires à l'aide de la paire ^{10}Be-^{14}C *in situ* - permet de répondre à plusieurs questionnements scientifiques permettant de participer à la résolution des problèmes soulevés :

(1) Les grandes extensions glaciaires holocènes observées dans le massif du Mont-Blanc sont-elles synchrones avec celles observées dans les Alpes centrales et orientales ?

(2) Quelles sont les variations climatiques (en termes de précipitations et de températures) à l'origine des grandes extensions holocènes observées dans le massif du Mont-Blanc ?

(3) L'utilisation de la paire ^{10}Be-^{14}C *in situ* est-elle applicable au domaine glaciaire du massif du Mont-Blanc ? Si oui,

> (a) Quelle est la durée du retrait dans des positions plus reculées qu'aujourd'hui des glaciers du massif du Mont-Blanc au cours de l'Holocène ? Est-elle comparable à celles d'autres glaciers Alpins ?
>
> (b) Quelles sont les taux d'érosion sous-glaciaire holocènes moyens des glaciers du massif du Mont-Blanc ? Quelle est leur importance par rapport aux taux d'érosions

glaciaires actuels et passés ? Et à ceux déterminés sur d'autres massifs sur la même période ?

Afin de répondre au questionnement (1), les chronologies glaciaires holocènes ont été reconstituées sur deux glaciers du massif du Mont-Blanc : le glacier de Talèfre et le glacier d'Argentière. Cette nouvelle chronologie est comparée à d'autres chronologies, réalisées sur d'autres parties de la chaîne alpine. Ces chronologies permettent de comparer le comportement des glaciers alpins au début de l'Holocène, et d'étudier la corrélation avec des signaux climatiques d'échelle régionale et hémisphérique. Afin de répondre au questionnement (2), une modélisation climatique basée sur la nouvelle chronologie établie au glacier d'Argentière a permis de reconstituer les conditions de températures et de précipitations au Petit Âge Glaciaire et au début de l'Holocène. Ces deux études sont présentées respectivement dans les chapitres 4 et 5 de ce manuscrit.

Les réflexions méthodologiques concernant l'application de l'utilisation de la paire ^{10}Be-^{14}C *in situ* au massif du Mont-Blanc, et répondant aux questionnements (3), sont présentées dans les chapitres 2 et 3, en même temps que le détail sur la première approche mise en œuvre. Les résultats issus de la combinaison du ^{10}Be et ^{14}C *in situ* sont présentés dans le chapitre 6, où les limites analytiques de la méthode nous permettent uniquement de présenter des réponses préliminaires aux problématiques (3a) et (3b).

CHAPITRE 1

Les glaciers : outils de la reconstitution du climat

Un glacier est une masse pérenne de glace maintenue par l'accumulation de neige en haute altitude et la perte de matière par ablation en faible altitude. Son évolution est liée aux variations du climat (Oerlemans, 2005) et reconstruire les chronologies glaciaires du passé, à partir des marqueurs géologiques laissés par les glaciers, peut apporter d'importantes informations à la compréhension du climat passé, présent et futur. Dans le cadre de cette étude, les glaciers étudiés sont des glaciers tempérés de montagne et les discussions ne concernent donc que ce type de glacier. Dans ce chapitre, le lien entre glacier et climat est tout d'abord expliqué, puis une description des morphologies glaciaires étudiées est réalisée et reliée aux informations qu'elles peuvent apporter, et enfin un état des connaissances des chronologies glaciaires dans les Alpes et dans le massif du Mont-Blanc (site d'étude des travaux de cette thèse) au cours de l'Holocène (période d'étude de cette thèse) est établi.

L'accent est porté ici sur la compréhension de l'utilité de l'étude des morphologies glaciaires pour la reconstruction chronologique des fluctuations glaciaires passées et à l'étude des variations climatiques associées. La complexité du fonctionnement d'un glacier et le détail des interactions avec l'atmosphère ne sont pas présentés, mais peuvent être trouvés dans des ouvrages (Francou and Vincent, 2007; Bennet and Glasser, 2009).

1.1 La sensibilité des glaciers aux conditions climatiques

1.1.1 Le bilan de masse d'un glacier

La dynamique d'un glacier de montagne est conditionnée par l'équilibre entre les phénomènes d'accumulation et d'ablation. L'accumulation de glace est principalement due à la chute de neige en hiver, mais également à l'apport de neige en provenance des parois par dépôts avalancheux ou transportés par le vent (Francou and Vincent, 2007). La neige est ensuite progressivement transformée en glace par un phénomène de diagénèse. L'ablation du glacier résulte quant à elle majoritairement de la fonte, mais également de l'évaporation et de la sublimation (Vincent, 2010). Le phénomène d'accumulation sera prépondérant pendant l'hiver, alors que l'ablation le sera pendant l'été (Bennet and Glasser, 2009). Bien que l'accumulation ait lieu sur toute la surface du glacier, elle n'est plus importante que l'ablation que dans la partie la plus élevée. L'ablation prend quant à elle de l'importance dans les parties les moins élevées, où les conditions sont plus favorables à la fonte, et est maximale au front du glacier (Francou and Vincent, 2007).

Deux zones peuvent donc être distinguée sur un glacier de montagne : la zone d'accumulation, en hautes altitudes, et la zone d'ablation, en basses altitudes (Figure 1.1). La limitation entre les deux est appelée ligne d'équilibre glaciaire (LEG ; ELA en anglais), le long de laquelle

l'accumulation est égale à l'ablation. L'écoulement du glacier sous l'effet des forces de gravité transfère la glace des zones d'accumulation vers les zones d'ablation.

L'équilibre entre l'accumulation et l'ablation d'un glacier peut être décrit par un bilan de masse, qui comptabilise les entrées (précipitations) par rapport aux sorties (fonte) sur toute la surface du glacier au cours d'une année. Un glacier est considéré à l'équilibre glaciaire lorsque l'accumulation est égale à l'ablation, c'est à dire que le bilan de masse est nul (Bennet and Glasser, 2009). Lorsque que l'accumulation l'emporte sur l'ablation, le bilan de masse est positif et le glacier est alors en dynamique d'avancée. Au contraire, lorsque l'ablation est plus importante, le bilan de masse est négatif et le glacier est alors en dynamique de retrait.

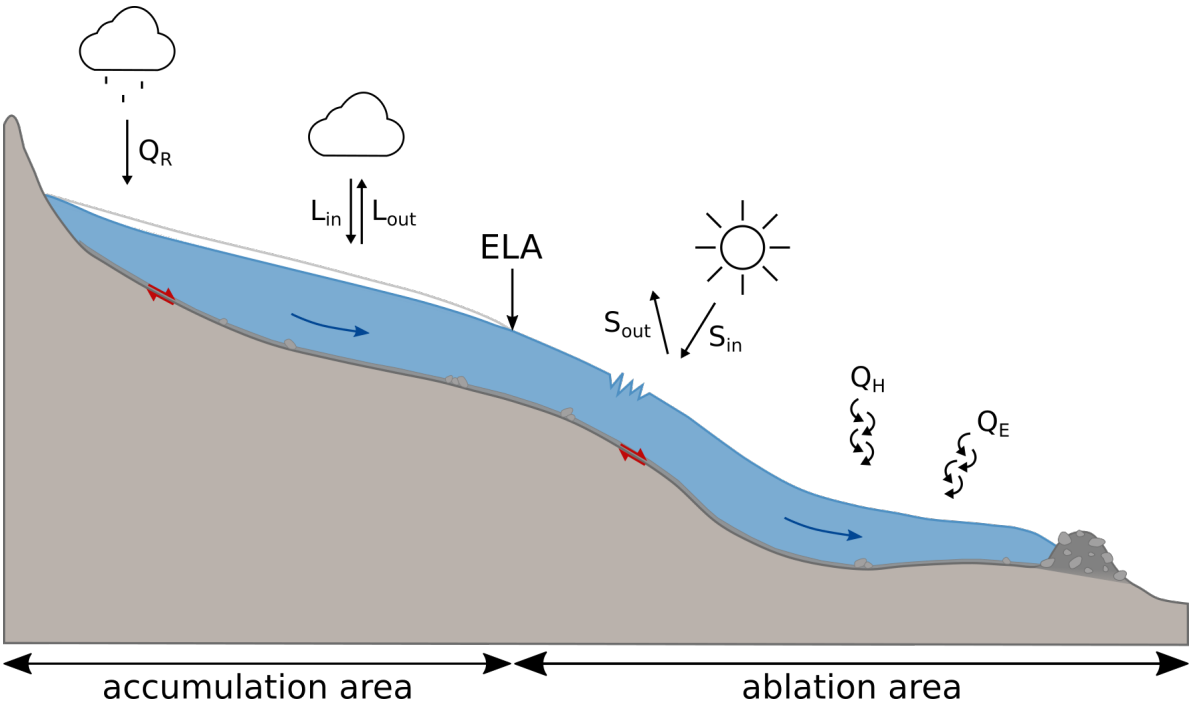


Figure 1.1 : Coupe schématique d'un glacier de montagne, mettant en évidence la zone d'ablation, la zone d'accumulation et la ligne d'équilibre glaciaire (ELA). Les principaux termes du bilan énergétique de la surface du glacier sont représentés, avec : Q_R, le flux de chaleur dû à la pluie ; Q_H, le flux de chaleur sensible lié à la température et à la turbulence de l'air ; Q_E, le flux de chaleur latente lié aux changements d'état de l'eau ; S_{in} et S_{out}, respectivement les radiations solaires de courte longueur d'onde absorbée et émise ; L_{in} et L_{out}, respectivement la radiation de grande longueur d'onde absorbée et émise (inspiré de Mackintosh et al., 2017).

Schematic cross section of a mountain glacier depicting the ablation zone, the accumulation zone and the equilibrium line altitude (ELA). The major glacier surface energy mass balance terms are represented, with Q_R the rain heat flux; Q_H the sensible heat flux linked to the air temperature and turbulences; Q_E the latent heat flux linked to water phase changes; S_{in} and S_{out} the incoming and outgoing shortwave radiations, respectively; L_{in} and L_{out} the incoming and outgoing longwave radiations, respectively (inspired by Mackintosh et al., 2017).

1.1.2 L'influence du climat sur les glaciers

Le bilan de masse est dépendant des conditions météorologiques, qui contrôlent l'apport (précipitations) et la perte (fonte) de matière (Oerlemans, 2001). Plusieurs phénomènes climatiques peuvent être à l'origine d'une variation du bilan de masse. L'augmentation du bilan de masse peut être dû à l'augmentation des précipitations qui favorise l'accumulation, ou à une diminution des températures qui diminue l'ablation. Au contraire, l'inverse provoquera une diminution du bilan de masse.

En haute altitude, les précipitations solides (neige) contribuent directement à l'accumulation d'un glacier, en étant la source de matière principale. Lorsqu'elles sont liquides, elles peuvent tout de même participer à l'accumulation en gelant en profondeur du manteau neigeux s'il fait suffisamment froid pour qu'elles soient gelées (Francou and Vincent, 2007). Même à faible altitude, les précipitations peuvent contribuer à l'accumulation si elles arrivent sous forme solide. En effet, elles augmentent alors l'albédo en faisant une couche de neige sur la surface du glacier et contribuant ainsi à la diminution de la fonte (Francou and Vincent, 2007).

Les variations de températures affectent aussi bien l'accumulation que l'ablation. L'accumulation est influencée par la température qui délimite les précipitations sous forme de pluie et de neige, contrôlant directement l'apport de matière reçue par le glacier (Mackintosh et al., 2017). L'ablation en surface est contrôlée par le bilan d'énergie de la surface (Q_m) du glacier (Figure 1.1), qui peut être décrit de la manière suivante (Mackintosh et al., 2017) :

$$Q_m = S_{in} + S_{out} + L_{in} + L_{out} + Q_H + Q_E + Q_R + Q_G \qquad (1.1)$$

où S_{in} et S_{out} sont respectivement les radiations solaires de courte longueur d'onde absorbée et émise, dont le bilan est fortement affecté par l'albédo, L_{in} et L_{out} sont respectivement la radiation de grande longueur d'onde absorbée et émise, Q_H est le flux de chaleur sensible lié à la température et à la turbulence de l'air, Q_E est le flux de chaleur latente lié aux changements d'état de l'eau, Q_R est le flux de chaleur dû à la pluie et Q_G est le flux de chaleur de surface. D'après cette équation, la variation de l'albédo affecte également significativement l'ablation à travers le terme ($S_{in} + S_{out}$) (Mackintosh et al., 2017).

Le bilan de masse est donc considéré comme un bon indicateur, en temps réel, des conditions climatiques (Oerlemans, 2001). Dans les Alpes, la plus grosse contribution au bilan d'énergie est faite par la radiation nette ($S_{in} + S_{out} + L_{in} + L_{out}$), ce qui rend les glaciers très sensibles aux variations de la température atmosphérique (Gardent, 2014). De plus, le bilan de masse est principalement dépendant des variations du bilan d'énergie de surface, ce qui entraine une grande sensibilité du bilan de masse aux variations climatiques (Vincent et al., 2004).

Cependant, les variations d'un glacier ne dépendent pas uniquement du bilan de masse (et donc du climat) mais également de la topographie locale qui contrôle le transfert de la glace

depuis la zone d'accumulation vers le front (Vincent, 2010). Les variations du front d'un glacier reflètent bien les variations du climat mais avec un temps de retard, nécessaire à l'ajustement du glacier à un déficit ou à un surplus de glace dans la zone d'accumulation. Ce temps de réaction est propre à la dynamique de chaque glacier. C'est pourquoi le lien entre glacier et climat, qui peut sembler simple au premier abord (l'accumulation -précipitations- favorise les avancées glaciaires et est contrebalancé par l'ablation -fonte- qui contrôle le retrait des glaciers), est en fait compliqué à mettre en équation. Les glaciers restent donc des objets complexes dont le mécanisme et les réactions au climat sont propres à chacun et il y a encore du chemin à faire avant de comprendre pleinement les réactions des glaciers aux variations climatiques (Francou and Vincent, 2007).

Dans le but de mieux comprendre le mécanisme de réaction des glaciers au climat, l'appui des mesures instrumentales sur les glaciers actuels est important afin de mesurer les variations actuelles des glaciers et de pouvoir faire des prévisions sur leurs variations futures en fonction des différentes prédictions climatiques (e.g. Vincent, 2010; Six and Vincent, 2014). Cependant il est utile de compléter cette approche avec des informations des variations glaciaires dans le passé afin d'avoir une perspective plus longue que celle des mesures instrumentales, ne serait-ce que pour pouvoir valider les modèles de prédiction (e.g. Braconnot et al., 2012), tels que ceux utilisés récemment sur l'évolution future de la Mer de Glace (Vincent et al., 2014).

1.2 Enregistrement des variations du glacier par les morphologies glaciaires

Le passage d'un glacier dans une vallée ne la laisse pas indemne. Entre le frottement de la glace sur la roche qui la supporte, qui est un processus érosif efficace modelant le paysage, et les débris abandonnés par le glacier, il existe de nombreux modelés glaciaires qui marquent le passage d'un glacier. Les étudier permet entre autre d'avoir des informations sur l'extension du glacier. Au cours de ces travaux de thèse, les modelés glaciaires étudiés sont les polis glaciaires et roches moutonnées, ainsi que les moraines.

1.2.1 Modelage des polis glaciaires et roches moutonnées

L'érosion glaciaire est à l'origine de linéations visibles sur la surface des roches qui ont été au contact de la glace. Ces linéations sont créées par le transport de débris à la base du glacier, qui frottent sur les surfaces rocheuses lors du déplacement de la glace (e.g. Bennet and Glasser, 2009). Elles sont appelées dans ce contexte stries glaciaires (Figure 1.2). Les stries ne sont généralement pas très profondes, quelques millimètres, mais peuvent parfois être poursuivies

sur plusieurs mètres. Ces stries sont orientées parallèlement au flux de glace. Une surface érodée par le passage du glacier et présentant des marques de stries est appelé poli glaciaire.

Certains modelés particuliers de polis glaciaires à l'échelle du paysage ont été décrits et nommés. C'est le cas par exemple des roches moutonnées (Figure 1.2), qui sont des modelés glaciaires pouvant atteindre l'échelle du kilomètre (Glasser and Bennett, 2004) et présentant une asymétrie qui reflète les deux types d'érosion sous-glaciaire : l'arrachement et l'abrasion. L'érosion par arrachement fait appel à deux processus, la fragmentation de la roche présente sous le glacier puis le déplacement de ces fragments par le glacier. L'érosion par abrasion est due au frottement sur la roche réalisé par les débris rocheux transportés à la base du glacier, et est à l'origine des stries décrites précédemment. Ainsi sur une roche moutonnée, la partie en amont et supérieure, en contact avec la glace, est abrasée. On peut y retrouver notamment la présence de stries. Tandis que sur la face aval, où la surface est décollée de la glace, l'érosion par arrachement de blocs prédomine, donnant lieu à une morphologie beaucoup plus anguleuse (Anderson and Anderson, 2010).

L'étude et la datation de telles surfaces érodées par le glacier peut permettre d'avoir des informations sur la durée depuis laquelle elle a été abandonnée par le glacier, apportant ainsi des éléments importants à la reconstitution des chronologies glaciaires. De plus, il est également possible d'estimer les taux d'érosion sous-glaciaire, encore peu investigués de par la difficulté méthodologique de les déterminer. Pourtant, cela peut contribuer à mieux comprendre la dynamique de la glace, les forces appliquées sur la roche et les processus physiques en découlant et ainsi améliorer la reconstitution de la masse glaciaire (Herman et al., 2015) et ainsi mieux appréhender la modification du paysage par le glacier.

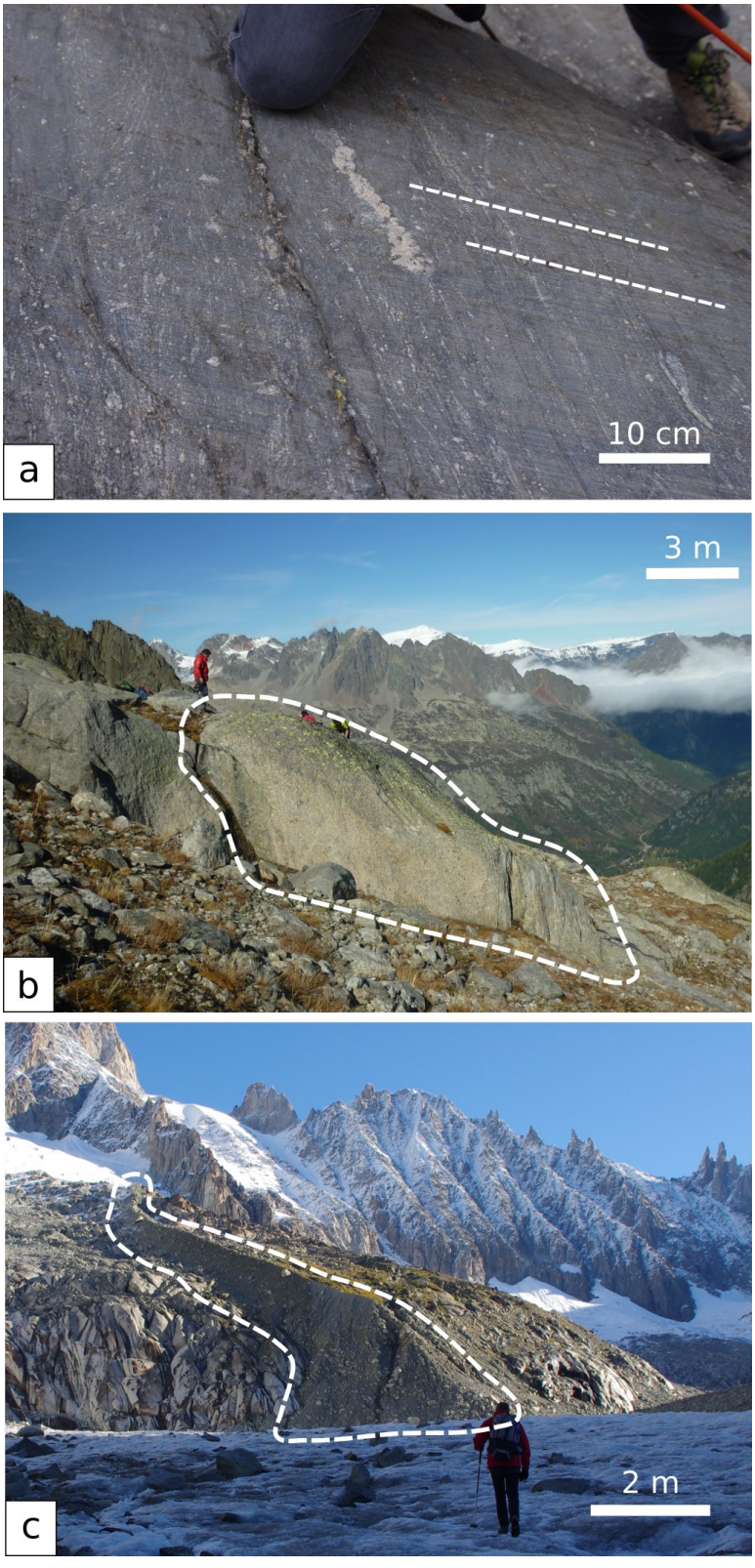


Figure 1.2 : Photographies (a) stries glaciaires (Mer de Glace) ; (b) roche moutonnée (glacier d'Argentière) et (c) moraines latérale (glacier de Talèfre). Crédit photographie (b) : Irene Schimmelpfennig.

Photographs of (a) glacial striations (Mer de Glace); (b) roche moutonnée (Argentière glacier) and (c) lateral moraine (Talèfre glacier). Photograph (b) crédit : Irene Schimmelpfennig.

1.2.2 Formation des moraines

Les moraines (Figure 1.2) sont construites par le dépôt des débris transportés par le glacier depuis les zones situées en amont jusqu'à une zone localisée en aval (Anderson and Anderson, 2010). La nature des débris déposés est très variable et dépend de ce qui est transporté par le glacier. Leur taille peut aller de celle des silts à des blocs de plusieurs mètres. La taille des moraines dépend de plusieurs facteurs : la densité de débris transportés par le glacier, la vitesse d'écoulement du glacier (dont va dépendre le flux d'arrivée des débris) et la durée pendant laquelle le glacier conserve une même extension (Bennet and Glasser, 2009). Au niveau du front du glacier, les moraines déposées sont qualifiées de frontales et sont déposées perpendiculairement à l'écoulement du glacier. Des moraines peuvent également être construites au niveau des flancs du glacier, cette fois parallèlement à l'écoulement. Ces moraines dites latérales peuvent être jointes aux moraines frontales (Anderson and Anderson, 2010). Une moraine peut être déposée au cours de plusieurs épisodes de glaciation, dans ces cas il est possible que la stratification des dépôts ne soit pas toujours parallèle à la crête de la moraine. La moraine est alors dite composite.

Ainsi les moraines marquent une extension du glacier dans le passé, les étudier peut donc apporter des informations utiles à la reconstitution des fluctuations passées d'un glacier (e.g. Balco, 2011; Mackintosh et al., 2017). Cependant, l'enregistrement morainique n'est que partiel. En effet, les moraines peuvent être dégradées après leur dépôt, par une ré-avancée du glacier qui efface les précédentes moraines sur son passage, ou simplement par les processus érosifs sur le long terme. C'est pourquoi plus on remonte dans le temps plus il est difficile de se reposer uniquement sur l'enregistrement des moraines (Kirkbride and Brazier, 1998). De plus, les informations apportées par les moraines sont biaisées vers les périodes d'extension des glaciers, et n'apportent pas d'informations concernant les périodes de retrait. Il peut donc être intéressant de coupler leur étude à celle d'autres objets, tel que les polis glaciaires (Ivy-Ochs and Briner, 2014).

1.3 Reconstitutions climatiques à partir des modelés glaciaires

1.3.1 Reconstitutions basées sur la reconstruction de la LEG

Des relations empiriques reliant les précipitations et la température à l'altitude de la LEG ont été établies (e.g. Braithwaite, 2008; Ohmura et al., 1992) et la reconstitution de la LEG dans le passé permet d'avoir une indication sur les conditions climatiques passées. De plus, l'importance de la différence entre la LEG de deux époques donne une indication sur l'ampleur de la variation climatique qui a eu lieu. L'estimation du gradient atmosphérique de la température permet de déterminer une variation de température entre deux époques à partir

de la variation de LEG entre ces deux époques (Anderson and Anderson, 2010 et Figure 1.3). Il est important de noter que lors de la reconstitution de la LEG d'un paléoglacier, le glacier est supposé en équilibre.

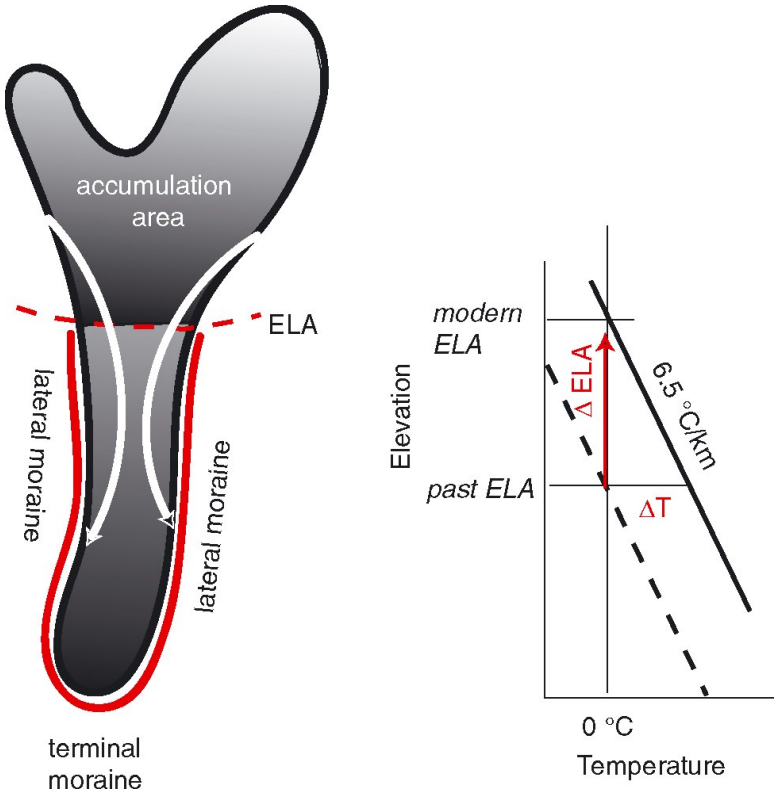


Figure 1.3 : Illustration d'une reconstitution de la variation de la température à partir de l'estimation de la variation des paléo-lignes d'équilibre glaciaire (ELA). La conversion de la variation de LEG (ΔELA) en une variation de température nécessite l'estimation d'un gradient atmosphérique de la température, ici 6,5°C/km (tirée de Anderson and Anderson , 2010).

Concept of temperature variation reconstitution from the estimation of paleo - equilibrium line altitudes (ELA). Converting the ELA variation (ΔELA) into a temperature variation requires the knowledge of an atmospheric temperature lapse rate, here 6.5 °C/km (from Anderson and Anderson, 2010).

L'altitude de la LEG actuelle peut être déterminée par des mesures sur le terrain en délimitant les zones d'accumulation et d'ablation. La couche de neige accumulée peut être mesurée à l'aide d'un carottier, tandis que l'ablation peut être estimée à l'aide de balise dont la variation de l'émergence au-dessus de la glace indique la diminution de l'épaisseur de glace. Ces valeurs sont ensuite converties en équivalent eau afin d'en déduire le bilan de masse. L'altitude où le bilan de masse est nul indique la position de la ligne d'équilibre.

Il existe plusieurs méthodes de reconstruction des LEG dans le passé, lesquelles peuvent être séparées en deux groupes : celles qui n'utilisent que la position des modelés glaciaires dans le paysage et celles qui nécessitent une reconstruction de la paléo-surface du glacier. Les

premières méthodes, telles que « Maximum elevation of Lateral Moraines » (Lichtenecker, 1938) ou « Cirque Flore Altitudes » (Pewé and Reger, 1972) sont simples d'utilisation et peuvent apporter une première estimation des LEG, cependant elles sont sujettes à des erreurs d'estimation car elles ne prennent pas en compte la dégradation des modelés glaciaires après dépôt par exemple. Une reconstruction climatique est donc peu recommandable à partir de telles estimations (Pellitero et al., 2015).

D'autres méthodes, plus fiables, reposent sur la reconstruction du paléo-glacier à partir des modelés glaciaires visibles, parmi lesquelles les méthodes « Toe to headwall Altitude Ratio » (THAR), « Accumulation Area Ratio » (AAR) ou « Area-Altitude Balance Ratio » (AABR). La plus utilisée est la méthode AAR (Benn and Lehmkuhl, 2000). Elle repose sur l'hypothèse que le rapport des surfaces de la zone d'accumulation et de la zone d'ablation est constant si le glacier est à l'équilibre. Cependant cette méthode ne prend pas en compte l'hypsométrie du glacier (Osmaston, 2005) ni le gradient du bilan de masse qui est contrôlé par les conditions topographiques locales. La seconde méthode la plus utilisée est AABR, qui repose sur les hypothèses que les gradients d'accumulation et d'ablation sont linéaires et que leur rapport est fixe et connu (Benn and Lehmkuhl, 2000; Rea, 2009), ainsi que le fait qu'un changement climatique est reflété par l'évolution du front du glacier. Cette méthode prend en compte à la fois l'hypsométrie du glacier et le gradient du bilan de masse (Benn and Lehmkuhl, 2000; Osmaston, 2005).

1.3.2 Reconstitutions couplées à des modèles physiques

Alors que les reconstructions de la variations des LEG dans le passé peuvent apporter des informations fiables sur les variations climatiques associées, les reconstitutions climatiques à partir des modelés glaciaires issues de modèles numériques sont parfois considérées comme plus précises et plus justes (Mackintosh et al., 2017). Les premiers modèles numériques de reconstitution climatique à partir des glaciers sont apparus dans les années 80 (e.g. Oerlemans, 1986; Greuell, 1992).

Ces reconstitutions reposent sur une modélisation du bilan de masse, qui prend en compte les variations induites par les variations climatiques, couplée à un modèle d'écoulement glaciaire qui relie les changements du bilan de masse à des changements dans la géométrie du glacier.

Outre le niveau de précision dans le modèle de l'écoulement physique de la glace, une des difficultés de la modélisation réside dans l'expression de l'ablation lors de l'estimation des changements dans le bilan de masse. Plusieurs modèles ont été créés résolvant le problème de manière différente. Par exemple, les modèles « Positive Degree Day » supposent une relation empirique entre l'ablation et la somme des températures positives, permettant de décrire l'évolution du bilan de masse en fonction des variations climatiques (e.g. Vincent et al., 2005;

Blard et al., 2007; Jomelli et al., 2011; Six and Vincent, 2014; Keeler, 2015). Ou, de manière plus complexe, l'ablation peut être estimée à partir du bilan d'énergie de la surface du glacier (Doughty et al., 2013; Eaves et al., 2016).

La complexité du modèle utilisé doit être choisie en fonction de la problématique étudiée et des données disponibles. Les modèles cités précédemment sont suffisants pour la plupart des reconstitutions paléo-climatiques, cependant la prédiction de l'évolution des glaciers dans le futur nécessitera probablement des modèles d'écoulement glaciaires poussés (Le Meur et al., 2007; Mackintosh et al., 2017).

1.4 Climat et enregistrements glaciaires holocènes dans les Alpes et le massif du Mont-Blanc

L'Holocène est la période géologique correspondant à l'interglaciaire actuel qui a débuté il y a 11,7 ka (Walker et al., 2009). Il fait suite au Dryas Récent, dernier épisode froid de la dernière période glaciaire, dont la fin a été marquée par un réchauffement important et rapide des températures atmosphériques (Figure 1.4). L'Holocène est propice à l'étude des chronologies glaciaires et aux variations climatiques s'y rapportant car étant la période la plus récente, elle est riche en archives climatiques et glaciaires. S'y intéresser peut permettre de comprendre les mécanismes importants pour la compréhension de l'évolution des glaciers.

Lors de la dernière période glaciaire, alors que les températures étaient plus faibles, les glaciers étaient de taille beaucoup plus importante qu'aujourd'hui et les fronts des glaciers dans les Alpes ont pu s'avancer à des centaines de kilomètres plus loin que ceux actuels (Kelly et al., 2004; Coutterand and Nicoud, 2005; Coutterand and Buoncristiani, 2006; Ivy-Ochs et al., 2009).

1.4.1 L'Holocène dans les Alpes à travers les variations climatiques et glaciaires

Des synthèses des chronologies glaciaires au cours de l'Holocène ont été réalisées à l'échelle des Alpes et à échelle globale respectivement par Ivy-Ochs et al. (2009) et Solomina et al. (2015, 2016) et peuvent être consultées pour plus de détails car le but de cette section n'est pas de faire un inventaire exhaustif de toutes les études réalisées mais de souligner les tendances mises en évidence dans le comportement des glaciers alpins.

Bien que le début de l'Holocène ait été marqué par une forte augmentation globale des températures, cette période est caractérisée par une variabilité climatique de plus faible amplitude que pendant les précédentes périodes du Quaternaire, tel qu'enregistrée dans les carottes de glace du Groenland (Dansgaard et al., 1993). Cette variabilité est cependant

suffisante pour être répercutée dans le comportement des glaciers dans les Alpes. Plusieurs périodes favorables au développement des glaciers peuvent être identifiées au cours de l'Holocène, entrecoupées de périodes au climat hostile aux avancées glaciaires (Figure 1.5). Dans les Alpes, la tendance générale qui peut être dégagée selon Ivy-Ochs et al. (2009) est : des glaciers en position avancée jusqu'à 10,5 ka, un recul significatif des glaciers jusqu'à des positions potentiellement plus petites qu'aujourd'hui jusqu'à 3,3 ka de part une augmentation des températures, puis des ré-avancées glaciaires dues à un retour de conditions climatiques favorables, avant le début du retrait glaciaire observable aujourd'hui depuis le milieu du 19ième siècle.

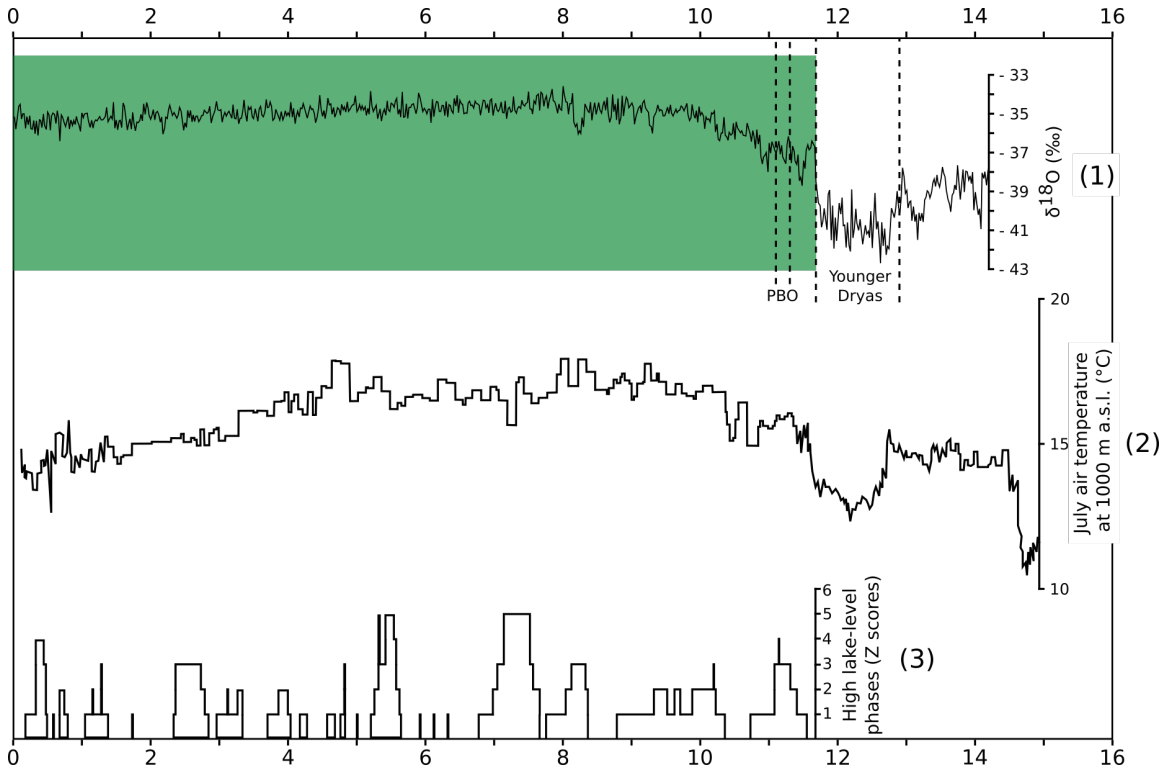


Figure 1.4 : Contextualisation de la période Holocène en comparaison avec différents enregistrements climatiques globaux et Alpins. (1) Enregistrement des isotopes de l'oxygène dans la carotte de glace du Groenland NGRIP (Rasmussen et al., 2006; Vinther et al., 2006), la période de l'Holocène est surlignée en vert, (2) Compilation des reconstitutions des températures atmosphériques du mois de Juillet à partir de chironomes dans les Alpes (Heiri et al., 2015), (3) Phases de haut niveau de lacs reconstituées à partir des sédiments de lacs du Jura (France), du plateau Suisse et des pré-Alpes françaises (Magny, 2013). PBO : Oscillation Préboréales.

Broad climatic context of the Holocene period regarding global and Alpine records. (1) Oxygen isotope record in Greenland icecore NGRIP (Rasmussen et al., 2006; Vinther et al., 2006), (2) Chironomid-inferred July air temperatures from Alpine records (Heiri et al., 2015), (3) High lake-level phases reconstructed from lake sediment in Jura mountains (France, Switzerland), the Swiss Plateau and the French pre-Alps (Magny, 2013). PBO: Preboreal Oscillations.

Au cours des premiers millénaires de l'Holocène, le réchauffement observé à la fin du Dryas Récent au Groenland et dans les Alpes (Figure 1.4 (1) et (2)) est entrecoupé par de courts évènements froids, tel que l'Oscillation Préboréale qui est mise en évidence dans les enregistrements des isotopes de l'oxygène au Groenland et les reconstitutions des températures à partir de chironomes dans les Alpes, et culmine à ~11,4 ka (Rasmussen et al., 2007 ; Figure 1.4). Les glaciers alpins oscillent tout en restant en position avancée, parfois proche de leur position du Dryas Récent (Ivy-Ochs et al., 2009 et références citées). Ces positions avancées ont été mises en évidence dans plusieurs sites à travers les Alpes centrales (e.g. Schindelwig et al., 2012; Schimmelpfennig et al., 2014) et orientales (e.g. Moran et al., 2016; Baroni et al., 2017) et reliées à des évènements froids à l'échelle hémisphérique observés dans les enregistrements des carottes du Groenland (e.g. Schimmelpfennig et al., 2014).

Entre 10,5 et 3,3 ka, alors que les conditions sont devenues plus chaudes dans les Alpes (Heiri et al., 2015 ; Figure 1.4), les glaciers se sont retirés et ont pu atteindre des extensions plus petites qu'aujourd'hui pendant la majorité du temps (Goehring et al., 2011; Joerin et al., 2006 et Figure 1.5). Une diminution de l'activité glaciaire est d'ailleurs enregistrée dans des sédiments lacustres dans les Alpes occidentales entre 9,7 et 5,4 ka (Simonneau et al., 2014). Ivy-Ochs et al. (2009) suppose que le recul des glaciers pendant cette période pourrait également être lié aussi à un climat plus sec. Cependant, bien que les niveaux de lac ne soient pas un proxy direct des paléo-précipitations, les reconstitutions du niveau de lacs dans les Alpes par Magny (2013) ne suggèrent pas des conditions plus sèches au cours de cette période par rapport au début de l'Holocène (Figure 1.4 (3)). Le rôle des précipitations dans le recul des glaciers entre 10,5 et 3,3 ka reste donc incertain. Cependant, des épisodes plus froids et de courtes durées ont interrompu cette période hostile à la croissance des glaciers et leur ont permis d'avancer (Solomina et al., 2015). Les évènements 9,2 ka et 8,2 ka, identifiés dans des enregistrements de températures à l'échelle hémisphérique (Alley et al., 1997; Yu et al., 2010), ont été des périodes très courtes, mais propices aux avancées glaciaires. Quelques traces d'avancées ont été mises en évidence, notamment dans les Alpes suisses par Nicolussi and Schlüchter (2012) et Luetscher et al. (2011). Cette dernière étude a également mis en évidence, à travers un enregistrement de spéléothèmes, des avancées entre 7,7-6,8 ka. Cependant aucunes traces de ces avancées n'ont été conservées dans les enregistrements morainiques.

Le passage dans le Néoglaciaire, visible par une diminution des températures estivales (Wanner et al., 2011), est marqué par des avancées glaciaires de fortes amplitudes. La recrudescence de l'activité glaciaire est enregistrée dans les sédiments lacustres dans les Alpes françaises à partir de 5,4 ka (Simonneau et al., 2014) et de 4,8-4,6 ka (Deline and Orombelli, 2005). Des avancées à partir de ~4,2 ka ont également été mises en évidence à travers la datation de moraines (e.g. Le Roy et al., 2017), ou sur la base d'étude de bois fossile (e.g. Holzhauser et al., 2005; Le Roy et al., 2015). La période la plus active en terme d'avancées

glaciaires au cours du Néoglaciaire est le Petit Âge Glaciaire (PAG), de la fin de 13ième siècle au milieu du 19ième siècle (Grove, 2004), qui est caractérisée par des températures plus froides et une humidité plus importante. Les glaciers atteignent alors leur maximum depuis leur retrait au début de l'Holocène. Le timing des maxima glaciaires de cette époque dans les Alpes sont variables, mais ils semblent se concentrer sur les années 1600, 1640, 1680, 1720, 1820 et 1860 CE (Solomina et al., 2016 et références citées).

Depuis l'année 1860 CE, qui marque la fin du PAG, les glaciers sont en dynamique globale de retrait, qui a pu être interrompu par quelques petites réavancées de faible amplitude (Solomina et al., 2016).

1.4.2 Les chronologies glaciaires holocènes dans le massif du Mont-Blanc

Une description détaillée des précédents travaux sur les chronologies glaciaires dans le massif du Mont-Blanc est réalisée individuellement pour les glaciers concernés dans les chapitres 4 (glacier de Talèfre), 5 (glacier d'Argentière) et 6 (Mer de Glace). Dans cette section, un bilan global sur l'ensemble du massif est réalisé.

Le massif du Mont-Blanc (MMB) est le plus haut massif des Alpes européennes et est localisé à la frontière entre la France, la Suisse et l'Italie. C'est un massif très englacé qui contient parmi les plus grands glaciers d'Europe.

Jusqu'à présent un petit nombre d'études s'est intéressé à la reconstruction des chronologies glaciaires dans le MMB et ce nombre reste inférieur par rapport à d'autres régions alpines. Il existe peu de travaux s'intéressant aux traces des extensions glaciaires du début de l'Holocène dans le MMB (Le Roy, 2012). Et si plusieurs études ont permis de reconstruire des chronologies glaciaires sur quelques glaciers depuis le Néoglaciaire (e.g. Deline and Orombelli, 2005; Le Roy et al., 2015), très peu d'entre elles remontent au-delà, notamment à cause de l'absence d'archives. De ce fait les variations antérieures au Néoglaciaire sont peu connues dans le MMB.

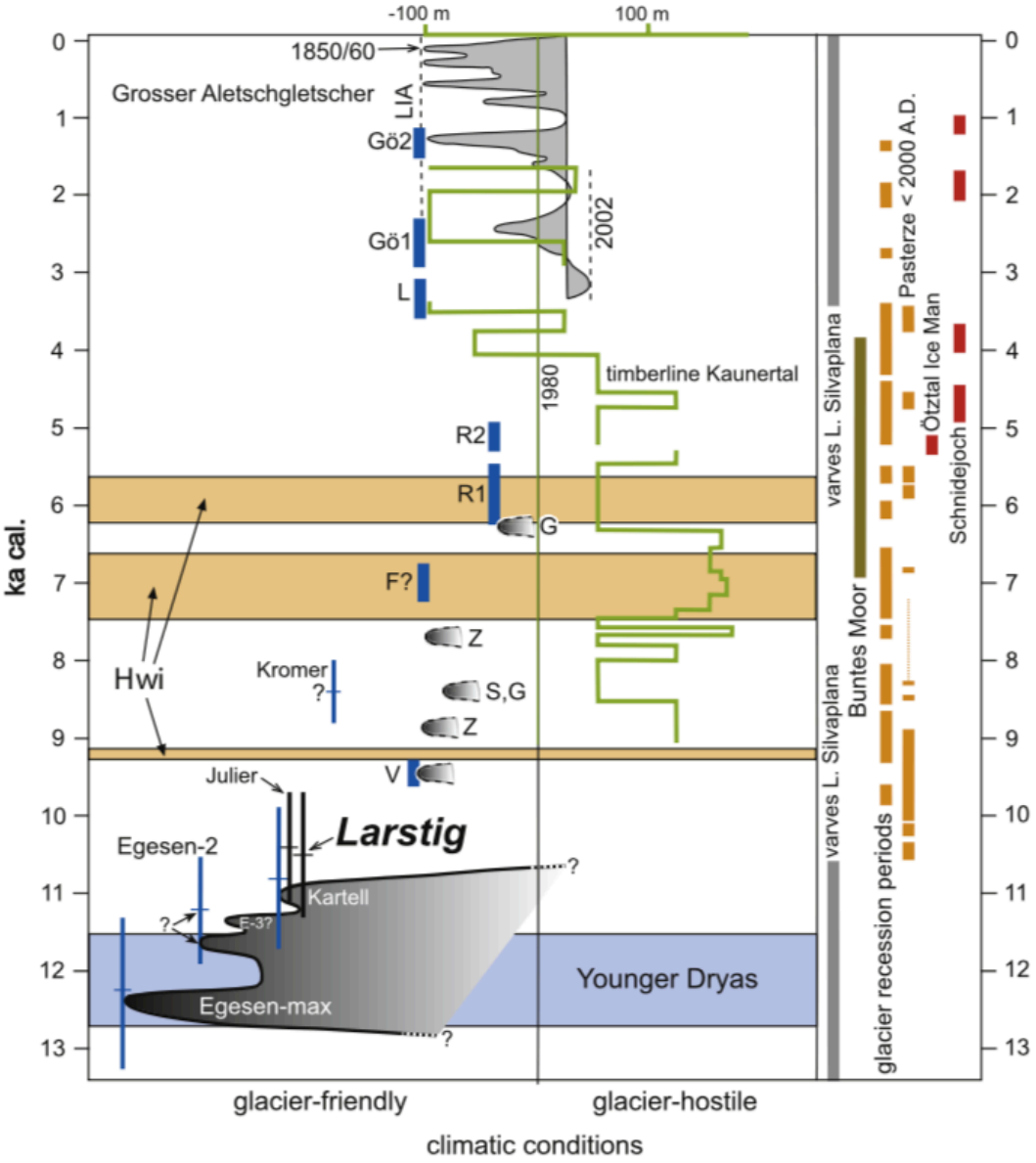


Figure 1.5 : Synthèse des fluctuations glaciaires et de l'évolution du climat au cours du Dryas Récent et de l'Holocène (tiré de Ivy-Ochs et al., 2009). Dans l'encadré de gauche : interprétation des extensions glaciaires de la transition entre le Dryas Récent et le début de l'Holocène. Les avancées glaciaires du même ordre que celle du Petit Âge Glaciaire sont reportées en gris (G : Gepatschferner (Kaunertal) ; S : Simonykees and Z : Zettalunitzkees (Venediger Mountains). Les barres bleues verticales représentent les variations froides associées (V : Venediger ; F? : Frosnitz ; R1, R2 : Rotmoos 1 and 2 ; L : oscillation du Löbben ; Gö1, Gö2 : oscilation du Göschener 1 et 2. Hwi : intervalles holocènes chaud (bandes orange) (Engadin ; Joerin et al., 2008). La courbe verte représente les variations dans la ligne des arbres (Kaunertal ; Nicolussi et al., 2005). Les avancées glaciaires du Grosser Aletschgletscher entre 3.5 ka et le présent sont reprises depuis Holzhauser et al. (2005). Dans l'encadré de droite : représentation de reconstitutions à partir de différents indicateurs de l'activité glaciaire. Varves lacustres du lac Silvaplanersee (Engadin; Leemann and Niessen, 1994), témoignant de la présence d'un glacier dans le bassin versant. Période de sédimentation organique non interrompue dans le lac Bruntes Moor (Nicolussi and Pratzelt, 2001). Périodes de retrait glaciaire (Alpes Suisse centrales et orientales) décrites

par Joerin et al. (2006). Pasterze glacier plus petit que sa position de l'an 2000 (Nicolussi and Patzelt, 2000; Nicolussi and Pratzelt, 2001). Glacier Tisenjoch aussi retiré que en 1991, mis en évidence par la présence de l'homme de glace Ötztal (Baroni and Orombelli, 1996). Datation ^{14}C de matériel archéologique au Schnidejoch (Grosjean et al., 2007).

Synthesis of glacial fluctuations and climatic evolution during the Younger Dryas and the Holocene periods in the Alps (from Ivy-Ochs et al., 2009). On the left part: Younger Dryas/Early Holocene transition advanced extensions. Glacial extents that are equal to the ones of the Little Ice Age are reported in grey (G: Gepatschferner (Kaunertal); S: Simonykees and Z: Zettalunitzkees (Venediger Mountains). Vertical blue bars represent the associated cold oscillations (V: Venediger; F?: Frosnitz; R1, R2: Rotmoos 1 and 2; L: Löbben oscillation; Gö1, Gö2: Göschener 1 and 2 oscillations). Hwi : Holocene warm intervals (oranges bands) (Engadin; Joerin et al., 2008). Green curve represents the tree line variation (Kaunertal; Nicolussi et al., 2005). Grosser Aletschgletscher glacial advances between 3.5 ka and the present day are taken from Holzhauser et al. (2005). On the right part: representation of various indicators of glacial activity. Lake sediment from Silvaplanersee (Engadin; Leemann and Niessen, 1994), witness of glacier presence in the catchement. Uninterrupted organic sedimentation in lake Buntes Moor (Nicolussi and Pratzelt, 2001). Pasterze glacier smaller than its 2000 CE position (Nicolussi and Patzelt, 2000; Nicolussi and Pratzelt, 2001). Tisenjoch glacier as retreated as in 1991, evidence by the presence of Ötztal Ice Man (Baroni and Orombelli, 1996). Radiocarbon dating of archeologic material at Schnidejoch (Grosjean et al., 2007).

Au cours du Dryas Récent, l'ensemble de la vallée de Chamonix était encore englacé comme le démontre la datation par ^{10}Be de polis glaciaires situés à l'aval de la ville de Chamonix à environ 12.0 ± 0.5 ka (Prud'homme, 2013; Prud'homme et al., Submitted). Un stade de position avancée du glacier du Tour a été mis en évidence par le dépôt d'une moraine, en amont de moraines associées au Dryas Récent et 750 m en aval du maximum PAG. L'âge de dépôt de cette moraine a été contraint par deux datations de matière organique dans des tourbières et débris de végétaux par ^{14}C (Jaillet and Ballandras, 1999, calibrées par Le Roy, 2012) : entre 10,4 – 9,0 ka BP (date maximum de l'avancée) et 7,8-7,6 ka BP (date minimum de l'avancée). Une moraine déposée par le glacier d'Argentière, également en aval du maximum PAG, marque une avancée glaciaire du glacier d'Argentière, qui pourrait être synchrone à l'avancée décrite pour le glacier du Tour (Lucéna and Ballandras, 1999) d'après les observations géomorphologiques sur le terrain.

Aucune autre avancée n'est répertoriée dans le MMB entre ces stades glaciaires et la recrudescence de l'activité glaciaire mise en évidence au glacier du Miage vers 4,8-4,6 ka par la reprise d'une sédimentation glacio-lacustre (Deline and Orombelli, 2005). D'autres preuves de multiples avancées glaciaires au début du Néoglaciaire, vers 4 ka, ont été mises en évidence par la datation de bois subfossiles encastrés dans les moraines ou dans les tourbières sur la Mer de Glace (Wetter, 1987; Le Roy et al., 2015), le glacier d'Argentière (Bless, 1984; Le Roy, 2012) et à partir de 3 ka environ pour le glacier des Bossons (Le Roy, 2012). Le PAG est un

épisode froid, bien marqué par les glaciers du MMB, qui ont atteint leurs extensions maximales du Néoglaciaire. Le PAG est une époque bien documentée, à la fois par les traces laissées dans le paysage par les moraines et par les documents historiques. Les maxima PAG ont été atteints au 17ième siècle pour la Mer de Glace et les glaciers du Tour et d'Argentière (Bless, 1984; Wetter, 1987; Nussbaumer et al., 2007). Depuis, les glaciers sont dans une dynamique de retrait, qui a pu être entrecoupé de courtes avancées de faible ampleur (Reynaud and Vincent, 2000).

Les glaciers de montagne sont donc de bons indicateurs climatiques, et améliorer notre connaissance de leurs fluctuations au cours de l'Holocène est un moyen de reconstituer le climat passé mais aussi de mieux comprendre leur réaction face à une variation climatique. Ces informations permettent d'améliorer les modèles décrivant le comportement des glaciers et de mieux prédire leur future évolution. L'étude des modelés glaciaires, laissés dans le paysage par les glaciers, est un moyen pertinent de reconstruction des chronologies glaciaires passées et d'avoir des informations sur la dynamique glaciaire. Dans les chapitres 2 et 3 sont présentés les aspects théoriques puis pratiques de l'étude de ces morphologies glaciaires grâce aux nucléides cosmogéniques et les chapitres 4 à 6 en présenteront des applications, réalisées dans le but d'améliorer notre connaissance des chronologies et de la dynamique glaciaires holocène dans le massif du Mont-Blanc.

CHAPITRE 2

Datation de l'exposition des morphologies glaciaires par nucléides cosmogéniques *in situ*

Dans le cadre de cette thèse, deux types de morphologies glaciaires sont étudiés sur la période de l'Holocène en utilisant les nucléides cosmogéniques ^{10}Be et ^{14}C in situ : les moraines et les polis glaciaires. Ce chapitre n'a pas pour objectif de détailler la méthodologie générale de la datation par nucléides cosmogéniques, qui est déjà écrite dans des documents de synthèse (e.g. Gosse and Phillips, 2001; Dunai, 2010), mais seulement d'en présenter les principes utiles pour la bonne compréhension des travaux réalisés.

2.1 De la formation des nucléides cosmogéniques *in situ* à la détermination de l'exposition d'une surface

La durée d'exposition d'un objet rocheux à la surface de la Terre peut être déterminé en mesurant la quantité de nucléides cosmogéniques *in situ* accumulée au sein de ses minéraux (Lal, 1991). Les nucléides cosmogéniques *in situ* sont les produits de l'interaction entre les particules du flux cosmique secondaire et les particules constitutives des minéraux terrestres. Leur mode de production est détaillé dans la section 2.1.1 et résumé sur la Figure 2.1. En déterminant leur concentration dans la roche étudiée et en sachant à quelle vitesse ils sont produits, il est possible de déterminer la durée pendant laquelle cette roche a été exposée à la surface de la Terre.

2.1.1 Production des nucléides cosmogéniques *in situ*

Le rayonnement galactique primaire, à l'origine de la production des nucléides cosmogéniques, est constitué de particules de haute énergie (1-10^{10} GeV) et chargées qui proviennent principalement de la Voie Lactée, voire d'au-delà pour les plus énergétique (Gosse and Phillips, 2001). Étant donné qu'elles sont chargées, les particules du flux cosmique sont affectées par le champ magnétique terrestre qui dévie la trajectoire des particules d'une énergie inférieure à une valeur seuil, qui dépend de la latitude et de l'intensité du champ magnétique et varie donc avec le temps. Seules les particules qui ont suffisamment d'énergie pour dépasser la barrière que constitue le champ magnétique pénètrent dans l'atmosphère. A l'arrivée dans l'atmosphère terrestre, le flux cosmique primaire est constitué de protons (H^+ - 87%) et de particules α (noyaux de $^4He^{2+}$ - 12%) ainsi que d'électrons et de noyaux lourds (Dunai, 2010).

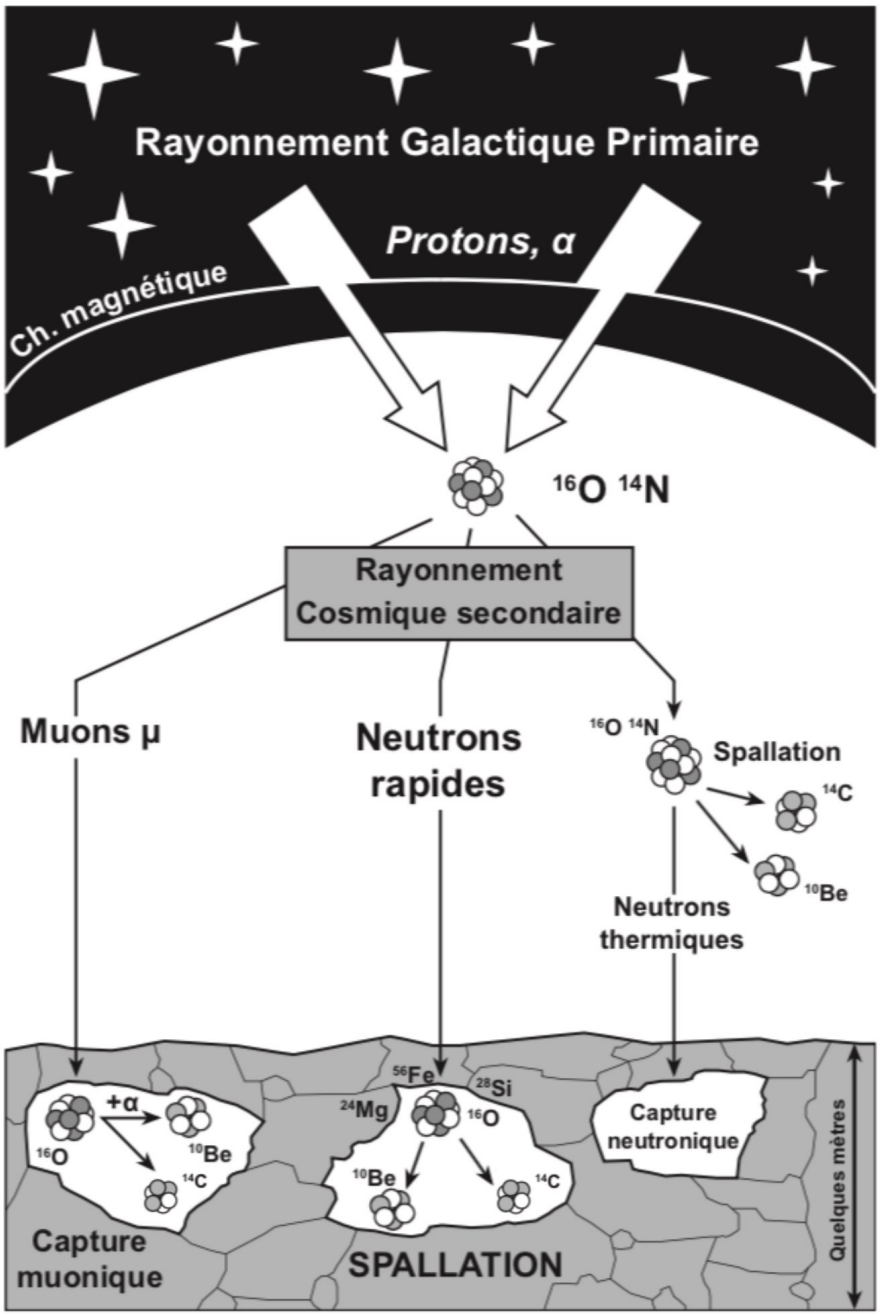


Figure 2.1 : Illustration des différentes étapes de formation des nucléides cosmogéniques *in situ* : entrée du rayonnement galactique primaire dans le champ magnétique terrestre, cascade réactionnelle dans l'atmosphère engendrant le rayonnement cosmique secondaire et les nucléides cosmogéniques atmosphériques et interaction du rayonnement secondaire avec la surface terrestre produisant les nucléides cosmogéniques *in situ* (modifié de Martin, 2016).

Illustration of the in situ cosmogenic nuclide formation steps: entry of the primary cosmic rays into the Earth's atmosphere, reaction cascade producing the secondary cosmic rays and the atmospheric cosmogenic nuclides, and secondary cosmic ray interactions with the Earth's surface producing the in situ cosmogenic nuclides (modified from Martin, 2016).

L'atmosphère terrestre est le lieu d'interactions entre les particules du flux cosmique primaire et les atomes constitutifs de l'atmosphère terrestre (O, N, Ar). La réaction nucléaire prédominante est la réaction de spallation, qui génère des nucléons (neutrons et protons) d'énergie plus basse que la particule incidente initiale, ainsi qu'un atome au noyau plus léger que celui de l'atome cible. L'atome ainsi produit est appelé nucléide cosmogénique atmosphérique (Figure 2.1). Les particules éjectées lors des réactions nucléaires ayant lieu dans l'atmosphère forment le flux cosmique secondaire. Tant qu'elles ont suffisamment d'énergie (>~10 MeV ; Gosse and Phillips, 2001), ces particules initient à leur tour des nouvelles réactions de spallation, provoquant ainsi une cascade de réactions au sein de la colonne atmosphérique. En particulier à cause de ces réactions nucléaires, l'énergie des particules du flux cosmique secondaire est atténuée avec l'épaisseur d'atmosphère traversée. Au niveau de la mer, il est essentiellement constitué de muons (Lal, 1988), particules issus de la décroissance de mésons produits lors de la collision entre les particules du flux cosmique et les atomes de l'atmosphère. Sa composante nucléonique contient 98% de neutrons contre 2% de protons (Masarik and Beer, 1999), dont des neutrons de haute énergie (~100 MeV), des neutrons rapides (0,1–10 MeV) et des neutrons thermiques (~0.025 eV).

Seule une partie des particules du flux cosmique secondaire atteint la surface terrestre avec une énergie suffisante pour induire de nouvelles réactions nucléaires en interagissant avec les atomes constitutifs des minéraux des roches terrestres. Les atomes créés par ces réactions sont appelés nucléides cosmogéniques *in situ*. En fonction de l'énergie des particules incidentes, différentes réactions nucléaires peuvent avoir lieu. Les neutrons de haute énergie provoquent des réactions de spallation qui, de la même façon que lorsque la réaction était atmosphérique, génèrent un nouvel atome plus léger que l'atome cible ainsi que de nouvelles particules neutroniques (Figure 2.1). Les neutrons thermiques ne sont plus assez énergétiques pour provoquer des réactions de spallation mais induisent des réactions de capture, qui consistent en l'absorption du dit neutron par un atome cible, conduisant à la production d'un nucléide cosmogénique *in situ* au noyau plus lourd que l'atome cible. De même les neutrons rapides peuvent produire des nucléides cosmogéniques *in situ* par capture, mais de manière moins significative car ils sont rapidement atténués au sein de la roche à des énergies de l'ordre de celles des neutrons thermiques. La production de nucléides cosmogéniques *in situ* par les muons concerne principalement des réactions de capture par les muons négatifs d'énergie thermique, mais implique également des interactions de coulomb avec les muons rapides (Gosse and Phillips, 2001). Les muons étant moins réactifs que les neutrons, leur contribution à la production des nucléides cosmogéniques *in situ* à la surface de la Terre est moindre que celle des neutrons, mais prend de l'importance en profondeur où le flux de neutrons diminue fortement (Braucher et al., 2003).

Les deux nucléides cosmogéniques utilisés au cours de cette thèse sont le béryllium-10 (^{10}Be) et le carbone-14 (^{14}C). Tous deux sont principalement produits par spallation, sur des atomes de ^{16}O majoritairement mais également ^{24}Mg, ^{26}Al et ^{28}Si. Les autres voies de production concernent surtout les muons, et notamment les réactions de captures sur des atomes tels que ^{9}Be pour le ^{10}Be ou ^{14}N et ^{17}O pour le ^{14}C (Dunai, 2010). A cause de la rapide atténuation des neutrons en profondeur, le taux de production par spallation décroit rapidement avec la profondeur (Figure 2.2). La production par muons décroit plus lentement et prend ainsi proportionnellement de l'importance par rapport à la spallation avec la profondeur. Du fait d'une plus forte production par voie muonique dans le cas du ^{14}C *in situ*, comparé au ^{10}Be, l'évolution de la production de ^{10}Be et de ^{14}C *in situ* en fonction de la profondeur est différente (Figure 2.2).

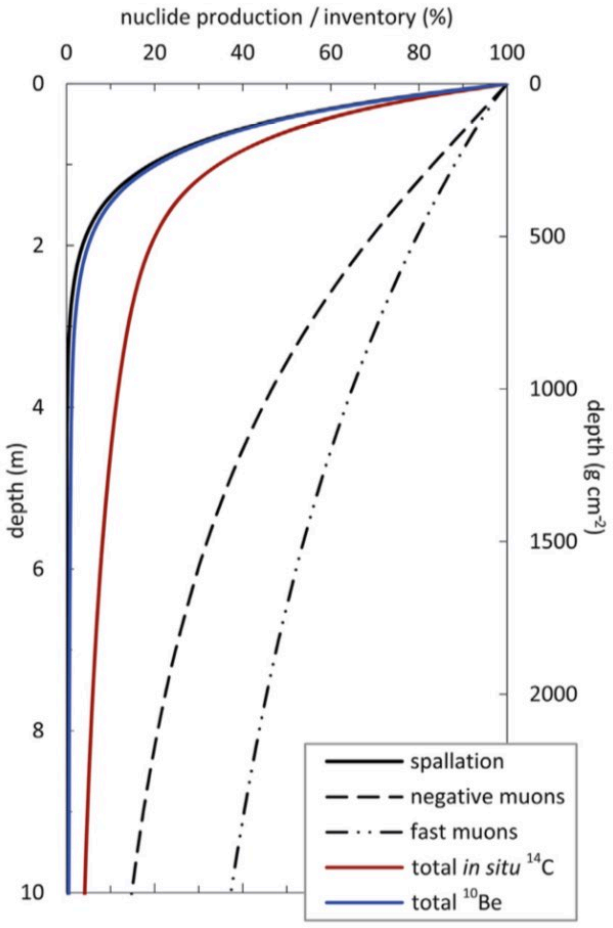


Figure 2.2 : Evolution des productions de ^{10}Be (courbe bleue) et de ^{14}C *in situ* (courbe rouge) en fonction de la profondeur. Les courbes noires continue, en tirets et en tirets-pointillés représentent respectivement les productions par spallation, capture par muons négatif et réactions par muons rapides. La densité de la roche considérée est 2.64 g/cm^3 (tiré de Hippe, 2017).

Evolution of in situ ^{14}C (red curve) and ^{10}Be (blue curve) production with depth. Solid, dashed and dot-dashed black curves represent the production rate by spallation, negative muon capture and fast muon processes, respectively. Rock density is fixed at 2.64 g/cm^3 (from Hippe, 2017).

2.1.2 Equation de production

L'estimation du temps d'exposition d'une surface rocheuse repose sur la détermination de la concentration en nucléides cosmogéniques C_{total} accumulés au sein des minéraux de la roche. La concentration d'un nucléide cosmogénique est décrite par l'équation suivante (Lal, 1991; Niedermann, 2002) :

$$C_{total}(t,z) = C_{initial}(z)e^{-\lambda t} + \sum_i \frac{P_i(0)e^{-z\rho/\Lambda_i}}{\lambda + \varepsilon\rho/\Lambda_i}(1 - e^{-(\lambda+\rho\varepsilon/\Lambda_i)t}) \qquad (2.1)$$

où $\boldsymbol{C_{initial}}$ est la concentration initiale (at/g) lorsque l'exposition commence, **t** le temps d'exposition (an), **z** la profondeur de la roche (cm), $\boldsymbol{P_i}$ le taux de production pour les différentes voies de production : spallation, capture par neutrons et capture par muons négatifs (at/g/an) et $\boldsymbol{\Lambda_i}$ leur longueur d'atténuation (g/cm²), $\boldsymbol{\rho}$ la densité de la roche (g/cm³), $\boldsymbol{\lambda}$ est la constante de désintégration radioactive (an^{-1}) et $\boldsymbol{\varepsilon}$ le taux d'érosion durant l'exposition (cm/an).

Dans des cas particuliers, cette équation peut être simplifiée. Par exemple dans le cas d'une surface n'ayant pas subi d'érosion ε = 0 cm/an, dans le cas d'un nucléide cosmogénique stable (par exemple ^{3}He, ^{21}Ne) λ = 0 an^{-1} ou lorsqu'il n'y a pas de nucléide hérité au début de l'exposition $C_{initial}$ = 0 at/g.

Connaissant la concentration, il est nécessaire de connaître le taux de production du nucléide cosmogénique dans la roche étudiée, à savoir la vitesse à laquelle il est accumulé dans la roche, avant de pouvoir remonter à la durée d'exposition.

2.1.3 Dépendances de la production

Le taux de production (P_i dans l'équation 2.1) dépend directement de l'intensité du flux cosmique qui percute la surface rocheuse considérée. Il varie ainsi en fonction de la latitude, qui module l'entrée des particules du flux cosmique primaire au sein de l'atmosphère, de l'altitude et des anomalies de pression atmosphérique, qui définissent l'épaisseur et la densité de la colonne d'air traversée par les particules (Lal, 1991; Stone, 2000). Tout comme l'intensité du champ magnétique, les taux de production vont être aussi dépendants du temps. En somme la valeur du taux de production est directement liée à la position géographique de l'échantillon et reflète les variations de l'intensité du champ magnétique au cours de la durée d'exposition.

Afin de pouvoir extrapoler les taux de production, qui sont calibrés localement, à un site d'échantillonnage d'intérêt, leur valeur de référence est exprimée selon les conditions du niveau de la mer et de hautes latitudes. Ils portent alors la mention SLHL pour Sea Level High Latitude. Différents modèles de corrections spatiales ont été élaborés dans le but de prendre en compte les variations spatiales et temporelles décrites ci-dessus et d'adapter la valeur des

taux de production SLHL à des positions géographiques locales. Il en existe plusieurs, les trois modèles de corrections spatiales couramment utilisés aujourd'hui sont :

- Un modèle indépendant du temps : le modèle de Lal-Stone « St » (Lal, 1991; Stone, 2000; Balco et al., 2008), qui prend en compte la latitude et la pression atmosphérique, mais pas les variations du champ magnétique.
- Deux modèles dépendants du temps : le modèle « Lm » basé sur le modèle précédent mais prenant en compte les variations magnétiques décrites dans Nishiizumi et al. (1989) (Balco et al., 2008), et le modèle récent « LSD » de Lifton et al. (2014).

D'autres paramètres liés à l'environnement proche de la surface étudiée impactent également les taux de production : la topographie entourant la surface ainsi que l'orientation et la pente de celle-ci sont à prendre en compte. En effet la présence de relief bloque une partie du flux cosmique pouvant être reçu par la surface et diminue le taux de production (Dunne et al., 1999; Niedermann, 2002). Aussi, la présence plus ou moins importante d'une couverture (sol, végétation, neige, cendres volcaniques…) diminue le flux cosmique atteignant la surface recouverte, diminuant momentanément le taux de production (Gosse and Phillips, 2001).

2.2 Datation des morphologies glaciaires en utilisant le ^{10}Be et le ^{14}C *in situ*

L'utilisation des nucléides cosmogéniques pour dater l'exposition de morphologies glaciaires est particulièrement adaptée car les processus érosifs glaciaires créent de nouvelles surfaces, théoriquement exemptes de nucléides cosmogéniques, dont il est possible de déterminer l'exposition. Leur application au contexte glaciaire a beaucoup contribué à l'amélioration des connaissances des chronologies glaciaires (Balco, 2011). Les premières applications des nucléides cosmogéniques au domaine glaciaire a été réalisées au début des années 1990 en utilisant le ^{36}Cl puis le ^{10}Be pour reconstruire des chronologies glaciaires dans l'Ouest des États-Unis (Phillips et al., 1990; Gosse et al., 1995; Zreda and Phillips, 1995).

2.2.1 Datation du dépôt des moraines par ^{10}Be

2.2.1.1 Principe et apport de la datation des moraines

Les blocs morainiques sont des objets appropriés à la datation de l'âge d'exposition par nucléides cosmogéniques. En effet ces blocs proviennent de roches décrochées des parois du bassin versant du glacier ou de morceaux arrachés du socle par l'écoulement du glacier. Dans le cas des blocs sous-glaciaires, il s'agit a priori de surfaces n'ayant pas été exposées auparavant et qui ne contiennent alors pas, ou très peu, de nucléides cosmogéniques. Dans le cas de blocs provenant d'écroulements, la plupart de leurs faces pouvaient être protégées des

rayonnements par l'épaisseur même du bloc ou par la présence d'autres blocs. Lors de leur transport par le glacier, les blocs sont protégés des rayonnements cosmiques par l'épaisseur de glace qui les entoure, et l'accumulation de nucléides cosmogéniques débute seulement lors de leur dépôt sous forme de moraines (Figure 2.3). Déterminer l'âge d'exposition des blocs morainiques permet donc de remonter à la période de dépôt de la moraine, contraignant la date où le glacier a abandonné la moraine au moment de la déglaciation (Figure 2.3).

Cependant, deux aspects sont à prendre en compte lors de l'estimation de l'âge d'une moraine par cette méthode : la possibilité d'une exposition antérieure à celle du dépôt de la moraine appelée « héritage », laquelle conduit à la surestimation de l'âge d'exposition, et la possibilité de processus postérieurs à l'abandon de la moraine, comme le basculement du bloc ou le retrait tardif d'une couverture sédimentaire conduisant alors à la sous-estimation de l'âge d'exposition. La présence d'héritage au sein des blocs morainiques ne toucherait que 3% d'entre eux (Putkonen and Swanson, 2003). Heyman et al. (2011) ont montré que la plus grande source de biais concerne la possibilité d'une exposition tardive des blocs utilisés pour la mesure des nucléides cosmogéniques. Aussi, lors de l'échantillonnage en vue de la détermination de l'âge d'une moraine, il est nécessaire de prendre en considération cette éventualité afin de la limiter. En plus de l'échantillonnage de plusieurs blocs (au moins 3-5) par moraines, le choix de blocs situés sur les crêtes, où les probabilités de recouvrement tardif et de basculement du bloc sont les plus faibles, est à privilégier. Une localisation sommitale de l'échantillon permet également de minimiser un potentiel recouvrement.

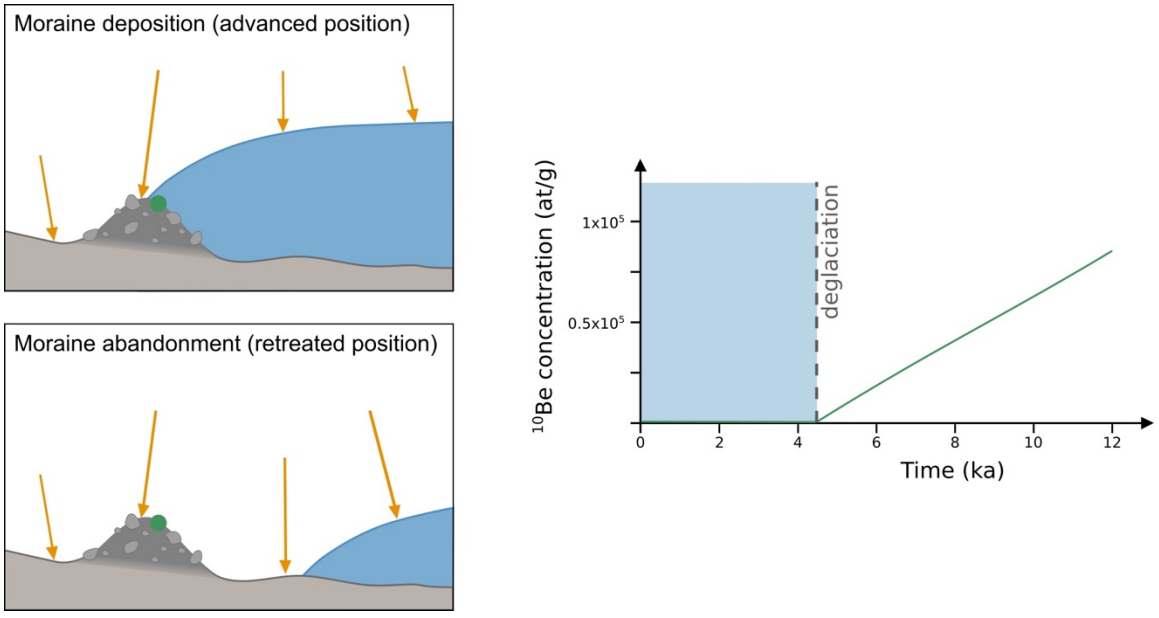


Figure 2.3 : Schéma explicatif du principe de datation de l'âge d'exposition des blocs morainiques par ^{10}Be cosmogénique.

Concept of boulder exposure dating by cosmogenic ^{10}Be (left) and associated evolution of ^{10}Be concentration in the boulder surface (right).

De plus, l'érosion aérienne subie par la surface après son découvrement, en éliminant les premiers millimètres de roche dans lesquels sont contenu des nucléides cosmogéniques, peut être à l'origine d'un biais lors de l'estimation de l'âge d'exposition d'une surface. Cependant, l'impact de l'érosion des surfaces au cours de leur exposition est souvent considéré comme négligeable sur la période Holocène (Dunai, 2010). Le choix de surfaces ayant des signes d'érosion minimum (présence de stries glaciaires, pas de traces d'érosion différentielle…) est le gage d'une faible érosion depuis le découvrement de la surface et ne pas prendre en compte l'érosion dans ces cas-là ne devrait pas affecter les résultats. Cependant, les âges d'exposition déduits doivent strictement parlant être considérés comme des âges minimum. Cette dernière remarque est également valable dans le cas des polis glaciaires, détaillé dans la section 2.2.2.

2.2.1.2 Utilisation du ^{10}Be

L'application de la méthode de datation par nucléides cosmogéniques aux blocs morainiques a permis d'obtenir des âges directs du dépôt des moraines, qui n'étaient jusqu'alors daté que par des méthodes relatives ou dans des cas exceptionnels par des datations radiocarbones de sols intramorainiques (Mackintosh et al., 2017). Le ^{10}Be est un nucléide cosmogénique produit, entre autres, dans le quartz, minéral que l'on retrouve dans de nombreux contextes géologiques. Il a été largement utilisé à travers le monde pour la datation de l'âge de dépôt des moraines (Schaefer et al., 2009; Schimmelpfennig et al., 2014; Martin et al., 2015; Chenet et al., 2016). Sa grande demi-vie de 1,39 Ma (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010) en fait un outil adapté pour les datations du Quaternaire (Dunai, 2010).

Dans le cadre de cette thèse, des moraines déposées au cours de l'Holocène sont datées en utilisant le ^{10}Be. La décroissance radioactive du ^{10}Be tout comme l'érosion des blocs morainiques lors de l'exposition peuvent être négligés lors de la détermination de la concentration au sein des blocs échantillonnés. En privilégiant des échantillons de surface (z = 0) et en supposant qu'il n'y a pas d'héritage, l'équation 2.1 peut être simplifiée à :

$$C_{total}(t, 0) = \sum_i P_i(0)\, t \qquad (2.2)$$

où **t** le temps d'exposition (an), $\boldsymbol{P_i}$ le taux de production pour les différentes voies de production : spallation, capture par neutrons et capture par muons négatifs (at/g/an).

Le temps d'exposition $T_{exp} = t$ qui en découle peut alors être déterminé selon l'équation suivante :

$$T_{exp} = \frac{C_{total}(T_{exp}, 0)}{\sum_i P_i(0)} \qquad (2.3)$$

2.2.2 Datations de polis glaciaires par ^{10}Be et ^{14}C *in situ*

2.2.2.1 Principe et apport de la datation des polis glaciaires

Dans le contexte glaciaire, les polis glaciaires (surfaces érodées par le glacier) ont également fait l'objet de datation par nucléides cosmogéniques (e.g. Goehring et al., 2011; Wirsig et al., 2016; Young et al., 2018), ce qui a permis de contraindre les chronologies glaciaires et d'apporter notamment des informations complémentaires à celles des moraines. Cependant, contrairement aux blocs morainiques qui ont le plus souvent une histoire avec une exposition unique, les polis glaciaires peuvent avoir été sujet à une histoire plus complexe, comprenant possiblement plusieurs successions de périodes de recouvrement et d'exposition. L'érosion de la surface par le glacier lors d'une période de recouvrement contribue à l'élimination des nucléides cosmogéniques qui se sont accumulés dans les premiers centimètres de la roche. Malgré cela, il a été montré par Nishiizumi et al. (1989) que l'érosion de moins de 3 m de roche peut entrainer un héritage, qui viendra s'ajouter aux nucléides cosmogéniques nouvellement produits lors des phases suivantes d'exposition de la surface. La concentration en nucléides cosmogéniques mesurée au sein d'un poli glaciaire ne reflète donc pas obligatoirement le temps d'exposition depuis le dernier retrait glaciaire, ce qui en fait un objet délicat à utiliser.

Néanmoins, cet héritage peut être utilisé pour étudier les durées d'exposition cumulées sur une certaine période. Il est important de remarquer que dans ce cas les âges apparents d'exposition déterminés à partir des concentrations d'un seul nucléide ne reflètent pas le moment de l'exposition initiale de la surface, comme c'est le cas pour un bloc morainique par exemple, et ne peuvent qu'être considérés comme des temps d'exposition minimaux s'il y a eu de l'érosion sous-glaciaire pendant les temps de recouvrement. On parle alors « d'âge apparent ».

Dans le cas d'un scenario complexe de recouvrement et d'exposition, afin de pouvoir remonter aux réelles durées de recouvrement et d'exposition, il est nécessaire d'utiliser deux nucléides cosmogéniques dont les demi-vies sont différentes. Cette différence entrainera une divergence dans l'évolution de leur concentration lors du recouvrement de la surface par la glace (Hippe, 2017). La paire ^{10}Be-^{26}Al a été largement utilisé pour étudier ce genre de problématiques (e.g. Bierman et al., 1999; Gjermundsen et al., 2015; Schaefer et al., 2016; Strunk et al., 2017). Néanmoins leur grande demi-vie -respectivement 1,39 Ma (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010) et 717 ka (Basunia and Hurst, 2016)- ne permet de souligner que des différences d'exposition de l'ordre de 100 ka au minimum (Hippe, 2017). Son utilisation n'est donc pas applicable pour l'étude de la déglaciation depuis le Dernier Maximum Glaciaire (~20ka). Le ^{14}C *in situ* dont la demi-vie est bien plus courte que celle de ^{26}Al (5730 ± 30 ans ; Lederer et al., 1978) est par contre, couplé au ^{10}Be, tout indiqué pour déchiffrer les scenarios complexes de recouvrement et d'exposition proches de l'époque actuelle (20-30 ka ; Goehring et al., 2013).

Dans le cas de l'étude des fluctuations glaciaires au cours de l'Holocène, les nucléides cosmogéniques hérités au cours des phases d'expositions successives sont donc une source importante d'informations sur le comportement du glacier. Cette application est détaillée dans la section suivante et est basée sur l'étude pionnière sur le glacier du Rhône par Goehring et al. (2011).

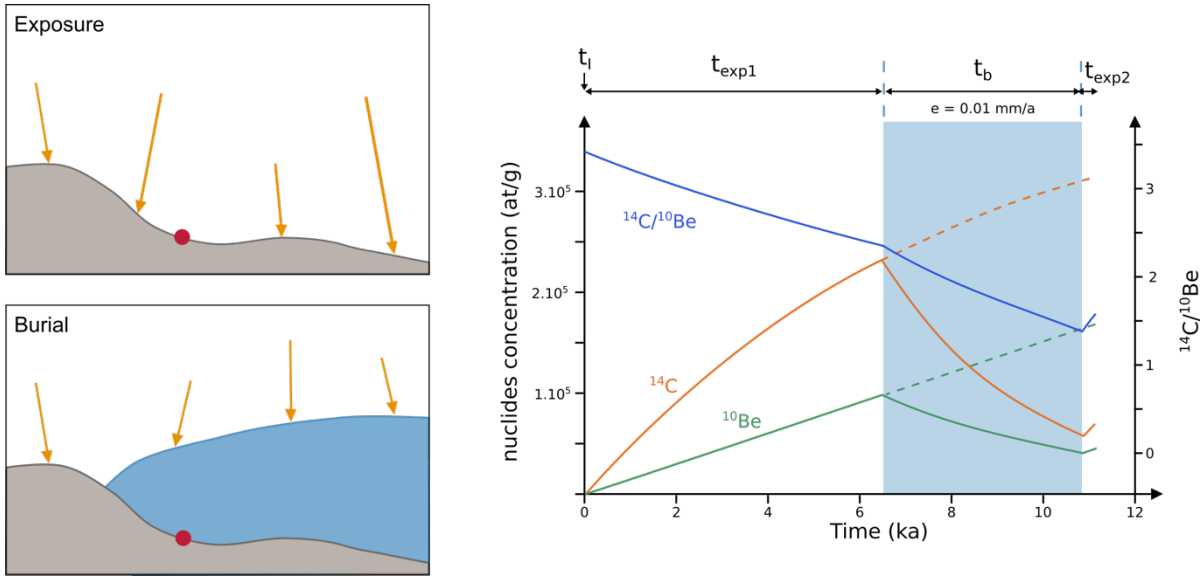


Figure 2.4 : Schéma explicatif de la datation d'un poli glaciaire par ^{10}Be et ^{14}C *in situ* (gauche) et évolution des concentrations de ^{14}C *in situ* et ^{10}Be cosmogéniques et du rapport des concentrations ^{14}C/^{10}Be dans des polis glaciaires ayant un historique de recouvrement-exposition complexe (droite). t_I est l'âge de découvrement initiale de la surface, t_{exp} et t_b sont respectivement les durées cumulées d'exposition et de recouvrement ; $t_{exp} = t_{exp1} + t_{exp2}$ et $t_I = t_{exp} + t_b$, avec $t_{exp2} << t_{exp1}$.

Concept of surface exposure dating of glacially polished bedrock by cosmogenic in situ ^{14}C and ^{10}Be (left) and evolution of individual in situ ^{14}C and ^{10}Be concentrations and their ratio during a scenario of alternating exposure and burial (right). t_I is the initial time of the surface exposure, t_{exp} and t_b are the cumulated duration of exposure and burial, respectively; $t_{exp} = t_{exp1} + t_{exp2}$ and $t_I = t_{exp} + t_b$.

2.2.2.2 Utilisation de la paire ^{10}Be-^{14}C in situ

La Figure 2.4 illustre l'évolution conjointe des concentrations de ^{10}Be et de ^{14}C *in situ* dans le cadre d'une hypothétique succession de périodes d'exposition et de recouvrement d'un poli glaciaire associé à une phase majeure d'érosion glaciaire antérieure ayant effacé tout héritage précédent. Au cours de l'exposition initiale de la surface, les deux nucléides cosmogéniques s'accumulent en fonction de leur taux de production respectifs. Le rapport des concentrations ^{14}C/^{10}Be reflète alors celui des taux de production, ainsi que la décroissance du ^{14}C *in situ*. Lors du recouvrement de la surface par le glacier, la production de nucléides cosmogéniques est stoppée et les concentrations diminuent, cela à cause de deux phénomènes : tout d'abord la décroissance radioactive qui, à l'échelle de l'Holocène, ne concerne que le ^{14}C *in situ* ; ensuite

l'érosion sous-glaciaire qui affecte les concentrations des deux éléments. En effet, le frottement de la glace sur la surface décape les premiers centimètres de la roche où sont accumulés les nucléides cosmogéniques. Le rapport des concentrations $^{14}C/^{10}Be$ diminue donc progressivement en fonction du temps de recouvrement. Une nouvelle exposition entrainera la reprise de la production de nucléides cosmogéniques, et ainsi de suite jusqu'à la dernière phase d'exposition.

Dans le cas théorique où il n'y a pas d'érosion sous-glaciaire, la concentration des nucléides cosmogéniques ne sera pas impactée et la mesure de la concentration en ^{10}Be permettrait alors de remonter à la durée, en cumulé, pendant laquelle la surface a été exposée au cours de l'Holocène, alors que la mesure de la concentration en ^{14}C *in situ* permettrait de remonter à la quantité perdue par dégradation radioactive pendant les périodes de recouvrement, et ainsi de remonter à la durée, en cumulé, pendant laquelle la surface a été recouverte au cours de l'Holocène (Hippe, 2017). Cependant, il est important de prendre en considération l'érosion de la surface ayant lieu lors des périodes de recouvrement et qui vient modérer les affirmations précédentes. Les durées d'exposition déterminées en ne prenant pas en compte l'effet de l'érosion sous-glaciaire sont à considérer comme étant des durées minimum. Afin de déterminer à la fois l'épaisseur de roche érodée par le glacier et les durées d'exposition et de recouvrement à partir de la mesure du ^{14}C *in situ* et du ^{10}Be, une contrainte supplémentaire est nécessaire : la connaissance de la date de la première exposition de la surface (t_I), à partir de laquelle les nucléides cosmogéniques ont commencé à s'accumuler dans la roche. Cette indication permet de déterminer la durée d'exposition (t_{exp}) à partir de la durée de recouvrement (t_b) ou inversement ($t_I = t_{exp} + t_b$) (Goehring et al., 2011; Hippe, 2017), ce qui permet alors de déterminer également l'épaisseur érodée.

Dans le cas d'une situation où il y a une première période d'exposition suivit d'une période de recouvrement unique la durée de recouvrement (t_b) et l'épaisseur érodée (E) d'une surface au cours de l'Holocène peuvent être déterminées par les équations ci-après décrites dans Goehring et al. (2011), à partir des concentrations en ^{14}C *in situ* et ^{10}Be et en connaissant la date initiale d'exposition (t_I). A savoir que dans le cas où la surface a récemment été déglacée, la durée de cette seconde période d'exposition peut être considérée négligeable comparée à celle de la première (comme présenté dans la Figure 2.4). Dans le cas d'un scenario plus complexe, ces équations ne permettent alors qu'une approximation de ces valeurs et une résolution numérique pas à pas peut être réalisé pour en avoir une détermination plus précise. Les conditions pour le calcul de la concentration en nucléides cosmogéniques dans ce cas sont : l'absence d'héritage ($C_{initial}(0) = 0$) et la décroissance radioactive du ^{10}Be négligeable. Le mécanisme d'érosion sous-glaciaire considéré à travers ce calcul est uniquement l'abrasion, qui est supposé constante au cours du recouvrement.

Les équations des concentrations de ^{10}Be et ^{14}C *in situ* sont alors décrites par :

$$C_{10}(t,0) = \left[\sum_i P_{10_i}(0)e^{-E\rho/\Lambda_i}\right] t_{\text{exp}} = \left[\sum_i P_{10_i}(0)e^{-E\rho/\Lambda_i}\right](t_I - t_{\text{b}}) \quad (2.4)$$

$$C_{14}(t,0) = \left[\sum_i \frac{P_{14_i}(0)e^{-E\rho/\Lambda_i}}{\lambda_{14}}\right]\left(1 - e^{-\lambda_{14}t_{exp}}\right)e^{-\lambda_{14}t_b}$$

$$= \left[\sum_i \frac{P_{14_i}(0)e^{-E\rho/\Lambda_i}}{\lambda_{14}}\right](1 - e^{-\lambda_{14}(t_I - t_{\text{b}})})e^{-\lambda_{14}t_{\text{b}}} \quad (2.5)$$

où t_I est le temps d'exposition initiale (an), t_{b} est la durée cumulée de recouvrement (an), t_{exp} est la durée d'exposition (an) et E l'épaisseur de roche érodée (cm). Pour la signification des autres variables, se reporter à la description de l'équation 2.1.

Le rapport des concentrations de ^{14}C *in situ* et ^{10}Be peut donc s'écrire sous la forme :

$$R_{\frac{14}{10}}(t_b, z) = \frac{\left[\sum_i \frac{P_{14_i}(0)e^{-E\rho/\Lambda_i}}{\lambda_{14}}\right](1 - e^{-\lambda_{14}(t_I - t_{\text{b}})})e^{-\lambda_{14}t_{\text{b}}}}{\left[\sum_i P_{10_i}(0)e^{-E\rho/\Lambda_i}\right](t_I - t_{\text{b}})} \quad (2.6)$$

D'après l'équation 2.4, $t_{\text{b}} = t_I - \frac{C_{10}(t,0)}{\left[\sum_i P_{10_i}(0)e^{-E\rho/\Lambda_i}\right]}$. En substituant cette expression dans l'équation 2.6, la mesure des concentrations de ^{14}C *in situ* et de ^{10}Be permet de déterminer la valeur de l'épaisseur érodée E et de remonter ensuite à la durée de recouvrement t_b en utilisant l'expression ci-dessus. La durée d'exposition t_{exp} est déterminée grâce à la relation $t_{exp} = t_I - t_b$. Le taux d'érosion sous-glaciaire est lui calculé en divisant l'épaisseur érodée E par la durée de recouvrement t_b, ce qui correspond à l'estimation d'un taux d'érosion sous-glaciaire constant au cours de l'Holocène.

Comme cela a déjà été mentionné, l'érosion sous-glaciaire impacte de manière différentes les concentrations en nucléides cosmogéniques et une attention particulière doit y être porté lors de l'interprétation de résultats obtenus dans ce contexte. Nous avons vu précédemment que dans le cas théorique où l'érosion sous-glaciaire est nulle, la concentration en ^{10}Be seule permet de remonter à la durée cumulée d'exposition. Lors de l'érosion de moins de 3 m de roche pendant chaque période de recouvrement, entrainant de l'héritage (Nishiizumi et al., 1989), la durée d'exposition calculée à partir des concentrations de ^{10}Be et de ^{14}C *in situ* grâce aux équations (2.4) à (2.5) est la durée cumulée sur la période de l'Holocène.

2.2.2.3 *Limites de l'utilisation de la paire ^{10}Be-^{14}C in situ*

En cas d'érosion sous-glaciaire importante, la couche de surface de la roche contenant les nucléides cosmogéniques est entièrement ou presque entièrement érodée, les concentrations en ^{10}Be et ^{14}C *in situ* présentes sont dans ce cas très faibles. De même, une faible exposition au

cours de l'Holocène entrainera de très faibles concentrations en nucléides cosmogéniques. Dans ce cas, les incertitudes sur les mesures effectuées peuvent être très importantes, ce qui implique une grande incertitude sur les concentrations calculées, qui se propage ensuite lors des calculs des durées d'exposition ou de recouvrement déterminées à partir de ces concentrations. Une trop grande incertitude conduit à des résultats qui n'ont plus de valeur interprétative et n'apportent pas beaucoup d'information. Une réflexion sur les résultats d'une mesure de ^{10}Be effectuée sur un poli glaciaire est utile afin de valider l'intérêt d'une mesure du ^{14}C *in situ* (plus couteuse et plus laborieuse) sur cette même surface.

Tout d'abord, connaissant l'incertitude sur la concentration de ^{10}Be calculée à l'issu de la mesure, l'importance de l'incertitude sur le temps de recouvrement, qui en dépend, peut être questionnée. En effet, si la concentration en ^{10}Be est trop incertaine, l'incertitude sur la durée de recouvrement sera trop importante pour pouvoir retirer une information valable de cette valeur. Pour illustrer ces propos, la Figure 2.5 représente l'évolution de l'incertitude sur la durée de recouvrement en fonction de l'incertitude sur la concentration de ^{10}Be mesurée. Pour ce graphique, les concentrations de ^{10}Be et de ^{14}C *in situ* sont calculées sur l'hypothèse d'un scenario d'exposition et de recouvrement au cours de l'Holocène identique à celui mis en évidence sur le glacier du Rhône (Goehring et al., 2011), à savoir 6500 ans d'exposition et 4500 ans de recouvrement. L'incertitude sur le temps de recouvrement a été estimée en se basant sur les bornes supérieures et inférieures des concentrations en ^{10}Be et ^{14}C *in situ*. On remarque que l'incertitude sur la durée de recouvrement est voisine du double de celle sur la concentration en ^{10}Be. Afin d'avoir une incertitude au maximum de 50% sur le temps de recouvrement, ce qui peut être considéré comme la limite de l'acceptable, les incertitudes sur les concentrations de ^{10}Be ne doivent pas dépasser les 20-25%, pour des incertitudes sur les concentrations de ^{14}C *in situ* allant de 10 à 2%. Dans le cas de la réalisation des mesures de ^{14}C *in situ* et de ^{10}Be au CEREGE (respectivement sur les spectromètres de masse AixMICADAS et ASTER), les incertitudes que l'on peut actuellement attendre dans les meilleurs cas sont 2% pour le ^{14}C *in situ* et 3,5% pour le ^{10}Be. Dans ces conditions, l'incertitude sur la durée de recouvrement serait proche de 8% (dans le cas d'un recouvrement de 4500 ans et sans érosion sous-glaciaire). Avec des incertitudes de 5% pour chacun des nucléides, ce qui est raisonnablement envisageable, l'incertitude sur la durée de recouvrement est d'environ 14%, en considérant toujours les mêmes hypothèses.

Si l'incertitude sur les concentrations en ^{10}Be sont jugées insuffisantes, il est possible de renouveler la mesure pour essayer de la diminuer. Par exemple, l'utilisation d'une quantité plus importante de quartz augmentera la quantité de Be dans la cible mesurée par spectrométrie et améliorera potentiellement la précision de la mesure. Une augmentation du temps de mesure peut également permettre d'améliorer la statistique de cette dernière. Dans les deux cas, il faut que le courant soit stable et à un bon niveau pour le permettre.

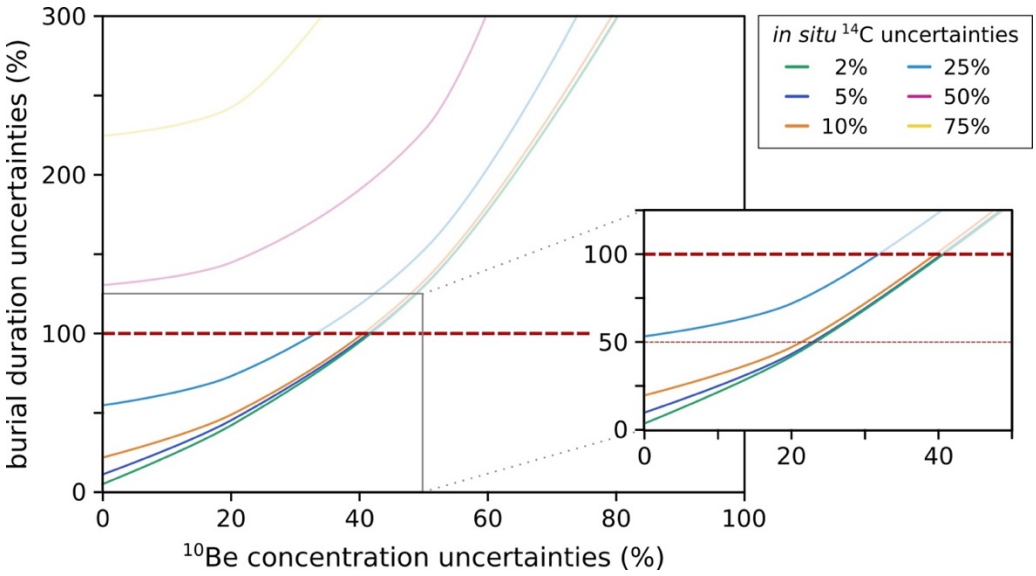


Figure 2.5 : Modélisation de l'évolution de l'incertitude sur la durée de recouvrement en fonction de l'incertitude sur la concentration de ^{10}Be mesurée dans la surface étudiée, pour différentes incertitudes sur la concentration de ^{14}C *in situ* mesurée. L'érosion sous-glaciaire est supposée nulle et le scenario est fixé à 6500 ans d'exposition et 4500 ans de recouvrement. La zone au-dessus de la limite rouge pointillée correspond au domaine où l'incertitude sur la durée de recouvrement est supérieure à 100%.

Modelled evolution of the burial duration uncertainty as a function of the uncertainties of the measured ^{10}Be concentration and various uncertainties of in situ ^{14}C concentration. Subglacial erosion rate is supposed to equal zero and the scenario is fixed at 6500 years of exposure and 4500 years of burial. The area above the red dashed line is the sector where burial duration uncertainty is higher than 100%.

De plus, la question peut se poser de savoir à partir de quelle concentration en ^{10}Be la mesure de ^{14}C *in situ* sur la même surface est intéressante, car en dessous d'une certaine concentration de ^{10}Be il est possible que la concentration en ^{14}C *in situ* soit trop faible pour être mesurée. Comme mentionné au début de cette section, de faibles concentrations en nucléides cosmogéniques peuvent être dues à un court temps d'exposition ou à une érosion importante au cours de l'Holocène. En fonction d'un scenario supposé, il est possible d'évaluer les concentrations en ^{14}C *in situ* et en ^{10}Be auxquelles s'attendre au sein d'une même surface. La Figure 2.6 illustre l'évolution de la concentration en ^{10}Be d'une surface en fonction du taux d'érosion sous-glaciaire pour différents scenario de recouvrement et d'exposition (sur une durée totale de 11000 ans, comme indiqué dans l'étude du glacier du Rhône (Goehring et al., 2011)). La limite indiquée de 1x10^5 at/g pour la concentration de ^{14}C *in situ* correspond à une précision de ~5% sur la mesure de ce nucléide en utilisant une quantité de 5 g de quartz (voir section 3.3.1 du chapitre 3). Elle est équivalente à des concentrations de ^{10}Be allant de 5.5x10^4 à 8.5x10^4 at/g selon les différents scenarios et pour des taux d'érosion sous-glaciaire allant de 0 à 0,1 cm/an. Basé sur ces conclusions, la valeur de la concentration en ^{10}Be (C_{10Be}) permet de juger de l'intérêt d'une mesure ^{14}C *in situ* sur la même surface :

- $C_{10Be} > 8{,}5x10^4$ at/g : la mesure de ^{14}C *in situ* semble être indiquée.
- $8{,}5x10^4 > C_{10Be} > 5{,}5x10^4$ at/g : la mesure de ^{14}C *in situ* peut être envisagée, mais le résultat est incertain et dépendra du scenario et de l'érosion sous-glaciaire réelle du glacier. Des informations permettant d'avoir une idée sur l'un ou l'autre de ces éléments peut aider à trancher.
- $C_{10Be} < 5{,}5x10^4$ at/g : la mesure de ^{14}C *in situ* ne semble pas présenter d'intérêt.

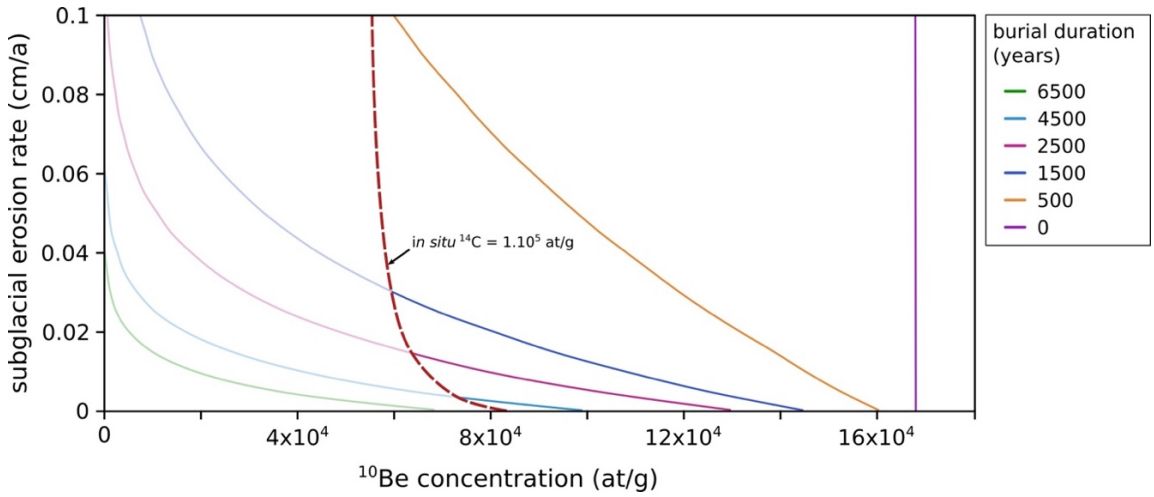


Figure 2.6 : Modélisation de l'évolution de la concentration de ^{10}Be au sein d'une surface en fonction du taux d'érosion sous-glaciaire dans le cas de différents scénarios de temps d'exposition (t_{exp}) et de recouvrement (t_b) : t_{exp} = 4500 ans, t_b = 6500 ans (vert) ; t_{exp} = 6500 ans, t_b = 4500 ans (bleu clair) ; t_{exp} = 8500 ans, t_b = 2500 ans (rose) ; t_{exp} = 9500 ans, t_b = 1500 ans (bleu foncé) ; t_{exp} = 10500 ans, t_b = 500 ans (orange) ; t_{exp} = 11000 ans, t_b = 0 ans (violet). Le scénario établit au glacier du Rhône (Goehring et al., 2011) correspond au scenario bleu clair. La courbe en pointillées rouge relie les concentrations en ^{10}Be qui correspondraient à une concentration en ^{14}C *in situ* de 1.10^5 at/g pour les différents scénarios. La zone à gauche de cette courbe correspond à des concentrations mesurées en ^{10}Be pour lesquelles une concentration associée en ^{14}C *in situ* inférieure à 1.10^5 at/g peut être attendue. L'incertitude sur la mesure de cette concentration de ^{14}C *in situ* (en supposant une utilisation de 5 g de quartz) est susceptible d'être supérieure à 5% selon Hippe (2017).

Modelled evolution of ^{10}Be concentrations as a function of subglacial erosion rates for various scenarios of exposure (t_{exp}) and burial (t_b): t_{exp} = 4500 years, t_b = 6500 years (green); t_{exp} = 6500 years, t_b = 4500 years (light blue) ; t_{exp} = 8500 years, t_b = 2500 years (pink); t_{exp} = 9500 years, t_b = 1500 years (dark blue); t_{exp} = 10500 years, t_b = 500 years (orange); t_{exp} = 11000 years, t_b = 0 years (purple). The Rhone glacier scenario (Goehring et al., 2011) corresponds to the light blue scenario. The red dashed curve joins the ^{10}Be concentrations that would correspond to an in situ ^{14}C concentration of 1.10^5 at/g for the different scenarios. The area to the left of this curve corresponds to the measured ^{10}Be concentrations for which an associated in situ ^{14}C concentration of less than 1.10^5 at/g can be expected. The uncertainty of this in situ ^{14}C concentration is likely to be superior to 5% (assuming that 5 g of quartz are used) according to Hippe (2017).

Ces valeurs ne sont pas des limites franches, car elles dépendent notamment du temps total considéré (ici 11 000 ans) et de la localisation géographique de la surface considérée, mais elles peuvent être considérées comme des indications et l'exercice peut également être adapté pour chaque situation. De plus si la mesure du ^{14}C *in situ* peut être réalisée avec une meilleur précision que celle considérée ici (5%), les limites sur les concentrations en ^{10}Be en seront diminuées.

Cette analyse concernant les limites de l'utilisation de la combinaison ^{10}Be-^{14}C *in situ* a été appliquée sur les mesures réalisées sur des polis glaciaires dans le cadre de cette thèse. Elle est présentée à la suite d'une analyse de la robustesse de ces données dans le chapitre 3 et son applicabilité sur le terrain est présentée dans le chapitre 6.

CHAPITRE 3

Méthodologie analytique de préparation des échantillons

Ce chapitre présente les méthodologies amenant de la roche échantillonnée sur le terrain à la mesure du ^{10}Be et ^{14}C in situ par spectrométrie de masse. Il regroupe à la fois des méthodologies générales, des développements effectués dans le cadre de ces travaux de thèse ainsi qu'une réflexion sur les résultats analytiques obtenus.

L'isolation du ^{10}Be et du ^{14}C cosmogéniques produit *in situ*, en vue de la mesure des rapports de $^{10}Be/^{9}Be$ et de $^{14}C/^{12}C$ par spectrométrie de masse afin d'en déterminer la concentration, est réalisée dans les deux cas à partir des minéraux de quartz contenus dans la roche échantillonnée. Il est donc nécessaire, dans un premier temps, de séparer les grains de quartz des autres constituants de la roche. L'isolation du ^{10}Be est atteinte par une succession d'étapes chimiques faisant suite à la dissolution du quartz, celle du ^{14}C se fait par purification du CO_2 dégagé, selon la méthode suivie, par la fonte ou la chauffe du quartz à haute température.

Dans ce chapitre, les étapes permettant l'isolation des grains de quartz sont présentées dans une première partie, puis les étapes conduisant à la mesure du rapport $^{10}Be/^{9}Be$ d'une part et à la mesure du rapport $^{14}C/^{12}C$ d'autre part sont décrites dans les deux parties suivantes.

3.1 Isolation du quartz

3.1.1 Protocole en routine au CEREGE

La séparation puis la concentration des grains de quartz requiert le broyage de la roche échantillonnée et le tri de la fraction de travail, à partir de laquelle seront réalisées les différentes manipulations permettant l'isolation du quartz.

La roche est broyée à plusieurs reprises dans un broyeur à mâchoires (Figure 3.1) dont l'écart entre les mâchoires peut être diminué, afin de réduire progressivement la taille des morceaux de roche. A l'issu de chaque phase de broyage, l'échantillon est tamisé à sec sur des tamis de 250 µm et 500 µm. Trois fractions granulométriques différentes sont ainsi récupérées : < *250 µm*, *250-500 µm* et > *500 µm*. Les fractions < *250 µm* et > *500 µm* sont mises de côté au cas où il y ait besoin de les réutiliser, par exemple s'il n'y a pas suffisamment de matière à l'issu des étapes d'isolation du quartz ou dans le cas d'une nouvelle mesure du même échantillon. La fraction *250-500 µm* est la fraction de travail choisie dans le cadre de cette étude et utilisée pour la suite des étapes décrites ci-après (Figure 3.1). Le choix de cette granulométrie fraction est motivé par un compromis entre une taille de grains optimale pour les étapes chimiques qui suivent (augmentation de la surface spécifique des grains, poids limité), la limitation de la présence de grains polyminérales et la limitation de la perte de la fraction fine au cours des différentes étapes, notamment des rinçages.

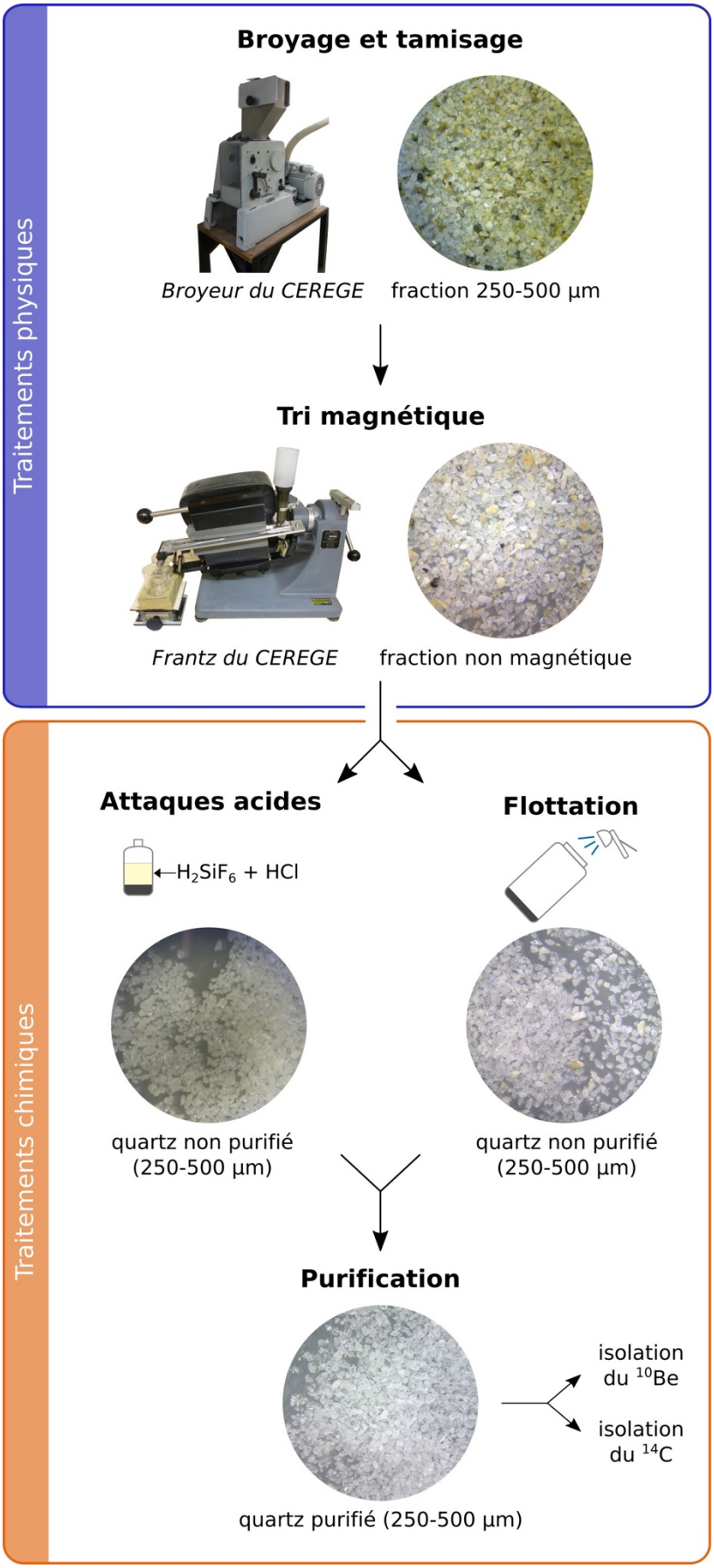

Traitements physiques
Broyage et tamisage
Broyeur du CEREGE
fraction 250-500 µm
Tri magnétique
Frantz du CEREGE
fraction non magnétique
Traitements chimiques
Attaques acides
←H2SiF6 + HCl
Flottation
quartz non purifié (250-500 µm)
quartz non purifié (250-500 µm)
Purification
isolation du 10Be
isolation du 14C
quartz purifié (250-500 µm)

Figure 3.1 : Présentation des différentes étapes, physiques et chimiques, permettant d'isoler le quartz des autres constituants d'une roche à partir de la roche brute. Les photographies des différentes fractions obtenues au cours du processus ont été réalisées à la loupe binoculaire (x13) sur l'échantillon JDT-16-16, à l'exception de la photographie du quartz non purifié par la méthode des attaques acides qui a été réalisée sur l'échantillon ARG-15-5. Tous deux ont été analysés au cours de cette thèse.

Presentation of the physical and chemical steps leading to the isolation of quartz from the other components of the rock. Photographs of the successive fractions have been taken through a binocular (x13) from sample JDT-16-16, with the exception of the photograph of non-purified quartz by acid attacks, taken from the sample ARG-15-5. Both samples have been analyzed during this PhD.

Dans le cas de la présence de minéraux ferromagnésiens paramagnétiques (par exemple de la biotite) au sein de l'échantillon, une séparation magnétique par passage dans un séparateur Frantz (Figure 3.1), permet de les séparer des minéraux diamagnétiques, comme le quartz et les feldspaths. Les grains sont soumis à un champ magnétique et sont séparés selon les forces magnétiques et gravitationnelles appliquées. Ce procédé, poussé progressivement jusqu'à une intensité de 1,5 A, permet de séparer l'échantillon en deux fractions distinctes : la fraction magnétique et la fraction non magnétique. La fraction non magnétique, contenant les grains de quartz, est conservée pour les étapes de séparation suivantes (Figure 3.1).

Selon le protocole en place au CEREGE, les échantillons sont ensuite mis en contact avec un mélange d'acide hexafluorosilicique et d'acide chlorhydrique : 2/3 H_2SiF_6 + 1/3 HCl (Figure 3.1). L'H_2SiF_6 va s'attaquer aux minéraux autres que le quartz car cet acide est en équilibre avec la silice ($SiO_2 + 6HF \rightarrow H_2SiF_6 + 2H_2O$ et $H_2SiF_6 \rightarrow SiF_4 + 2HF$) et provoquer leur dissolution. Pour optimiser cette réaction, les échantillons sont placés dans des bouteilles avec le mélange d'acides et mis sous agitation pour une période de 24 à 48h. Plusieurs répétitions de ce processus sont nécessaires pour l'obtention d'une phase ne contenant quasiment que des grains de quartz (5 à 8 attaques). Cependant, quelques grains d'autres phases minéralogiques, comme des feldspaths, peuvent être encore présents.

Le quartz alors récupéré doit donc encore être purifié (Figure 3.1). En plus, la surface des grains doit être renouvelée afin d'éviter toute contamination par du ^{10}Be atmosphérique qui a pu être en contact avec les grains de quartz, via l'écoulement des eaux météoriques par exemple, et qui a pu être adsorbé à la surface des grains (Gosse and Phillips, 2001). Pour cela, les grains de quartz sont mis à réagir avec une quantité déterminée d'acide fluorhydrique HF concentré, nécessaire pour éliminer ~10% de leur masse. Un total de trois attaques séquentielles est réalisé afin de s'assurer de la purification des grains et éviter toute contamination. Ces attaques permettent également la dissolution des derniers grains autre que du quartz qui pourraient être encore présent à cette étape.

Une fois purifiés et avant d'aller plus loin, les échantillons sont observés à la loupe binoculaire afin de s'assurer que la fraction ne contient effectivement que des grains de quartz. Si ce n'est pas le cas, une nouvelle attaque à l'HF dilué peut être reconduite afin d'éliminer les grains récalcitrants. Sinon, les grains de quartz sont prêts pour l'isolation des nucléides cosmogéniques produits *in situ* : le ^{10}Be (section 3.2) ou le ^{14}C (section 3.3).

3.1.2 L'alternative de la flottation

L'étape des attaques acides par le mélange 2/3 H_2SiF_6 + 1/3 HCl dans le protocole de séparation du quartz décrit dans la section précédente est une étape qui peut s'avérer longue (jusqu'à plusieurs semaines), consomme beaucoup d'acide qu'il faut ensuite recycler et entraine la dissolution de toutes les phases minérales autres que celle du quartz. Pourtant, la récupération d'autres minéraux peut permettre la réalisation d'autres analyses, qui peuvent apporter des informations complémentaires à l'analyse du quartz. Par exemple, la conservation des feldspaths permet la mesure du ^{36}Cl ou même du ^{10}Be pour comparaison avec les résultats obtenus sur le quartz.

La concentration du quartz à partir d'une fraction non magnétique (Figure 3.2), ou de la roche totale broyée, peut être réalisée grâce à une étape de flottation qui remplace les attaques acides avec H_2SiF_6 (Figure 3.1). Au cours de cette manipulation, les grains de quartz sont séparés des autres grains de la roche (feldspaths, biotites…) et doivent ensuite passer par l'étape de purification avant de poursuive le protocole en vue de l'isolation du ^{10}Be ou du ^{14}C cosmogéniques *in situ*. Préférer cette étape aux attaques acides représente un gain de temps et permet la conservation des minéraux autres que le quartz. Cette manipulation est utilisée en routine dans certains laboratoires, comme au Lamont-Doherty Earth Observatory (LDEO, New-York USA) où j'ai effectué un séjour de 5 semaines au cours de cette thèse pendant lequel j'ai été initiée à la flottation par Jean Hanley. J'ai ensuite développé et adapté cette méthode au CEREGE au cours de ces travaux de thèse en m'inspirant des protocoles de John Stone (University of Washington, communication personnelle) et du LDEO (basé sur la méthode du laboratoire PRIME lab, Purdue University, Indiana, Etats-Unis ; http://www.physics.purdue.edu/primelab/MSL/froth_floatation.html). D'après l'expérience des autres laboratoires utilisant la flottation, il semblerait que cette méthode fonctionne mieux sur les échantillons granitiques que sur des diorites ou granodiorites. N'ayant pas d'échantillons appartenant à ces deux dernières catégories, je n'ai cependant pas pu vérifier cette information.

L'utilisation de la flottation nécessite plusieurs prérequis :

- La fraction utilisable est la fraction 250-500 µm, afin qu'ils ne soient pas trop lourds pour flotter.

- Les grains ne doivent pas avoir subi de processus chimiques au préalable.
- La plupart des grains de quartz ne doivent pas être rattachés à d'autres grains d'une nature minéralogique différente (grains polyminéraux), au risque qu'ils soient emportés parmi les grains flottants.

Si ces conditions sont respectées, l'échantillon peut être traité avec la flottation. Dans ce cas, après avoir été rincé pour éliminer les poussières, la fraction 250-500 µm est mise à agiter avec une solution à 1% d'HF pendant 30 minutes. Cette étape a pour but de modifier l'affinité avec l'eau des différentes phases minérales : le quartz est rendu hydrophile et les autres minéraux hydrophobes. Après le temps d'agitation et l'élimination de la solution d'HF, l'échantillon est mis en contact avec quelques gouttes d'un mélange comprenant de l'acide acétique et du lauryl amine, ainsi que quelques gouttes d'huiles essentielles de pin (ou d'eucalyptus) permettant de favoriser l'émulsion. L'échantillon est alors soumis à un flux d'eau sous pression et contenant de l'air. Cela est réalisé au CEREGE grâce à un pistolet d'arrosage relié par un tuyau à l'eau de ville. Cette étape entraine la flottaison des grains rendus hydrophobes, ces derniers s'accrochant aux bulles d'air alors que les grains de quartz, hydrophiles, restent au fond du contenant. Après quelques répétitions de cette dernière étape, la fraction restée au fond du contenant est enrichie en quartz, alors que la fraction flottante en surface contient les autres phases minérales, dont les feldspaths et les biotites (Figure 3.2). Les quartz récupérés sont ensuite purifiés par des attaques à l'HF, de la même manière que décrite dans la section précédente, avant de pouvoir être utilisés en vue de l'isolation du ^{10}Be ou du ^{14}C cosmogéniques *in situ* (Figure 3.2).

Le protocole détaillé de la flottation telle qu'elle a été mise en place au CEREGE est disponible en Annexe A.

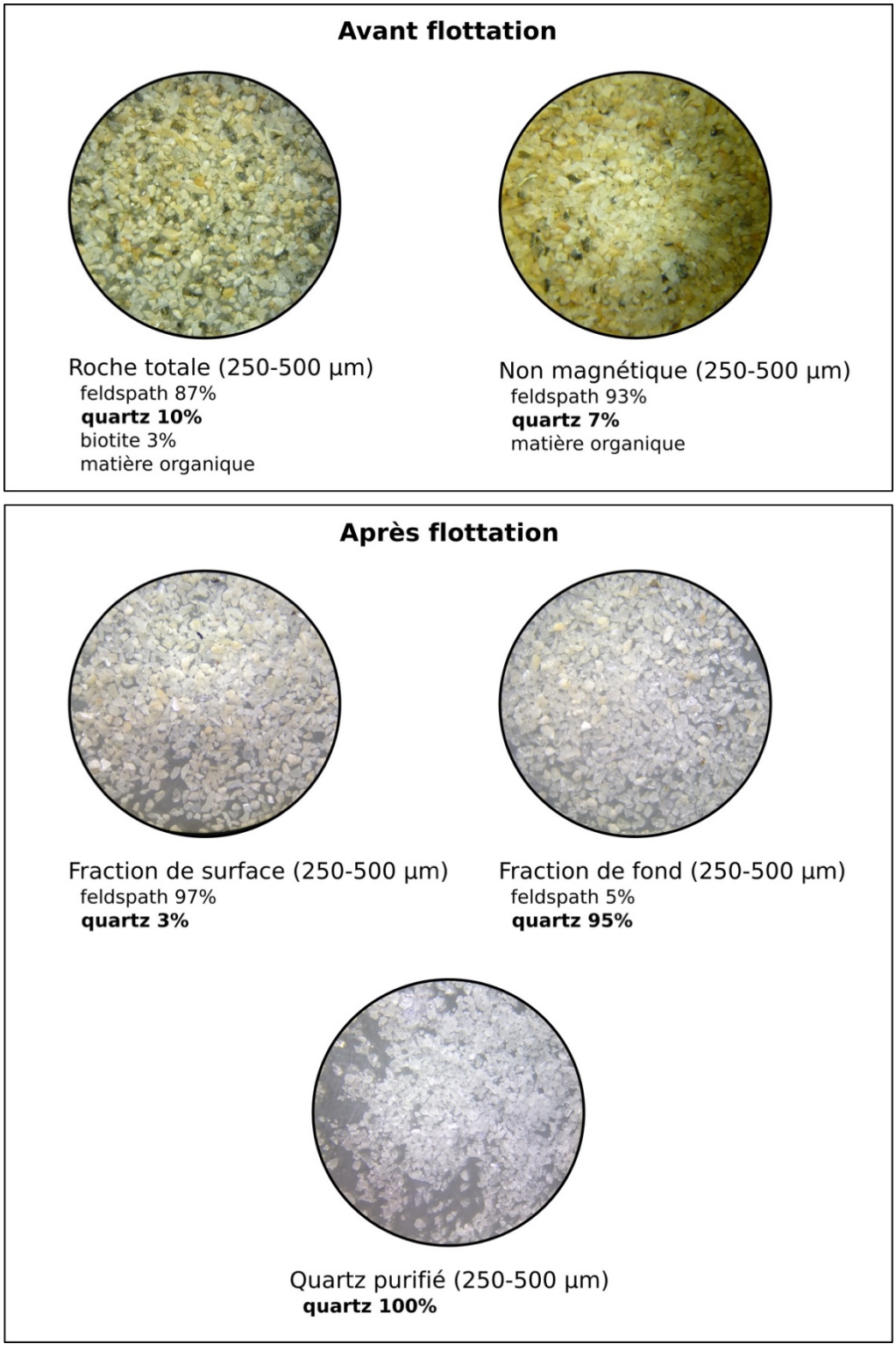


Figure 3.2 : Photographies à la loupe binoculaire (x13) des différentes fractions obtenues lors de l'isolation des grains de quartz par la méthode de flottation, depuis la roche totale broyée jusqu'aux grains de quartz purifiés. Les photographies ont été prises pour l'échantillon JDT-16-22, analysé au cours de cette étude. La matière organique, qui correspond aux éléments noirs dans les fractions, se réfère à des restes de lichen ou de mousse. Les proportions des différents minéraux ont été estimées à l'œil nu sur la base d'une portion représentative de l'échantillon à l'aide de la charte de détermination présente dans : Journal of Sedimentary Petrography (V. 25, N.2, p. 229-234. Sept. 1995).

Photographs taken through a binocular (x13) of the successive fractions obtained during the isolation of quartz with the froth flotation method, from the crushed rock to the purified quartz grains. Photographs have been taken from sample JDT-16-22, analyzed during this PhD. The organic matter, i.e. the black particles visible in the fractions, are remains of lichen or moss. Mineral proportions have been estimated visually under a binocular, based on the comparison chart for estimating percentage composition from Journal of Sedimentary Petrography (V. 25, N.2, p. 229-234. Sept. 1995).

3.2 Isolation et mesure du ^{10}Be

Les grains de quartz purifiés, obtenus après les étapes décrites dans la section 3.1, subissent ensuite une succession d'étapes chimiques conduisant à la mesure du rapport ^{10}Be/^{9}Be par spectrométrie de masse par accélérateur, qui est illustrée dans la Figure 3.3. La marche à suivre amenant à l'isolation du ^{10}Be cosmogénique en place au CEREGE, décrite dans la section 3.2.1, est issue du protocole établi par Laëtitia Léanni. Des difficultés spécifiquement rencontrées lors de la préparation de certains échantillons provenant du massif du Mont-Blanc m'ont amenée à adapter le protocole en place afin de pallier à ces problèmes et obtenir des mesures convenables. Ces adaptations sont détaillées dans la section 3.2.2 et les mesures concernées sont étudiés dans la section 3.2.3.

3.2.1 Protocole classique de mesure du ^{10}Be au CEREGE

3.2.1.1 Isolation du ^{10}Be cosmogénique

En général, une vingtaine de grammes de quartz purifié sont utilisés pour la suite du traitement. Dans le cas où les échantillons ont potentiellement peu de ^{10}Be, la quantité de quartz peut être augmentée afin de maximiser la présence de ^{10}Be au moment de la mesure. S'il y en a, le surplus de quartz est mis de côté, à la fois comme témoin et dans l'éventualité de difficultés qui demandent de traiter à nouveau l'échantillon.

Aux grains de quartz est ajouté une quantité précise de solution acide concentrée contenant une quantité connue de ^{9}Be, appelée entraineur. L'entraineur utilisé au CEREGE a été préparé à partir de la dissolution d'une phénakite brésilienne et a une concentration de 3025 ± 9 ppm (Merchel et al., 2008). L'ajout d'une quantité connue de ^{9}Be est nécessaire pour plusieurs raisons. Cela assure d'avoir au sein de l'échantillon des quantités manipulables de Be car les quantités en ^{10}Be contenues naturellement dans les échantillons sont très faibles. Du plus, cela permet de fixer le rapport ^{10}Be/^{9}Be et de pallier aux problèmes de pertes éventuelles de Be au cours des manipulations. Et cela rend possible la mesure du ^{10}Be par spectrométrie de masse qui mesure un rapport isotopique, ici le rapport ^{10}Be/^{9}Be. Le ^{9}Be n'étant pas présent systématiquement naturellement dans les roches, l'ajout d'entraineur permet de s'assurer d'avoir un rapport mesurable à l'issue des manipulations.

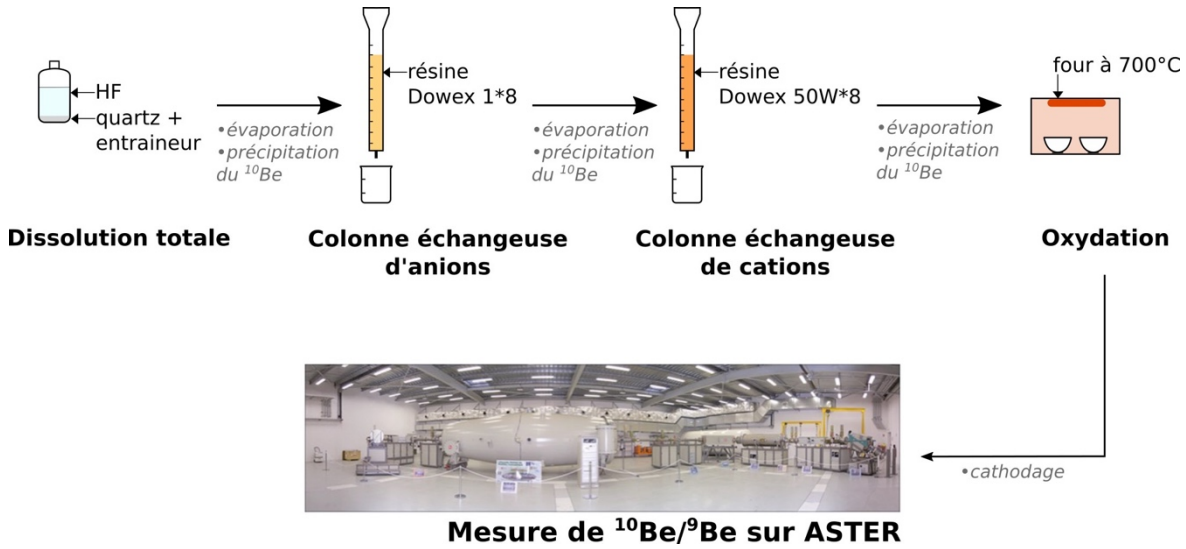


Figure 3.3 : Schématisation des différentes étapes réalisées pour l'isolation du ^{10}Be et la mesure du rapport ^{10}Be/^{9}Be par spectrométrie de masse par accélérateur à partir de grains de quartz purifiés. Crédit photographie spectromètre : Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques du CEREGE.

Schematization of the different steps realized for the isolation of ^{10}Be from purified quartz grains and measurements of ^{10}Be/^{9}Be ratio by accelerator mass spectrometry. Spectrometer photograph credit: Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques at CEREGE.

Plusieurs échantillons sont réalisés en parallèle. Pour chaque série, un blanc chimique est également préparé, qui sera traité de la même façon qu'un échantillon, mise à part qu'il ne possède initialement pas d'autre matière que celle de l'entraineur. Ce blanc chimique sert à corriger les mesures du Be introduit au cours des manipulations, pouvant provenir par exemple des réactifs utilisés.

Afin de les dissoudre, les grains de quartz sont mis à agiter au contact d'une solution d'HF concentrée jusqu'à dissolution totale (Figure 3.3). La solution alors obtenue est mise à évaporer à sec et le résidu, contenant les atomes de Be, est repris dans une solution de HCl. Le pH de cette solution est amené à une valeur de 9 par ajout progressif d'ammoniaque afin de précipiter le Be sous forme $Be(OH)_2$ et d'éliminer certains éléments solubles en milieu basique (dont le fer et le titane par exemple). Une fois les précipités remis en solution dans un milieu acide, les échantillons sont passés à travers des résines échangeuses d'ions. Les échangeurs d'ions présents dans les résines sont des macromolécules insolubles, porteuses de groupements ionisables, qui peuvent fixer de manière réversible les ions d'une solution et les relarguer au profit d'ions d'une charge équivalente provenant d'une autre solution. Ce relargage est appelé élution, et ne se fait pas à la même vitesse pour tous les ions, en raison de leur différence d'encombrement. L'élution d'un élément précis par une colonne de résine peut ainsi être calibrée et les éléments séparés les uns des autres. Une première colonne échangeuse d'anions (résine Dowex 1x8) est utilisée, permettant l'élimination des ions fer et manganèse

(Figure 3.3). Avant l'introduction dans une seconde colonne les échantillons sont à nouveau évaporés et précipités en milieu basique. Le passage dans une colonne échangeuse de cations (résine Dowex 50x8) permet de séparer le bore (^{10}B), qui est un interférant du ^{10}Be lors des analyses par spectromètre de masse, le Be et l'aluminium (Al) dans des fractions distinctes (Figure 3.3). Suite à une nouvelle évaporation et une précipitation de la fraction contenant le Be, les précipités sont repris dans du HNO_3, oxydant, et placés dans des creusets en porcelaine. Les creusets sont finalement chauffés à 700°C dans un four (Figure 3.3) afin de déshydrater la solution contenant le Be oxydé et de récupérer les oxydes de Be (BeO).

L'oxyde obtenu est alors réduit en poudre et mélangé à de la poudre conductrice de niobium, avant d'être inséré dans une cathode en cuivre, qui constitue la cible utilisée pour la mesure par spectrométrie de masse par accélérateur (Figure 3.3).

3.2.1.2 Mesure par spectrométrie de masse par accélérateur

Les mesures des rapports $^{10}Be/^{9}Be$ ont été réalisées sur l'instrument national ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques) localisé au CEREGE. L'exception est faite de cinq échantillons qui ont été mesurés au CAMS (Center for Accelerator Mass Spectrometry) du Lawrence-Livermore National Laboratory (Californie, Etats-Unis) (Table 3.1).

L'accélérateur permet de compter le nombre d'atomes d'un élément cible, caractérisé par une masse et un numéro atomique, présent dans un échantillon. Pour cela, les différents éléments sont séparés au cours de leur trajet dans l'accélérateur en fonction de leur nombre de masse et de leur numéro atomique afin que les atomes ^{10}Be arrivent dans une chambre de détection où ils sont comptés et que le flux de ^{9}Be soit mesuré grâce à une cage de Faraday, permettant de remonter au rapport $^{10}Be/^{9}Be$ de l'échantillon (voir le dessin technique d'ASTER Figure 3.4).

L'échantillon est placé au niveau d'une source à pulvérisation ionique de l'accélérateur (Figure 3.4), où il est bombardé par des ions césium, créant un faisceau d'ions négatifs. Les anions passent par un premier aimant à 90°, l'aimant d'injection (Figure 3.4), où une sélection sur la masse des éléments est réalisée. Le faisceau est ensuite dirigé dans l'accélérateur et les anions sont accélérés jusqu'à plusieurs MeV avant de passer dans le « stripper », une feuille de gaz à pompage différentiel qui arrache les électrons et transforme les anions BeO^- en cations Be^{2+} (Figure 3.4). A la sortie de l'accélérateur, les cations passent à travers un aimant d'analyse sous un champ magnétique. Le rayon de courbure de chaque élément sera dépendant de son nombre de masse. Ainsi, les ions $^{9}Be^{2+}$ vont suivre une courbure plus importante que le $^{10}Be^{2+}$ et vont être recueillis dans une cage de Faraday qui mesure la quantité de ^{9}Be à travers la mesure du courant électrique. Les autres ions vont eux traverser une feuille de nitrure de silicium dans laquelle la perte d'énergie va être proportionnelle à leur numéro atomique, ce

qui permet de discriminer le ^{10}Be du ^{10}B et de les comptabiliser, en fonction de l'énergie résiduelle des atomes.

Dans le courant de cette thèse, la source ionique initiale d'ASTER (source 1) a été remplacé par une source dite de « haute intensité » (source 2). Cette nouvelle source, maintenant en service, a la capacité de produire des courants d'ions négatifs de 5 à 10 fois plus élevés que la précédente source et notamment une diminution du bruit de fond lors des mesures (communication personnelle de Didier Bourlès). Grâce à cette nouvelle source, des échantillons émettant un courant ionique faible, qui n'aurait pas pu être mesurés avec la source initiale, peuvent être mesurés correctement.

Le rapport $^{10}Be/^{9}Be$ estimé à la suite de la mesure permet de remonter au nombre d'atomes de ^{10}Be présent dans l'échantillon, sachant le nombre d'atome de ^{9}Be qui a été introduit par le biais de l'entraineur et en faisant la correction du blanc chimique. La concentration en ^{10}Be de l'échantillon est ensuite déterminée en divisant le nombre d'atome de ^{10}Be obtenue par la masse de quartz dissoute.

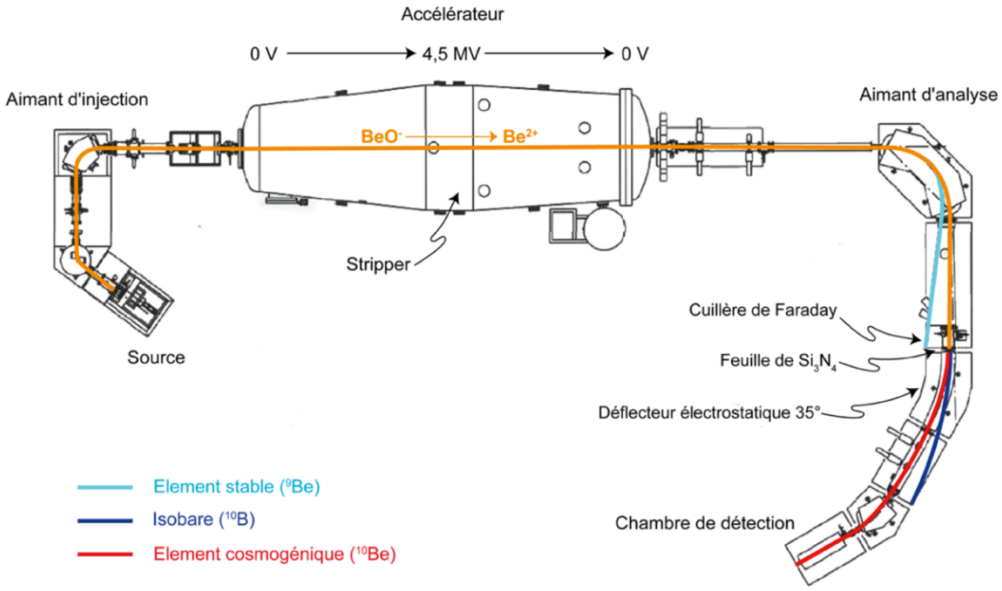


Figure 3.4 : Dessin technique du spectromètre de masse par accélérateur ASTER. Le trajet de différents éléments est figuré part différents traits de couleurs (source : Laboratoire Nationale des Nucléides Cosmogéniques). Une animation réalisée par G. Aumaître montrant le trajet des éléments et détaillant les actions de chaque élément de l'accélérateur est disponible sur le site du CEREGE (https://www.cerege.fr/fr/ams-principe).

Technical drawing of the accelerator mass spectrometer ASTER. The paths of the different elements is represented by the colored curves (source: Laboratoire Nationale des Nucléides Cosmogéniques). An animated version, realized by Georges Aumaître, illustrating the paths of the different elements and the action of the different pieces of the accelerator, is available on the CEREGE website (https://www.cerege.fr/fr/ams-principe).

3.2.2 Difficultés rencontrées et adaptation du protocole

A l'issue des mesures du rapport $^{10}Be/^{9}Be$ sur ASTER, un graphique illustrant le courant de ^{9}Be, le nombre de coups de ^{10}Be et la quantité de B au cours de la mesure est disponible pour chaque échantillon (Figure 3.5). S'y intéresser permet de juger dans quelles conditions s'est déroulée la mesure et estimer si elle est statistiquement fiable : un courant trop faible en ^{9}Be indique que la cible mesurée contenait probablement des éléments perturbateurs non éliminés au cours de la chimie provoquant une dilution du Be contenu dans l'échantillon ; une large quantité de bore (B) brouille le signal de ^{10}Be et est révélateur d'une mauvaise élimination de cet élément au cours de la préparation chimique, par exemple. Dans les deux cas, la qualité statistique de la mesure en est diminuée et les erreurs associées aux résultats importantes, ce qui dans certains cas d'études et en particulier pour des échantillons pauvres en ^{10}Be peut être problématique et peut provoquer un biais dans le rapport $^{9}Be/^{10}Be$ mesuré.

En étudiant individuellement les graphiques obtenus à l'issue des mesures réalisées au cours de ces travaux de thèse, j'en ai relevé un certain nombre qui présentaient des courants en ^{9}Be très faibles et très peu de coups de ^{10}Be. Le B n'a jamais été présent en quantité trop importante et n'a pas été soulevé comme source éventuelle de problèmes. Les échantillons associés à ces mesures, que l'on qualifiera d'anormales, étaient systématiquement des échantillons que l'on supposait pauvre en ^{10}Be. Comme la même quantité d'entraineur a été ajoutée à la fois aux échantillons et au blanc, les cibles devraient contenir suffisamment ^{9}Be de base pour pouvoir être mesurés correctement. Or, pour certains des échantillons concernés, j'avais noté le précipité de $Be(OH)_2$ obtenu à la fin de la préparation chimique comme étant de petite taille, parfois plus petit que le celui du blanc chimique. Encore une fois à cause de l'ajout d'entraineur, cela ne devrait pas être le cas lors d'un bon déroulé de la préparation chimique (décrite en section 3.2.1.1). Cette observation et des discussions avec des collègues du CEREGE nous ont fait remettre en question le bon déroulé de la purification du quartz et de la préparation chimique des cibles de Be.

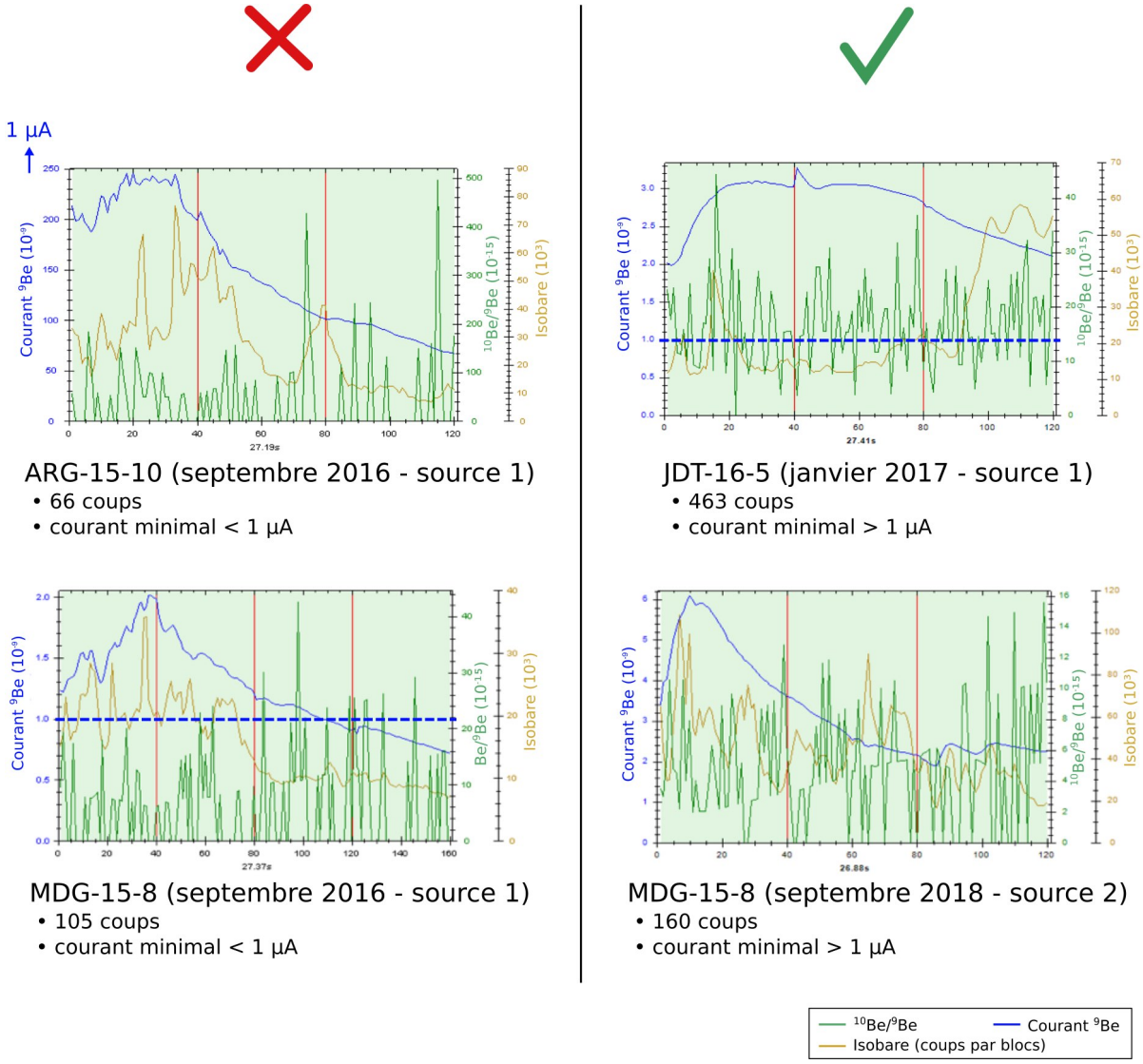


Figure 3.5 : Exemple de deux mesures réalisées sur des échantillons de polis glaciaires dans le cadre de cette étude. La mesure de gauche est la mesure de l'échantillon ARG-15-10 sur le glacier d'Argentière et n'a pas été retenue pour les interprétations. La mesure de droite est la mesure de l'échantillon JDT-16-5 sur le glacier de Talèfre et a été retenue pour les interprétations.

Example of measurements performed on glacially polished bedrock samples during this PhD. Measurements on the left are not selected for the interpretation, measurements on the right are retained. At the top, two different samples measured on the source 1 of ASTER. At the bottom, two measures of the same sample, one with the source 1 of ASTER (left) and one with the source 2 of ASTER (right).

Nous avons émis l'hypothèse de la présence d'un élément perturbateur présent dans la matrice des quartz utilisés et qui interférerait avec le bon déroulé des étapes du protocole ou de la mesure au sein de l'accélérateur, conduisant à une mesure anormale. Pour vérifier cette hypothèse, tenter d'identifier cet élément et voir s'il existait un moyen de l'éliminer, j'ai réalisé avec l'aide de Laëtitia Léanni une série constituée de deux échantillons, dont la première

mesure était anormale, et d'un blanc chimique. Lors de cette série, trois prélèvements ont été réalisés à différentes étapes de la préparation chimique sur les trois préparations :

- Prélèvement 1 (P1) : après la dissolution totale et avant la précipitation en milieu basique.
- Prélèvement 2 (P2) : après la colonne anionique et avant la précipitation en milieu basique.
- Prélèvement 3 (P3) : après la colonne cationique et avant la précipitation en milieu basique, dans chaque fraction éluée (B, Be et Al).

Nous avons ensuite analysé ces prélèvements par un spectromètre d'émission optique à plasma à couplage inductif (ICP-OES) au CEREGE. Les prélèvements ont été analysés uniquement de manière qualitative, en analysant au sein de chaque prélèvements les éléments suivants : Al, As, B, Be, Ca, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, Ge, K, Li, Mg, Mn, Na, Ni, S, Sc, Ti and V. Ces observations nous ont tout d'abord permis de mettre en évidence une perte importante de Be (de l'ordre de 97%) entre P1 et P2, c'est à dire au cours de la première précipitation et du passage dans la colonne anionique, dans les deux échantillons. Le blanc n'a lui pas été concerné par cette perte de Be, ce qui souligne qu'elle n'est pas dû à une erreur de manipulation. Lors du passage dans la colonne anionique, le Be n'est pas retenu par la résine mais est élué directement, nous en avons conclu que la perte de Be survenait plutôt au cours de la précipitation. Lors d'une mauvaise précipitation, le Be peut effectivement rester en solution. Il serait alors éliminé en même temps que la solution. L'analyse du B a montré qu'il n'était pas présent en quantité anormale. Il n'est donc effectivement pas responsable des problèmes rencontrés. Enfin, l'évolution des éléments Ca et Mg, dans les prélèvements aussi bien des échantillons que du blanc, ont mis en évidence qu'ils étaient relargués par les résines utilisées au cours de l'élution. Sans avoir identifié ou compris l'origine de la perte de Be à partir de ces analyses, elles ont néanmoins permis de comprendre la cause des mesures anormales obtenues. En effet, la perte de Be induit que la quantité de Be présente dans le précipité final est très faible et qu'elle se retrouve diluée, entre autres, au milieu du B, du Ca et du Mg qui deviennent proportionnellement plus importants par rapport au Be. Cette faible quantité de Be, parasitée par d'autres éléments, ne permet pas ensuite d'avoir une mesure de qualité sur spectromètre de masse par accélérateur.

La perte du Be au cours de la précipitation en milieu basique peut-être due à la présence d'un élément qui empêcherait par exemple le Be de précipiter correctement à un pH de 9 ou conduirait à un défaut dans la mesure du pH. Des moyens ont donc été cherchés pour pousser au maximum le nettoyage des grains de quartz avant dissolution et éviter toute introduction d'éléments perturbateurs. Aussi, une attention particulière au déroulé de la chimie après dissolution des grains de quartz a été portée afin de la rendre la plus propre et efficace possible. Des discussions avec d'autres manipulateurs, en particulier Roseanne Schwartz au LDEO, et

la comparaison des protocoles m'ont permis d'adapter le protocole initial dans l'espérance de pallier la perte de Be.

Concernant le nettoyage des grains de quartz, un passage de 24h dans une cage à ultra-sons en contact avec une solution d'HF et d'HNO_3 dilué (1% HF / 1% HNO_3) a été ajouté à l'issue de la purification des quartz. De plus, un test de purification a été mis en place pour s'assurer de la propreté des grains avant leur dissolution totale. Pour cela ~100 mg de quartz sont dissous dans quelques millilitres d'HF puis évaporés. L'observation du résidu permet d'avoir une idée de la propreté des grains dissous (Figure 3.6) : le résidu doit être un simple point orangé. Si ce n'est pas le cas, il est nécessaire de refaire passer l'échantillon par un nettoyage aux ultra-sons, jusqu'à ce qu'un résultat correct soit obtenu.

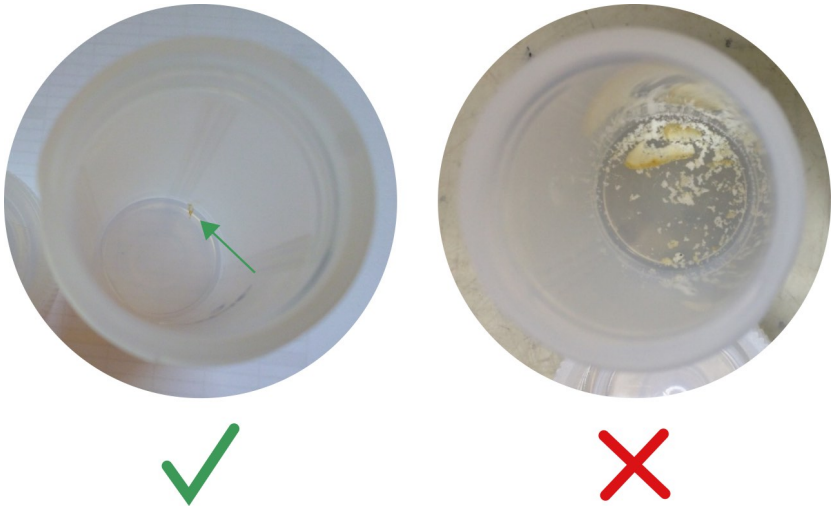


Figure 3.6 : Exemples de résidu obtenu à l'issu du test de pureté réalisé sur des grains de quartz purifiés et nettoyés. La photographie de gauche représente un test réussi, la photographie de droite illustre un échantillon (ne pas faisant partie de cette thèse mais seulement utilisé comme exemple) qui n'a pas passé le test et doit subir une nouvelle phase de nettoyage.

Examples of residue resulting from the purification test performed on purified and cleaned quartz grains. Photograph on the left represents a successful test while the photograph on the right represents a failed test, the sample (not part of this PhD but used as an example) had to undergo an additional cleaning step.

Suite à la dissolution totale des grains de quartz et à l'évaporation, des précipitations à sec avec quelques millilitres de HNO_3 ont été ajoutées avant la récupération de l'échantillon dans HCl. Ce procédé vise à briser les fluorures qui peuvent se former avec le Be au cours de l'évaporation. Au cours des précipitations en milieu basique, une attention particulière a été portée concernant le pH de la précipitation pour qu'il soit précisément de 9 et pas en dessous, qui est le pH optimal pour maximiser la précipitation du Be et qu'il n'y en ait pas une partie en solution. Lors des évaporations faisant suite aux colonnes échangeuses d'ions, quelques millilitres d'HNO_3 sont ajoutés à la solution. L'HNO_3 a pour action de neutraliser les éléments

d'origine organique pouvant provenir des résines, afin d'éviter toute introduction de matière en provenance des colonnes. Enfin la précipitation finale, avant l'oxydation, est doublée afin d'améliorer la qualité de la purification du précipité $Be(OH)_2$.

Sans avoir de moyen pour quantifier la valeur ajoutée de chacune de ces modifications, ni identifier le procédé qui en est responsable, la qualité des mesures sur les échantillons problématiques s'est améliorée après l'incorporation de ces nouvelles étapes au protocole initial.

3.2.3 Critères pour déterminer la fiabilité des mesures

Les problèmes liés aux mesures décrits dans la section 3.2.2 ont été rencontrés sur des échantillons de polis glaciaires, alors que les blancs chimiques associés étaient bons (Table 3.1), échantillonnées à proximité de plusieurs glaciers du massif du Mont-Blanc. Ces échantillons étaient suspectés de contenir peu de ^{10}Be à cause de leur historique de recouvrement et de l'influence de l'érosion sous-glaciaire. Les échantillons prélevés sur les blocs morainiques possèdent des concentrations en ^{10}Be plus importantes et n'ont pas été affectés par ces problèmes.

Entre les doublons de mesures qui ont été réalisés sur certains échantillons et les premières mesures infructueuses pour certaines, je me suis trouvée face à 36 mesures dont les détails sont présentés dans la Table 3.1. Afin de déterminer de manière objective quelles mesures étaient fiables et pouvaient être prises en considération pour les interprétations, j'ai défini des critères permettant de m'assurer de la qualité de la mesure. Les critères qui ont été établis sont :

- Un courant en ^{9}Be supérieur à 1 µA tout au long de la mesure et sans présenter de chute brutale avant la fin. En effet, un faible courant de ^{9}Be peut être dû à la présence d'éléments interférants et ne permet pas un bon comptage des atomes de ^{10}Be. La valeur seuil de 1 µA est une valeur à partir de laquelle on peut considérer le courant comme bon sur la source 1 d'ASTER.
- Un nombre de coups de ^{10}Be supérieur à celui de la moyenne des blancs chimiques réalisés au cours de ces travaux de thèse (soit 60 coups). En effet, chaque échantillon devrait logiquement avoir au moins autant de coups de ^{10}Be qu'un blanc. Un nombre de coups plus faible sous-entend que la chimie ne s'est pas bien déroulée.

En appliquant ces critères aux 36 mesures réalisées sur les polis glaciaires (Figure 3.5 et Table 3.1), j'ai restreint leur nombre à 20. Ce sont uniquement ces 20 mesures qui ont fait l'objet d'interprétations et qui sont donc présentées dans ce manuscrit.

Table 3.1 : Récapitulatif des 36 mesures de ^{10}Be effectuées sur des polis glaciaires dans le cadre de cette thèse. Les critères de fiabilité des mesures appliqués sont : courant minimum > 1 µA et nombre de coups de ^{10}Be > 60. Les 20 mesures retenues sont surlignées en gras. Les données concernant le bore et le nombre de coups ne sont pas disponibles pour les échantillons mesurés au CAMS, ces mesures ont été triées sur le seul critère du courant.

Compilation of the 36 measurements of ^{10}Be performed on glacially polished bedrocks during this PhD. Reliability criteria for the measurements are: minimum current > 1 µA and ^{10}Be count number > 60. The 20 selected measurements are highlighted in bold. Data for boron and count numbers are not available for samples measured at the CAMS, these measurements have been selected based on the current only.

Sample	measuring instrument	associated blank	^{10}Be/^{9}Be (x10^{-14})	^{10}Be/^{9}Be uncertainties (%)	^{10}Be count number	current minimum value (µA)	isobare mean value (x10^{4} Pa)
MDG-15-1	**ASTER - S1**	**9mai16**	**4.24**	**6**	**277**	**1.00**	**7.5**
MDG-15-2	**ASTER - S1**	**9mai16**	**0.84**	**9**	**115**	**2.20**	**20.0**
MDG-15-3 a	*ASTER - S1*	13juil16	*1.43*	*10*	*108*	*0.80*	*7.5*
MDG-15-3 b	**ASTER - S2**	**7sept18**	**0.62**	**11**	**137**	**4.00**	**10.0**
MDG-15-4 a	*ASTER - S1*	20juil16	*2.54*	*7*	*210*	*0.50*	*6.0*
MDG-15-4 b	**ASTER - S2**	**7sept18**	**0.44**	**9**	**128**	**4.00**	**8.0**
MDG-15-5 a	**ASTER - S1**	**13juil16**	**1.69**	**9**	**123**	**1.00**	**4.0**
MDG-15-5 b	**ASTER - S2**	**7sept18**	**2.24**	**4**	**586**	**2.00**	**5.0**
MDG-15-6 a	*ASTER - S1*	20juil16	*1.19*	*16*	*47*	*0.30*	*8.0*
MDG-15-6 b	*ASTER - S2*	7sept18	*0.29*	*29*	*16*	*0.50*	*4.0*
MDG-15-8 a	*ASTER - S1*	20juil16	*1.22*	*10*	*105*	*0.80*	*2.0*
MDG-15-8 b	**ASTER - S2**	**7sept18**	**1.10**	**8**	**160**	**2.00**	**5.0**
ARG-15-1	*ASTER - S1*	9mai16	*0.91*	*16*	*63*	*0.50*	*12.5*
ARG-15-2	**ASTER - S1**	**9mai16**	**0.79**	**12**	**88**	**1.20**	**8.0**
ARG-15-3	**ASTER - S1**	**9mai16**	**0.76**	**11**	**83**	**1.30**	**10.0**
ARG-15-4	**ASTER - S1**	**9mai16**	**6.63**	**13**	**70**	**1.70**	**10.0**
ARG-15-8	*ASTER - S1*	13juil16	*6.84*	*25*	*22*	*0.02*	*6.0*
ARG-15-9	*ASTER - S1*	20juil16	*3.23*	*11*	*91*	*0.10*	*3.0*
ARG-15-10 a	*ASTER - S1*	20juil16	*8.54*	*17*	*66*	*0.07*	*4.0*
ARG-15-10 b	**CAMS**	**17Aug08**	**0.17**	**13**		**21.00**	
ARG-16-15 a	*ASTER - S1*	2janv17	*7.73*	*50*	*4*	*0.15*	*80.0*
ARG-16-15 b	*ASTER - S1*	5mai17	*19.9*	*21*	*30*	*0.02*	*4.0*
ARG-16-16 a	*ASTER - S1*	2janv17	*1.14*	*34*	*12*	*0.05*	*20.0*
ARG-16-16 b	**CAMS**	**17Aug08**	**0.05**	**38**		**19.50**	
ARG-16-17 a	*ASTER - S1*	2janv17	*1.08*	*38*	*7*	*0.04*	*20.0*
ARG-16-17 b	*ASTER - S1*	5mai17	*10.1*	*17*	*41*	*0.04*	*5.0*
ARG-16-17 c	**CAMS**	**17Aug08**	**0.23**	**18**		**20.60**	
JDT-16-4	**ASTER - S1**	**15Jan18**	**1.09**	**10**	**93**	**1.00**	**1.5**
JDT-16-5	**ASTER - S1**	**15Jan18**	**3.25**	**5**	**463**	**2.00**	**2.0**
JDT-16-6	**ASTER - S1**	**15Jan18**	**4.05**	**5**	**531**	**2.00**	**1.0**
GL-13 a	*ASTER - S1*	13juil16	*1.65*	*41*	*6*	*0.01*	*4.0*
GL-13 b	**CAMS**	**17Aug08**	**0.12**	**17**		**21.50**	
SAR-16-1 a	*ASTER - S1*	20juil16	*3.64*	*10*	*107*	*0.10*	*5.0*
SAR-16-1 b	**CAMS**	**17Aug08**	**0.12**	**18**		**19.90**	
SMG-16-1	*ASTER - S1*	20juil16	*3.08*	*14*	*72*	*0.20*	*10.0*
SMG-16-2	**ASTER - S2**	**7sept18**	**0.20**	**16**	**60**	**2.50**	**10.0**

SMG-16-3	**ASTER - S2**	**7sept18**	**0.20**	**13**	**61**	**3.00**	**15.0**
BLANKS							
9Mai16	ASTER - S1		0.32	49	14	2.0	12.5
13juil16	ASTER - S1		0.63	102	10	2.2	7.5
20juil16	ASTER - S1		0.39	56	13	2.2	4.0
17Aug08	CAMS		0.03		27	21.2	
2janv17	ASTER - S1		0.44	66	14	2.5	12.5
5mai17	ASTER - S1		0.52	62	13	2.0	4.0
15Jan18	ASTER - S1		0.34	49	14	2.4	10.0
7sept18	ASTER - S2		0.17	51	14	2.3	10.0

3.3 Isolation et mesure du ^{14}C *in situ*

Le développement de techniques permettant l'extraction du ^{14}C *in situ* est tardif par rapport à celui des autres nucléides cosmogéniques, en grande partie de par la difficulté de séparer le ^{14}C produit *in situ* (qui nous intéresse ici) du ^{14}C produit dans l'atmosphère (utilisé dans la datation de matière organique). Les premiers développements de l'extraction du ^{14}C *in situ* ont été réalisés sur des matériaux extraterrestres (Goel and Kohman, 1962; Suess and Wänke, 1962). Cependant, les concentrations *in situ* des roches terrestres sont de plus de deux ordres de grandeur inférieurs à celles que l'on peut retrouver dans les matériaux extraterrestres (Lifton et al., 2001) et les mêmes techniques ne peuvent être appliquées aux roches terrestres. Les techniques d'extraction actuelles découlent du protocole mis en place par Lifton et al. (2001). Cependant elles restent difficiles à mettre en place et les mesures de ^{14}C *in situ* sont encore rares (Hippe, 2017). Elles sont en train de prendre de l'ampleur, notamment grâce à la multiplication des lignes d'extractions. La marche à suivre est réalisée, tout comme pour le ^{10}Be, à partir des quartz purifiés obtenus à l'issu des différentes étapes décrites en section 3.1. Afin d'éviter toute contamination par le ^{14}C contenu dans l'atmosphère, il est nécessaire de travailler sous vide poussé.

Dans le cadre de cette thèse, la mesure du ^{14}C *in situ* n'a été effectuée que sur un seul échantillon, pour des raisons expliquées plus bas (section 3.3.3). La purification du quartz a été conduite au CEREGE par mes soins, l'extraction et la purification du CO_2 de l'échantillon et d'un blanc associé ont été réalisés par Jennifer Lamp au LDEO (Goehring et al., 2014), et les mesures du rapport $^{14}C/^{12}C$ sur échantillon gazeux ont été effectuées sur le spectromètre de masse AixMICADAS localisé au CEREGE (Bard et al., 2015a).

3.3.1 Extraction et purification du CO_2

Comme mentionné ci-dessus, je n'ai donc pas réalisé moi-même l'extraction du ^{14}C *in situ*, cependant j'ai pu suivre la réalisation de la totalité de l'opération aux côtés de Jennifer Lamp sur d'autres échantillon au cours de mon séjour au LDEO mentionné plus tôt dans ce chapitre.

Une ligne d'extraction du ^{14}C *in situ* est en cours de montage au CEREGE sous la responsabilité d'Irene Schimmelpfennig et j'ai pu participer à quelques étapes de son montage et des premières phases de test. Dans la suite, seuls les principales étapes de l'extraction tel qu'elle est réalisée au LDEO sont donc décrites.

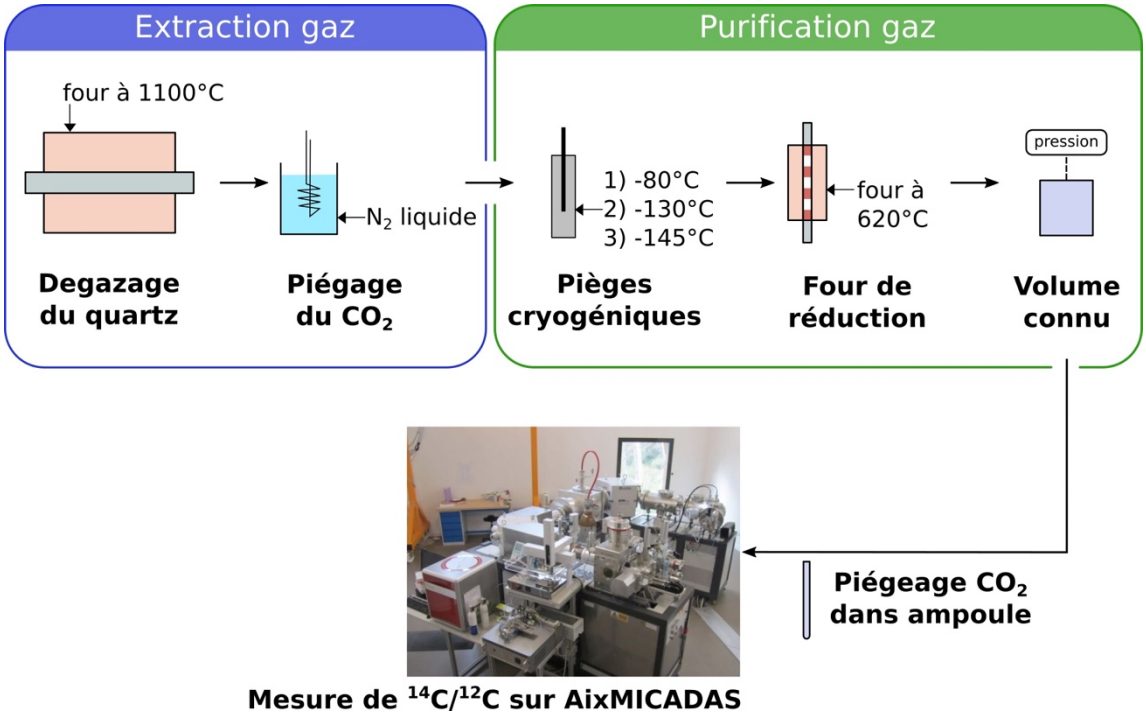


Figure 3.7 : Schématisation simplifiée des différentes étapes de l'extraction du ^{14}C *in situ* réalisées à partir de grains de quartz purifiés afin de mesurer le rapport $^{14}C/^{12}C$ sur spectromètre de masse. Crédit photographie spectromètre : Laboratoire de géochimie organique, inorganique et isotopique du CEREGE (inspiré de Hippe, 2017).

Schematization of the different steps of in situ ^{14}C extraction performed from purified quartz grains in order to measure the $^{14}C/^{12}C$ ratio. Spectrometer photograph credit: Laboratoire de géochimie organique, inorganique et isotopique at CEREGE (inspired from Hippe, 2017).

Afin d'extraire le carbone contenu dans les grains de quartz, environ 5 g sont placés dans un four au contact de méta-borate de lithium ($LiBO_2$), préalablement dégazé à 1200°C dans une atmosphère de O_2. Le $LiBO_2$ permet d'abaisser la température de fusion du quartz (de 1650°C à 1100°C). L'échantillon est tout d'abord chauffé à 500°C pendant 1h afin d'éliminer toute trace de CO_2 atmosphérique adsorbé à la surface des grains. L'échantillon est ensuite chauffé à 1100°C pendant 2h en présence d'un flux de 6.7 kPa d'O_2, provoquant la fonte du quartz et son dégazage (Figure 3.7). Le CO_2 et d'autres gaz condensables sont ensuite collectés dans un piège à CO_2 plongé dans de l'azote liquide (Figure 3.7). Puis le gaz récupéré est purifié par le piégeage d'espèces volatiles, tels que H_2O et SO_2, à travers trois pièges cryogéniques à -80°C, -130°C et -145°C. Le CO_2 passe ensuite à travers un four réducteur contenant des couches de cuivre et d'argent qui éliminent les espèces halides, NO_x et SO_x (Figure 3.7). Le gaz purifié est ensuite

confiné dans un espace au volume connu où la pression est mesurée, ce qui permet de connaître la quantité de gaz CO_2 et donc de carbone. Puis il est piégé dans une ampoule et transporté dans un spectromètre de masse pour la mesure du rapport $^{14}C/^{12}C$ (Figure 3.7). Une étape de graphitisation fait normalement suite aux étapes de purification afin de permettre la mesure du rapport sur cible solide (Goehring et al., 2014). Cependant, le spectromètre de masse AixMICADAS permettant une mesure sur échantillon gazeux, cette étape est ici omise suivant la méthode de Hippe et al. (2013, 2009).

3.3.2 Mesure par spectrométrie de masse

Le spectromètre de masse AixMICADAS (Bard et al., 2015a) localisé au CEREGE est capable de mesurer des rapports $^{14}C/^{12}C$ à partir d'échantillons gazeux. Le gaz passe par un premier aimant d'analyse couplé à un système de pulsation qui permet l'injection des trois isotopes du carbone (^{12}C, ^{13}C et ^{14}C) dans la partie accélératrice du spectromètre. Ils traversent alors le « stripper », une couche de gaz composé d'hélium, qui permet de modifier leur état de charge et d'obtenir un faisceau accéléré à 430 keV. Après l'enceinte accélératrice, les atomes sont conduits dans un secteur magnétique où les différents isotopes vont être différentiés sur critère de leur masse atomique. Des cages de Faraday vont permettre la mesure des isotopes stables ^{12}C et ^{13}C, tandis qu'un déflecteur électrostatique cylindrique permet de sélectionner les ions selon leur rapport énergie sur charge. Les atomes ^{14}C atteignent enfin un détecteur gazeux qui en détermine le nombre. Le rapport isotopique $^{14}C/^{12}C$ est alors déterminé.

La détermination de la concentration en ^{14}C *in situ* de l'échantillon à partir du rapport isotopique mesuré par spectrométrie de masse a été effectuée selon la méthode I présentée dans Hippe and Lifton (2014).

3.3.3 Applicabilité de la paire ^{10}Be-^{14}C *in situ* à nos échantillons des glaciers du massif du Mont-Blanc

Pour ces travaux de thèse, l'objectif de départ était de mesurer le ^{14}C *in situ* dans une grande partie des échantillons de polis glaciaires. Cependant, l'examen des concentrations de ^{10}Be calculées à partir des 20 mesures jugées fiables sur ces échantillons (voir section 3.2.3) a montré que l'intérêt était réduit pour la quasi-totalité des mesures effectuées. En effet, les critères établis sur les concentrations de ^{10}Be dans le chapitre 2 afin de juger de l'intérêt d'une mesure de ^{14}C *in situ* sur le même échantillon sont les suivants :

- une incertitude de la concentration en ^{10}Be comprise entre 20 et 25%
- une concentration en ^{10}Be supérieure à $8{,}5 \times 10^4$ at/g ou comprise entre $5{,}5 \times 10^4$ et $8{,}5 \times 10^4$ at/g (dans ce dernier cas le choix est à discuter)

Les concentrations et incertitudes obtenues sur l'ensemble des échantillons candidats sont détaillées dans la Table 3.2.

Les résultats montrent que, à part l'échantillon MDG-15-1, toutes les concentrations en ^{10}Be sont inférieures à 5,5x10^4 at/g. Une mesure de ^{14}C *in situ* a alors été jugée inutile. La concentration de MDG-15-1, 5,56x10^4, est comprise dans le domaine de concentration où la mesure de ^{14}C *in situ* se discute. Étant le seul échantillon où la mesure était tout de même envisageable, il a été décidé de réaliser l'extraction du ^{14}C *in situ* sur cet échantillon.

Table 3.2 : Concentrations et incertitudes associées calculées à partir des 20 mesures de ^{10}Be sur polis glaciaires jugées fiables. Seul l'échantillon MDG-15-1 a une concentration suffisamment importante pour justifier l'intérêt de la mesure du ^{14}C *in situ*. Les indices a, b et c correspondent aux différentes mesures réalisées sur un même échantillon.

Concentrations and associated uncertainties calculated for the 20 selected ^{10}Be measurements in glacially polished sample. Only sample MDG-15-1 has a concentration high enough to justify the interest in an in situ ^{14}C measurement. Letters a, b and c refers to different measurements of the same sample.

Sample name	[^{10}Be] (x10^4 at.g^{-1})	[^{10}Be] absolute uncertainties (x10^4 at.g^{-1})	[^{10}Be] relative uncertainties
MDG-15-1	**5.56**	**0.38**	**7%**
MDG-15-2	0.81	0.15	19%
MDG-15-8	1.01	0.10	10%
MDG-15-3	0.55	0.08	15%
MDG-15-4	0.59	0.10	17%
MDG-15-5 (2016)	3.30	0.33	10%
MDG-15-5 (2018)	3.12	0.15	5%
SMG-16-2	0.85	0.86	101%
SMG-16-3	1.05	1.04	99%
ARG-15-3	0.47	0.10	21%
ARG-15-2	0.50	0.12	24%
ARG-15-4	0.57	0.18	32%
ARG-16-17	0.18	0.04	22%
ARG-16-16	0.02	0.02	100%
ARG-15-10	0.09	0.15	167%
GL-13	0.10	0.03	30%
SAR-16-1	0.08	0.02	25%
JDT-16-4	0.42	0.07	17%
JDT-16-5	1.79	0.10	6%
JDT-16-6	2.09	0.11	5%

Les résultats et discussions issus des mesures de ^{10}Be et ^{14}C cosmogéniques in situ sur les échantillons prélevés dans le massif du Mont-Blanc sont présentés dans les chapitres 4 à 6 de ce manuscrit. Le chapitre 4 présente la chronologie glaciaire obtenue à partir de datations par ^{10}Be sur le glacier de Talèfre depuis le Dryas Récent et une comparaison avec d'autres études Alpines. Le chapitre 5 s'intéresse à la chronologie glaciaire Holocène du glacier d'Argentière, également basée sur des datations par ^{10}Be, couplée à une modélisation climatique. Enfin, le chapitre 6 associe des datations ^{10}Be à la datation par ^{14}C in situ dans l'étude des polis glaciaires provenant de la Mer de Glace et des glaciers d'Argentière et de Talèfre, afin d'étudier les périodes de retrait au cours de l'Holocène ainsi que l'érosion sous-glaciaire.

CHAPITRE 4

Millennial scale synchronism of glacier fluctuations during the Younger Dryas/Early Holocene transition across the European Alps – new evidence from cosmogenic ^{10}Be glacier chronologies in the Mont-Blanc massif (French Alps)

Nous avons souligné l'importance de la reconstitution des chronologies glaciaires dans le massif du Mont-Blanc ainsi que l'étude des variations climatiques associées. Avec pour objectif de compléter les chronologies glaciaires dans le massif du Mont-Blanc et d'étudier la synchronie des grandes extensions glaciaires Holocène observées dans le massif du Mont-Blanc par rapport à celles observées dans les Alpes centrales et orientales, des échantillons de blocs morainiques et polis glaciaires ont été échantillonnés au-delà des limites du Petit Âge Glaciaire sur un îlot rocheux situé au centre du glacier de Talèfre : le Jardin de Talèfre. Cet îlot est localisé aux alentours de 3000 m d'altitude et n'a pas été impacté par l'activité humaine, ce qui en fait un endroit adéquat pour une telle étude.

Ce chapitre présente la chronologie détaillée du glacier de Talèfre reconstruite à partir des échantillons provenant du Jardin de Talèfre et datés à l'aide du ^{10}Be. La chronologie établie pour la transition entre le Dryas Récent et le début de l'Holocène est ensuite comparée à 11 autres études similaires réalisées à travers la chaine des Alpes, et les variations climatiques de cette époque sont étudiées.

Un des sites utilisés dans la synthèse présentée concerne le glacier d'Argentière dont les résultats sont détaillés dans le chapitre 5.

Ces travaux ont fait l'objet d'une soumission au journal **Quaternary Science Reviews** et sont donc présentés sous la forme d'un article et rédigés en anglais.

Millennial scale synchronism of glacier fluctuations during the Younger Dryas/Early Holocene transition across the European Alps – new evidence from cosmogenic ^{10}Be glacier chronologies in the Mont-Blanc massif (French Alps)

Marie Protin (1), Irene Schimmelpfennig (1), Jean-Louis Mugnier (2), Jean-François Buoncristiani (3), Melaine Le Roy (4), Benjamin Pohl (3), Luc Moreau (4) and ASTER Team (1)

(1) Aix-Marseille Univ, CNRS, IRD, INRA, Coll France, CEREGE, Aix en Provence, France (protin@cerege.fr), (2) Université Grenoble Alpes, Université Savoie Mont Blanc, CNRS, ISTerre, 73000 Chambéry, France, (3) Biogéosciences, UMR 6282 CNRS, Université Bourgogne Franche-Comté, 6 Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France, (4) Université Grenoble Alpes, Université Savoie Mont Blanc, CNRS, EDYTEM, 73000 Chambéry, France

Consortium: ASTER Team (Georges Aumaître, Didier Bourlès, Karim Keddadouche)

Correspondence to: Marie Protin (protin@cerege.fr)

Abstract

The reconstruction of the response of mountain glaciers to high-resolution climate variability during the current interglacial, the Holocene, is a useful approach to assess the effects of current climate change. Yet, the spatial and temporal variability of Holocene glacier fluctuations is not yet fully understood. Focus is given here on the European Alps to tackle this issue. Several studies have been published providing evidence of glacier advances or stagnations in the Alps during the Late-Glacial and Early Holocene. However, the small number of study, dating uncertainties and dispersion of the data hampered to show with certainty if the corresponding glacier fluctuations were driven by common climate changes. In this study, we present a new Holocene chronology of an Alpine glacier, based on *in situ*-produced cosmogenic ^{10}Be dating of moraines and roches moutonnées from Talèfre glacier. The retreat of Talèfre glacier was likely initiated during the mid-Younger Dryas, then it experienced a gradual retreat punctuated by at least 3 oscillations until ~11 ka before shrinking substantially. Further evidence is constrained by a moraine whose crest is dated to the Little Ice Age. Comparison of our findings with previous glacier chronologies in the alpine region highlights broadly synchronous behavior of glaciers across the Alps between 12 and 10 ka. This common glacier behavior at a regional scale might have been triggered by temperature drops

that interrupted the warming after the Late-Glacial, suggesting that regional and hemispheric climate conditions had a major impact on Alpine glacier variations during the Younger Dryas/Early Holocene transition.

Keywords

Holocene; Glaciation; Western Europe; Cosmogenic isotopes; Glacier fluctuations; Alpine comparison

4.1 Introduction

Mountain glaciers are recognized as sensitive recorders of climate variability, and their fluctuations mainly depend on variations of both temperature during the melt season and snowy precipitation (Oerlemans, 2005). In the light of the current climate change and rapid retreat of glaciers worldwide, it is important to improve our understanding of the sensitivity of glaciers to climate to be able to refine possible scenarios of future glacier evolution. However, the respective weight of these two climate factors - summer temperature and winter precipitation - for the long-term behavior of glaciers at mid to high latitudes remains difficult to decipher (Solomina et al., 2015). This is partly due to the lack of temporally and spatially well constrained past glacial chronologies. The investigation of glacier behavior during the Holocene, *i.e.* the current interglacial period that started 11.7 ka ago (Rasmussen et al., 2006), is a valuable approach to tackle this issue. The most recent and best documented cold period of the Holocene is the Little Ice Age (LIA), which lasted from the end of the 13th to the middle of the 19th century and was characterized by multiple glacier oscillations reported from all around the world (Solomina et al., 2016). In particular, a general synchronism of glacier behavior is reported from the Europeans Alps, with three major advances between the 14th and 19th centuries, in which small differences in the timing of the glacier variations were attributed to the glaciers' response times (Holzhauser et al., 2005). Holocene glacier fluctuations before the LIA are difficult to reconstruct because the massive LIA advances erased most of the geomorphologic markers recording earlier glacier advances.

Moraines and roches moutonnées represent univocal geomorphic markers of past glacier extensions. Although moraines constitute a discontinuous archive, dating these glacial landforms using *in situ*-produced cosmogenic nuclides is a valuable approach for constraining former glacier behavior and investigating the related climate changes. The traditional chronology of the extents of glacier advances ("stadials") in the Alps during the period of Late-Glacial and Early Holocene deglaciation is mainly based on comparative studies of moraine

stratigraphies and morphologies and equilibrium line altitude (ELA) determinations (e.g. Maisch, 1981). For instance, the Egesen stadial moraines are temporally assigned to the Younger Dryas (YD), from 12.9 to 11.7 ka (Rasmussen et al., 2006), and are associated to an ELA depression of 250-350m relative to the LIA (Ivy-Ochs, 2015). The Kartell stadial moraines are assigned to the Preboreal cold oscillation (~11 ka) with an ELA depression of 120m (Ivy-Ochs, 2015). The temporal correlations were broadly confirmed by the pioneering cosmogenic nuclide studies at a few alpine sites (see reviews in Ivy-Ochs, 2015; Ivy-Ochs et al., 2006). Recent studies showed that correlating moraines from different alpine valleys solely based on the above-mentioned comparative criteria is not reliable, highlighting the need for direct moraine dating with cosmogenic nuclides when comparing moraines from various sites (Boxleitner et al., 2019; Reitner et al., 2016). Over the past few years, parameters for the calculations of cosmic ray exposure ages were refined (*e.g.* Balco, 2017; Balco et al., 2009, 2008; Martin et al., 2017; Young et al., 2013) and an increasing number of cosmogenic nuclide dating studies from the Alps have been published, providing evidence of multiple glacier fluctuations during the Late-Glacial and the Early Holocene (*e.g.* Baroni et al., 2017; Moran et al., 2016b, 2016a; Schindelwig et al., 2012). Attempts to underline a synchrony or temporal trend in the alpine glacier behavior during the Late-Glacial / Early Holocene transition have been made (Chenet et al., 2016; Schimmelpfennig et al., 2014; Solomina et al., 2015), but the age uncertainties and the lack of data only allowed broad or tentative conclusions.

In this study, we present new *in-situ* cosmogenic beryllium-10 (^{10}Be) ages of moraines and roches moutonnées from the Talèfre glacier, located in the French Alps. We compare these new data with previous studies that show evidence of glacial extensions during the same period to evaluate the potential for synchronous regional glacier culminations during the transition from the last centennial cold oscillation of the YD to the Early Holocene and the underlying climate conditions.

4.2 Study site, geomorphologic setting

Talèfre glacier (45°54'N, 6°59'E) is a cirque glacier located in the French part of the Mont-Blanc massif (Figure 4.1) and is a major tributary glacier of Mer de Glace glacier (Six and Vincent, 2014). In 2008, Talèfre glacier covered an area of ~8 km² with a maximum length of 4.5 km and an altitude range from 2473 m to 3743m a.s.l. (Gardent, 2014). The ELA of Talèfre glacier for the period 1984-2010 was estimated to ~3000 m (Rabatel et al., 2013). The mean annual temperature and precipitation for the time period 1961-1990 were 6.5°C and 1238 mm (Météo France) at the nearest weather station in Chamonix – Le Bouchet (1042 m a.s.l.). The catchment of Talèfre glacier is constrained within granite rocks of late Hercynian age (Bussy

et al., 2000). The singularity of this glacier is the presence at its center of a triangle-shaped rocky islet named "Jardin de Talèfre" (i.e. Talèfre garden) with an altitude range spanning 2640 m to 3040 m a.s.l. (Jordan, 2010) and protruding from the surrounding ice by a few tens of meters (Figure 4.2). Because of its remoteness, this area has not been disturbed by human activity.

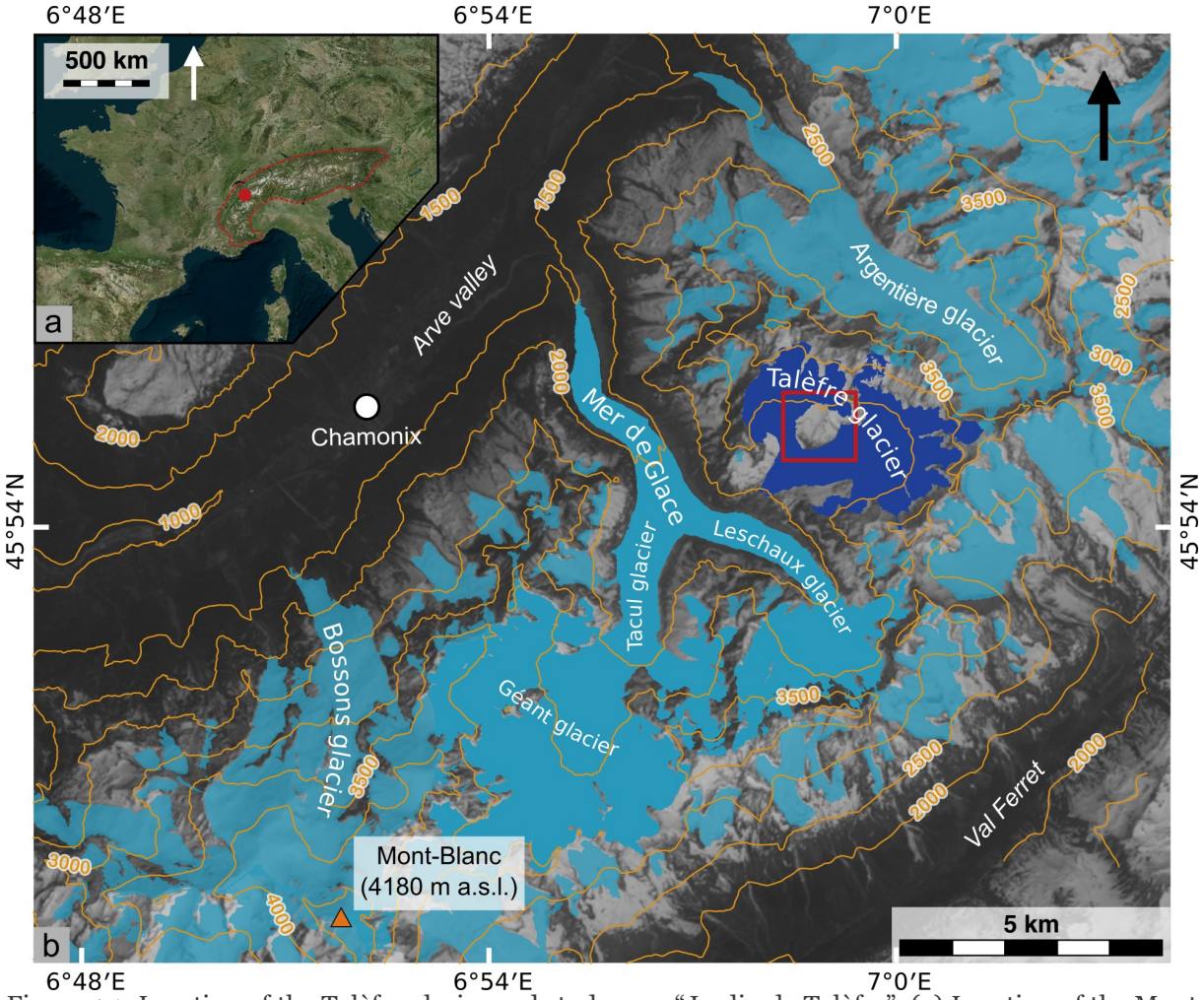


Figure 4.1: Location of the Talèfre glacier and study area "Jardin de Talèfre". (a) Location of the Mont Blanc massif (red dot) in the Alps (red dotted line). (b) Zoom on the Mont Blanc massif and present-day glacier extents on a Lansat 8 image (April 2015); French glaciers: (Gardent et al., 2014); Swiss glaciers: (Fischer et al., 2014) ; Italian glaciers: (Smiraglia et al., 2015). Talèfre glacier is highlighted in dark blue, the "Jardin de Talèfre" is located in the red square.

During the last LIA advance in the 19th century, Talèfre glacier was confluent with Leschaux glacier, which joins further down Tacul glacier to form Mer de Glace (Figure 4.1). Between the LIA and 2008, the length of the glacier decreased by 10%, and Talèfre and Leschaux glaciers are no longer coalescent since ~1950 (Gardent, 2014). According to the French État-Major maps (surveyed in 1820-1866), the "Jardin de Talèfre" (Figure 4.2a) was not ice-covered during the last LIA maximum. Several undated moraine ridges are visible on the islet (Figure 4.3), which were mapped through field work and interpretation of aerial images from the year

2015 (French national institute of geographic and forest information - IGN, 50 cm resolution). Two massive lateral moraines, up to 50m high and 1km long, frame the islet (purple moraines in Figure 4.2b and Figure 4.3). In the eastern part of the islet, i.e. in stratigraphically older location relative to the massive moraine (T4) on the eastern margin, three very smooth lateral moraine ridges are visible. They are less than 2m high and between 100 and 200m long. Their composition is different from the two massive moraines described above, with only coarse sediment and boulders. In addition, the three moraines are covered with soil and grass and the boulder surfaces with lichen, which is not the case for the massive moraines. While the two outermost of these three moraine ridges (T1 and T2) bear several large boulders suitable for ^{10}Be dating, the innermost ridge (T3) does not. These three ridges are represented in dark blue in Figure 4.2 and Figure 4.3. Moraine mapping shows that they appear to continue northward, where they are leaning against a 20m high rock slope; to the south, they are intercepted by the T4 moraine. Between the western massive ridge and the present glacier margin, a small but noticeable boulder lag deposit is visible (pink moraine in Figure 4.3). This has no equivalent on the other side and seems to have been deposited during the recent retreat of the glacier.

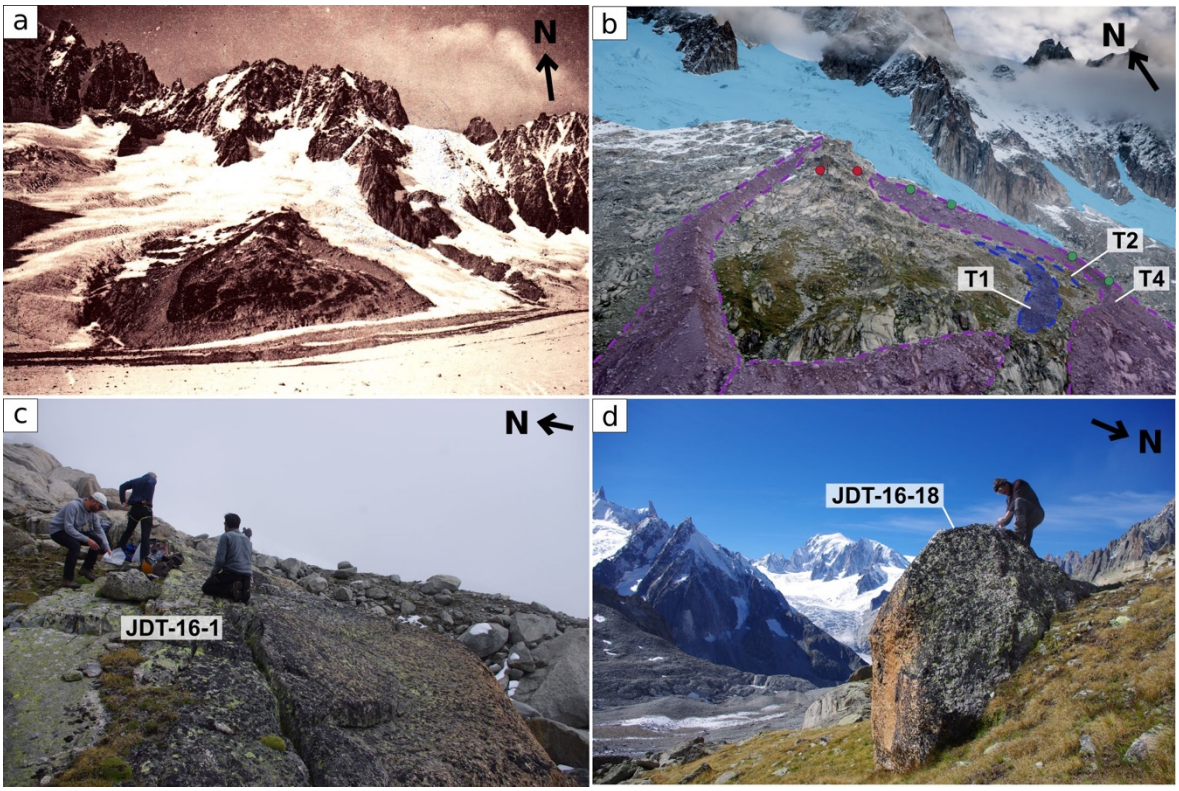


Figure 4.2: (a) Photography of the « Jardin de Talèfre » in the year 1890 (source: "Les Amis du Vieux Chamonix"); (b) oblique aerial photography of the “Jardin de Talèfre” in September 2016; Talèfre glacier is highlighted in light blue, sampled moraines T1 and T2 in dark blue and Holocene moraines, including T4, in purple; bedrock sample locations are shown as red dots and some of the sampled boulders as green dots (photography by J.F. Buoncristiani); (c) example of sampled bedrock surface; (d) example of sampled boulder on T2 moraine.

4.3 Methodology

Fourteen samples were collected in the "Jardin de Talèfre", two from striated bedrock surfaces and 12 from moraine boulders. Bedrock samples were taken from the surface of the rocky islet, and attention was paid to avoid the possibility of cover by snow or vegetation and significant erosion by choosing sloping spots (Figure 4.2c), with glacial striations. The surfaces were all covered by lichen. Moraine boulder samples were taken from the top of the boulders, which were embedded in the crest or slope of the targeted moraines (Figure 4.2d). If we assume uninterrupted surface exposure, the bedrock exposure ages indicate when the "Jardin de Talèfre" became ice-free for the last time, while the boulder exposure ages represent the timing of the moraine stabilization (for detailed discussion see section 5.1). Samples were collected using a chisel, a hammer and a cordless angle grinder, and topographic shielding was evaluated in the field using a clinometer.

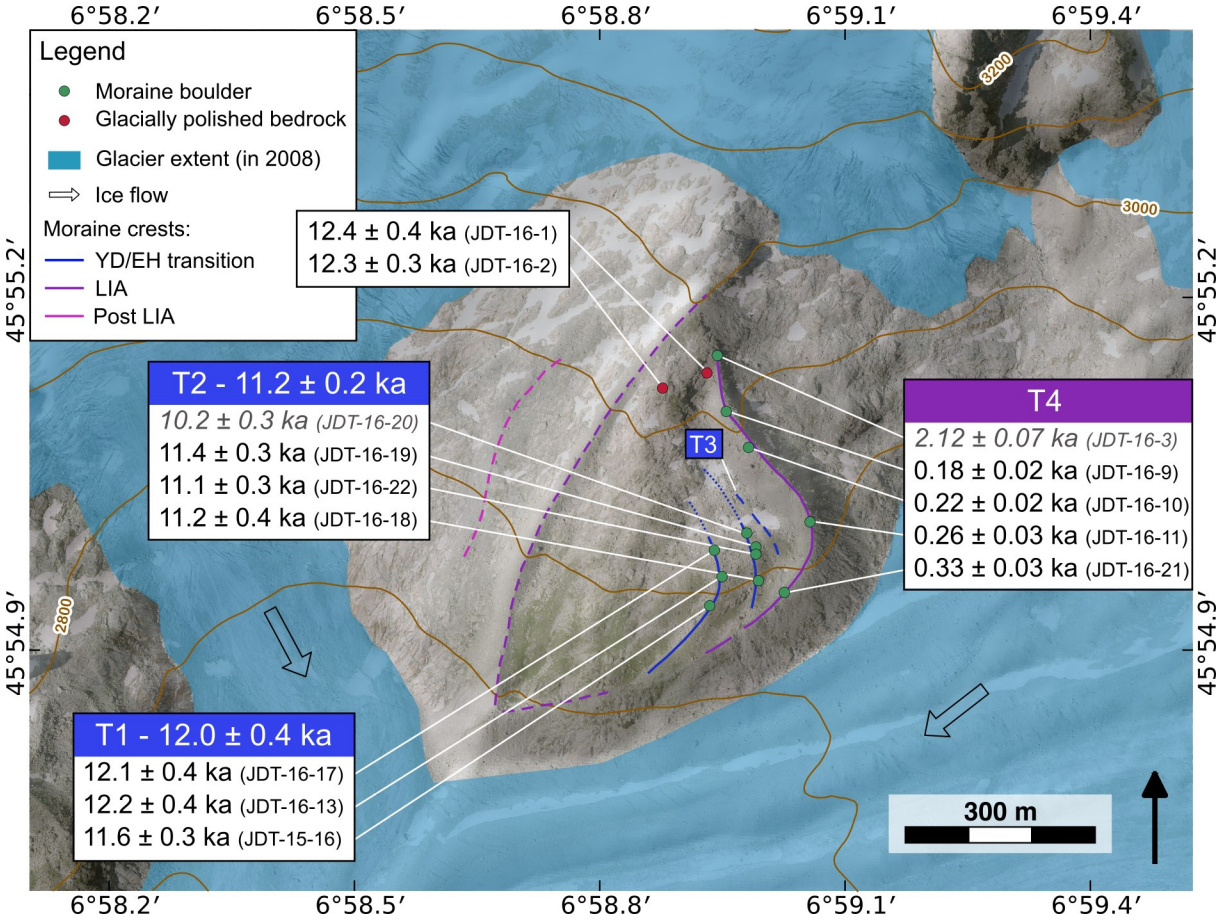


Figure 4.3: Moraines and sample locations in the "Jardin de Talèfre", mapped on the 5 m IGN DEM RGE ALTI and aerial images. Present-day glacier extent (in blue) is from Gardent et al. (2014). Dashed lines represent undated moraines, the age of which is assumed according to their relative position and appearance. Individual surface exposure ages are listed in the white boxes and mean ages of the landforms in the colored bands (arithmetic means and standard deviations). Outlier are in italic grey font.

All samples were processed at CEREGE (Aix-en-Provence, France). Samples were crushed and sieved to collect the 250-500 μm fraction. Quartz was first concentrated by magnetic separation and then isolated by successive leaching in a H_2SiF_6/HCl mixture or by froth flotation when the mineralogy allowed it. The obtained quartz fraction was leached at least 2 times in a 5% HF - 5% HNO_3 solution, followed by 24h in ultra-sonic bath in a 1% HF - 1% HNO_3 solution in order to remove any remaining feldspars and to clean the grains from atmospheric ^{10}Be. Purified quartz was completely dissolved in concentrated HF after addition of ~0.1 g of an in-house ^{9}Be carrier solution (3025 ± 9 ppm; Merchel et al., 2008). Beryllium was extracted by successive alkaline precipitations of $Be(OH)_2$ alternated with separation on anion and cation columns. Samples were then oxidized at 700°C for 1 hour and the final BeO mixed with Nb powder and loaded into nickel cathodes. Measurements of the $^{10}Be/^{9}Be$ ratios by accelerator mass spectrometry (AMS) were conducted at the French national AMS facility ASTER (Arnold et al., 2010). Samples were calibrated against in-house standard STD-11 ($^{10}Be/^{9}Be$ = 1.191 ± 0.013 x10^{-11}; Braucher et al., 2015) and a ^{10}Be half-life of (1.387 ± 0.0012) x 10^6 years (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010). Analytical uncertainties combine ASTER counting statistics and stability (~5%; Arnold et al., 2010) and machine blank correction. The number of atoms ^{10}Be in the samples calculated from the corresponding $^{10}Be/^{9}Be$ ratios was then corrected from that of the chemical blanks, which had $^{10}Be/^{9}Be$ ratios of 3.38 ± 0.49 x10^{-15} and 3.48 ± 0.50 x10^{-15} (Table 4.1).

Surface exposure ages were computed with the CREp online calculator (Martin et al., 2017) using the Lal-Stone time corrected scaling scheme, the ERA40 atmospheric reanalyses and the Atmospheric ^{10}Be-based VDM for geomagnetic database (see Martin et al., 2017 and references therein). We applied the production rate established by Claude et al. (2014) as it is the only regional ^{10}Be production rate available for Alpine sites. The two other production rates often used for studies in the Alps are the northeast North America "NENA" production rate (Balco et al., 2009) and the "Arctic" production rate (Young et al., 2013), which would lead to ages younger by 3% and 5%, respectively. We did not apply a correction for snow shielding, as we do not have sufficient quantitative data on snowfall during the Holocene, and all sampled surfaces are in wind-exposed locations. We did not correct for potential erosion, as we were careful to sample surfaces with least possible erosion. Applying a correction for considerable snow cover assuming 50 cm of snow for 6 months (Chenet et al., 2016) would lead to ages older by 6 to 8%. Applying a correction for erosion corresponding to an erosion rate of 1 mm.kr^{-1} (André, 2002) would result in ages older by less than 1%. Without such corrections, the ages are thus considered minimum exposure ages.

Table 4.1: Characteristics and ^{10}Be measurement details of samples [A] and blanks [B] carried out for this study. Outliers are highlighted by (O). Mean landform ages of T1 and T2 are indicated with standard deviations and total uncertainties (including the ^{10}Be production rate error) in parentheses.

Sample name	Latitude (dd)	Longitude (dd)	Altitude (m a.s.l.)	Thickness (mm)	Shielding factor	Quartz weight (g)	Carrier (mg ^{9}Be)	Associated blank	$^{10}Be/^{9}Be$ x10^{-14}	[^{10}Be] (x10^{4} at.g^{-1})	^{10}Be age (ka)	1σ analytical error (ka)	1σ total uncertainty (ka)
MORAINE SAMPLES													
T1													11.97 ± 0.36 (0.4)
JDT-16-17	45.91642	6.98233	2825	45	0.9063	24.67	0.3053	15Jan18	44.9 ± 1.4	36.8 ± 1.2	12.14	0.37	0.47
JDT-16-13	45.91604	6.98249	2817	27	0.9635	15.35	0.3072	15Jan18	30.13 ± 0.93	39.8 ± 1.2	12.21	0.36	0.46
JDT-16-16	45.91564	6.98224	2798	22	0.9635	28.65	0.3078	15Jan18	52.3 ± 1.6	37.3 ± 1.2	11.56	0.34	0.42
T2													11.21 ± 0.17 (0.28)
JDT-16-20 (O)	45.91667	6.98301	2835	42	0.9638	26.58	0.3071	15Jan18	42.7 ± 1.4	32.7 ± 1.1	10.15	0.32	0.4
JDT-16-19	45.91647	6.98318	2827	25	0.9638	21.49	0.3070	15Jan18	39.5 ± 1.3	37.4 ± 1.2	11.40	0.34	0.43
JDT-16-22	45.91636	6.98320	2824	24	0.9638	32.44	0.3069	15Jan18	57.6 ± 1.8	36.2 ± 1.1	11.07	0.33	0.41
JDT-16-18	45.91599	6.98324	2805	35	0.9527	20.18	0.3083	15Jan18	34.9 ± 1.2	35.3 ± 1.2	11.15	0.35	0.44
T4													
JDT-16-3 (O)	45.91918	6.98241	2951	20	0.9677	37.83	0.3048	08Dec17	13.43 ± 0.42	7.05 ± 0.23	2.12	0.07	0.09
JDT-16-9	45.91840	6.98260	2923	38	0.9625	31.65	0.3033	08Dec17	1.33 ± 0.11	0.64 ± 0.08	0.18	0.02	0.02
JDT-16-10	45.91788	6.98305	2903	28	0.9625	31.26	0.3017	08Dec17	1.56 ± 0.11	0.78 ± 0.08	0.22	0.02	0.02
JDT-16-11	45.91683	6.98430	2842	26	0.9434	36.61	0.3063	08Dec17	1.88 ± 1.2	0.86 ± 0.07	0.26	0.03	0.03
JDT-16-21	45.91583	6.98377	2796	22	0.9623	33.60	0.3010	08Dec17	2.16 ± 0.12	1.09 ± 0.08	0.33	0.03	0.03
BEDROCK SAMPLES													
JDT-16-1	45.91873	6.98128	2950	32	0.9667	20.09	0.3015	08Dec17	44.2 ± 1.4	44.0 ± 1.4	12.43	0.38	0.48
JDT-16-2	45.91894	6.98219	2943	26	0.9677	17.83	0.3048	08Dec17	38.6 ± 1.1	43.7 ± 1.2	12.31	0.33	0.44

Blanks

Blank name	Carrier (mg ^{9}Be)	$^{10}Be/^{9}Be$ x10^{-14}	Number of ^{10}Be atoms (x10^{4} at)
8Dec17	0.3040	0.338 ± 0.049	6.9 ± 1.0
15Jan18	0.3075	0.348 ± 0.050	7.2 ± 1.0

4.4 Results

Surface exposure ages are shown in Figure 4.3 and detailed in Table 4.1. In Figure 4.3, individual ages are shown with their analytical errors, and the ages of ridges T1 and T2 correspond to the arithmetic means and standard deviations. In addition, total uncertainties including the ^{10}Be production rate error are given in Table 4.1. All ages are in agreement with their stratigraphic order. Probability plots of moraine boulder ages and arithmetic mean ages are shown in Figure 4.4. Moraine age populations were tested for outliers using a χ^2 test (2σ) (Ward and Wilson, 1978).

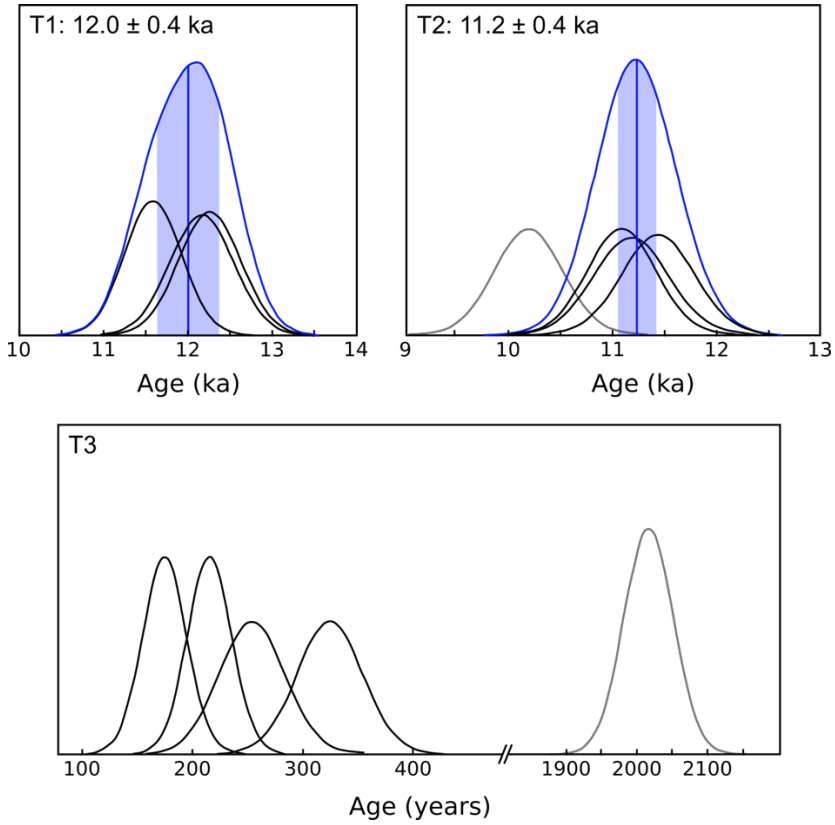


Figure 4.4: Summed probability plots (colored curves) of the individual moraine sample ages (black curves, analytical error only) from Talèfre glacier. Colored vertical lines and bands represent the arithmetic means and standard deviations (calculated for T1 and T2 only) corresponding to the age labeled in each box.

The two bedrock samples, JDT-16-1 and JDT-16-2, are very consistent giving exposure ages of 12.4 ± 0.4 ka and 12.3 ± 0.3 ka. Moraine boulder samples were taken from three ridges in the eastern part of "Jardin de Talèfre", i.e. from the two stratigraphically outermost (oldest), smooth moraines T1 and T2, and from the innermost (youngest), massive moraine T4. The three boulder ages from the outermost moraine T1 range between 12.2 ± 0.4 ka and 11.6 ± 0.3 ka, with a mean age of 12.0 ± 0.4 ka. Three boulder ages from moraine T2 are very well

clustered between 11.4 ± 0.3 ka and 11.1 ± 0.3 ka and give a mean age of 11.2 ± 0.2 ka after discarding JDT-16-20 as an outlier (10.2 ± 0.3 ka). This boulder is less than 1m high and surrounded by other boulders of about the same height. It might thus have been exhumed or covered for a while by a layer of sediment, leading to an underestimation of its exposure age. On the innermost moraine, four boulders yield ages of 180 ± 20 yrs, 220 ± 30 yrs, 260 ± 20 yrs and 330 ± 30 yrs and one boulder is dated at 2120 ± 70 yrs.

Based on these dates and the mapping of the moraines in the "Jardin de Talèfre", we were able to propose a reconstruction of the past extents of Talèfre glacier, for the stages corresponding to the moraine T1, and to the moraine T4 (Figure 4.5). The mapping of the exterior margins of the glacier only relies on assumed variations of ice with regards to the catchment slopes and old maps from the 19th century from French État major.

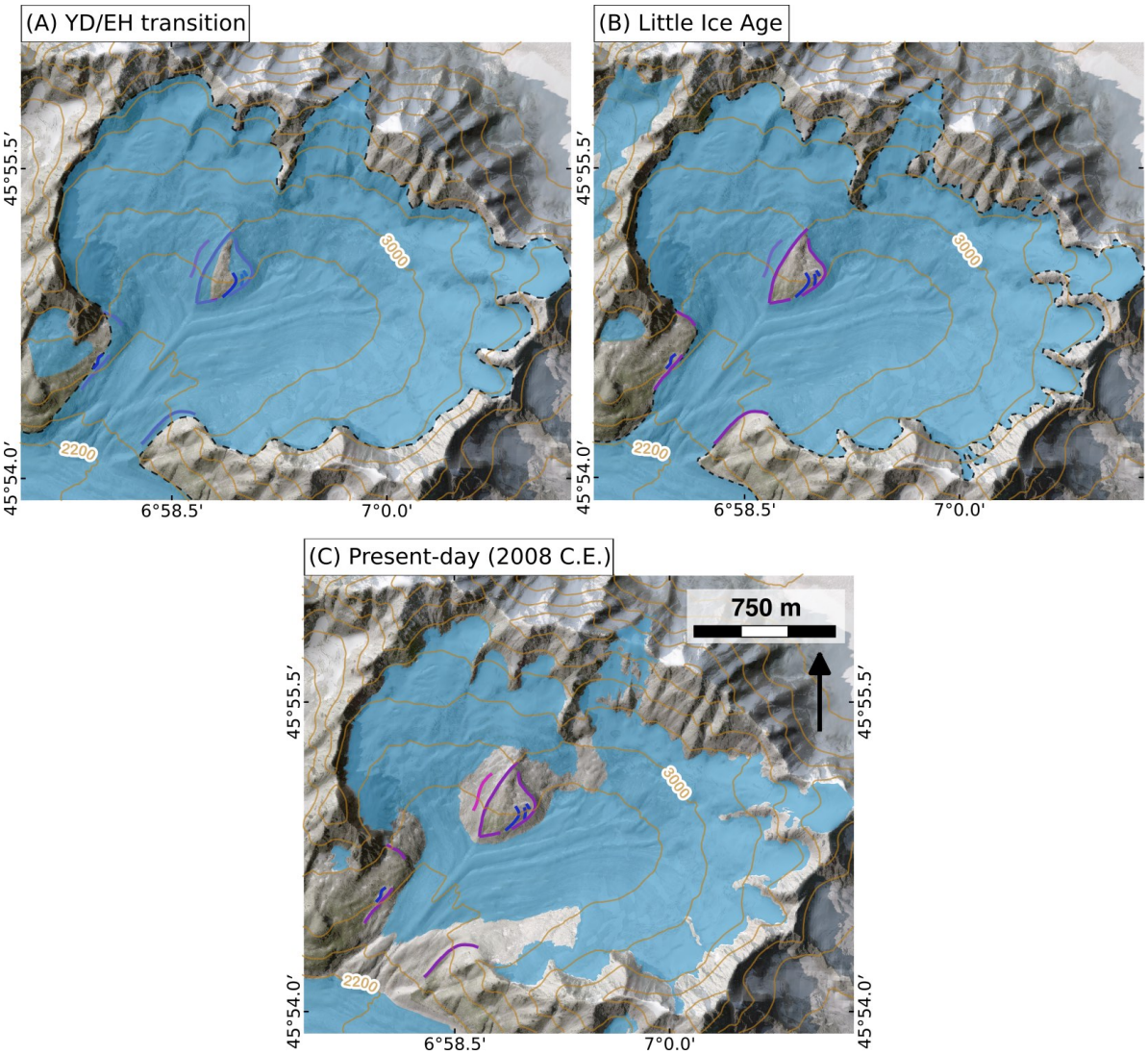


Figure 4.5: Estimation of past extents of Talèfre glacier, based on mapping of the preserved moraines and interpretation of ^{10}Be dating, for the (A) during the Younger Dryas/Early Holocene transition (12 ka, stage T1 moraine), (C) LIA maximum and (C) present day (2008 C.E. Gardent et al., 2014). Dashed glacier limits correspond to hypothetic extents.

4.5 Discussion

4.5.1 Oscillations of Talèfre glacier since the Younger Dryas

According to the exposure ages of the two bedrock samples, the "Jardin de Talèfre" deglaciation started at ~12.4 ka, i.e. during the mid- Younger Dryas period, if we assume a continuous exposure scenario. Alternatively, the duration of ~12.4 ka could be composed of several exposure periods, e.g. a few hundred years of ice-free conditions during the warmer BØlling/AllerØd (~14.7 – 12.9 ka, Lotter et al., 2000; Rasmussen et al., 2006) and subsequent burial by the re-advancing glacier at the beginning of the Younger Dryas. However, the only slightly younger mean age of moraine T1 (12.0 ± 0.4 ka) supports the assumption that Jardin de Talèfre was partly deglaciated during the Younger Dryas. The stratigraphically consistent mean ages of the moraines T1 and T2 (12.0 ± 0.4 ka and 11.2 ± 0.2 ka) are concomitant with the Younger Dryas / Early Holocene (YD/EH) transition and imply that the glacier did not cover again the rocky islet during the Holocene. We assume that the T3 ridge was deposited during the Early Holocene, since it has a morphology very similar to T1 and T2. This suggests that the glacier underwent at least three advances or stagnations after the beginning of its retreat ~12.4 ka ago until the Early Holocene.

The five ages acquired on the massive moraine T4, show a significant spread. Four of them are dated between 180 ± 20 years and 330 ± 30 years, strongly suggesting that the moraine was last overtopped at the end of the LIA, maybe during several closely-spaced advances. A tentative mean age of 250 ± 60 years is consistent with a deposit during the last LIA maximum of Mer de Glace in 1821 CE (Nussbaumer et al., 2007). Only one sample is dated to 2120 ± 70 years (JDT-16-3). This almost 2000 years old age could be explained either by isotope inheritance from a previous exposure duration or by an accretion phase of this massive moraine that pre-dated the deposition of the younger boulders. Based on dendrochronological dating of subfossil wood, Le Roy et al. (2015) reported multiple advances of Mer de Glace, to which Talèfre glacier was still connected during the LIA, between ~3.5 ka and 0.7 ka, i.e. during the so-called Neoglacial (colder and wetter Holocene period that started around 4 ka, Wanner et al., 2008). Although, no evidence was found for an advance of Mer de Glace between ~2.6 and ~1.7 ka ago, putative 2.1 ka glacier advances have been proposed at other sites in the French Alps: at nearby Argentière glacier (Le Roy, 2012) and another one - more firmly exposure-dated - in the Ecrins-Pelvoux massif (Le Roy et al., 2017). We cannot rule out that JDT-16-3 was deposited by such a 2 ka Late Holocene advance, but in the absence of unequivocal field evidence showing that this crest is composite we prefer to consider this single date as an outlier affected by inheritance.

We do not have any evidence of glacier advances between the Early Holocene and the Late Holocene, which is consistent with the concept that this period was warmer and dryer and thus unfavorable for glacier growth in the Alps (Ivy-Ochs et al., 2009). Therefore, we can assume that Talèfre glacier was smaller than its LIA extent during this period.

This Holocene chronology of Talèfre glacier is very similar to the one recently established at the nearby Argentière glacier (Chapter 5) located right to the north of Talèfre glacier (Figure 4.1). A similar set of bedrock surfaces (~2450m a.s.l.) and five lateral moraines (~2200m a.s.l.), also dated by *in situ* cosmogenic ^{10}Be to between ~12.0 ka and ~10.4 ka, provide evidence of deglaciation at the end of the YD and at least five glacier re-advances or stagnations during the YD/EH transition. When comparing these two data sets (Figure 4.6D and E), it appears that the ages of the two outermost moraines are similar (i.e. within uncertainties), and that these moraines represent successive glacier stagnations within the dynamic retreat from their probably larger early-YD or pre-YD extents. However, further comparison of the detailed timing of deglaciation between these glaciers is difficult, since the complete set of moraines at Argentière glacier was not dated, and some moraine ridges could have been destroyed by later glacier fluctuations at one or both sites.

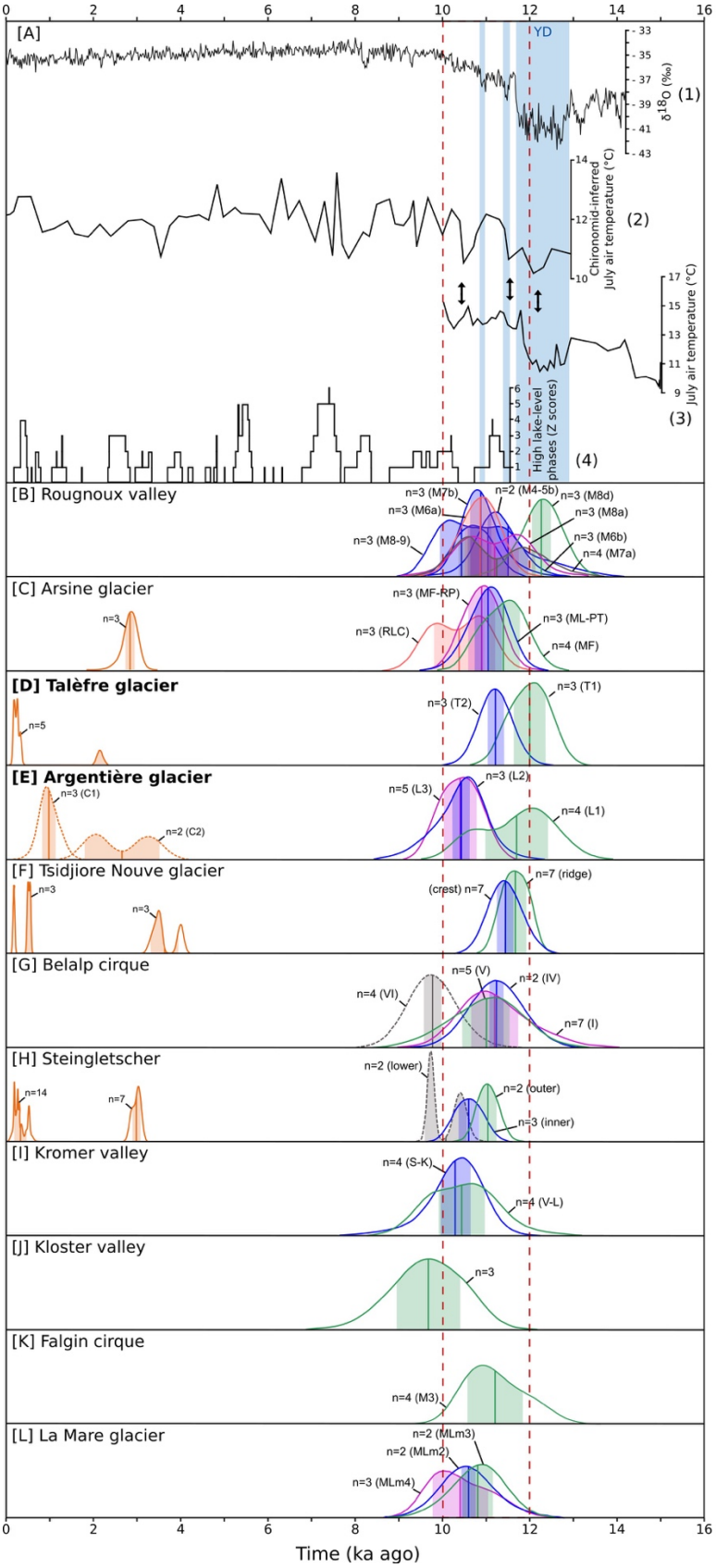
4.5.2 Comparison with other alpine chronologies

Moraines at multiple locations across the Alps have previously been assigned to the YD/EH transition based on ^{10}Be dating. Here, we test the possible regional synchronism of Alpine glacier behavior during the YD/EH transition by comparing previously published moraine chronologies with Mont-Blanc massif's ^{10}Be mean moraine ages, from Talèfre (T1 or T2; this study) and Argentière glaciers (L1, L2 or L3; Chapter 5). We used the following 16 study sites based on the existence of moraines originally dated between ~13.5 and ~9.5 ka: Rougnoux valley (Hofmann, 2018), Romanche valley (Chenet et al., 2016), Arsine glacier (Jégot, 2018), Clarée valley (Cossart et al., 2012), upper Gesso della Barra basin (Federici et al., 2008), Tsidjiore Nouve glacier (Schimmelpfennig et al., 2012), Belalp cirque and Great Aletsch glacier (Kelly et al., 2004; Schindelwig et al., 2012), Steingletscher (Schimmelpfennig et al., 2014), , Ferwall site (Ivy-Ochs et al., 2006), Val Viola (Hormes et al., 2008), Kromer and Kloster valley (Kerschner et al., 2006; Moran et al., 2016b), Falgin cirque (Moran et al., 2016a), La Mare and Careser glacier (Baroni et al., 2017). To homogenize the data and allow comparison, individual ages were recalculated using the same parameters as our samples (see section 3), without snow cover and erosion correction. Mean moraine ages were then calculated according to the same strategy applied to our data. The exception was made for the moraine M7a from the Rougnoux valley and the lower moraine from Steingletscher, where all boulders were kept for the mean age calculation even if they statistically mismatch, as we do not have any argument for

discarding a specific sample from the age population. At the Rougnoux valley site, several moraine mean ages do not agree with the stratigraphic order (M8-9, M7b, M4-5 and M6b) but the ages do not statistically differ. Therefore, we choose to include them in the comparison. Results of the age recalculations are presented in Table 4.2. We eliminated from the comparison the moraine ages that are based on only one sample and the moraine mean ages that have standard deviations > 8 % to make the comparison as accurate as possible. Sites were retained in the selection if there was:

- at least one moraine of Holocene age (< 11.7 ka), in order to exclude moraines that might correspond to earlier Late-Glacial advances.
- at least one moraine mean age that was indistinguishable from one or more of the Mont-Blanc massif moraines according to the χ^2 test.

Nine sites meet these criteria: Rougnoux valley (eight moraines), Arsine glacier (four moraines), Tsidjiore Nouve glacier (two moraine ridges), Belalp cirque (four moraines), Steingletscher (three moraines), Kromer valley (two moraines), Kloster valley (one moraine), Falgin cirque (two moraines), La Mare glacier (three moraines). These selected glaciers are spread all along the Alps (France, Switzerland, Italy and Austria), between longitudes ~6.5°E and 10.5°E and latitudes 45.5°N and 47°N. The moraine ages of the other sites are either too old (Val Viola, upper Gesso della Barra basin, Romanche valley, Great Aletsch glacier, Ferwall site) or show large standard deviations (> 8 %; Clarée valley). Boxleitner et al. (2019) dated 34 moraine boulders of several glacier systems in Meiental (central Alps) with more than half of the ages in agreement with our results. However, because each moraine was dated with only one boulder, we did not include these results in our test. Probability curves for all retained moraine mean ages are plotted in Figure 4.6 in comparison with the Mont-Blanc massif moraine ages. The results of the χ^2 test between the moraine ages from Talèfre and Argentière glaciers and the previously studied Alpine sites are detailed in the Annexe B – Table B1 and Table B2. Applying a realistic snow cover correction to all sites would equally shift all moraine ages to older dates and would not change the following discussion.


[A]
YD
(1)
(2)
(3)
(4)
Chironomid-inferred July air temperature (°C)
High lake-level phases (z scores)
July air temperature (°C)
[B] Rougnoux valley
n=3 (M7b)
n=2 (M4-5b)
n=3 (M8d)
n=3 (M6a)
n=3 (M8a)
n=3 (M8-9)
n=3 (M6b)
n=4 (M7a)
[C] Arsine glacier
n=3
n=3 (MF-RP)
n=3 (RLC)
n=3 (ML-PT)
n=4 (MF)
[D] Talèfre glacier
n=5
n=3 (T2)
n=3 (T1)
[E] Argentière glacier
n=3 (C1)
n=2 (C2)
n=5 (L3)
n=3 (L2)
n=4 (L1)
[F] Tsidjiore Nouve glacier
n=3
n=3
(crest) n=7
n=7 (ridge)
[G] Belalp cirque
n=4 (VI)
n=5 (V)
n=2 (IV)
n=7 (I)
[H] Steingletscher
n=14
n=7
n=2 (lower)
n=2 (outer)
n=3 (inner)
[I] Kromer valley
n=4 (S-K)
n=4 (V-L)
[J] Kloster valley
n=3
[K] Falgin cirque
n=4 (M3)
[L] La Mare glacier
n=2 (MLm3)
n=2 (MLm2)
n=3 (MLm4)
Time (ka ago)

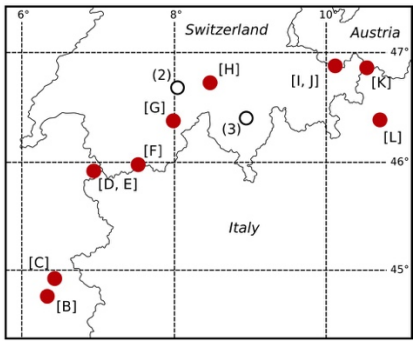

Switzerland
Austria
Italy
[H]
(2)
[I, J]
[K]
[G]
(3)
[L]
[F]
[D, E]
[C]
[B]

Figure 4.6: Chronology of culminations of Talèfre and Argentière glaciers based on the ^{10}Be mean ages of the glacial landforms in this study and Chapter 5 [panels D and E] compared to independent paleoclimate records [panel A] and to other glacier chronology studies in the Alps also using ^{10}Be moraine dating [panels B to L]. Each moraine is represented by a summed probability curve along with the number of dated boulders (n=x), vertical lines and colored band represent the arithmetic means and standard deviations (1σ), colors represent the stratigraphic order of the moraines (from outer to inner: green, blue, purple, pink). Grey dashed curves represent moraine ages that are not in agreement with any of the Argentière moraine ages according to χ^2 test (2σ). Panel [A]: (1) Oxygen isotope record in Greenland icecore NGRIP (Rasmussen et al., 2006; Vinther et al., 2006), blue bands represent the Younger Dryas and cold peaks during the Early Holocene as identified in the Greenland icecore record, (2) Chironomid-inferred July air temperature from Hinterburgsee, Switzerland (Heiri et al., 2003), (3) Chironomid-inferred July air temperature from Foppe, Switzerland (Samartin et al., 2012), locations are represented by the blank dots on the map, (4) High lake-level phases reconstructed from lake sediment in Jura mountains (France, Switzerland), the Swiss Plateau and the French pre-Alps (Magny, 2013). Black arrows point to peaks metioned in the main text. Alpine glacier sites in panels [B], [C] and [F] to [M] are presented from east to west with their locations shown by red dots on the map. [B] Rougnoux valley (Hofmann, 2018), [C] Arsine glacier (Jégot, 2018), [F] Tsidjiore Nouve glacier (Schimmelpfennig et al., 2012), [G] Belalp cirque (Schindelwig et al., 2012), [H] Steingletscher (Schimmelpfennig et al., 2014), [I] Kromer valley (Kerschner et al., 2006; Moran et al., 2016b), [J] Kloster valley (Moran et al., 2016b), [K] Falgin glacier (Moran et al., 2016a), [L] La Mare glacier. Vertical dashed lines delimit the Younger Dryas/Early Holocene transition period between 12 and 10 ka ago.

The comparison of the glacial chronologies of Talèfre and Argentière glaciers in the Mont-Blanc massif and the other nine glaciers in Figure 4.6 shows that all eleven glaciers were in positions beyond their LIA limits between ~12 and ~10 ka ago, *i.e.* during the YD/EH transition. There is no evidence of re-advances between ~10 ka and the Neoglacial for neither of these sites. Moreover, at most sites, there is evidence of multiple moraine depositions during the 12-10 ka period, as observed for Talèfre and Argentière glaciers. However, the analytical uncertainties in the dating method and the probably incomplete preservation of the moraine record do not allow to temporally correlate specific moraines between sites or to give evidence of a decadal or centennial synchrony of glacier dynamics within the ~12-10 ka period.

Based on the data from the eleven glaciers we analyzed above, we can see that the millennial synchrony of large extents of the twelve glaciers is independent of their altitude range (at present between 1500 and 3400 m a.s.l.), orientation (all directions) and size (0.3 to 14 km^2) (Figure 4.7; see details in Annexe B – Table B3). In some studies, the ELA difference between the large positions of the YD/EH transition and the LIA have been calculated (Table 4.2). In others, no paleo-ELAs could be reconstructed due to missing frontal moraines. All ELA depressions were calculated with the Accumulation Area Ratio (AAR) approach with a ratio of 0.67; they range from -60 to -225 m. No significant correlation between moraine ages and ELA

depressions is observed (Figure 4.7c). The relatively large range supports recent findings by Boxleitner et al. (2019) that ELA variations determined with this approach should not be used alone as an argument to temporally correlate moraine ridges from different valleys, partly because the ELA variations of individual glaciers might be significantly driven by regional precipitation patterns and local glacier morphology, and partly because using the AAR method with a fixed ratio of 0.67 might be too simplistic. The fact that all twelve glaciers have different topographic characteristics implies that the apparently simultaneous behavior during the YD/EH transition is a likely response to a large and common climatic signal in the Alps, that prevailed over the local factors. Therefore, the question arises which climatic factors could be responsible for these synchronous glacial fluctuations during the YD/EH transition in the region of the Alps, variations in winter precipitation, summer temperatures or both? We compare below various independent climate proxy records with our glacier chronology to address this question.

Table 4.2: ^{10}Be exposure ages from the previously published moraine records in the Alps that were considered in the comparison with the moraine ages from Talèfre glacier and associated ELA depressions (relative to LIA) when calculated in the original study. For comparison, all ages were calculated using the same method as applied for the Talèfre samples (see section 3). Outliers (O) were determined based on original authors choice and on the χ^2 test (2σ) as applied to the ages from Talèfre moraines. For samples from Cossart et al. (2012) a sample thickness of 2 cm was assumed as this information is not given in the original paper. When not specified by authors, we assumed a rock density of 2.7 g/cm^{-3}. Sites or moraines that do not fulfill the selection criteria detailed in the main text (section 5.2) are in italic, the ones that are selected for the comparison are in bold. Letters behind glacier names correspond to panels and location in Figure 4.6. ELA are calculated with the AAR method and a 0.67 ratio.

Sample name	Recalculated ^{10}Be age (ka)	1σ internal error (ka)	1σ external error (ka)	Moraine age (ka)	Standard deviation (ka)	ΔELA compare to LIA (m)
Rougnoux valley [B] (Hofmann et al., 2018)						
VdR M8d				**12.3**	**0.2**	-220
VdR-26	12.43	0.42	0.51			
VdR-27	12.34	0.41	0.50			
VdR-28	12.01	0.52	0.59			
VdR M7a				**11.3**	**0.9**	
VdR-23	10.38	0.41	0.47			
VdR-24	12.25	0.56	0.62			
VdR-25-1	11.76	0.4	0.48			
VdR-25-2	10.66	0.32	0.40			
VdR M4-5b				**11.5**	**0.5**	
VdR-10	11.17	0.37	0.45			
VdR-11	11.83	0.92	0.95			
VdR-12 (O)	7.41	0.37	0.41			
VdR M8a				**11.2**	**0.6**	

VdR-16	11.74	0.38	0.47			
VdR-17	10.64	0.4	0.46			
VdR-18	11.21	1.18	1.21			
VdR M6b				**11.0**	**0.5**	
VdR-7	11.42	0.4	0.48			
VdR-8	11.17	0.66	0.70			
VdR-9	10.53	0.35	0.42			
VdR M6a				**10.9**	**0.4**	
VdR-13	1.38	0.12	0.13			
VdR-14	11.12	0.34	0.42			
VdR-15	10.62	0.37	0.45			
VdR M7b				**10.9**	**0.2**	
VdR-4	10.66	0.36	0.43			
VdR-5	11.13	0.55	0.60			
VdR-6	10.83	0.32	0.41			
VdR M8-9				**10.4**	**0.5**	
VdR-1	10.97	0.34	0.43			
VdR-2	10.35	0.43	0.49			
VdR-3	10.00	0.36	0.42			
Romanche Valley (Chenet et al., 2016)						
M7				*12.5*	*0.8*	
RO-20	*13.04*	*0.67*	*0.73*			
RO-21	*11.86*	*0.58*	*0.63*			
RO-22 (O)	*16.15*	*1.85*	*1.88*			
RO-23 (O)	*7.72*	*0.61*	*0.64*			
RO-24 (O)	*12.98*	*3.6*	*3.61*			
M6				*11.9*	*0.8*	
RO-15	*12.29*	*0.92*	*0.96*			
RO-16	*10.3*	*0.89*	*0.92*			
RO-17	*11.72*	*0.63*	*0.68*			
RO-18	*13.1*	*0.69*	*0.76*			
RO-19 (O)	*2.08*	*0.4*	*0.41*			
Arsine glacier [C] (comm. Pers.)						
Rif de la Planche outer frontal moraine				**11.4**	**0.4**	
Petit Tabuc lateral moraine				**11.0**	**0.3**	-190
Rif de la Planche inner frontal moraine				**10.9**	**0.3**	-190
Right lateral complex				**10.4**	**0.6**	
Clarée valley (Cossart et al., 2012)						
Stage 2 moraine				*12.7*	*1.1*	
CLA_08_13a	*11.43*	*0.84*	*0.88*			
CLA_08_13b	*13.21*	*0.64*	*0.71*			
CLA_08_14	*13.51*	*0.93*	*0.98*			
Stage 3 moraine				*11.4*	*1.2*	
CLA_08_01	*12.15*	*0.41*	*0.5*			
CLA_08_02a	*12.63*	*0.74*	*0.8*			
CLA_08_02b (O)	*14.09*	*0.68*	*0.76*			
CLA_08_03	*11.78*	*0.53*	*0.59*			
CLA_08_04	*10.74*	*0.61*	*0.65*			
CLA_08_05	*12.51*	*0.8*	*0.85*			

CLA_08_06	*10.12*	*3.16*	*3.17*			
CLA_08_10	*9.83*	*3.76*	*3.76*			
Upper Gesso della Barra Basin (Federici et al.. 2008)						
PDP moraine				*14.5*	*0.9*	
PDP1	*15.27*	*0.66*	*1.32*			
PDP2	*15.00*	*0.89*	*1.44*			
PDP3	*14.35*	*0.62*	*1.24*			
PDP4	*13.30*	*0.61*	*1.18*			
Argentière glacier [E] (Chapter 5)						
L1				**11.7**	**0.7**	-105
ARG-16-9	12.21	0.58	0.64			
ARG-16-10 (O)	10.10	0.64	0.68			
ARG-16-11	10.63	0.42	0.48			
ARG-16-12	11.88	0.68	0.73			
ARG-16-13	11.93	0.55	0.61			
L2				**10.4**	**0.2**	
ARG-16-1	10.28	0.66	0.70			
ARG-16-2	10.39	0.65	0.70			
ARG-15-11	10.65	0.32	0.40			
L3				**10.4**	**0.4**	
ARG-16-3	10.61	0.33	0.41			
ARG-16-4	10.52	0.32	0.40			
ARG-15-12	10.87	0.33	0.40			
ARG-16-5 (O)	17.42	1.49	1.55			
ARG-16-6	10.04	0.30	0.38			
ARG-16-7	10.01	0.34	0.41			
Tsidjiore Nouve glacier [F] (Schimmelpfennig et al., 2012)						
Crest				**11.7**	**0.2**	
ARO-4	11.94	0.18	0.33			
ARO-1	11.9	0.21	0.35			
ARO-6	11.87	0.24	0.36			
ARO-55	11.63	0.18	0.32			
ARO-5	11.58	0.21	0.33			
ARO-52	11.39	0.2	0.33			
ARO-59	11.34	0.2	0.33			
ARO-3 (O)	11.2	0.19	0.32			
ARO-56 (O)	11.05	0.19	0.32			
ARO-2 (O)	10.96	0.19	0.31			
Recessional ridges				**11.4**	**0.2**	
ARO-21_2010Apr	11.72	0.27	0.38			
ARO-21	11.62	0.22	0.34			
ARO-22	11.48	0.25	0.37			
ARO-21-re	11.39	0.2	0.33			
ARO-18	11.32	0.31	0.4			
ARO-8	11.3	0.2	0.32			
ARO-16	11.2	0.19	0.32			
ARO-7 (O)	12.28	0.2	0.35			
ARO-15 (O)	10.99	0.26	0.36			
Belalp cirque [G] (Schindelwig et al., 2012)						

Moraine I				**11.0**	**0.5**
VBA-3 (O)	13.78	0.58	0.66		
VBA-22	11.42	0.55	0.61		
VBA-23	11.48	0.79	0.84		
VBA-24	10.92	0.81	0.84		
VBA-25	11.01	0.65	0.69		
VBA-26	10.14	0.71	0.75		
Moraine IV				**11.2**	**0.2**
VBA-6	11.13	0.59	0.64		
VBA-15 (O)	8.97	0.94	0.96		
VBA-16	11.36	0.63	0.68		
Moraine V				**11.2**	**0.5**
VBA-1	12.19	0.67	0.73		
VBA-2	10.78	0.56	0.61		
VBA-4 (O)	9.43	0.64	0.68		
VBA-5	10.78	0.52	0.58		
VBA-11	11.12	0.65	0.69		
VBA-12	11.66	0.69	0.74		
VBA-13	10.84	0.63	0.67		
VBA-14	11.00	0.60	0.65		
Moraine VI				**9.8**	**0.1**
VBA-17	9.62	0.48	0.53		
VBA-18	9.63	0.56	0.60		
VBA-19	9.82	0.52	0.57		
VBA-20	10.03	0.62	0.66		
Great Aletsch (Schindelwig et al., 2012)					
				12.6	*0.8*
VBA-7	*13.14*	*0.74*	*0.80*		
VBA-8	*13.36*	*0.54*	*0.62*		
VBA-9	*11.83*	*0.96*	*1.00*		
VBA-10	*12.07*	*0.79*	*0.79*		
Great Aletsch (Kelly et al., 2004)					
				12.3	*0.2*
AG-1	*12.45*	*0.51*	*0.59*		
AG-2	*11.69*	*0.80*	*0.84*		
AG-4	*13.09*	*0.59*	*0.67*		
AG-5	*11.97*	*0.82*	*0.86*		
Steingletscher [H] (Schimmelpfennig et al, 2014)					
Outer moraine				**11.0**	**0.2**
STEI-27	11.18	0.20	0.32		
STEI-11	10.91	0.19	0.31		
Inner moraine				**10.6**	**0.2**
STEI-8	10.81	0.25	0.35		
STEI-9	10.65	0.28	0.37		
STEI-10	10.36	0.23	0.33		
Lower moraine				**10.1**	**0.5**
STEI-19	10.43	0.15	0.28		
STEI-20	9.75	0.08	0.24		
STEI-21 (O)	8.72	0.08	0.22		

Ferwall site (Ivy-Ochs et al., 2006)						
Schönferwall				*13.4*	*0.4*	
F1	*13.38*	*1.01*	*1.05*			
F2	*14.00*	*0.99*	*1.04*			
F3	*13.02*	*0.64*	*0.71*			
F4b	*13.38*	*0.74*	*0.81*			
Kartell				*12.1*	*0.4*	
K1	*12.32*	*0.95*	*1.00*			
K2	*11.58*	*0.59*	*0.64*			
K3a	*12.30*	*1.04*	*1.08*			
Val Viola (Hormes et al., 2008)						
moraine				*12.5*	*0.5*	
VVm4	*12.14*	*0.64*	*0.70*			
VVm5	*12.80*	*0.04*	*0.30*			
Kromer valley [I] (Moran et al., 2016 et Kerschner et al., 2006)						
Verhulf-Litzer moraine system				**10.6**	**0.4**	-60
KR-1	10.67	0.49	0.54			
KR-2	11.12	0.49	0.56			
KR-203	10.68	1.27	1.28			
KR-303	9.86	0.41	0.46			
KR-205 (O)	9.32	0.46	0.51			
KR-305 (O)	8.27	0.35	0.40			
Scheizer-Kromer moraine system				**10.4**	**0.3**	-70
KR-3	10.58	0.50	0.55			
KR-4	10.35	0.44	0.50			
KR-5	10.82	0.41	0.48			
KR-201	10.02	0.92	0.95			
Kloster valley [J] (Moran et al., 2016)						
Kloster valley moraine system				**9.8**	**0.7**	-70
KL-1	10.51	0.51	0.56			
KL-2A	9.07	0.65	0.68			
KL-2B	9.70	0.49	0.54			
Falgin cirque [K] (Moran et al., 2016)						
M1				*13.0*	*0.5*	
LT-9	12.96	0.51	0.59			
M2				*12.1*	*1.1*	
LT-6	11.27	0.43	0.49			
LT-7	12.86	0.50	0.59			
M3				**11.2**	**0.5**	-110
LT-2	12.01	0.46	0.54			
LT-3	11.29	0.43	0.50			
LT-4	10.89	0.41	0.48			
LT-5	10.56	0.40	0.47			
La Mare glacier [L] (Baroni et al., 2017)						
MLm1				*12.2*	*0.4*	-225
LAM 13.3	12.21	0.41	0.50			
MLm2				***10.7***	***0.2***	-225
LAM 14.1	*10.79*	0.82	0.86			
LAM 14.2	*10.56*	0.51	0.57			

MLm3				**10.9**	**0.3**	-140
LAM 13.1	10.63	0.63	0.67			
LAM 13.2	11.12	0.5	0.56			
MLm4				**10.5**	**0.6**	-140
LAM 13.4	11.17	0.51	0.57			
LAM 13.5	10.35	0.48	0.54			
LAM 13.6	9.92	0.39	0.45			
Careser glacier (Baroni et al., 2017)						
MC2				*10.1*	*0.4*	-180
POVE 3	10.08	0.42	0.48			
MC1				*10.1*	*0.9*	-160
POVE 1	*10.71*	*0.42*	*0.48*			
POVE 2	*9.42*	*0.43*	*0.48*			

4.5.3 Climatic variations during the YD/EH transition in the Alps

In the Alps, precipitation proxy records covering the 12-10 ka interval are rare. According to high lake-level episodes reconstructed from sedimentological analysis in the Jura Mountains, Swiss Plateau and the French Pre-Alps (Figure 4.6A; Magny, 2013), precipitation changes might have occurred during the 12-10 ka period. However, lake levels do not only change due to variations in the local precipitation, but also due to temperature-dependent evaporation, and thus lake level variation cannot be considered as pure precipitation proxies (Magny, 2013). In addition, lake level changes similar to or even higher than those during the 12-10 ka period occurred several times throughout the Holocene (Figure 4.6A), including during the warm mid-Holocene. Consequently, a specific correlation between the YD/EH transition glacier behavior and precipitation changes is not evident.

Regarding summer air temperatures, several reconstructions based on chironomid records in lake sediments exist. Figure 6A shows the results from two lakes located in the Northern and Southern Swiss Alps, respectively (Heiri et al., 2003; Samartin et al., 2012). They reveal a few cold peaks (Figure 4.6A) during the 12 - 10 ka period, which could be related to the succession of glacial culminations observed in the Alps. Therefore, the common behavior of Alpine glaciers seems to be mostly a response to regional-wide temperature variations rather than to precipitation changes. This observation indeed supports the general concept that summer temperature changes are considered as the most important driver for large-scale glacier fluctuations outside the tropics (e.g. Solomina et al., 2015). Oerlemans (2005) argues that precipitation changes often occur at smaller spatial and temporal scales than temperature changes, implying that simultaneous long-term glacier fluctuations observed at large spatial scale should primarily be temperature-driven.

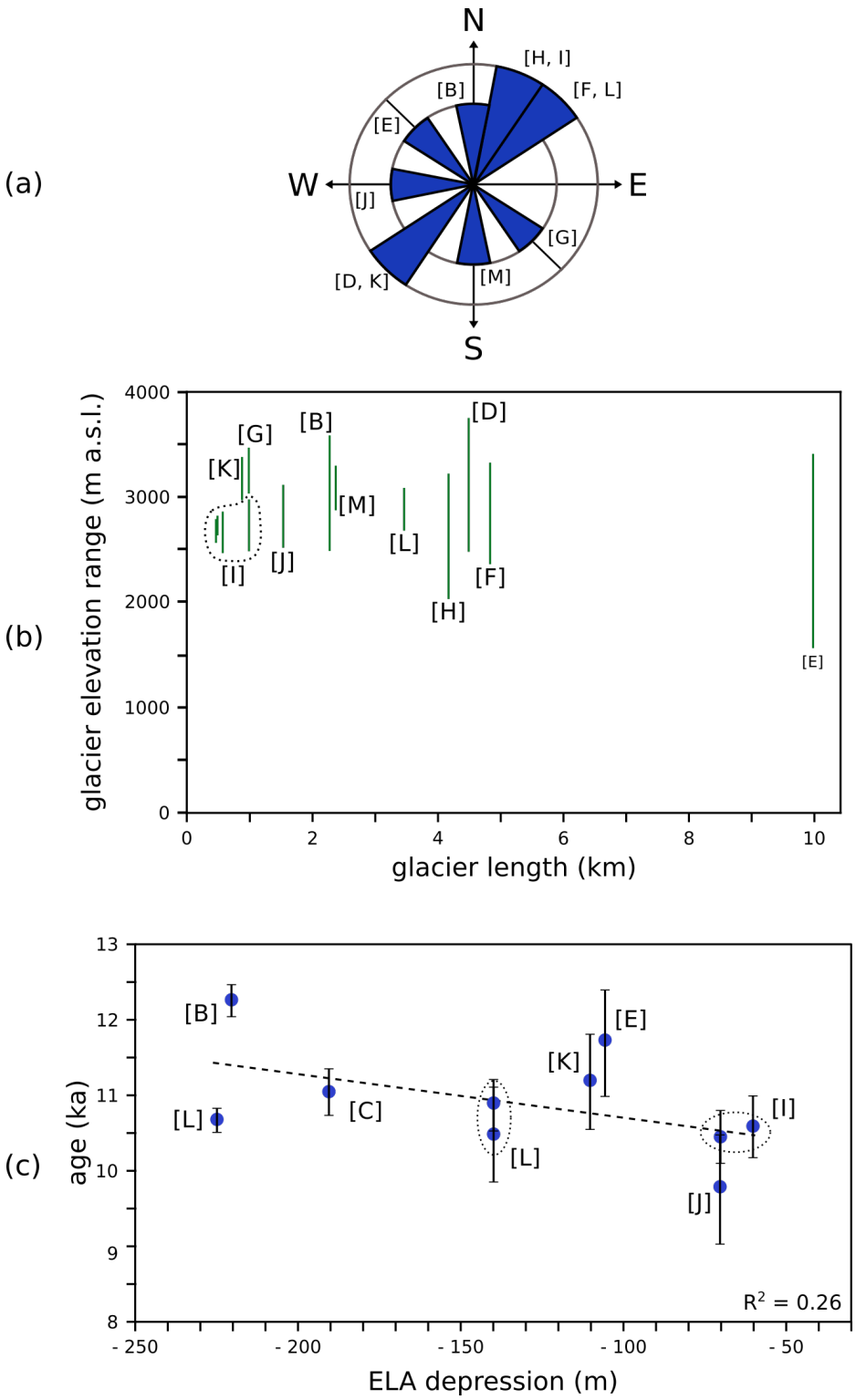


Figure 4.7: Geographic characteristics of the Alpine glaciers and comparison of ELA depression (relative to LIA). (a) wind rose indicating the orientation of each glacier; (b) graph representing the length of the glaciers versus their maximum and minimum elevation; (c) ELA depression (relative to LIA) versus the age of the studied stadial (see Table 2). Letters correspond to panels and locations in Figure 4.6. As Rougnoux glacier (Hofmann, 2018) has now disappeared, it is not shown in the figure.

Previous studies (*e.g.* Ivy-Ochs et al., 2009; Schimmelpfennig et al., 2014, 2012) suggested that the Early Holocene glacier fluctuations in the Alps could be a response to several abrupt cold spells, such as the Preboreal Oscillation (PBO - 11.4 – 11.3 ka) and a cold peak at ~10.9 ka, observed in Greenland ice cores (Figure 4.6A; Rasmussen et al., 2006). Fisher et al. (2002) suggested that the PBO was triggered by expansion of sea ice in the North Atlantic resulting from an abrupt drainage of the Lake Agassiz that delivered a high quantity of fresh water into the Arctic Ocean resulting in southward expansion of sea ice in the North Atlantic and slowing of the thermohaline circulation. A related atmospheric cooling on hemispheric scale could have cooled Europe and be the cause for the Alpine glacier culminations during the Early Holocene. This is supported by the study of Denton and Broecker (2008) who argue that the millennial-scale glacier fluctuations in the Alps during the Late Holocene could be linked to variations in the strength of the thermohaline circulation along with changes of the North Atlantic sea ice expansion, culminating in the Medieval Warm Period – LIA oscillation. This suggests that the roughly synchronous YD/EH glacier culminations reconstructed across the Alps could indeed be a response to temperature drops at hemispheric scale.

Greenlandic oxygen isotope and Alpine chironomid records represent annual and summer temperature variations, respectively. The first one has a higher resolution, which can explain why different numbers of cold peaks are recorded and why they are not exactly synchronous. The number of glacier stagnation phases during the 12 - 10 ka period is higher (at least five at Argentière glacier) than the number of cold events identified in the Greenland and Alpine lake records. This difference might either be due to the high sensitivity of the mountain glaciers to shortly succeeding cold spells that might be more difficult to be reconstructed in detail based on other climatic proxy records or to a climatic variability that is higher in Western Europe than in Greenland. In addition, the different response times of glaciers due to their size, geometry and local precipitation changes might have led to slight differences in the oscillation patterns of each glacier during the 12-10 ka period.

Last, it is remarkable that the extent of several glaciers around 12 ka ago, i.e. at the end of the YD, seems to have been only slightly larger than in the EH, whereas annual temperatures increased significantly and abruptly between the two periods, as shown in the Greenland record (Figure 4.6A). Much bigger glacier extents would therefore be expected at the end of the YD compared to 11-10 ka ago. This apparent mismatch can be resolved by a difference in seasonality between the YD and the EH, a concept that has been first proposed by Denton et al. (2005) and adapted in later studies (e.g. Kelly et al., 2008) to explain why abrupt climate changes at the end of the last glaciation are not imprinted in glacier records and why annual temperature proxies recorded much colder conditions during the YD than glaciers. According to this concept, the YD would have been characterized by strong seasonality, i.e. cold annual

temperatures resulted from extremely cold winter conditions and moderate summer temperatures. During the abrupt end of the YD, seasonality switched quickly to less cold winters, but summer temperatures only gradually increased, resulting in a step-by-step retreat of glaciers. However, a remaining inconsistency with this hypothesis comes from the Chironomid-inferred July air temperature record in the Southern Swiss Alps (Samartin et al., 2012; Fig. 6A (2)), which mimics to a great extent the oxygen-isotope pattern in Greenland, including a rapid temperature increase at the end of the YD. This shows that further investigation is needed to fully understand the climate mechanisms responsible for the observed glacier behavior in the Alps.

4.6 Conclusion

Comparison of the Younger Dryas/Early Holocene transition moraines of Talèfre and Argentière glaciers in the Mont Blanc massif with those of ten other Alpine glaciers underlines a period of roughly synchronous glacial behavior across the Alps between 12 and 10 ka ago. Several glaciers deposited multiple moraines, which attest to stagnations or short advances during the deglaciation. The Early Holocene glacier culminations seem to be triggered by abrupt drops in temperature recorded in regional and hemispheric archives, which interrupted the general warming after the Late-Glacial period. This observation implies a dominant influence of regional and even hemispheric climate changes on millennial to centennial scale glacier dynamics over local ones.

Acknowledgements

This study is part of ANR 14-CE03-0006 *VIP Mont-Blanc*. We thank Laëtitia Léanni (CEREGE) for support during chemistry and Jean Hanley and Roseanne Schwartz (LDEO, Columbia University) for advices on sample chemistry and Joerg Schaefer (LDEO, Columbia University) for discussion. The ASTER AMS national facility (CEREGE) is supported by the INSU/CNRS, the ANR through the “projet thématiques d’excellence” program for the “Equipements d’excellence” ASTER-CEREGE action and IRD.

CHAPITRE 5

Climatic reconstruction for the Younger Dryas/Early Holocene transition and the Little Ice Age based on paleo-extents of Argentière glacier (French Alps)

Afin de mieux comprendre la dynamique glaciaire dans le massif du Mont-Blanc, et en particulier de déterminer quelles sont les variations climatiques, en termes de précipitations et de températures, à l'origine des grandes extensions Holocène observées dans le massif du Mont-Blanc, des reconstitutions climatiques ont été réalisées pour les grandes avancées de la transition entre le Dryas Récent et le début de l'Holocène et du Petit Âge Glaciaire du glacier d'Argentière.

La chronologie glaciaire réalisée sur le glacier d'Argentière, à partir de moraines et des polis glaciaires datés à l'aide du ^{10}Be et présent au-delà des limites du Petit Âge Glaciaire, est présentée dans ce chapitre. Les reconstitutions climatiques associées, incluant la reconstruction des lignes d'équilibres glaciaires et une modélisation « degrés jour positif » y sont également décrits.

Ces travaux ont fait l'objet d'une soumission au journal **Quaternary Science Reviews** et est actuellement en révision. Ce chapitre correspond ainsi à l'article soumis et est rédigé en anglais.

Climatic reconstruction for the Younger Dryas/Early Holocene transition and the Little Ice Age based on paleo-extents of Argentière glacier (French Alps)

Marie Protin (1), Irene Schimmelpfennig (1), Jean-Louis Mugnier (2), Ludovic Ravanel (3), Melaine Le Roy (3), Philip Deline (3), Vincent Favier (4), Jean-François Buoncristiani (5), ASTER Team (1)

(1) Aix-Marseille Univ, CNRS, IRD, INRA, Coll France, CEREGE, Aix-en-Provence, 13545, France

(2) Université Grenoble Alpes, Université Savoie Mont Blanc, CNRS, ISTerre, Chambéry, 73000, France

(3) Université Grenoble Alpes, Université Savoie Mont Blanc, CNRS, EDYTEM, Chambéry, 73000, France

(4) Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Grenoble INP, IGE, Grenoble, France

(5) Biogéosciences, UMR 6282 CNRS, Université Bourgogne Franche-Comté, 6 Boulevard Gabriel, Dijon, 21000, France

Consortium: ASTER Team (Georges Aumaître, Didier Bourlès, Karim Keddadouche)

Correspondence to: Marie Protin (protin@cerege.fr)

Abstract

Investigation of Holocene extents of mountain glaciers along with the related naturally-driven climate conditions helps improving the comprehension of how sensitive the glaciers are to the ongoing climate change. Mountain glacier variations in the mid-latitudes are dependent on winter precipitation (snow) and summer temperature changes. Summer temperature is often considered as the main driver and the significance of precipitation change is difficult to quantify and to deconvolve from that of temperature change. Here, we present a new Holocene chronology of an Alpine glacier, Argentière glacier, the second-largest glacier of the Mont Blanc massif (French Alps), based on 29 *in situ*-produced cosmogenic ^{10}Be dating of moraines and glacial bedrocks. The obtained ages from mapped sequences of moraines at three locations reveal that the glacier was retreating from its Lateglacial extent and oscillating several times between ~11.7 ka and ~10.4 ka, i.e. during the Younger Dryas/Early Holocene (YD/EH) transition, before substantially retreating at ~10.4 ka. Climate conditions corresponding to the

past extents of Argentière glacier during the YD/EH transition and the Little Ice Age (LIA) were modelled with two different approaches, by determining summer temperature differences from reconstructed ELA-rises and by using a Positive Degree Day (PDD) mass-balance model coupled with a dynamic ice flow model. The results indicate temperatures cooler by ~3.6 to 5.5°C during the YD/EH transition than during the 1979-2002 period. For the LIA, our findings highlight that the role of local precipitation changes, superimposed on the dominant temperature signal, is important in the detailed evolution of the glacier.

Keywords

Holocene; Glaciation; Western Europe; Cosmogenic nuclides; Glacier fluctuations; French Alps; Moraine dating; Paleoclimate reconstruction; PDD modeling

5.1 Introduction

Investigating natural climate changes during the Holocene, *i.e.* the interglacial that started 11.7 ka ago (Rasmussen et al., 2006), is relevant for assessing the impact of the current climate changes, because Holocene climate variations were similar in amplitude to the ones that are historically observed and predicted for the next few decades (e.g. Marcott et al., 2013). Mountain glaciers are known to be reliable climate change indicators (Oerlemans, 2005), as their dynamics in the mid-latitudes, e.g. in the European Alps, dependent both on summer temperature and winter precipitation variations. They thus represent a highly useful proxy for Holocene climate reconstructions. The ongoing trend of global glacier retreat, which started after the end of the Little Ice Age (LIA), in the middle of the 19th century, is well recorded with instrumental measurements (Leclercq et al., 2014). However, establishing chronologies of glacier fluctuations before the era of measurements and determining the underlying climate forcing involve several challenges. First, the geometry of past glacier extensions, especially glacier length, needs to be reconstructed; second, the timing of these past glacier extensions has to be constrained; and third, the relationship of the reconstructed glacier length or geometry with the local climate has to be determined.

Glacial landforms, such as moraine deposits or roches moutonnées, give valuable information about past glacier extents, and directly dating them using *in situ* cosmogenic nuclides allows us to put glacier variations into a spatio-chronological framework. However, records of these glacio-geomorphic markers are discontinuous, and moraine preservation is often fragmentary, generally leading to incomplete chronologies and approximate reconstruction of the past glacier geometries. Over the past few years, a growing number of studies in the Alps have

reported advanced glacier positions during the Late Glacial and Holocene relying on *in situ*-produced cosmogenic beryllium-10 (^{10}Be) moraine dating (e.g. Moran et al., 2016; Schimmelpfennig et al., 2014; Schindelwig et al., 2012). In several of these studies, the reconstructed past glacier extents allowed for estimation of the corresponding equilibrium line altitudes (ELA) mostly using the simple accumulation area ratio (AAR) approach (Hofmann, 2018; Baroni et al., 2017; Le Roy et al., 2017). As the ELA directly depends on the climate, in particular on atmospheric temperature and precipitation, reconstruction of past ELAs provides the opportunity to estimate paleoclimate conditions. However, disentangling the detailed contributions of both precipitation and temperature changes to glacier fluctuations is difficult (Solomina et al., 2016). Although in specific cases, the importance of precipitation in glacial advances has been underlined, for example in Norway between the 17th and 18th centuries (Nesje et al., 2008; Nesje and Dahl, 2003) and in New-Zealand (Hooker and Fitzharris, 1999), the role of temperature as the main driver of glacier fluctuations in regions with abundant precipitation has been demonstrated (e.g. Vincent et al., 2017; Oerlemans, 2005; Rupper and Roe, 2008). Atmospheric temperature variations are therefore sometimes inferred from the reconstructed difference of ELAs using the adiabatic lapse rate or an ELA sensibility to atmospheric temperature (e.g. Le Roy et al., 2017; Kaplan et al., 2010). This approach assumes that the impact of precipitation on the glacier behavior is negligible or that the precipitation amount did not change through time, potentially leading to a bias in the deduced temperature variations. In the Alps, only few studies have attempted so far to infer precipitation changes from past glacier extents. For example, Kerschner and Ivy-Ochs (2007) used the temperature-precipitation relationship at a given ELA of Ohmura et al. (1992) to estimate precipitation patterns during the Late-Glacial and the Early Holocene in the Alps, and Keeler (2015) determined both temperature and precipitation using a Positive-Degree Day (PDD) model coupled to independent ELA calculations.

In this study, we explore the frontal and lateral moraines, as well as roches moutonnées located beyond the limits of the LIA extent of Argentière glacier with the objective to present a new alpine Holocene glacier chronology based on ^{10}Be dating. Potential climatic conditions corresponding to three past extents of Argentière glacier are determined using two different approaches, including a PDD mass-balance model, which allows considering both precipitation and temperature variations.

5.2 Study site, geomorphologic setting and previous work on the past fluctuations of Argentière glacier

Argentière glacier (45°55'N, 6°57'E), located on the north-western side of the Mont Blanc massif, is the second largest glacier in the French Alps (Figure 5.1). In 2008, it covered a surface of ~14 km² with a length of almost 10 km and an altitude range spanning 3530 m to 1550 m a.s.l. (Six and Vincent, 2014; Vincent et al., 2009). Since 2009, the debris-covered tongue (7 % of the glacier area) is disconnected from the main glacier body and remains fed by an icefall located at ~2200 m a.s.l. The ELA has been measured at ~2890 m a.s.l. between 1995 and 2011 (Six and Vincent, 2014). The mean annual temperature and precipitation were 6.5°C and 1238 mm in Chamonix - Le Bouchet, the nearest weather station located at 1042 m a.s.l. for the time period 1961-1990 (Météo France) and are estimated at 1.8°C and 1783 mm at ~2000 m a.s.l. next to Argentière glacier for the time period 1979-2002 (personal communication of D. Joly). Snow accumulation on the glacier at 3000 m a.s.l. is known to be 3 times larger than valley precipitation due to the orographic effect on precipitation, impact of the wind and of avalanches, as the glacier is surrounded by steep slopes (Six and Vincent, 2014).

The Argentière glacier catchment is mainly formed by granite from the late Hercynian along with Variscan metamorphic rocks (Bussy et al., 2000). Numerous preserved moraine ridges and moraine remnants are visible in the catchment, close to the glacier, and downstream in the Arve valley. In Figure 5.2, we present a map of the main moraines in the Argentière catchment. This map is based on moraine maps in earlier studies (Le Roy, 2012; Bless, 1984) as well as field observations along with interpretation of recent aerial images (from the IGN, 50 cm resolution) and LIDAR digital elevation models (DEM), with resolution of 1 m (Arve valley) and 2 m (Argentière catchment), using Geographic Information System (GIS). The frontal moraines located around 1.5-2 km downstream of the present glacier front (purple moraines in Figure 5.2) have been assigned by Bless (1984) to four LIA advances between the 17th century and 1850 (CE) based on analysis of historical written documents and paintings combined with lichenometry dating. On both lateral sides, the LIA advances are represented by massive composite moraines of up to 80 m height and ≥ 1 km length. Multiple ridges are visible between the ~1850 CE frontal moraine and the current front, representing the generally gradual retreat of the glacier since the end of the LIA (pink moraines in Figure 5.2). Right to the north, slightly outboard of the right-lateral LIA composite moraine, four short ridges of so far unknown age are preserved (orange moraines in Figure 5.2). This area, hereafter called "Crèmerie", is covered by a dense conifer forest, but the morphology of the ridges is noticeable on the DEM and attested by a few disseminated moraine boulders.

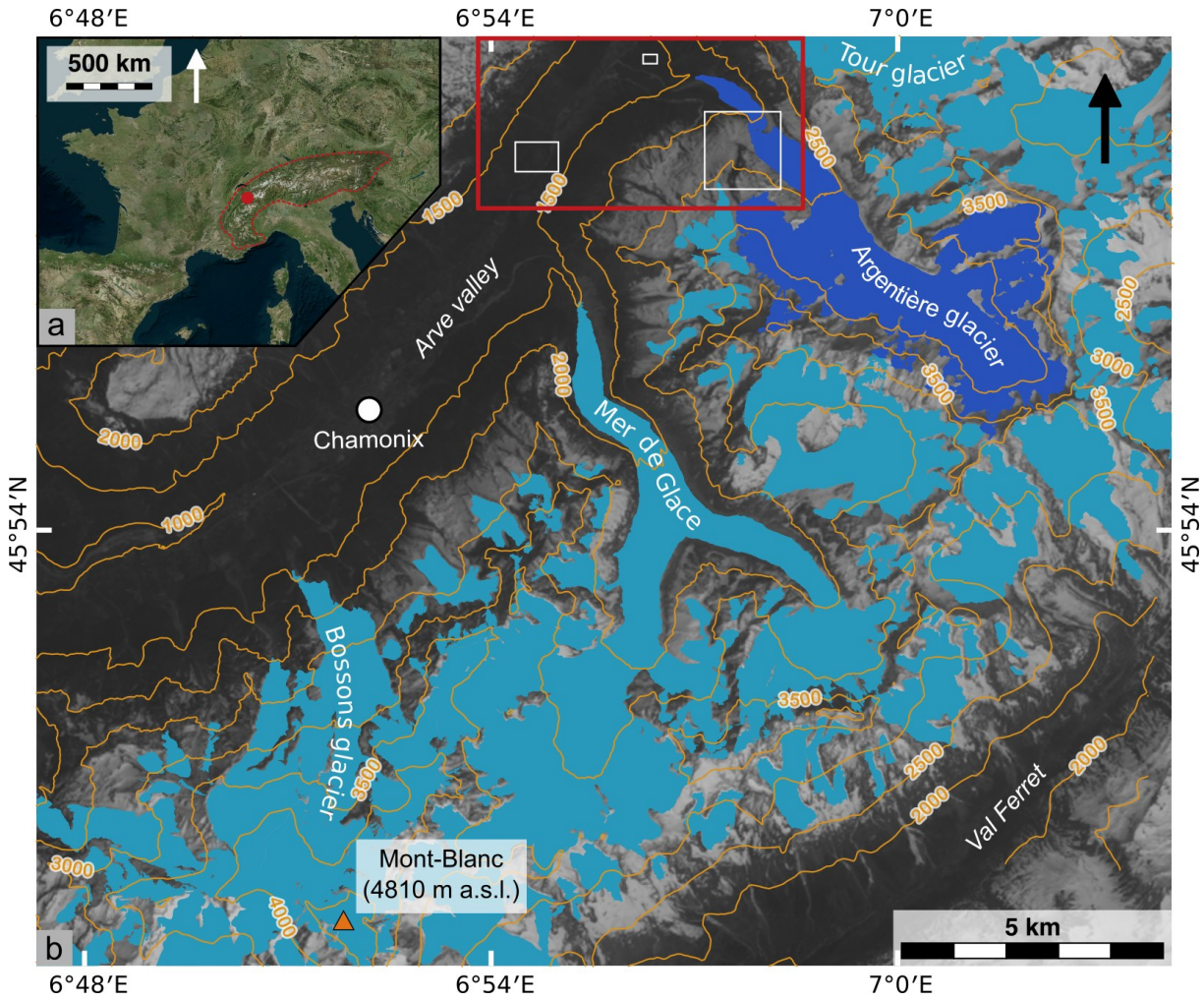


Figure 5.1 : General overview of the study area. (a) Location of the Mont Blanc massif (red dot) in the Alps (red dotted line). (b) Landsat 8 image of the Mont Blanc massif from April 2005, with present-day extent of glaciers in blue (French glaciers: Gardent et al. (2014); Swiss glaciers: Fischer et al. (2014); Italian glaciers: Smiraglia et al. (2015). Argentière glacier is highlighted in dark blue. Red square represents the location of Figure 5.2 and white squares represent the sampling locations, shown in Figure 5.7.

Further upstream near the present day Argentière glacier icefall, multiple ridges of lateral moraines are preserved. On the left-lateral side, in an area called “Lognan”, the most prominent moraine, ~15 m-high and 700 m-long is attributed to the LIA (Figure 5.2). Only a few tens of meters outboard, two dissected main ridges and several subridges lie tight together (among them L2 and L3 in Figure 5.2), and another dissected ridge is preserved about 150-200 m further outboard (L1 in Figure 5.2). According to their positions, these ridges are pre-LIA moraine relicts but were undated until now. They display a smoother morphology than the massive LIA moraine, but are located around the same altitude, and exhibit several boulders suitable for sampling. At their upstream (southern) ends, these moraines abut against a steep and up to a 150 m-high bedrock outcrop, which testifies to past glacial cover owing to numerous roches moutonnées (Figure 5.3). This roche moutonnée area lies between the

current terminus of Rognons glacier and the left-lateral bank of Argentière glacier and is framed by two moraines deposited by Rognons glacier during its retreat. A similar moraine sequence pattern is observed on the north-eastern bank of the glacier. Moraines located further to the west of the pre-LIA deposits in the Lognan area (grey moraines on Figure 5.2) are not considered as moraines built by Argentière glacier. They were most likely deposited by the Lognan glacier, a smaller nearby glacier. This is suggested by their composition of gneiss boulders, transported from the Lognan glacier catchment, whereas the boulders embedded in the sampled moraines are granitic according to the main lithology of the Argentière glacier catchment.

Downstream in the Arve valley near *La Joux*, relicts of a latero-frontal moraine set are preserved (dark blue moraines in Figure 5.2). These moraines, smooth and covered by conifer trees, were studied and mapped in detail by Bless (1984) and Lucéna and Ballandras (1999) and named "La Chauffria II" and "La Joux" (Lucéna and Ballandras, 1999), corresponding to J1 and J2 moraines respectively in Figure 5.2. Furthermore, remnant of at least one other moraine is located between J1 and J2. Some boulders are embedded in these moraines. A set of lateral ridges are observed along the right-lateral valley flanks on the NW side of the Argentière glacier catchment, especially south of *Le Planet*. North of these moraines, another set of latero-frontal moraine relicts deposited by the neighbor *Tour Glacier* are visible near *Le Planet* (Figure 5.2).

Previous chronological work

While Argentière glacier's behavior since the LIA is well-known (Le Roy, 2012; Vincent et al., 2009; Bless, 1984; Payot, 1884), few chronological data constrain its Holocene fluctuations prior to the 17th century.

During the Last Glacial Maximum (LGM), the valleys around the Mont Blanc massif were filled with ice, and the glacier surface reached an altitude of 2400 m a.s.l. at the location of Argentière glacier, as reconstructed from the trimline positions in the region of the Mont Blanc Massif (Coutterand and Buoncristiani, 2006). During the Late-Glacial, glaciers located on the western flank of the Mont-Blanc massif were still connected as one glacier named Arve glacier, extending in the Arve valley over a distance of 30 km, where numerous and mostly lateral moraine relicts attest to multiple glacier fluctuations during that period (Coutterand and Nicoud, 2005). At one point during the retreat from the large Late-Glacial glacier extents, Argentière glacier disconnected from its neighbors Mer de Glace and Tour Glacier, which is revealed by the two above-mentioned latero-frontal moraine sets near *La Joux* et near *Le Planet* in the Arve valley (Figure 5.2). Due to the lack of direct dating methods, 20th century studies on past glacier fluctuations were often based on the comparison of ELA depressions, geomorphic moraine characteristics, pollen analyses or limiting radiocarbon dates to correlate

moraines within regionally defined relative glacier chronologies like the “stadials” of the classical Swiss alpine terminology (e.g. Maisch, 1981). Such relative dating was applied to the extent of Le Tour and Argentière glacier and several interpretations suggest that these moraines were deposited during the Late-Glacial or Early Holocene (Jaillet and Ballandras, 1999; Lucéna and Ballandras, 1999; Bless, 1984), although there is no indication for an univocal correlation to the classical Swiss alpine nomenclature.

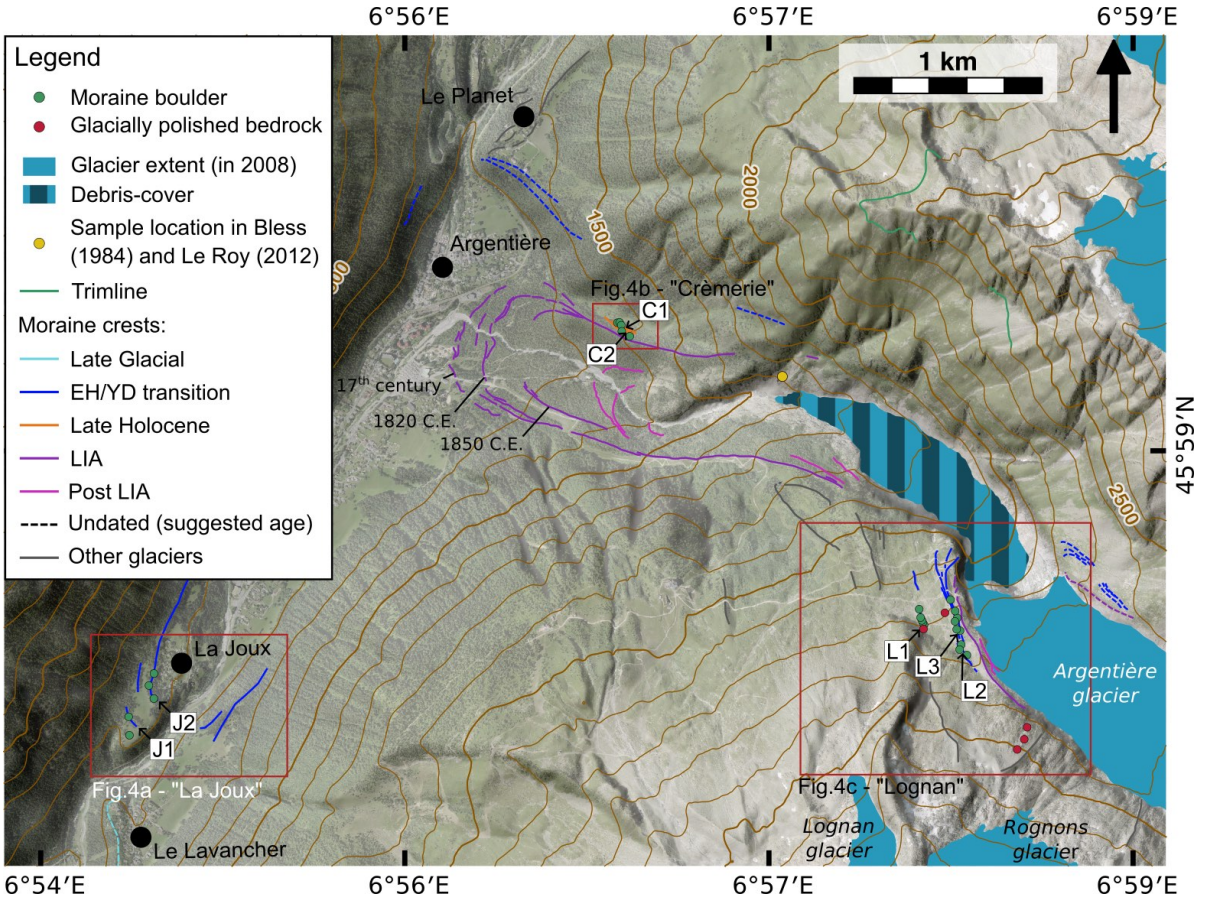


Figure 5.2 : Geomorphic map of the study area with individual sample locations on the 5 m IGN DEM RGE ALTI. Present-day extent (2008) of Argentière and nearby glaciers are represented in blue (Gardent et al., 2014). Geomorphologic features were mapped based on (Bless, 1984), (Le Roy, 2012), DEM interpretation and field observations. Dashed lines represent undated moraines, their ages are presumed from their position relative to moraines of known ages; grey lines are moraines attributed to nearby glaciers.

Further evidence of Argentière glacier variations during the Holocene are provided by Bless (1984) and Le Roy (2012). Radiocarbon dating of subfossil organic material found in stratigraphic position in the right-lateral composite moraine (yellow dot on Figure 5.2) gave evidence of five glacier advances between ~4 ka and 1.2 ka, *i.e.* during the so-called Neoglacial, a period when the climatic conditions became more suitable for glacial advances (Bless, 1984). In the same moraine profile, dating of detrital wood embedded-in-till 30 years later, indicates an advance during the 9th century, similar in elevation to the LIA maxima (Le Roy, 2012).

Finally, as mentioned above, Argentière glacier reached its LIA frontal maximum extension during the 17th century, according to several written reports about the destruction or menace of villages by the advancing glacier (Bless, 1984).

5.3 Methodology

5.3.1 Sampling and cosmogenic ^{10}Be ages

Samples were collected from the top of boulders embedded in the crests or on the slopes of selected moraines, using a cordless angle grinder, chisel and hammer (Figure 5.3). The same tools were used for bedrock samples, which were preferentially taken from sloping surfaces to minimize the risk of cover by vegetation, sediment or snow (Figure 5.3). We only sampled surfaces with minimal signs of erosion, exhibiting glacial striation when possible. In total, 24 moraine boulders and 5 bedrock samples were collected. Topographic shielding was determined in the field using a clinometer.

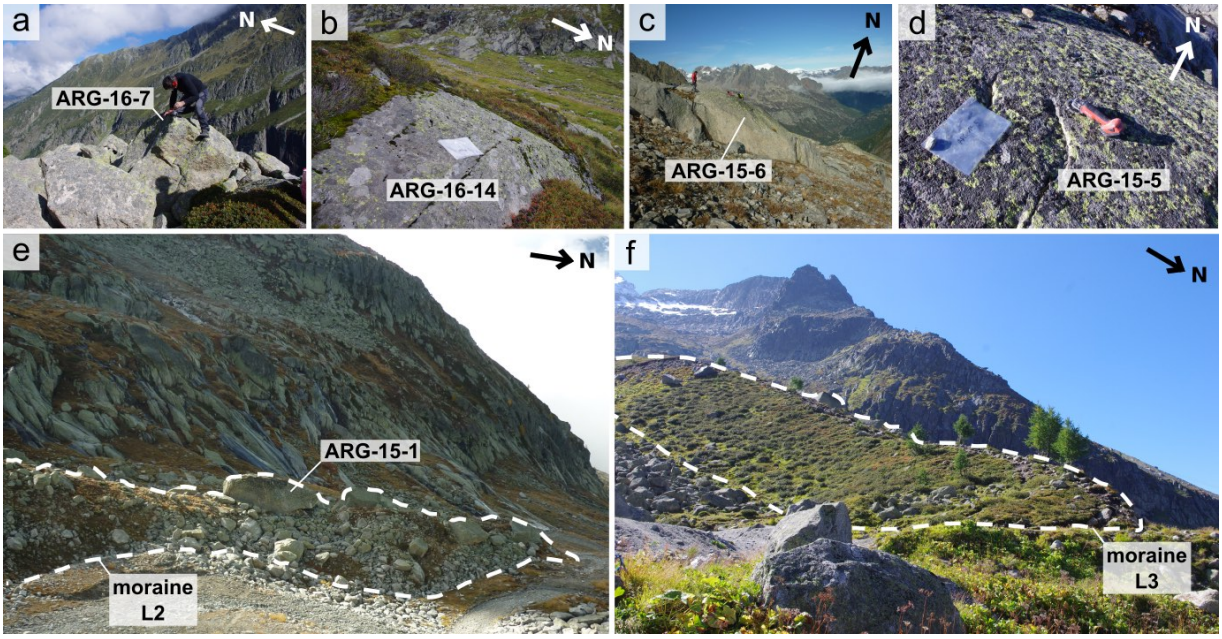


Figure 5.3 : Photographs of sample sites at Argentière glacier. Example of (a) moraine boulder (ARG-16-7), (b) inter-morainic bedrock surface and (c) roche moutonnée (ARG-15-6) along with (d) roche moutonnée surface (ARG-15-5) sample from Lognan area. View of dated moraines (e) L2 and (f) L3 (framed by the dashed line) located in the left-lateral Lognan area.

The chemical procedure for ^{10}Be extraction from the rock was conducted at CEREGE (Aix-en-Provence, France). Samples were crushed and sieved to the 250-500 µm fraction. Quartz was isolated from other grains first by magnetic separation, then either by repeated leaching in a H_2SiF_6/HCl mixture or by froth flotation, and finally by at least three sequential leaching steps in concentrated HF to remove remaining feldspar grains and atmospheric ^{10}Be. About 0.1 g of

a 3025 ± 9 ppm in-house ^{9}Be carrier solution (Merchel et al., 2008) was added to the purified quartz before its complete dissolution in concentrated HF. Beryllium was extracted and purified by separation on anion and cation columns and by successive alkaline precipitations of $Be(OH)_2$, and the samples were then oxidized for one hour at 700°C. The final BeO oxides were mixed with Nb powder and loaded into nickel cathodes for AMS measurements. The $^{10}Be/^{9}Be$ ratios of all samples were measured at the French national AMS facility ASTER (Arnold et al., 2010) and calibrated against in-house standard STD-11 with an assigned $^{10}Be/^{9}Be$ ratio of (1.191 ± 0.013) x 10^{-11} (Braucher et al., 2015) using the ^{10}Be half-life of (1.387 ± 0.0012) x 10^{6} years (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010). Analytical uncertainties due to AMS measurement include ASTER counting statistics and stability (~0.5 %; Arnold et al., 2010)) and blank correction. Correction for the chemical blanks, whose $^{10}Be/^{9}Be$ ratios range between (3.21 ± 0.50) x 10^{-15} and (4.87 ± 0.63) x 10^{-15}, were performed by subtracting their numbers of atoms ^{10}Be from those of the samples calculated from the $^{10}Be/^{9}Be$ ratios (Table 5.1).

Surface exposure ages were calculated with the CREp online calculator (Martin et al., 2017) applying the Lal-Stone time corrected scaling scheme, the ERA40 Atmosphere model and the Atmospheric ^{10}Be-based VDM for geomagnetic database (see Martin et al., 2017) and references therein). The "Alpine" ^{10}Be production rate established by Claude et al. (2014) was retained here as it is the only available regional production rate and it yields results very similar to the NENA production rate (Balco et al., 2009), which has often been used in previous studies in the Alps. We note that the "Arctic" production rate (Young et al., 2013), also used for several alpine studies, would lead to ages younger by ~5 %. Calculated exposure ages are presented in Table 5.1. We did not correct the ages for snow cover effect, as we do not have any quantitative information on the duration and the thickness of the snow cover in the past. We sampled preferentially the most prominent boulders that are likely to be less covered by snow compared to the ground, as directly observed in the field. Applying a high snow cover correction corresponding to 50 cm of snow for 6 months, as used in Chenet et al. (2016), would lead to ages older by ≤ 8 %. We did not correct the ages for surface erosion, because we carefully selected samples with minimal signs of erosion. Assuming an erosion rate of 1 mm.kyr^{-1} (André, 2002) would lead to ages older by only 1%. As we did not apply any correction for snow cover or erosion, the presented ages have conservatively to be considered as minimum exposure ages.

5.3.2 Glacier reconstruction and paleoclimatic modelling

Two approaches were used to infer paleoclimatic conditions from the extents of Argentière glacier. Both approaches are based on the simplified assumption that the glacier is in equilibrium with the present-day climate conditions.

GIS-based ELA reconstruction and paleo-temperature determination

In the first approach, the moraines in the Argentière glacier catchment were mapped and 3D glacier surface reconstructions were generated for different glacier extensions in the past using the ArcGIS toolbox GlaRe (Pellitero et al., 2016). ELA calculations were then done using the ArcGIS toolbox developed by Pellitero et al. (2015) according to the Area-Altitude Balance Ratio (AABR) with a Balance ratio of 1.59 and the Accumulation Area Ratio (AAR) method, with a ratio of 0.67, both representative for the Alps (Pellitero et al., 2015; Rea, 2009). While the AABR is suggested to be more robust (Pellitero et al., 2015), the AAR method has most often been used in the Alps, especially in the context of comparison and correlation with the above mentioned classical Swiss glacier chronology. In order to adjust the parameters for Argentière glacier in the ArcGIS toolbox GlaRe (Pellitero et al., 2016), we first calculated the ELA for the present using the 2008 extent of the glacier. The present-day ELA is 2866 m calculated with the AABR methods and 2801 m calculated with the AAR method, *i.e.* similar to the one measured in the field for the last two decades (~2890 m, Six and Vincent, 2014).

The difference of the resulting paleo-ELAs with the present-day ELA allows for determination of the associated variation in atmospheric temperature (T) by using an ELA sensitivity to atmospheric temperature (S) and assuming the same precipitation as today, following the equation $\Delta T = \Delta ELA/S$. Two different values of ELA sensitivity to summer temperature are used: 115 $m°C^{-1}$, which is relevant for French Alpine glaciers (Rabatel et al., 2013); and 72 $m°C^{-1}$, which was empirically quantified for Argentière glacier by Six and Vincent (2014) and takes into account the local effects of temperature and all meteorological parameters that influenced the snow and ice ablation between 1995-2011.

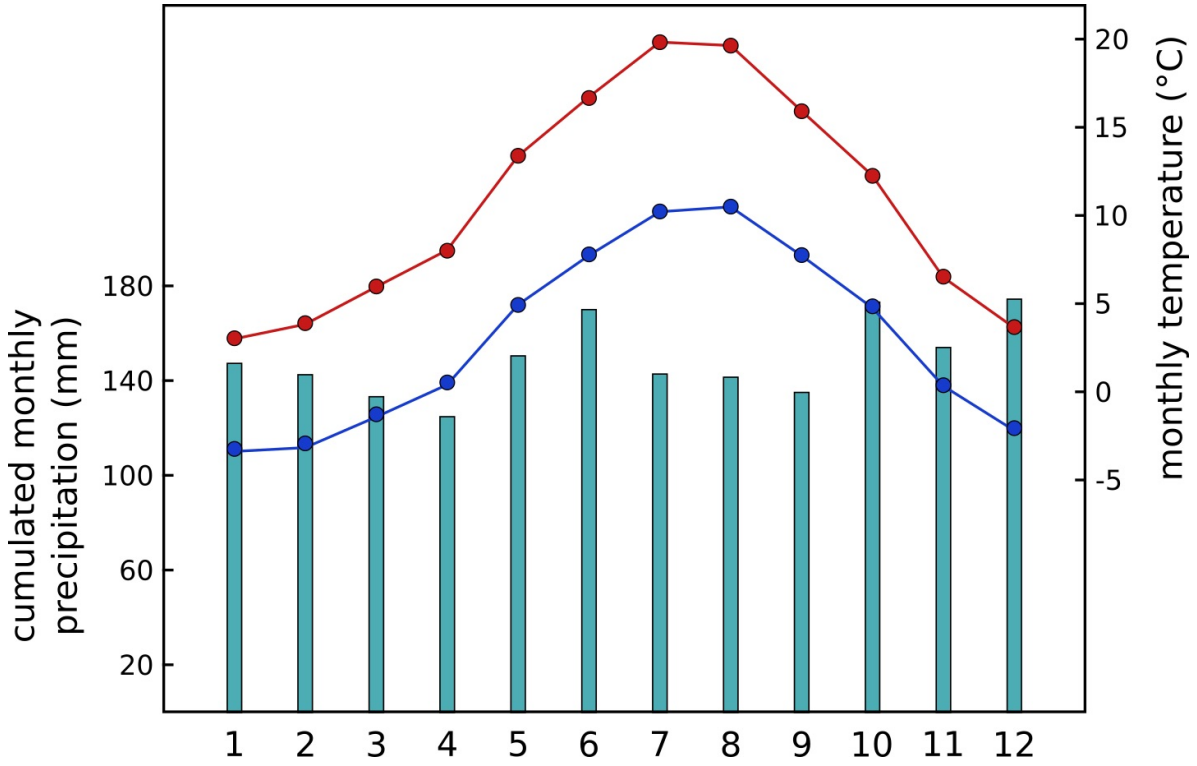


Figure 5.4 : Climatic data of Argentière glacier between 1979 and 2002 at ~ 2000 m a.s.l.. Blue bars represent the cumulated monthly precipitation, the blue and red curves represent respectively the minimum and maximum monthly temperatures. 1 to 12 represents the months January to December.

PDD modelling

In the second approach, combinations of precipitation and temperature variations for different glacier extents and ELAs were determined by using a PDD mass-balance model coupled with a dynamic ice flow model, described in Blard et al. (2007). So far, this model has been used for low-latitude glaciers in the central pacific by Blard et al. (2007), in the Andes by Jomelli et al. (2011) and in Greenland by Biette et al. (2018), but to our knowledge it has never been used for mid-latitude mountain glaciers. The topography of the watershed of Argentière glacier used for the model was determined by subtracting the ice thickness (Rabatel et al., 2018) from the 25 m IGN DEM BD Alti. The model was calibrated using the mass-balance data from 1979 to 2002 collected at Argentière glacier by the GlacioClim Network (https://glacioclim.osug.fr/) from extensive field measurements on 10 markers distributed along the glacier (5 in the ablation area and 5 in the accumulation area) and using local monthly values of temperature and precipitation (personal communication of D. Joly), inferred at 2000 m a.s.l. in the Argentière catchment from a downscaling method based on a geomatic spatial model (Joly et al., 2018). The period of reference is the 1979-2002 period, as it is the interval where values for mass balance, temperature and precipitation were available and it is long enough to fade out the inter-annual variability. Figure 5.4 depicts the monthly values of temperature and precipitation of Argentière glacier averaged from 1979 to 2002 as used in the model. This

period of reference is put into a broader context in Figure 5.5 and compared to the variations of Argentière glacier since 1800. The atmospheric lapse rate of temperature and precipitation are fixed at 0.65°C.m^{-1} and 8mm/100m, respectively.

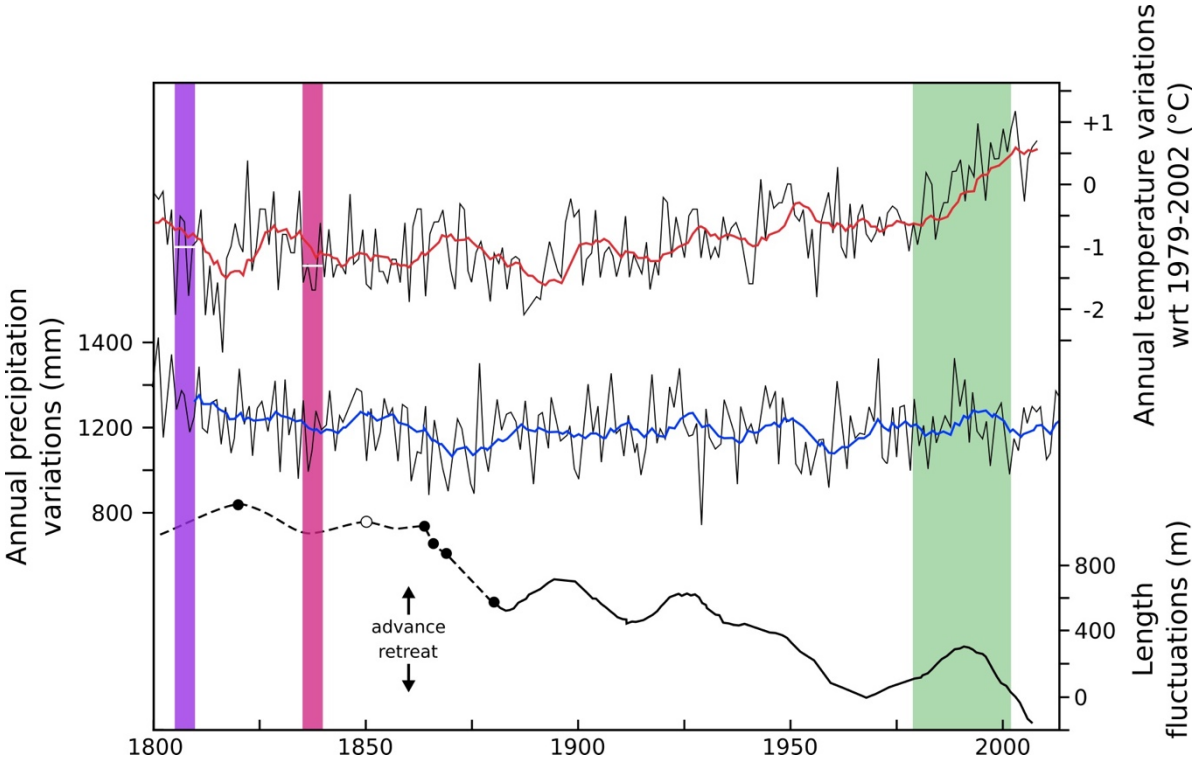


Figure 5.5 : Annual temperature anomalies (reference period 1979-2002) and annual precipitation in the west part of the Alps from the HISTALP time series (Auer et al., 2007) and front variation of the Argentière glacier - the origin of the axis is arbitrary (1818-1880: Payot (1884) in Fontaine (2015); 1850: Bless (1984); 1880-2000: Francou and Vincent (2007); > 2000: Vincent et al. (2009). Red and blue curves represent 10-years running means. Period of reference of the climatic data of Argentière glacier (1979-2002) used as input in the PDD model is highlighted in green. Periods considered for extracting the temperature values for the 1820 and 1850 glacier extents are highlighted in purple and pink, respectively.

Figure 5.6 shows the correlation between observed and calculated mass balance of Argentière glacier. This best fit between calculated and measured mass balance was obtained using the least mean square optimization on the determination of the melting factor (MF) used in the PDD model, whose values are MF_{snow} = 2.3 mm w.e. °C^{-1} d^{-1} and MF_{ice} = 5.1 mm w.e. °C^{-1} d^{-1}. These values are close to the ones defined in Réveillet et al. (2017) for Argentière glacier: MF_{snow} = 3.5 mm w.e. °C^{-1} d^{-1} and MF_{ice} = 5.5 mm w.e. °C^{-1} d^{-1}. Using these parameters and the climatic inputs presented in Figure 5.4, the calculated ELA is 2940 m a.s.l., whereas Argentière glacier ELA has been measured ~2890 m a.s.l. between 1995 and 2011 (Six and Vincent, 2014). Furthermore, the length of the modeled glacier is around 200 m shorter than Argentière glacier in 2008. As mentioned at the beginning of this subsection, the PDD model assumes a glacier at steady state with regard to the present-day climatic conditions. However, Argentière glacier

is currently not in steady-state, but its size is clearly decreasing and its ELA increasing. Besides, the lower part of the Argentière glacier is covered by debris, which reduces its ablation. This debris-cover is most likely recent as can be inferred from pictorial documents from the LIA, where no such debris is visible. We therefore assume that the glacier was not covered during the past advanced extents. Also, the increasing accumulation with elevation (due to orographic effect on precipitation, impact of the wind and avalanches in high elevation; see section 5.2) is not taken into account in the model and could justify this difference. These reasons most probably explain why the model predicts a shorter length and a higher ELA. Nonetheless, we consider that the above calibration of the model best approaches the present-day mass balance and is therefore suited for modeling the past extents of the glacier. For each investigated extent, the model considers all potential combinations of precipitation and temperature conditions that lead to a match of the front of the modeled paleo-glacier with the position of the corresponding frontal moraine mapped in the field. ELAs correspond to the altitudes where the glacier mass balance is zero. For each glacier extent, ELAs vary over a range of more than 100 m, due to the large range of assumed precipitation conditions (between 0 and 2 times that of the reference period).

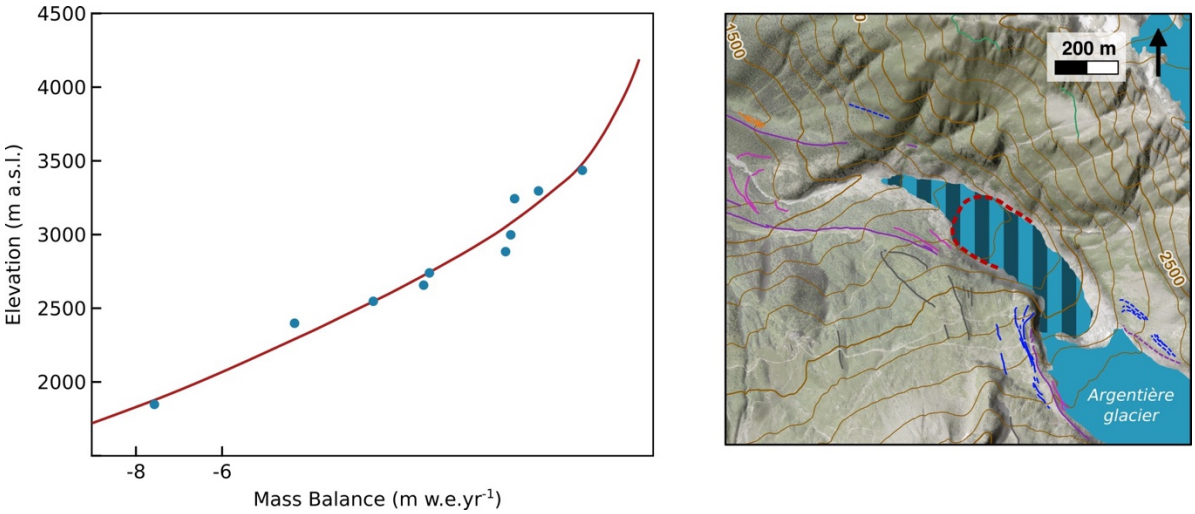


Figure 5.6: Left panel: Comparison between observed mass balance (1979-2002; Glacioclim Network) on the Argentière glacier (blue dotes) and mass balance calculated by the PDD model (red curve). Right panel: Comparison between the modelled glacier extent for the reference period of 1979-2002 (red dotted line) and the 2008 extent (blue area).

5.4 Results

5.4.1 Moraine and bedrock exposure ages

All ^{10}Be exposure ages are listed in Table 5.1 and depicted in Figure 5.7. In the text, individual exposure ages are presented with their 1σ analytical errors; in addition, Table 5.1 shows the 1σ

external errors, including the ^{10}Be production rate error. Before calculating the mean ages of the glacial landforms, each age population was subject to a χ^2 test (2σ) to identify any potential outliers. The landform ages correspond to the arithmetic means of the sample ages and the uncertainties to their standard deviations (in the text and figures for internal comparison); Table 5.1 also shows the errors that include the ^{10}Be production rate errors. Probability plots of all boulder and moraine mean ages are illustrated in Figure 5.8.

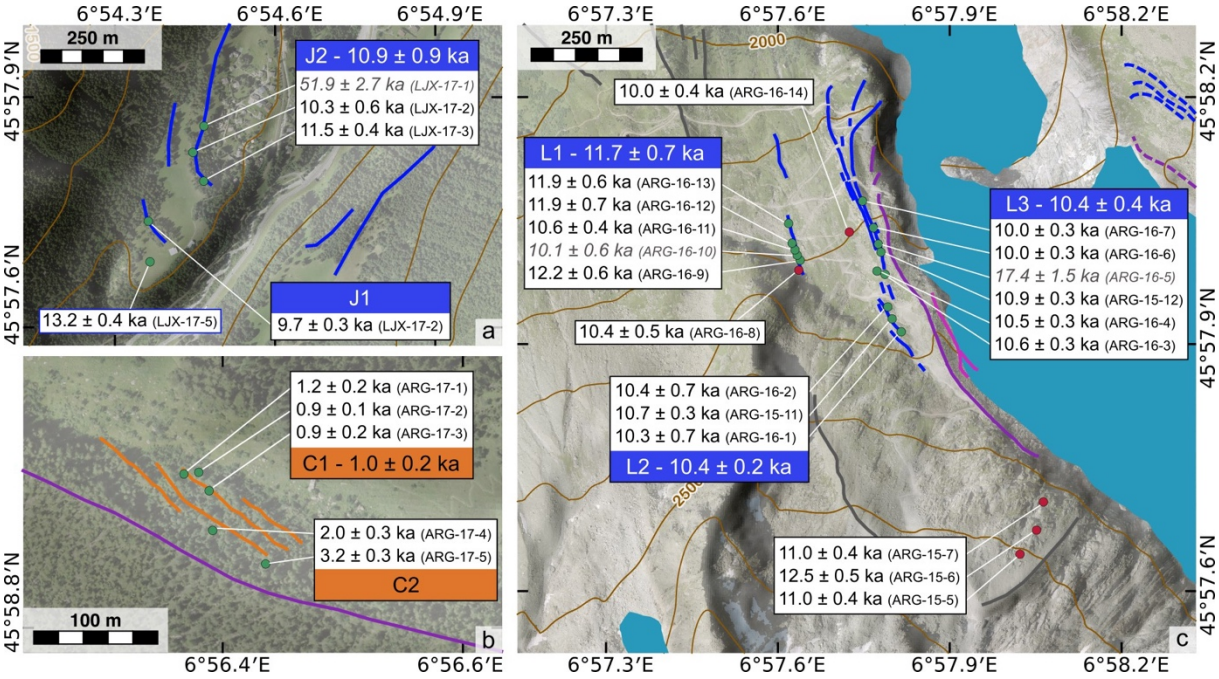


Figure 5.7: Individual ^{10}Be exposure ages (white boxes) and mean ^{10}Be ages (colored boxes) of glacial landforms (moraines and glacially polished bedrock) in the study areas of the Argentière glacier (a) La Joux, (b) Crèmerie, and (c) Lognan. Red dots represent bedrock samples and green dots boulder samples. Outliers, rejected based on χ^2 statistics, are in italic grey font. Errors of individual ages correspond to the analytical error only. Mean ages are arithmetic means and standard deviation.

Five samples from *La Joux* area yield ages between 13.2 ± 0.4 ka (LJX-17-5), corresponding to an isolated boulder in front of the outmost moraine (J1), and 9.7 ± 0.3 ka (LJX-17-4), which is the only age from J1 moraine. The mean age for the J2 moraine is 10.9 ± 0.9 ka (n = 2), after discarding sample LJX-17-1 (51.9 ± 2.7 ka) as an outlier. This latter boulder surface was most likely affected by isotope inheritance from earlier periods of exposure to cosmic radiation. Ages for the J1 and J2 frontal moraines are not in stratigraphic order, but the J1 age relies upon only one sample, which might have been underestimated due to surface cover by vegetation, erosion or anthropogenic impact, as the *La Joux* area is located in an area covered by forest, close to a village.

In the Lognan area, the three bedrock samples taken from roches moutonnées slope between Rognons glacier and Argentière glacier yield ages of 11.0 ± 0.4 (ARG-15-7), 12.5 ± 0.5 (ARG-15-6) and 11.0 ± 0.4 ka (ARG-15-5). From the moraine sequence located right to the north, we

dated three moraines (L1-L3), two of which lie very close together (L2, L3; Figure 5.7) The outmost one (L1) yields five boulder ages between 12.2 ± 0.6 and 10.6 ± 0.4 ka, with a mean of 11.7 ± 0.7 ka, after discarding ARG-16-10 (10.1 ± 0.6 ka) as an outlier. Three boulders were dated from L2, giving ages between 10.3 ± 0.7 and 10.7 ± 0.3 ka and a mean age of 10.4 ± 0.2 ka. L3 yields five ages between 10.0 ± 0.3 and 10.9 ± 0.3 ka with a mean age of 10.4 ± 0.4 ka, after removing ARG-16-5 (17.4 ± 1.5 ka) as an outlier. These glacial landform ages are in good stratigraphic order. The similar ^{10}Be ages of the latero-frontal moraines in the *La Joux* area (between ~10.9 ka and 9.7 ka) and of the lateral moraines in the Lognan area (between ~11.7 ka and 10.4 ka) implies that the deposition of these moraines most likely correspond to the same glacier advances or stagnations.

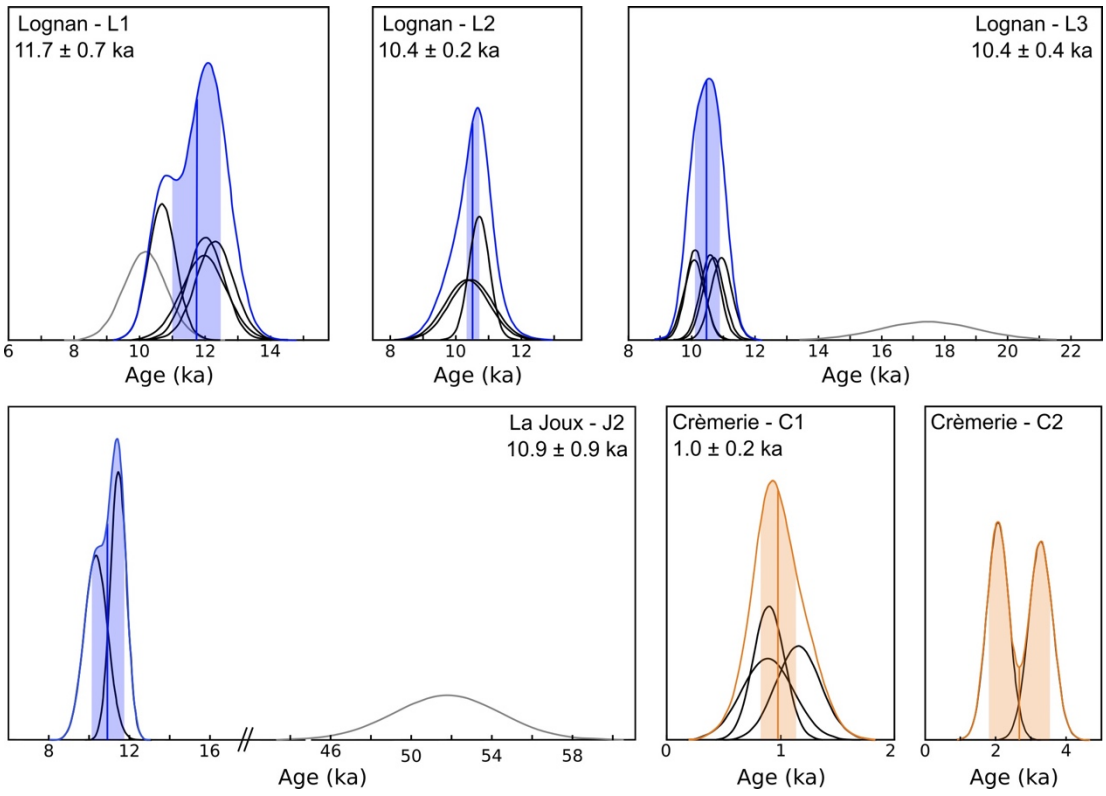


Figure 5.8 : Summed probability plots (colored curves – colors refer to the legend of Figure 5.2) of ^{10}Be boulder ages from Argentière glacier. Probability curves of individual ages (black curves) include analytical errors only. Ages indicated in each box are arithmetic means and standard deviations, also visually represented as vertical lines and colored band. Grey curves are outliers.

Table 5.1 : Sample [A] and blanks [B] details, analytical data related to ^{10}Be measurements and surface exposure ages. Outliers (O) were determined based on $\chi 2$ test (2σ). Mean landform ages are also indicated with standard deviations and total uncertainties in parentheses.

Sample name	Latitude (dd)	Longitude (dd)	Altitude (masl)	Thickness (mm)	Shielding factor	Quartz weight (g)	Carrier (mg ^{9}Be)	Associated blank	$^{10}Be/^{9}Be$ x10^{-14}	[^{10}Be] (x 10^{4} at.g^{-1})	^{10}Be age (ka)	1σ analytical error (ka)	1σ external error (ka)
LOGNAN AREA													
MORAINE SAMPLE													
L1												11.66 ± 0.70 (0.76)	
ARG-16-9	45.96670	6.96065	2252	26	0.939	26.18	0.2979	30Jan17	35.8 ± 1.7	26.8 ± 1.3	12.21	0.58	0.64
ARG-16-10 (O)	*45.96680*	*6.96056*	*2246*	*32*	*0.939*	*27.08*	*0.2996*	*30Jan17*	*29.9 ± 2.0*	*21.8 ± 1.5*	*10.10*	*0.64*	*0.68*
ARG-16-11	45.96691	6.96050	2239	25	0.950	28.16	0.3008	30Jan17	33.0 ± 1.4	23.3 ± 1.0	10.63	0.42	0.48
ARG-16-12	45.96704	6.96041	2235	40	0.949	28.08	0.3062	30Jan17	35.8 ± 2.1	25.8 ± 1.5	11.88	0.68	0.73
ARG-16-13	45.96744	6.96031	2216	38	0.959	27.79	0.3012	30Jan17	36.1 ± 1.7	25.8 ± 1.2	11.93	0.55	0.61
L2												10.44 ± 0.19 (0.32)	
ARG-16-1	45.96575	6.96317	2287	20	0.970	27.84	0.2996	30Jan17	33.6 ± 2.2	23.8 ± 1.6	10.28	0.66	0.70
ARG-16-2	45.96575	6.96320	2274	50	0.970	27.55	0.2995	30Jan17	32.5 ± 2.1	23.3 ± 1.5	10.39	0.65	0.69
ARG-15-11	45.96551	6.96333	2265	45	0.969	12.75	0.3063	9Mai16	15.27 ± 0.47	23.87 ± 0.77	10.65	0.32	0.40
L3												10.41 ± 0.37 (0.45)	
ARG-16-3	45.96641	6.96312	2255	27	0.973	26.99	0.2993	30Jan17	32.9 ± 1.1	24.03 ± 0.79	10.61	0.33	0.41
ARG-16-4	45.96648	6.96289	2247	35	0.98	26.44	0.2993	30Jan17	31.7 ± 1.0	23.66 ± 0.77	10.52	0.32	0.40
ARG-15-12	45.96686	6.963	2235	22	0.974	18.27	0.3058	9Mai16	22.3 ± 0.7	24.41 ± 0.77	10.87	0.33	0.40
ARG-16-5 (O)	*45.96703*	*6.96292*	*2234*	*20*	*0.971*	*27.98*	*0.3019*	*30Jan17*	*55.8 ± 5.0*	*39.9 ± 3.6*	*17.42*	*1.49*	*1.55*
ARG-16-6	45.96736	6.96278	2216	50	0.971	28.00	0.3001	30Jan17	30.60 ± 0.95	21.60 ± 0.68	10.04	0.30	0.38
ARG-16-7	45.9679	6.96246	2189	30	0.971	28.63	0.3005	30Jan17	31.1 ± 1.1	21.50 ± 0.77	10.01	0.34	0.41
BEDROCK SAMPLE													
ARG-15-5	45.96075	6.96705	2502	30	0.978	18.49	0.312	9Mai16	26.56 ± 0.96	29.6 ± 1.1	11.02	0.37	0.45

ARG-15-6	45.96123	6.96753	2465	20	0.977	9.37	0.3083	9Mai16	15.41 ± 0.57	33.2 ± 1.2	12.50	0.45	0.54
ARG-15-7	45.96181	6.96773	2427	35	0.974	8.09	0.3047	9Mai16	11.42 ± 0.41	27.9 ± 1.0	11.02	0.38	0.46
ARG-16-8	45.96650	6.96061	2384	25	0.485	13.25	0.2965	3Avril17	8.93 ± 0.46	12.86 ± 0.70	10.44	0.53	0.58
ARG-16-14	45.96727	6.96208	2252	28	0.969	20.20	0.2985	3Avril17	22.94 ± 0.96	22.3 ± 1.0	9.97	0.40	0.46
CREMERIE AREA													
C1												0.98 ± 0.15 (0.15)	
ARG-17-1	45.98111	6.93959	1396	22	0.954	19.71	0.3009	3Avril17	1.79 ± 0.21	1.36 ± 0.22	1.16	0.19	0.21
ARG-17-2	45.98112	6.93975	1399	28	0.952	19.76	0.2903	3Avril17	1.55 ± 0.15	1.07 ± 0.16	0.90	0.14	0.14
ARG-17-3	45.98099	6.93985	1403	22	0.954	20.54	0.2817	3Avril17	1.65 ± 0.28	1.07 ± 0.26	0.89	0.23	0.23
C2													
ARG-17-4	45.98070	6.93989	1407	36	0.960	20.16	0.2983	3Avril17	2.79 ± 0.33	2.32 ± 0.33	2.04	0.31	0.31
ARG-17-5	45.98046	6.94044	1408	28	0.956	20.47	0.2515	3Avril17	4.98 ± 0.47	3.64 ± 0.39	3.24	0.34	0.35
LA JOUX AREA													
J2												10.93 ± 0.86 (0.90)	
LJX-17-1 (O)	*45.96437*	*6.90778*	*1214*	*24*	*0.955*	*12.01*	*0.2993*	*15Jan18*	*33.2 ± 1.6*	*54.7 ± 2.6*	*51.93*	*2.67*	*2.98*
LJX-17-2	45.96380	6.90743	1216	32	0.955	15.45	0.3091	15Jan18	8.28 ± 0.52	10.61 ± 0.69	10.32	0.64	0.68
LJX-17-3	45.96318	6.90777	1213	41	0.955	23.66	0.3067	15Jan18	13.99 ± 0.53	11.82 ± 0.46	11.53	0.43	0.51
J1													
LJX-17-4	45.96231	6.90604	1215	28	0.955	20.23	0.3007	15Jan18	10.41 ± 0.32	9.99 ± 0.32	9.70	0.30	0.38
LJX-17-5	45.96139	6.90607	1209	48	0.955	21.63	0.3083	15Jan18	14.41 ± 0.45	13.4 ± 4.3	13.17	0.41	0.52

BLANKS	Carrier (mg ^{9}Be)	^{10}Be/^{9}Be x10^{-14}	^{10}Be (x 10^{4} at)
9Mai16	0.3068	0.321 ± 0.046	6.6 ± 1.0
30Jan17	0.3002	0.452 ± 0.057	9.1 ± 1.2
3Avril17	0.2788	0.487 ± 0.073	9.1 ± 1.4
15Jan18	0.3075	0.348 ± 0.050	7.2 ± 1.0

Two additional bedrock surfaces were sampled next to the Lognan moraines. One on the foot of the bedrock slope at the southern extremity of L1 was dated at 10.4 ± 0.5 ka (ARG-16-8), and another one located between L1 and L3, taken from the flat ground, was dated at 10.0 ± 0.4 ka (ARG-16-14). Even if these two ages are statistically indistinguishable from the mean ages of the moraines that framed them and the low number of bedrock ages does not allow a robust comparison, they apparently tend to be slightly younger than the moraines. This could be explained by degradation and erosion of the samples (in the case of ARG-16-8) and sediment, vegetation and/or snow cover, in particular for ARG-16-14 as it is on ground level, which in both cases results in an underestimation of the ages.

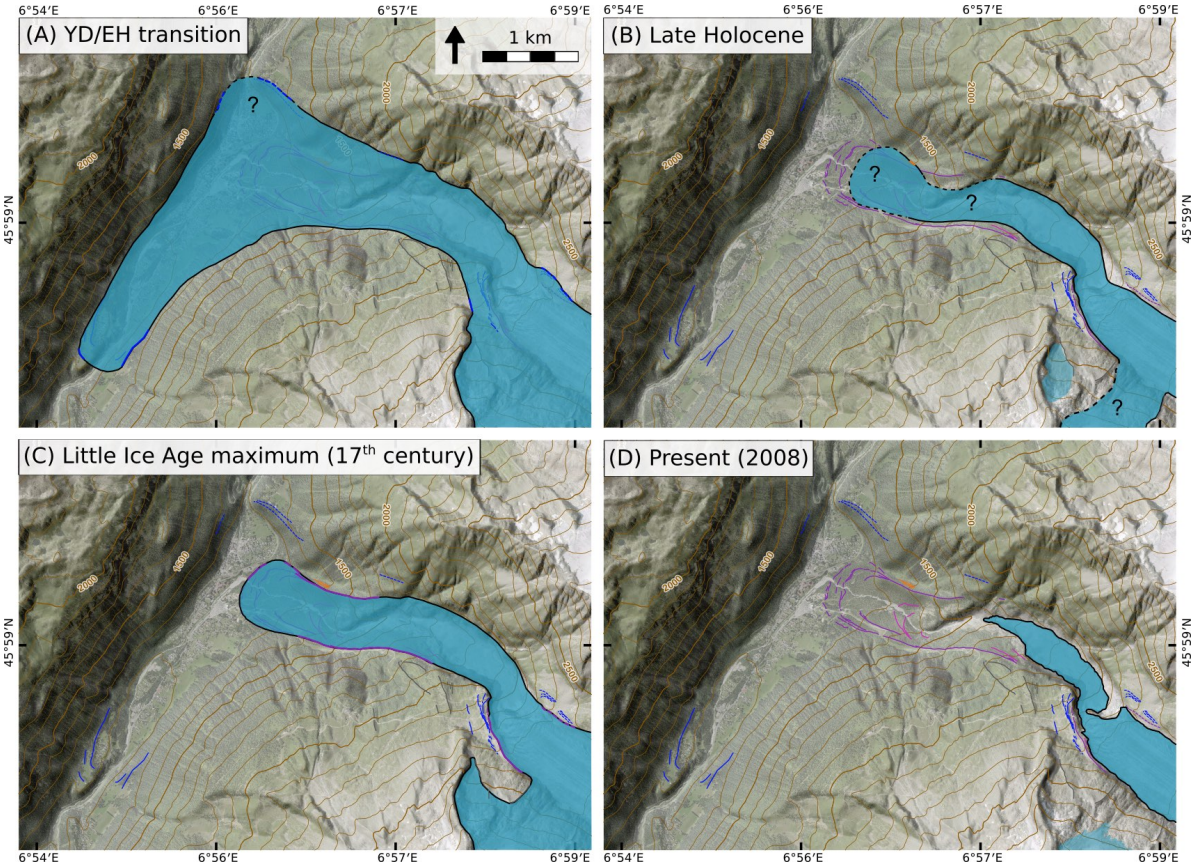


Figure 5.9 : Estimation of past extensions of the Argentière glacier, based on mapping of the preserved moraines and interpretation of ^{10}Be dating, for the (A) Younger Dryas/Early Holocene transition (~11.7 ka - stage L1 and J1 moraines), (B) Late Holocene, (C) LIA maximum (17th century) and (D) present day (2008 CE). Dashed glacier limits with "?" correspond to hypothetic extensions.

In the "Crèmerie" area, two ridges (C1 and C2 moraines) among the four lateral moraines were dated. Three samples from the outer moraine C1 give ages between 1.2 ± 0.2 and 0.9 ± 0.2 ka with a mean age of 1.0 ± 0.2 ka. The two boulders sampled on the C2 moraine give ages of 2.0 ± 0.3 (ARG-17-4) and 3.2 ± 0.3 ka (ARG-17-5). The dispersion of these two samples is too high to pass the χ^2 test, and moraines C1 and C2 are not in stratigraphic order. We note that the boulders are surrounded by dense trees, therefore it is possible that they have been covered by

snow or vegetation, which would result in underestimated ^{10}Be ages. This could explain why the boulders of moraine C1 have apparently younger ages than those of moraine C2 and why boulder ages ARG-17-4 and ARG-17-5 do not agree with each other. On the other hand, isotope inheritance is a common phenomenon and could explain why the two boulder ages of C2 are overestimated. However, isotope inheritance can only be detected if a sufficiently high number of boulder ages (at least 3) allows for an appropriate statistical test, which is not the case for C2. We are therefore unable to decide which of the two possible scenarios is the most realistic. However, we tentatively assume that all five boulders have to be considered minimum ages.

5.4.2 ELAs determination

The ELAs resulting from the different methods described in section 5.3.2 are presented in Table 5.2. According to the GIS-based (first) method in section 5.3.2, the ELAs computed for the glacier extent corresponding to the LIA maximum (17th century) and the moraine J2 (~11 ka) using the AABR method are 2738 m a.s.l. and 2523 m a.s.l., respectively. With the AAR method, they are 2753 m and 2648 m a.s.l. respectively. The ELA rise between the two extents is of 215 m with the AABR method, while it is 105 m with the AAR method.

The modeling of the same extents using the PDD model (second method in section 5.3.2), assuming the same precipitation as today, leads to ELA values of 2753 m and 2442 m a.s.l. for the 17th century and ~11 ka, respectively. The associated ELA rise between the two extents is 311 m.

As the AABR method is considered more robust than the AAR method (section 5.3.2) and the ELAs calculated with the AABR method are closer to those resulting from the PDD model (Table 5.2), we do not consider the ELA calculated with the AAR method for the paleoclimatic results.

	present-day ELA (m a.s.l.)	LIA ELA (m a.s.l.)	J2 moraine (11 ka) ELA (m a.s.l.)	ΔELA (YD/EH - LIA) (m)
AABR	2866	2738	2523	215
AAR	2801	2753	2648	105
PDD	2940	2753	2442	311

Table 5.2 : Comparison of ELA calculations using the AABR and AAR methods for Argentière glacier for the present-day, the LIA maximum (17th century) and the J2 moraine (~11 ka; YD/EH transition). For the AABR method a Balance ratio of 1.59 (Rea, 2009) is used and for the AAR method a ratio of 0.67 (Gross et al., 1977), both representative for the Alps. For the PDD model, ELA values are inferred with the same precipitation condition as today.

5.4.3 Paleoclimatic results

According to the first method (section 5.3.2), the 128-m rise of the ELA between the 17th century (LIA maximum) and the present, inferred from the AABR method, is equivalent to a +1.1°C difference in summer temperature, according to the ELA sensitivity to summer temperature of 115 m°C^{-1} (Rabatel et al., 2013). Using the local ELA sensibility of 72 m°C^{-1} (Six and Vincent, 2014), it is +1.8°C. And the temperature difference between ~11 ka and the present (ELA-rise of 331 m), using the same two ELA temperature-sensitivity values as above, is +3°C and +4.8°C, respectively.

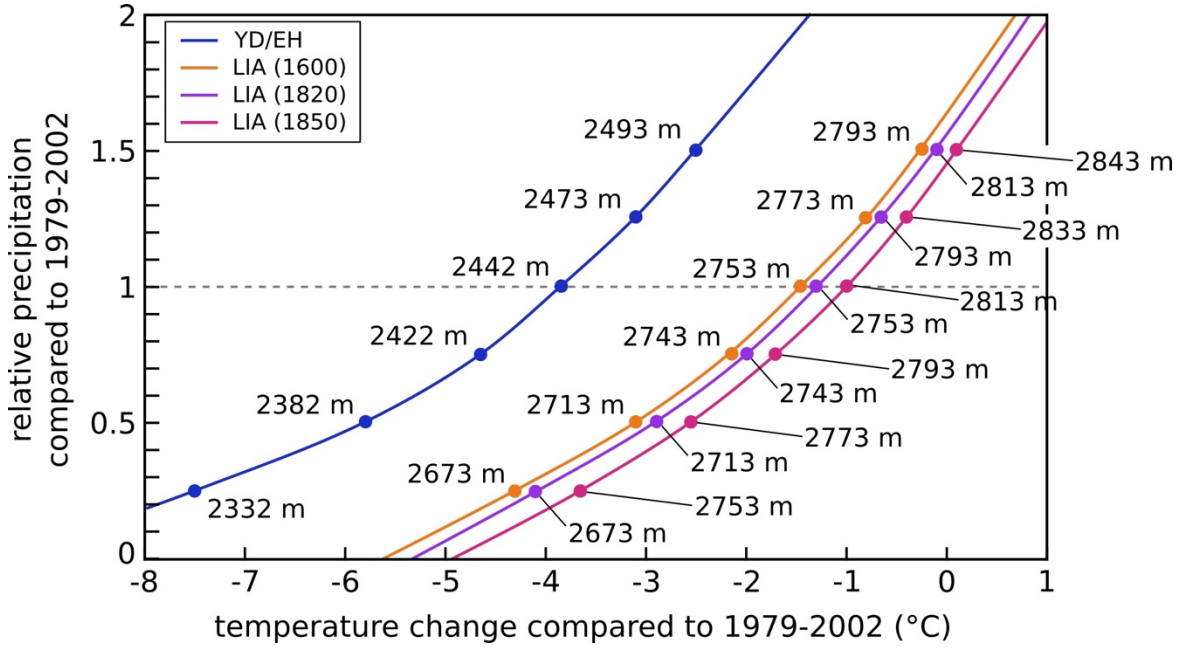


Figure 5.10 : Paleoclimatic reconstructions of the Argentière glacier for the YD/EH transition (blue), 1600 CE (orange), 1820 CE (purple) and 1850 CE (pink) glacier extent. Temperature changes, with respect to the 1979-2002 period, are plotted against relative precipitation amount normalized to the 1979-2002 period. One curve reflects all combinations of temperature and precipitation for one glacier extent (constrained by the frontal moraines). The altitudes refer to the ELA associated with each temperature-precipitation couple.

Applying the PDD modeling approach (second method in section 5.3.2), we determined the potential combinations of precipitation and temperature conditions corresponding to each investigated glacier extension. The glacier extensions at four different dates were investigated (see Figure 5.2 to visualize the extensions): the years 1850 and 1820 CE, for which the glacier extents and regional climate conditions are well known, the 17th century (LIA maximum) and the extent at ~11 ka using the moraine J2 as the frontal limit. The modeling gives an infinite combination of temperature and precipitation conditions that can explain the frontal moraine position at the four investigated dates. The curves in Figure 5.10 represent these combinations, considering temperatures between 0°C and 8°C below that of the reference period (1979-2002)

and precipitation amounts between 0 and 2 times that of the reference period. This figure also shows the range of ELAs resulting from the model for each of the four glacier extensions. The ELAs increase with precipitation.

Climate influence on Argentière glacier extents is explored through modeling of the end of the LIA, when climatic evolution is already instrumentally recorded. As the instrumental climatic data used for comparison with our results do not cover the 17th century, only the results of 1850 and 1820 CE are subject to discussions of the LIA paleoclimate. Climatic data collected in the Alpine region from the year 1800 for precipitation and 1760 for temperature are compiled in the HISTALP project (http://www.zamg.ac.at/histalp/, Auer et al., 2007). Based on these data for the western part of the Alps, we estimate the annual temperature for the years 1850 and 1820. We then deduce the precipitation, which is more likely to vary locally, from the PDD model. All values are calculated relative to the 1979-2002 period, which is the "present-day" reference period used in the PDD model (see section 5.3.2). A shift of 10-14 years between the extraction of the temperature value and the date of the studied extent has been applied in order to take into account the response time of the glacier (Vincent et al., 2009). The measured temperature differences compared to the period of reference are around -1.4°C for 1850 CE and around -1.0°C for 1820 (Figure 5.5). Thus, colder conditions prevailed when the glacier was shorter, in 1850 CE. According to these temperature differences and the temperature-precipitation relationships in Figure 5.11, precipitation amounts were lower by ~15% in 1850 CEand higher by ~10% in 1820 CE compared to the 1979-2002 average.

Constraining a unique temperature/precipitation couple for the ~11 ka glacier extent is much more challenging due to the scarcity and uncertainties of pure paleo-precipitation and paleo-temperature records for this time in the Alps. Therefore, we use the following rationales to narrow down the potential range of precipitation/temperature couples. As moraines are only built below the ELA and the maximal elevation of the moraine sequence corresponding to the moraine J2 stage on the glacier bank opposite to the Lognan area is ~2400 m a.s.l. (Figure 5.2), the ELA during this period was at least as high as 2400 m. This observation allows us to limit the temperature difference compared to 1979-2002 to -5.5°C (lower bound) and to a minimum of 45% of the 1979-2002 averaged precipitation amount (Figure 5.10 and Figure 5.11). Then, assuming that the amount of precipitation was not superior to that during the end of the LIA, i.e. up to 10% precipitation more than during the 1979-2002 period, the upper temperature limit is at -3.6°C. The temperature values of -3°C and -4.8°C, inferred above from the first method for the same glacier extent, compare well with these temperature bounds of -5.5°C and -3.6°C resulting from the PDD model, supporting the findings from both methods. The relatively high potential temperature ranges reflect the uncertainty arising from the choice of the value for the ELA sensitivity to temperature in the first approach and from the range of possible precipitation amounts in the second approach.

5.5 Discussion

5.5.1 Holocene oscillations of Argentière glacier

As lined out in section 5.2, numerous glacio-geomorphic markers in the Arve valley attest to the glacier extensions during the LGM and to various advances or stagnations during the deglaciation of the Late-glacial. Nonetheless, apart from L1 moraine, the moraine ages from the La Joux and Lognan areas are younger than 11.7 ka and therefore fall into the Early Holocene. We note that applying snow cover or erosion corrections assuming the potential scenario presented in section 5.3, would lead to ages older by 8% at most, therefore partly overlapping with the Younger Dryas. Furthermore, the ELA difference of 105 m between our moraines dated to ~11.7-10.4 ka and the LIA maximum (17th century), inferred from the AAR method for comparison, is similar to the one assumed between the LIA and the Preboreal Oscillation of the Early Holocene in the classical division of Alpine stadials (~120 m) presented in Ivy-Ochs (2015), while the ELA difference related to the maximum glacier advances of the Younger Dryas, compared to the LIA, is larger (~250-350 m; Ivy-Ochs, 2015). We thus conservatively assign the studied moraines to the YD/EH transition.

The ^{10}Be ages of the three roche moutonnée samples located between Rognons and Argentière glacier (11.0 ± 0.4 ka, 12.5 ± 0.4 ka, 11.0 ± 0.4 ka) and of the Lognan bedrock surfaces (10.4 ± 0.5 ka and 10.0 ± 0.4 ka) suggest that the general deglaciation of this area occurred during the YD/EH transition. These ages are statistically the same as the ^{10}Be mean ages of moraines L1, L2 and L3 (11.7 ± 0.7 ka, 10.4 ± 0.2 ka and 10.4 ± 0.4 ka) in the Lognan area, indicating that the deglaciation process was shortly interrupted by glacier stagnations or re-advances. The isolated bloc dated at 13.2 ± 0.4 ka in front of the J1 moraine in the *La Joux* area tentatively suggests that the front of the glacier may already have retreated to a similar position as moraines J1 and J2 ~2 ka before the YD/EH transition, but this scenario would need more evidence to be confirmed. The existence of at least five morainic ridges between L1 and L3 (Figure 5.7C) indicate that Argentière glacier stagnated or re-advanced at least five times between ~11.7 and ~10.4 ka ago. These results from the lateral moraines in the Lognan area are coherent with the observations in the frontal area of *La Joux*, where at least three preserved ridges of Early Holocene age (~11 ka) can be distinguished (among them J1 and J2). The similarity of the moraine and bedrock ages as well as the smooth and low morphology of the moraines suggest that the glacier did not retreat far up-valley between the moments of moraine deposition and that these moraines correspond to periods of glacier stagnation during the deglaciation rather than to massive re-advances. Finally, the here determined innermost moraine ages and the bedrock ages in the Lognan area imply that the glacier definitively retreated from its Early Holocene extent at ~10.4 ka ago. Based on the similar ages of both

lateral and frontal moraines, and on the mapping of all preserved moraines, we reconstruct the extent of the glacier during the YD/EH transition as shown in Figure 5.9A.

Our data do not provide any proof of glacier advances during the climatic optimum of the mid-Holocene, which is a period generally considered as unfriendly to glacier advances in the northern hemisphere due to warmer and probably also drier conditions (Ivy-Ochs et al., 2009). We therefore assume that Argentière glacier did not undergo major advances during the mid-Holocene, but was smaller than during its LIA maximum extent.

Further evidence of advanced extents of Argentière glacier comes from the four moraines in the "Crèmerie" area. The five ^{10}Be ages from two of these moraines are little robust, as they are not in stratigraphic order with the moraine positions. However, as all five ages range between ~0.9 and ~3.2 ka thus falling in the Late Holocene, we assume that these moraines were deposited due to at least four glacier oscillations during the Neoglacial. The hypothesis of several Late Holocene oscillations is coherent with the findings of Bless (1984) evidencing five advances of Argentière glacier between ~4 ka and ~1.2 ka, based on radiocarbon-dated subfossil wood found in the right-lateral moraine outcrop (location in Figure 5.2). Multiple advances during this period were also reported for other glaciers in the Mont-Blanc massif (e.g. Deline and Orombelli, 2005; Le Roy et al., 2015). In particular, the numerous dendrochronologically-dated advances of the neighbor Mer de Glace between ~3.5 ka and 0.7 ka ago (Le Roy et al., 2015; location in Figure 5.1), support the hypothesis of Late Holocene advances of Argentière glacier. Considering that the "Crèmerie" moraines are located close to the massive lateral LIA moraine, we assume that these probably Late Holocene extensions of Argentière glacier were very similar to those during the end of the LIA. The extent of the glacier during the Late Holocene and the LIA is tentatively illustrated in Figure 5.9B and C, respectively.

5.5.2 Paleoclimatic interpretations

Regionally higher precipitation in 1820 is also recorded in the HISTALP annual precipitation time series (Figure 5.5), but the difference in precipitation amount between 1850 and 1820 is only of ~10%, against ~20% according to our modeling. Our results are consistent with the conclusions from previous PDD modeling of Argentière glacier (Vincent et al., 2005), which explain observed glacier advances during the period 1760-1830 with winter precipitations higher by at least 25% than the 20th century average, while summer temperature had not decreased. They also attribute the subsequent retreat of the glacier to a decrease in winter precipitation. Even if our findings are not directly comparable, as our modelling only allows us to consider the annual and not the seasonal climate variations and Vincent et al. (2005) based their model on less cooling than we do here, we can still notice that the trend is the same, i.e.

higher precipitation in 1820 compared to 1850 explains the bigger glacier extent. Given that the 19th century maximum of glaciers in the Swiss Alps occurred in 1850-1860 rather than in 1820 (Holzhauser et al., 2005), the local variations in precipitations during the LIA could explain the detailed differences in the behavior of Argentière glacier compared to other glaciers in the Alpine region. If the LIA temperatures had been inferred from our PDD model assuming the same amount of precipitation as in 1979-2002, the 1850 temperature would have been overestimated by ~0.4°C and the 1820 temperature underestimated by ~0.2°C. This illustrates that ignoring the role of precipitation might result in a first-order approximation of past temperature conditions. Our results also show that the impact of local precipitation variations on mountain glacier dynamics superimposes on those of large scale temperature variations and can thus explain the local differences in the behavior of glaciers from different parts of a massif, like the Alps, and the small fluctuations of a glacier during one glacial stadial, like the LIA.

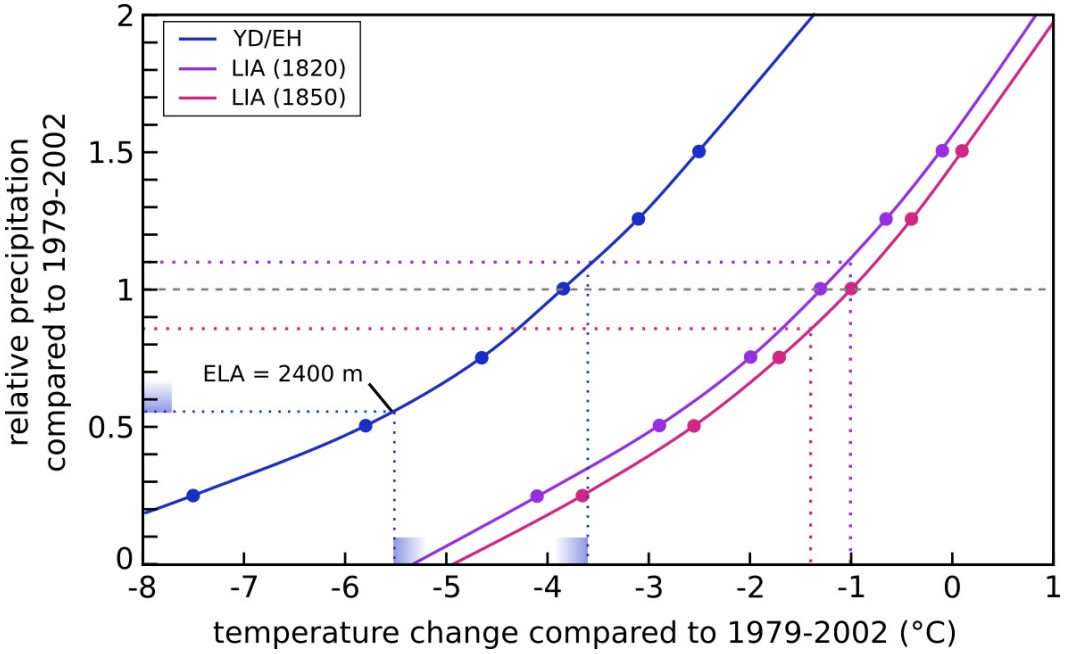


Figure 5.11 : Same as Figure 10, but for the YD/EH transition (blue), 1820 CE (purple) and 1850 CE (pink) glacier extent only, with marks of the paleoclimatic interpretations.

Comparison of our precipitation range assumptions for the YD/EH transition (-45% to +10% of the present precipitation amount) with independent proxy records is difficult. Given that precipitation can significantly vary locally, it would be ideal to consider a local precipitation estimate in or near the Mont-Blanc massif for this period. However, to our knowledge this does not exist. The complexity of the precipitation variability during the Younger Dryas and the Early Holocene has indeed been underlined by Magny et al. (2001). Recent global climate simulations combined with proxy-based temperature reconstructions suggest that the Younger Dryas was considerably drier and the Early Holocene was less dry in Central Europe than the

preceding Allerod period (Renssen et al., 2018), but no quantification of the precipitation conditions relative to the present is available.

Alpine and European temperature reconstructions for the Younger Dryas and Early Holocene based on independent proxies are more frequent. However, the range of reconstructed annual and summer temperatures for the Younger Dryas is large, it varies from 6 to 2°C below modern values when inferred from records of pollen and cladocera assemblages from Gerzensee in the North-alpine foreland in Switzerland (Lotter et al., 2000), investigation of stalagmites in Hölloch cave in the German Alps (Wurth et al., 2004) or chironomid records from a paleolake in the Central Swiss Alps (Ilyashuk et al., 2009). Based on high-resolution oxygen isotope records, the beginning of the Holocene is associated with an abrupt temperature rise on regional and hemispheric scale (Alley, 2000; Schwander et al., 2000). Early Holocene temperature reconstructions in the region of the Alps yield, similar to those for the Younger Dryas, a large range of values depending on the used proxy. For example, the chironomid record in the Swiss central Alps indicates ~1-4°C *above* the present July air temperatures for the very beginning of the Holocene (Ilyashuk et al., 2009), while a second chironomid record, also from the Swiss Alps, indicates ~1-1.5°C *below* it (Heiri et al., 2003). Reconstruction from pollen data indicates an annual anomaly relative to the present of as low as -4.5°C (around 12-11 ka) for the central-western part of Europe (Davis et al., 2003) and summer temperatures of 4.5-5°C below those of the present at Gerzensee (Lotter et al., 2000). The temperature range of -5.5°C to -3.6°C for the YD/EH transition, inferred from our PDD modeling, agrees with the coldest results from alpine proxy records for this period (e.g. Davis et al., 2003; Lotter et al., 2000), reinforcing our results for the western Alps. Also, recent reconstruction of temperature variations in Greenland based on argon and nitrogen isotopes in ice cores indicates local temperature cold peaks of up to 9°C colder than the recent decades for the preboreal oscillation (~11.3-10.9 ka) and an "Early Holocene Temperature Rise" that lasted until ~9.2 ka (Kobashi et al., 2008). Our results from Argentière glacier suggest a climate trend similar to these findings in Greenland, with relatively cold temperature peaks in the western Alps during the transition between the Younger Dryas and the very beginning of the Holocene, provoking a rather slow, gradual glacier retreat with successive stagnations and followed around 10.4 ka by a large temperature increase that caused the final massive glacier recession. Further investigations are necessary to verify and complete these findings.

5.6 Conclusions

Our new Holocene chronology for the Argentière glacier based on 29 cosmogenic ^{10}Be cosmogenic dates of moraines and bedrock suggests that Argentière glacier retreated from its large Late-Glacial extension during the Younger Dryas/Early Holocene transition, around 11.7

ka, and that this retreat was interrupted by several stagnations during ~1 ka, followed at ~10.4 by the final glacier retreat to within the LIA limits. We do not have any evidence of glacial advances until the Late Holocene. Less robust results from a set of lateral ridges suggest that the Argentière glacier was close to the LIA extent during the Late Holocene.

Climate reconstruction corresponding to two different glacier extents during the LIA, using a PDD model coupled with a dynamic ice flow model, highlights the influence of local precipitation changes, superimposed on the dominant impact of temperature, on the detailed glacial fluctuations of Argentière glacier. This suggests that disregarding the role of precipitation might lead to first-order temperature approximations when reconstruction paleo-climate conditions from past glacier extents.

The reconstruction of the climatic conditions corresponding to the YD/EH transition extent of the glacier using the PDD model and a simpler approach that only considers the impact of summer temperature on the reconstructed ELAs yield comparable results. The results from the PDD model suggests a temperature difference range of -5.5°C to -3.6°C compared to the present-day reference (1979-2002). This agrees with earlier paleoclimate reconstructions from pollen records for the same period, but seems to be quite cold in comparison with the results from other proxy studies. The large differences in temperature reconstructions from the various paleoclimate studies and the scarcity of paleo-precipitation records for the Younger Dryas and the Early Holocene highlight the need of additional efforts in investigating the paleoclimatic conditions for these periods.

Acknowledgements

This study is part of ANR project 14-CE03-0006 VIP Mont-Blanc. We thank Laëtitia Léanni (CEREGE) for support during sample chemistry, Pierre Jégot and Jules Fleury (CEREGE) for help during ELA determination and Daniel Joly and Benjamin Pohl for sharing temperature and precipitation data. The 2015 DEM of Argentière glacier catchment has been acquired within the project ISOTHERM led by Antoine Rabatel (Univ. Grenoble Alpes, IGE) founded by EUFAR (EUropean Facility for Airborne Research). We also thank the IRSTEA for the Arve valley DEM. The ASTER AMS national facility (CEREGE) is supported by the INSU/CNRS, the ANR through the “projet thématiques d’excellence” program for the “Equipements d’excellence” ASTER-CEREGE action and IRD.

CHAPITRE 6

Preliminary work on reduced glacier extents and subglacial erosion rates in the Mont-Blanc massif

Introduction

Mountain glaciers sensitively react to climate variations, in particular temperature and precipitation changes, and constraining past glacier chronologies is known to be a relevant way to improve our comprehension of mountain glacier sensitivity to climate change (Solomina et al., 2016; Vaughan et al., 2013). However, their reconstruction is limited by the archives left by the glacier during its variations. In particular, moraines represent excellent geomorphic markers of the extents of glacier advances, but do not provide firm knowledge about periods of reduced extent (Goehring et al., 2013). The Holocene, *i.e.* the interglacial that started 11.7 ka ago (Rasmussen et al., 2006), is known to be characterized by temperatures that fluctuated below and above present-day values (e.g. Marcott et al., 2013); in particular between 10.5 and 3.3 ka when climate conditions were supposed to be hostile to glacial growth in the Alps (Ivy-Ochs et al., 2009). Several phases of reduced glacier extents during the Holocene have indeed been revealed in the Swiss Alps based on radiocarbon dating of proglacial subfossil wood and peat samples (Hormes et al., 2001; Joerin et al., 2006). Glacially polished bedrock in the glacial forefield is another natural archive for the investigation of glacial retreat that can provide valuable information about durations of ice retreat (e.g. Guido et al., 2007; Young et al., 2018). The Holocene exposure history of recently deglaciated bedrock is likely to be complex, including periods of exposure and ice cover, which can be documented using two cosmogenic nuclides: *in situ* ^{14}C and ^{10}Be (Hippe, 2017). This approach has first been applied at Rhône glacier in the Central Swiss Alps by Goehring et al. (2011) on surfaces close to the present-day front of the glacier, revealing 6500 ± 2000 years of cumulative exposure during the Holocene. These findings are similar to the ones recently found at near-by Steingletscher using the same approach (Schimmelpfennig et al., 2018). Another study at Grueben glacier in the Central Alps combining ^{10}Be, *in situ* ^{14}C and ^{36}Cl measurements in bedrock samples collected near the Little Ice Age (LIA) maximum extent (inner part of the LIA limit) highlight 9600 ± 300 years of exposure. In the western Alps, the knowledge about timing and duration of Holocene glacier retreat is rare. Reduced glacial activity has been recorded in lake sediments between 9.7 and 5.4 ka (Simonneau et al., 2014). In the Mont-Blanc massif, the site of interest in the present study, information about the timing and duration of retreated glacier positions is very scarce except for a dendrochronology-based reconstruction, which compares the Late Holocene glacier fluctuations of Mer de Glace with its extents of the 20th century (Le Roy et al., 2015; Figure 6.3A).

The virtue of paired measurements of *in situ* ^{14}C and ^{10}Be in deglaciated bedrock is that they not only provide quantitative information about how long the surface was ice-free during the Holocene, but they also allow for the determination of the erosion depth of the studied surface. Erosion due to the sliding of ice on the bedrock greatly affects the evolution of mountain areas

and the downstream sediment flow, and yet the erosive mechanisms and their quantitative efficiency is still poorly understood (Herman et al., 2015). More information about subglacial erosion rates on different time scales could help to improve the comprehension of how mountain landscapes are shaped by glaciers. In the Mont-Blanc massif, only three estimation of the present-day subglacial erosion rate have been established: a combination of hydro-sedimentary monitoring and measurement of isotopic concentrations furnishes erosion rates of 0.65 ± 0.40 and 0.47 ± 0.29 mm/yr, for two portions of the Bossons glacier by Guillon (2016) whereas ^{10}Be analyses in river detrital load indicate values of 0.94 ± 0.22 mm/yr for the northern part of the Mont Blanc Massif (Stutenbecker et al., 2018).

The paired measurements of *in situ* ^{14}C-^{10}Be in the bedrock at Rhône glacier yield Holocene subglacial erosion rates during a burial period of 4500 ± 2000 years that increase from the margin toward the center of the glacial trough, from 0.02 ± 0.01 to 0.66 ± 0.29 mm/yr (for erosion depths between 9 ± 1 and 145 ± 26 cm). Combining ^{10}Be, *in situ* ^{14}C and ^{36}Cl data from bedrock right within the LIA limit at Grueben glacier indicate less than 6 cm erosion depth during the 500 years of burial, i.e. < 0.12 mm/yr (Wirsig et al., 2016).

The objective of this study is to test the applicability of the paired *in situ* ^{14}C-^{10}Be approach in the Mont-Blanc massif, where this method has not been used before. To this end, we present cosmogenic nuclide measurements in pro- and sub-glacial bedrock from three different glaciers: Mer de Glace, Argentière and Talèfre glaciers. Bedrock samples were collected within the maximum LIA extents at different distances from the current termini of all three glaciers, and, in the case of Mer de Glace and Argentière glacier, from beneath the ice. In the case that the feasibility of the approach can be validated, the objective is to investigate the cumulative Holocene durations of glacier retreat with respect to the glacier positions after their retreat from the LIA maximum and put them into a regional context. Simultaneously, we aim at quantifying the subglacial erosion rates during the Holocene and compare them with previous studies in others massifs.

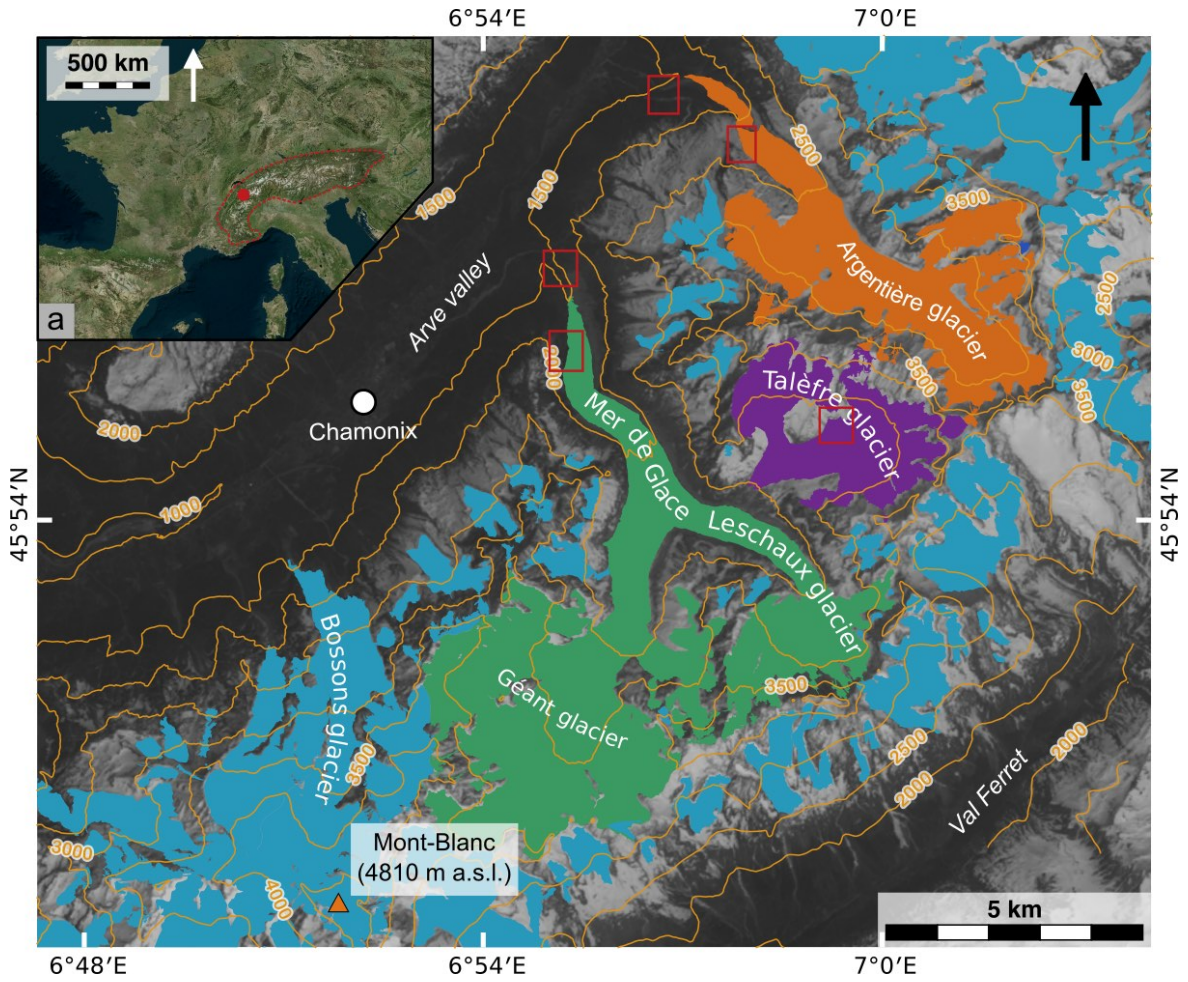


Figure 6.1:General overview of the Mont-Blanc massif: (a) Location of the Mont Blanc massif (red dot) in the Alps (red dotted line). (b) Lansat 8 image of the Mont Blanc massif from April 2005, with the 2008 glaciers extents in blue (French glaciers: Gardent et al. (2014); Swiss glaciers: Fischer et al. (2014); Italian glaciers: Smiraglia et al. (2015). Mer de Glace and its tributaries, Géant and Leschaux glaciers, are highlighted in green, Talèfre glacier in purple and Argentière glacier in orange. Red square represents the sampled area on the different glaciers.

6.1 Study sites

For this study, glacially polished bedrock samples were taken from three different glaciers: Mer de Glace, Argentière glacier and Talèfre glacier (Figure 6.1).

6.1.1 The Mer de Glace study site and previous chronological work

Mer de Glace (45°55'N, 6°57'E), the largest glacier in the French Alps, is located in the French part of the Mont-Blanc massif (Figure 6.2). It covers an area of ~32 km² and is ~12 km long, spanning between ~4300 m and ~1500 m a.s.l. (Vincent et al., 2014). Mer de Glace includes several tributaries: Géant glacier, Leschaux glacier and Talèfre glacier (separated from the others since ~1940; Gardent et al. 2014). Géant glacier is located in the accumulation area of

the glacier while the Equilibrium Line Altitude (ELA) cross the two other glaciers (Six and Vincent, 2014). In the main branch of the Mer de Glace, the ELA cannot be precisely calculated from field measurements, due to a "serac" zone (huge ice break due to a slope failure), but it is fluctuating around 3000 m a.s.l. (personal communication from Christian Vincent, IGE).

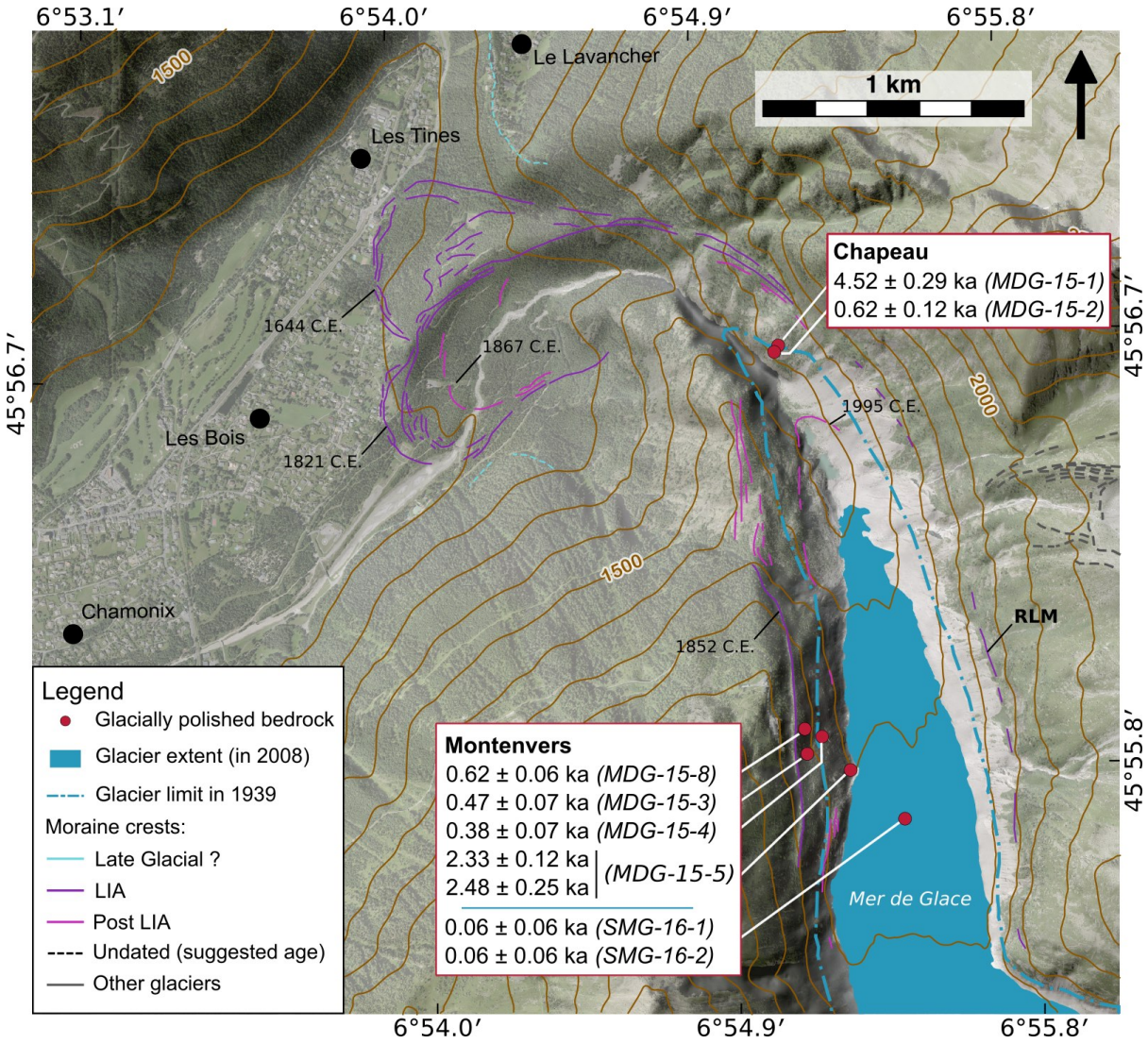


Figure 6.2: Geomorphic map of Mer de Glace study area with individual sample locations on the 5 m IGN DEM RGE ALTI. Present-day extent (2008) of Mer de Glace is represented as a blue surface (Gardent et al., 2014). Geomorphologic features were mapped based on Wetter (1987) and Le Roy (2012). Dashed lines represent moraines of unknown age, their ages are presumed from their position relative to moraines of known ages; grey lines are moraines attributed to nearby glaciers. The altitude step between two contour lines is 100 m. RLM (for Right Lateral Moraine) is the moraine studied by Le Roy et al. (2015) where dendrochonological dating were performed. The white boxes contain the individual *apparent* ^{10}Be exposure ages. Errors of individual ages corresponds to the analytical error only. MDG-15-5 was measured two times.

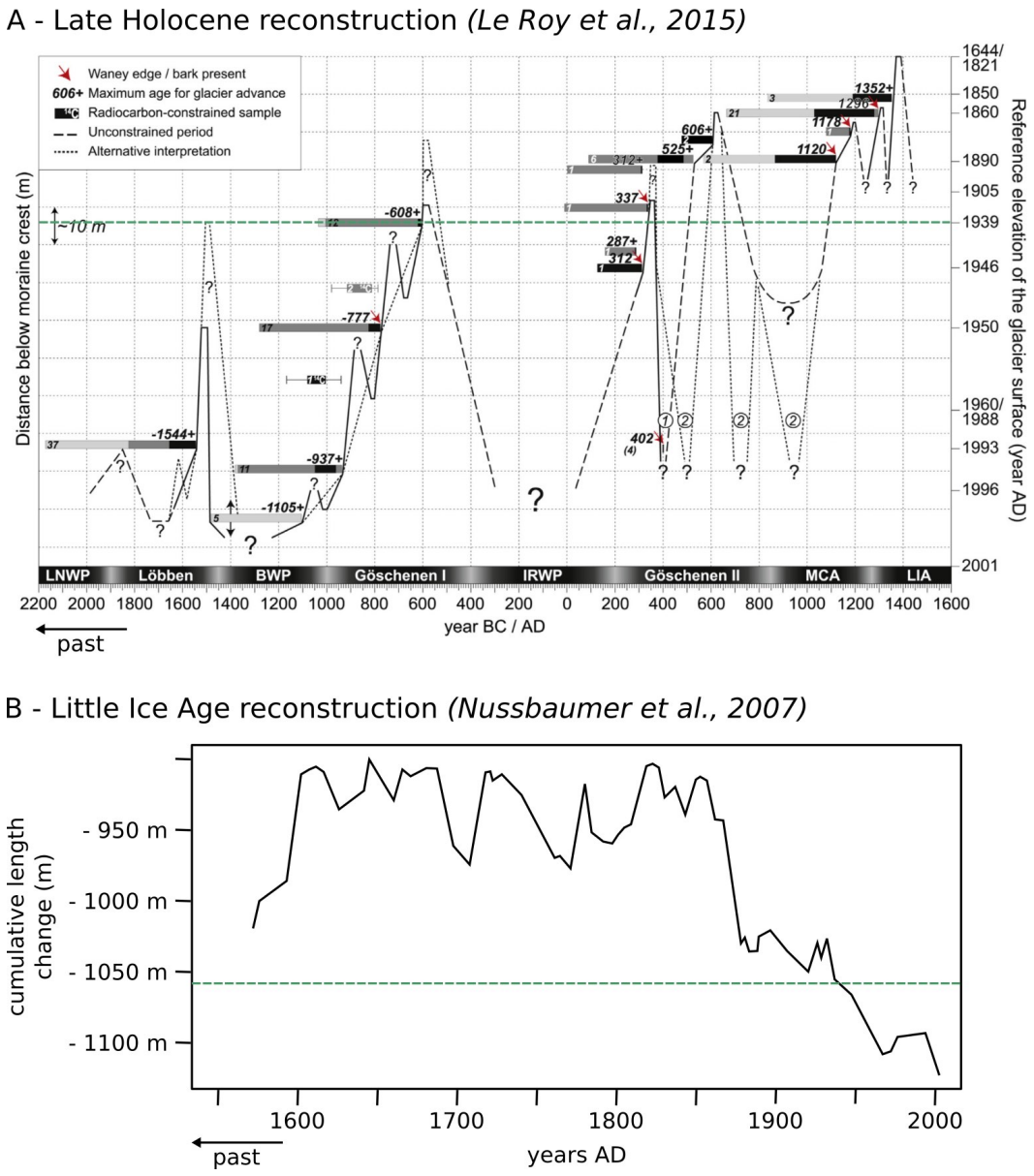


Figure 6.3: Previous reconstructions of Mer de Glace fluctuations. A: Altitudinal variations of the Mer de Glace surface since 4 ka based on subfossil wood layer dating from lateral moraine RLM in Figure 6.2 (from Le Roy et al. (2015)). B: Cumulative length variation of Mer de Glace front during the LIA (from Nussbaumer et al. (2007)). The green dashed lines reprensent the 1939 CE level.

Mer de Glace catchment is mainly formed by granite from the Late Hercynian along with Variscan metamorphic rocks in the lower part (Bussy et al., 2000). Detailed studies of its fluctuations during the Little Ice Age (LIA, from the end of the 13th century to the middle of the 19th century; Holzhauser et al., 2005) were carried out by Nussbaumer et al. (2007) and Wetter (1987) (Figure 6.3B). The two major advances during the LIA culminated in 1644 CE and 1821 CE (see purple moraines in Figure 6.2). At that time, the glacier was then ending into the Arve valley at an altitude of 1080 m a.s.l.. Since the end of the LIA, it is in a trend of global retreat and has retreated by ~2.6 km from its 1821 CE position, in spite of four short advances in 1867 (marked by a frontal moraine; Figure 6.2), 1896, 1931 and 1995 CE (Reynaud and Vincent,

2000). Numerous LIA and younger moraines are preserved in the catchment of Mer de Glace, which were mapped by Wetter (1987), Nussbaumer et al. (2007) and Le Roy (2012) and are represented in Figure 6.2. The evolution of the glacier thickness during the last decades has been reconstructed in different sections of the glacier by Vincent et al. (2014); in the Montenvers area (location in Figure 6.2) the glacier has lowered by ~150 m between 1890 and 2010. Earlier evidence of Holocene fluctuations comes from dendrochronological dating of subfossil logs and wood remains found in the right lateral moraine (RLM moraine in Figure 6.2) carried out by Le Roy et al. (2015). It reveals 10 advances between 4 ka and 1600 CE, the onset of the LIA. The major ones occurred during the 7th, 12th, 13th and 14th centuries and did not exceed the 1644 or 1821 CE positions. There is no other evidence for earlier Holocene fluctuations of Mer de Glace.

During the last glaciation, Mer de Glace extended into the Arve valley where it was joined by the neighboring Argentière and Bossons glaciers, forming the Arve glacier (Coutterand and Buoncristiani, 2006). During the Last Glacial Maximum, the ice surface reached a maximum altitude of 2300 m a.s.l. in the area of the present-day front of the glacier, reconstructed from trimline positions in the Arve valley (Coutterand and Buoncristiani, 2006). Vestiges of moraines from the post-LGM retreat are visible on the flank of the valley mapped and assigned to the end of the Late-glacial by Jaillet and Ballandras (1999) (light blue moraine in Figure 6.2).

6.1.2 Argentière and Talèfre glaciers sites

Detailed descriptions of Talèfre and Argentière glaciers are presented in the sections 6.4.2 and 5.2 of the Chapters 4 and 5, respectively, and geomorphic maps of the two sites are presented in Figure 6.4 and Figure 6.5, respectively.

A useful reminder for the following discussion is that Talèfre glacier catchment is only composed of granite from the Late Hercynian, while Argentière glacier catchment is also formed by granite from the Late Hercynian, but the lower part, where the samples were taken, is composed of Variscan metamorphic rocks (gneiss variety).

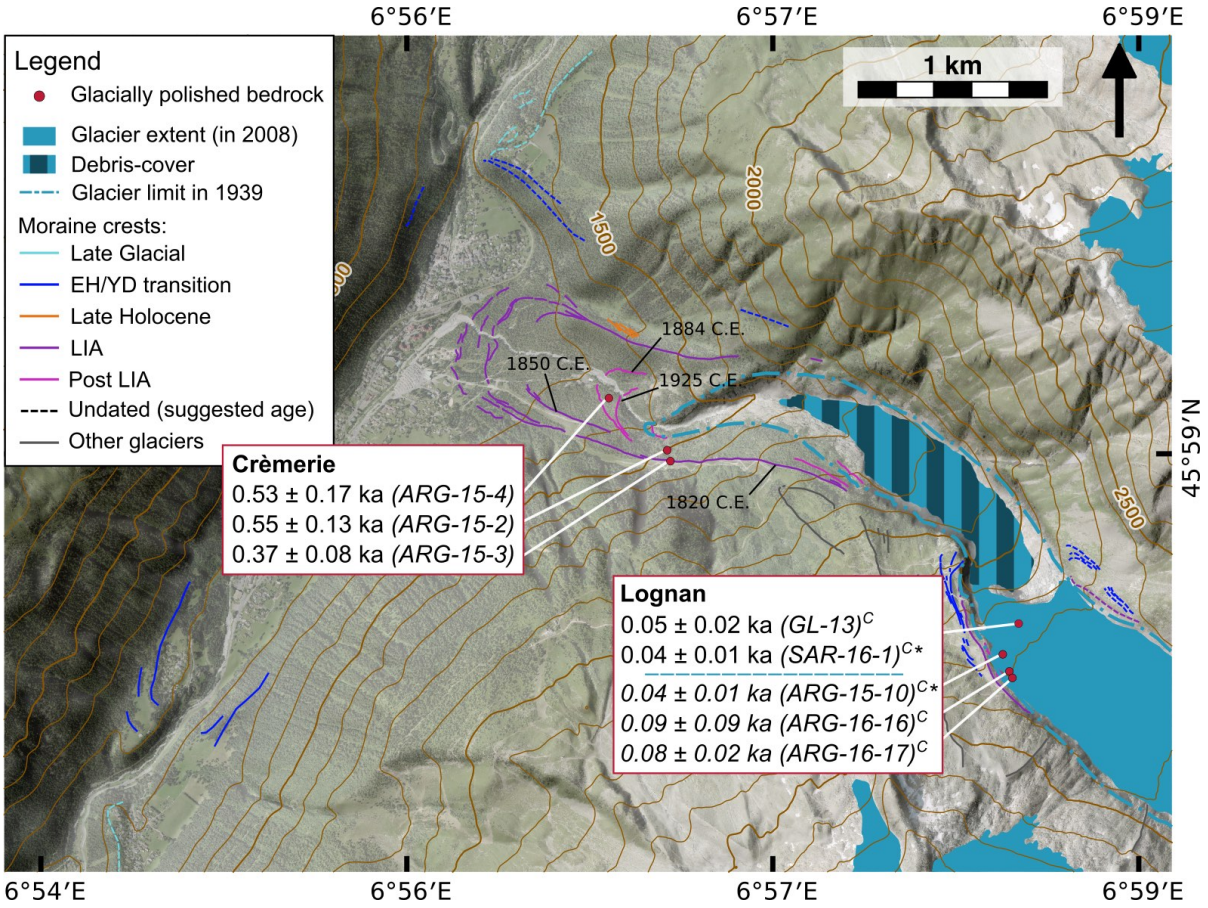


Figure 6.4:Geomorphic map of Argentière study area with individual sample locations on the 5 m IGN DEM RGE ALTI. Present-day extent (2008) of Argentière glacier is represented as a blue surface (Gardent et al., 2014). Geomorphologic features were mapped based on Bless (1984) and Le Roy (2012). Dashed lines represent moraines of unknown age, their ages are presumed from their position relative to moraines of known ages; grey lines are moraines attributed to nearby glaciers. The altitude step between two contour lines is 100 m. The white boxes contain the individual *apparent* ^{10}Be exposure ages. Errors of individual ages corresponds to the analytical error only. Samples with ^{C} were chemically prepared at Lamont Doherty Earth Observatory and measured at the Center for Accelerator Mass Spectrometry of the Lawrence Livermore National Laboratory. Samples with * were calculated using the online exposure age calculator formerly known as the CRONUS-Earth online exposure age calculator.

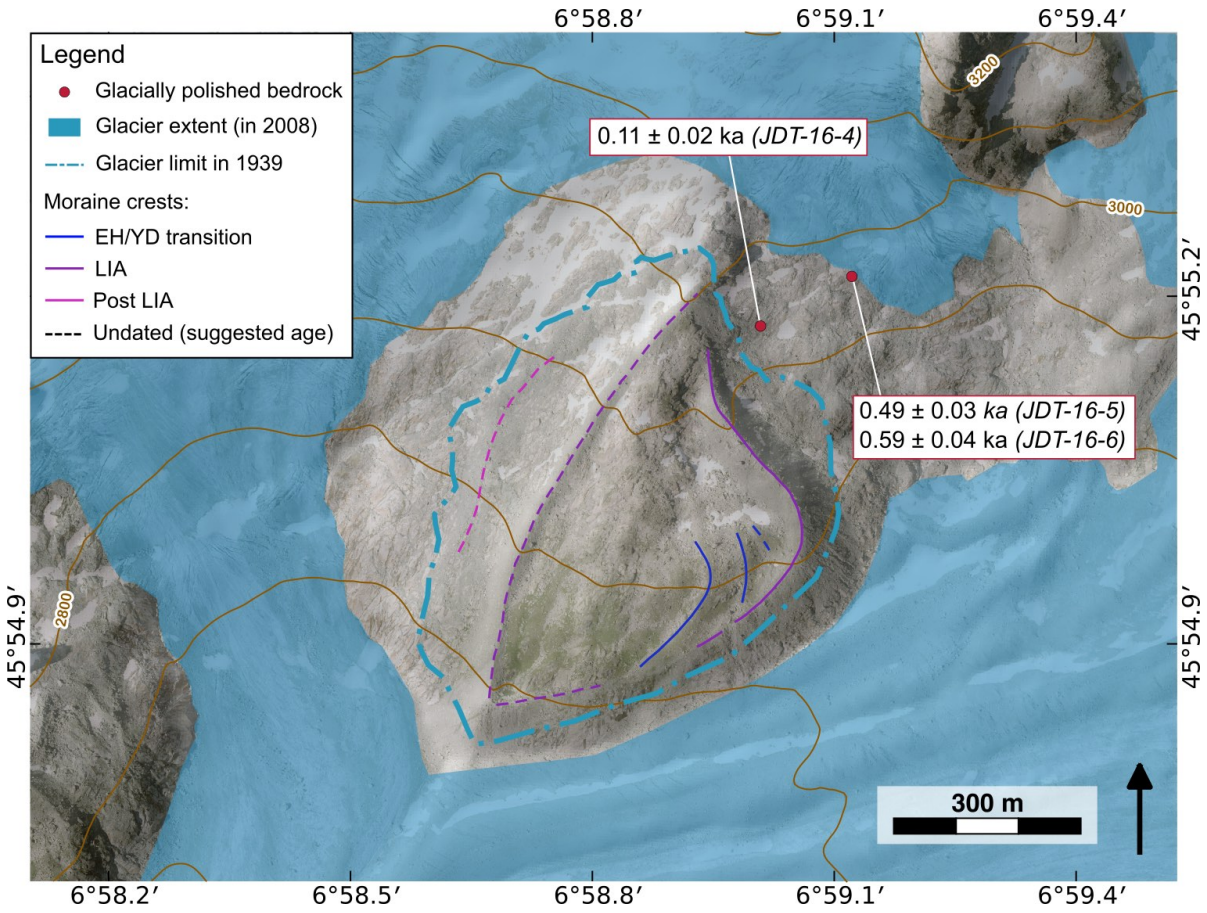


Figure 6.5: Geomorphic map of Talèfre glacier study area with individual sample locations on the 5 m IGN DEM RGE ALTI. Present-day extent (2008) of Talèfre glacier is represented as a blue surface (Gardent et al., 2014). Geomorphologic features were mapped based on fieldwork. Dashed lines represent moraines of unknown age, their ages are presumed from their position relative to moraines of known ages; grey lines are moraines attributed to nearby glaciers. The altitude step between two contour lines is 100 m. The white boxes contain the individual ^{10}Be exposure ages. Errors of individual ages corresponds to the analytical error only.

6.2 Methods

6.2.1 Determination of Holocene exposure and burial durations and subglacial erosion rate

The methodology and benefits related to the use of the in situ ^{14}C- ^{10}Be pair are detailed in the Chapter 2 section 2.2.2 (French language). Here I summarize in English the information needed to understand the methodology.

The *in situ* ^{14}C-^{10}Be pair is well suited for the investigation of complex Holocene exposure-burial histories (e.g. Goehring et al., 2011; Hippe, 2017), due to the half-life of ^{14}C (5730 ± 30 years; Lederer et al., 1978), which is much shorter than of ^{10}Be (1,39 Ma; Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010). In the case of successive periods of exposure and burial, this

particularity induces a difference in the evolution of the concentrations of both nuclides in a rock surface as illustrated in Figure 2.4 in Chapter 2. Assuming no subglacial erosion, the value of the ^{10}Be concentration reflects the amount of time during which the surface was exposed and the difference between what would be the *in situ* ^{14}C concentration for this exposure time and the actual *in situ* ^{14}C concentration represents the loss of *in situ* ^{14}C during periods of burial due to its decay (^{10}Be can be considered as stable during the Holocene). In the more likely case that subglacial erosion during ice cover removed a surface layer of bedrock and thus reduced the surface concentrations of both nuclides, the combined measurements of *in situ* ^{14}C and ^{10}Be in the same sample allow us to simultaneously determine the exposure and burial durations and the eroded depth of the surface, if the timing of initial exposure is known.

This approach was used in the pioneer study at Rhone glacier (Swiss Alps) (Goehring et al., 2011). A transect of 10 proglacial bedrock surfaces was sampled near the front of the glacier and perpendicular to the glacier flowline. Assuming the initial exposure time at 11.0 ± 0.5 ka, based on the timing of deglaciation of other Alpine glaciers, the measurement of ^{10}Be and *in situ* ^{14}C in each of these surfaces allowed to determine the duration during which the glacier did not cover the sample transect throughout the Holocene and to quantify the subglacial erosion rates along the slope of the valley. Our goal was to applied the same approach to the glaciers of the Mont-Blanc massif.

6.2.1.1 Equations used for burial duration and eroded depth determination

If the timing of the initial surface exposure during the Holocene (t_I) is known, it is possible to estimate both the eroded depth (E) and the cumulative exposure and burial durations (t_{exp} and t_b, respectively) of the surface from the same-sample ^{10}Be and *in situ* ^{14}C concentrations following the below equations, described in Goehring et al. (2011). However, these equations only allow the direct determination of unknowns E, t_{exp} and t_b in the situation of a first period of exposure, followed by a single period of burial. If the sampled surface has been deglaciated for a few years or decades, this recent exposure duration can then be considered negligible compared to the first one. In the case of several successive exposure and burial durations, a numerical step by step simulation is needed in order to more precisely determine the values of E, t_{exp} and t_b.

$$C_{10}(t,0) = \left[\sum_i P_{10_i}(0)e^{-E\rho/\Lambda_i}\right] t_{\text{exp}} = \left[\sum_i P_{10_i}(0)e^{-E\rho/\Lambda_i}\right](t_I - t_{\text{b}}) \tag{6.1}$$

$$C_{14}(t,0) = \left[\sum_i \frac{P_{14_i}(0)e^{-E\rho/\Lambda_i}}{\lambda_{14}}\right]\left(1 - e^{-\lambda_{14}t_{exp}}\right)e^{-\lambda_{14}t_b}$$

$$= \left[\sum_i \frac{P_{14_i}(0)e^{-E\rho/\Lambda_i}}{\lambda_{14}}\right](1 - e^{-\lambda_{14}(t_I - t_{\text{b}})})e^{-\lambda_{14}t_{\text{b}}} \tag{6.2}$$

$$R_{\frac{14}{10}}(t_b, z) = \frac{\left[\sum_i \frac{P_{14_i}(0)e^{-E\rho/\Lambda_i}}{\lambda_{14}}\right](1 - e^{-\lambda_{14}(t_I - t_b)})e^{-\lambda_{14}t_b}}{\left[\sum_i P_{10_i}(0)e^{-E\rho/\Lambda_i}\right](t_I - t_b)} \quad (6.3)$$

where $\boldsymbol{R_{\frac{14}{10}}}$ is the measured $^{14}C/^{10}Be$ concentration ratio; C_{10} is the measured ^{10}Be concentration (at/g); t_I is the initial age of exposure (years); t_b is the cumulative burial duration (years); t_{exp} is the cumulative exposure duration (years); E is the eroded depth (cm); P_i is the production rate of the three production pathways I, repectively: spallation, capture by negative muons and fast muons (at/g/an). The sea level/high latitude (SLHL) values used here are:

- ^{10}Be: 4.11 ± 0.69 at/g/an (Claude et al., 2014), 0.031 ± 0.002 at/g/an and 0.063 ± 0.008 at/g/an (Braucher et al., 2011), respectively
- ^{14}C: 12.3 ± 1.83 at/g/an, 3.33 at/g/an and 0.0 at/g/an (Lupker et al., 2015), respectively

Λ_i is the attenuation length for spallation, capture by negative and fast muons (160, 1510 and 4320 g/cm², respectively (Balco and Shuster, 2009)); λ_{14} is the ^{14}C decay constant (0.000121 an^{-1} (Lederer et al., 1978)); because ^{10}Be has a long half-life of (1.387 ± 0.0012) x 10^6 years (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010), its decay can be ignored when studying Holocene burial period (Goehring et al., 2011; Hippe, 2017).

According to the equation 2.4, $t_b = t_I - \frac{C_{10}(t,0)}{\left[\sum_i P_{10_i}(0)e^{-E\rho/\Lambda_i}\right]}$. By substitution of this equation in the equation 2.6, the eroded depth E can be determined from the concentrations of ^{10}Be and *in situ* ^{14}C. t_b can then be calculated using the last equation and t_{exp} deduced from the relation $t_I = t_{exp} + t_b$.

The burial duration determined through this method is the cumulative burial experienced by the surface throughout the Holocene, and the ensuing subglacial erosion rate is a mean value over the cumulated burial duration, i.e. assuming steady-state abrasion and not taking into account any variation that can be caused by ice thickness changes.

It is important to note that the *apparent* ages that can be calculated from the concentrations of ^{10}Be or *in situ* ^{14}C alone (equations 6.1 and 6.2) do not reflect the real exposure time, because they do not account for the loss due to subglacial erosion during period of ice cover, and are therefore minimum ages. Also, these *apparent* ages reflect the sum of several exposure durations during the Holocene, and not the duration since the last glacial retreat only.

Depending on the exposure/burial durations and the subglacial erosion depth, i.e. if the ice-free period was relatively short and/or the glacier removed a relatively thick rock surface layer (e.g. 1-2 m or more) during the subsequent ice cover, cosmogenic nuclide concentrations can be low and difficult to measure with precision. The analysis of the ^{10}Be concentrations result can give an idea of whether or not the *in situ* ^{14}C measurement could lead to a valuable

information. In the Chapter 2, we established some limits and conditions that can be considered once the ^{10}Be concentrations (C_{10Be}) are determined in order to decide if the *in situ* ^{14}C measurements is of interest:

- analytical uncertainty of C_{10Be} between 20 and 25%.
- $C_{10Be} > 8.5x10^4$ at/g: *in situ* ^{14}C measurement might provide important information
- $8.5x10^4 > C_{10Be} > 5.5x10^4$ at/g: *in situ* ^{14}C measurement is questionable, depending on the exposure/burial durations and erosion depth.
- $C_{10Be} < 5.5x10^4$ at/g: *in situ* ^{14}C does not seem of interest.

6.2.1.2 Assumptions

A major condition for using the *in situ* ^{14}C-^{10}Be pair when constraining burial durations and subglacial erosion rates during the Holocene is the knowledge of the timing of initial exposure of the surface (t_I). From the glacial chronology based on ^{10}Be moraine dating that we have accomplished in the Lognan area at Argentière glacier (presented in the Chapter 5), we infer that the Argentière glacier was larger during the Younger Dryas / Early Holocene transition than during the LIA and that it retreated from these positions at 10.4 ± 0.2 ka. Being its neighbor, we consider here that Mer de Glace likely followed a very similar pattern and that the initial exposure of the sample surface occurred at 10.4 ± 0.2 ka.

We assume that the measured *in situ* ^{14}C and ^{10}Be were produced during the Holocene only. This implies that the subglacial erosion during the last glacial cycle was efficient enough to erase any traces of cosmogenic nuclides inherited in the sampled surfaces from exposure prior to the Holocene by removing several meters of bedrock. This assumption has been verified for the Argentière glacier where the similarity of the *apparent* ^{10}Be exposure ages between moraines and nearby bedrocks in the Lognan area, that fall in the Younger Dryas/Early Holocene transition (see chapter 5 for more details), suggests that the bedrock has sufficiently been eroded by the glacier for erasing any prior cosmogenic nuclide accumulation. Otherwise the *apparent* bedrock age would have been older. Therefore, we are confident that inheritance from earlier exposure during past interglacial periods can be excluded for the studied glaciers of the Mont-Blanc massif.

Due to the high muon-induced contribution to the total *in situ* ^{14}C production (> 20% in a surface at SLHL), *in situ* ^{14}C will requires a greater thickness of ice than ^{10}Be to completely inhibit its production in a subglacial bedrock surface (Hippe, 2017; Lupker et al., 2015). For example, a cover of 13 m of ice will reduce the ^{10}Be production to 1% and the *in situ* ^{14}C production to only 10%. To be reduced to 1%, *in situ* ^{14}C requires at least 70 m of ice (Hippe, 2017). If not accounted for, this effect would result in an overestimation of the *apparent in situ* ^{14}C exposure ages. Goehring et al. (2011) estimated the potential impact of the production by

muons in such a situation and showed that a cover of 10 m of ice during 1 ka has negligible impact in their case. In this study, we assume that *in situ* ^{14}C production by muons is negligible.

6.2.2 Sampling procedure

Proglacial bedrock samples were taken from sloping surfaces (Figure 6.6a and c), in order to limit the possibility of cover by snow, sediment or vegetation, using a cordless angle grinder, chisel and hammer (Figure 6.6e and f). We only sampled surfaces with minimal signs of erosion, exhibiting glacial striation when possible (Figure 6.6d) and attention was payed to avoid surfaces that seemed to be eroded by quarrying, although we admit that we do not have any means to verify this for burial phases that occurred earlier. Topographic shielding was determined in the field using a clinometer. Subglacial bedrocks were reached using the galleries dug by the companies in charge (Emosson for Argentière and EDF for Mer de Glace) and sampled in the same way as proglacial bedrocks where glacial striations were well perceptible. As the samples are located below the ground, it was not possible to determine the topographic shielding from the field. We therefore use the GRASS GIS function r.horizon that compute the horizon angles around a given point based on an Digital Elevation Model. In total, 15 proglacial bedrock and 5 subglacial bedrocks were collected.

Following the study of Goehring et al. (2011) at Rhone glacier, the sampling strategy consisted in taking proglacial bedrock samples on transects perpendicular to the glacier flowline, from the highest possible position towards the center of the glacier trough, in order to observe the evolution of subglacial erosion rate along the valley slope.

6.2.3 Cosmogenic nuclide methodology

6.2.3.1 ^{10}Be methodology

Sample details relative to the chemical preparations and ^{10}Be measurements are presented in Table 6.1. ^{10}Be measurements were performed on all samples presented in section 6.3. The first batch of samples measured in 2016, including the samples with the associated blanks “9mai16” and “13juil16” in Table 6.1 (i.e. MDG-15-1, MDG-15-2, MDG-15-5 (16), ARG-15-3, ARG-15-2 and ARG-15-4) were chemically prepared at CEREGE (Aix-en-Provence) according to the method describe in Chapter 3 section 3.1.1. The batch of samples with the associated blanks “2017Aug08” (i.e. ARG-16-17, ARG-16-16, ARG-15-10, GL-13 and SAR-16-1) were chemically prepared at Lamont-Doherty Earth Observatory (LDEO; New-York) according to their routine protocol (http://www.ldeo.columbia.edu/tcn/). And the last batch of samples, with the associated blanks “15Jan18” and “7sept18” (i.e. MDG-15-8, MDG-15-3, MDG-15-4, MDG-15-5, MDG-15-6, SMG-16-2, SMG-16-3, JDT-16-4, JDT-16-5 and JDT-16-6) were chemically prepared at CEREGE, following the adapted protocol described in Chapter 3 section 3.2.2.

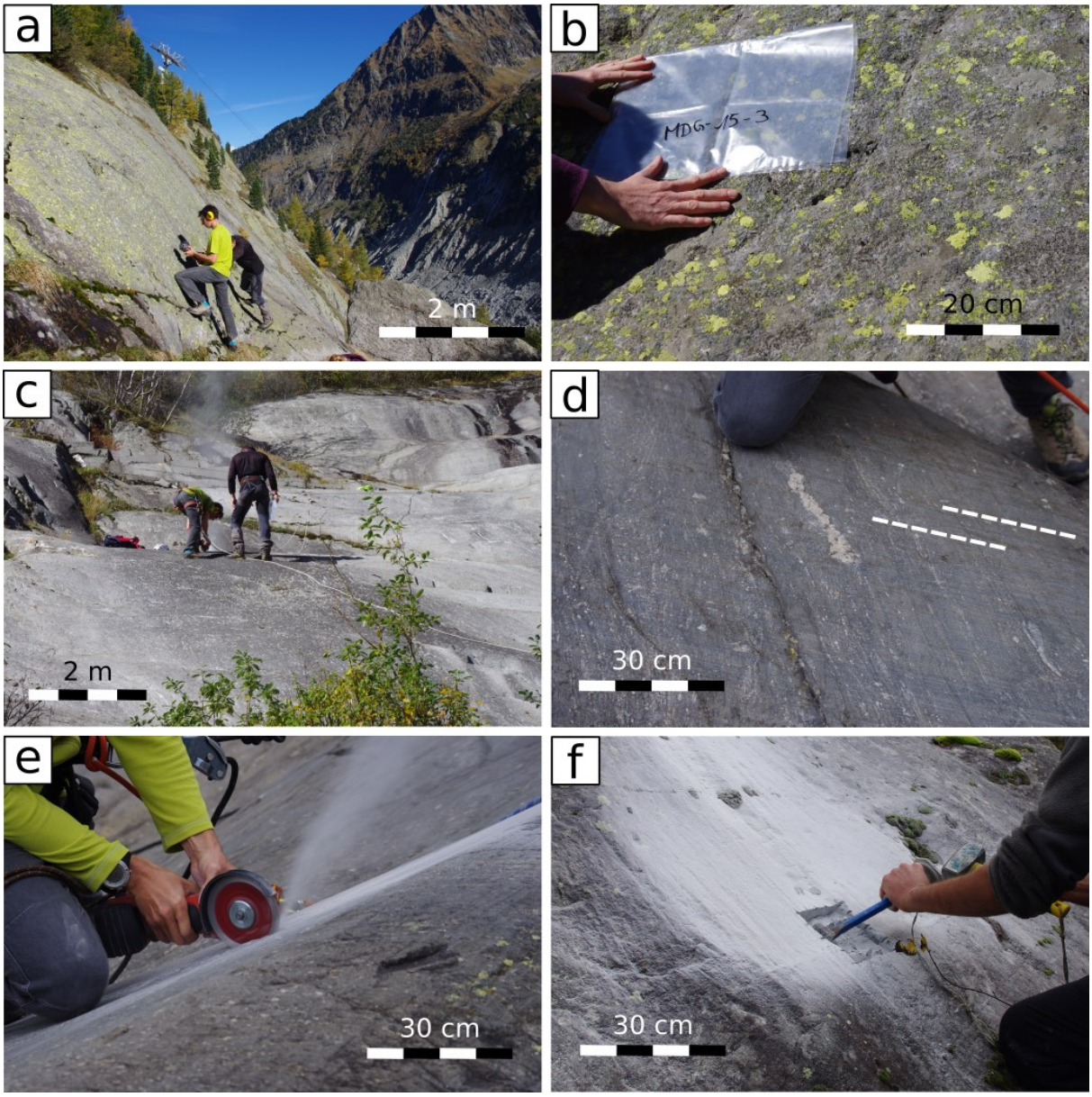


Figure 6.6: Photography of sampled surfaces and sampling. (a) Overview of surface MDG-15-3; (b) Zoom on MDG-15-3 surface; (c) Overview of surface MDG-15-4; (b) Zoom on MDG-15-4 surface; (e) Sampling of MDG-15-1 with an angle grinder and (f) Sampling of MDG-15-4 with a hammer and chisel.

For the samples chemically prepared at CEREGE, the $^{10}Be/^{9}Be$ ratios were measured at the French national AMS facility ASTER (Arnold et al., 2010). The samples from the batch corresponding to the blank "7sept18" (see Table 6.1) were measured in September 2018 on the new "high intensity" ion source of ASTER which is more efficient than the original one allowing to produce higher ion currents. All samples at ASTER are calibrated against in-house standard STD-11 with an assigned $^{10}Be/^{9}Be$ ratio of $(1.191 \pm 0.013) \times 10^{-11}$ (Braucher et al., 2015) using the ^{10}Be half-life of $(1.387 \pm 0.0012) \times 10^{6}$ years (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010). Analytical uncertainties due to AMS measurement include ASTER counting statistics and stability (~0.5 %; Arnold et al. (2010)) and blank correction. $^{10}Be/^{9}Be$ blank ratios range

between (6.29 ± 0.63) x 10^{-15} and (1.67 ± 0.24) x 10^{-15}. Correction for the chemical blanks were performed by subtracting their numbers of atoms ^{10}Be from those of the samples calculated from the ^{10}Be/^{9}Be ratios (Table 6.1).

The ^{10}Be/^{9}Be ratios of the five samples prepared at LDEO were measured at the Center for Accelerator Mass Spectrometry of the Lawrence Livermore National Laboratory. The chemical blank ^{10}Be/^{9}Be ratio is (0.03 ± 0.08) x 10^{-15}, and blank correction was applied the same way as described in the previous paragraph for the other samples.

Apparent ^{10}Be surface exposure ages (presented in section 6.4.1) were calculated using the CREp online calculator (Martin et al., 2017) applying the Lal-Stone time corrected scaling scheme, the ERA40 Atmosphere model and the Atmospheric ^{10}Be-based VDM records as geomagnetic database (see Martin et al. (2017) and references therein). We used the only regional production rate available in the southern Swiss Alps and established by Claude et al. (2014) in the southern Swiss Alps. Two samples could not be calculated using CREp, apparently due to too high uncertainties; these samples were calculated using the online exposure age calculator formerly known as the CRONUS-Earth online exposure age calculator (Balco, 2017) using the world-wide production rate (Borchers et al., 2016). No correction for snow cover was applied as we do not have quantitative information about it during the Holocene. In addition, our sample surfaces are slooping and less likely recovered than a flat area on the ground. Applying a quite conservative snow cover correction corresponding to 50 cm of snow for 6 months, as used in Chenet et al. (2016) applying the equation from Gosse and Phillips (2001), would lead to *apparent* exposure ages older by ~8 % (the maximum is ~15% for the ages of only of few decades). Correction for atmospheric erosion during exposure was not applied, either, as we were careful to choose surfaces with still visible glacial striation. Assuming an erosion rate of 1 mm.ka^{-1} (André, 2002) would lead to *apparent* exposure ages older by less than 0.2 %. ^{10}Be concentrations and *apparent* exposure ages are listed in Table 6.1. In the text, individual *apparent* exposure ages are presented with their analytical errors.

Table 6.1: Blanks and sample details and analytical data related to ^{10}Be measurements and *apparent* surface exposure ages. Samples with * have ^{10}Be exposure ages that could not be calculated with the CREp online calculator, probably due to too high uncertainties; they were instead calculated using the online exposure age calculator formerly known as the CRONUS-Earth online exposure age calculator (Balco, 2017) using the same parameters, except for the production rate which was the default production rate (Borchers et al., 2016). The five samples with associated blank "2017Aug08" were chemically prepared at LDEO and measured at CAMS; the others were chemically prepared at CEREGE and measured at ASTER.

Blank name	Carrier (mg ^{9}Be)	^{10}Be/^{9}Be x10^{-14}	Number of ^{10}Be atoms (x10^{4} at)
13juil16	0.2982	0.629 ± 0.063	12.9 ± 1.3
9Mai16	0.3068	0.321 ± 0.046	6.6 ± 1.0
2017Aug08	0.1873	0.031 ± 0.008	3.9 ± 1.0
15Jan18	0.3075	0.348 ± 0.050	7.2 ± 1.0
7sept18	0.4595	0.167 ± 0.024	5.1 ± 0.7

Sample name	Latitude (dd)	Longitude (dd)	Altitude (m a.s.l.)	Thickness (mm)	Shielding factor	Quartz weight (g)	Carrier (mg ^{9}Be)	Associated blank	^{10}Be/^{9}Be x10^{-14}	[^{10}Be] (x10^{4} at.g^{-1})	^{10}Be age (ka)	1σ analytical error (ka)	1σ external error (ka)
MER DE GLACE													
Chapeau													
MDG-15-1	45.94491	6.91870	1572	25	0.9117	14.42	0.3063	9mai16	4.24 ± 0.26	5.56 ± 0.38	4.52	0.29	0.31
MDG-15-2	45.94469	6.91849	1555	20	0.9117	12.71	0.3013	9mai16	0.84 ± 0.08	0.81 ± 0.15	0.62	0.12	0.12
Montenvers													
MDG-15-8	45.93163	6.91909	1860	35	0.9135	28.59	0.4608	7sept18	1.10 ± 0.09	1.01 ± 0.10	0.62	0.06	0.06
MDG-15-3	45.93076	6.91915	1832	25	0.6727	24.83	0.4555	7sept18	0.62 ± 0.06	0.55 ± 0.08	0.47	0.07	0.08
MDG-15-4	45.93133	6.91992	1782	30	0.9073	13.92	0.4559	7sept18	0.44 ± 0.04	0.59 ± 0.10	0.38	0.07	0.07
MDG-15-5 (16)	45.93013	6.92125	1735	15	0.8786	11.92	0.3084	13juil16	2.54 ± 0.18	3.30 ± 0.33	2.48	0.25	0.26
MDG-15-5 (18)						20.38	0.4581	7sept18	2.24 ± 0.10	3.12 ± 0.15	2.33	0.12	0.13
MDG-15-6	45.93024	6.92190	1683	30	0.8632	25.05	0.4585	7sept18	0.29 ± 0.08	0.15 ± 0.11	0.11	0.08	0.08
Subglacial bedrock													
SMG-16-2	45.92872	6.92389	1582	22	0.9390	14.22	0.4614	7sept18	0.20 ± 0.03	0.08 ± 0.09	0.06	0.06	0.06
SMG-16-3	45.92872	6.92389	1582	18	0.8951	10.59	0.4552	7sept18	0.20 ± 0.03	0.10 ± 0.10	0.06	0.06	0.06
ARGENTIERE													
Crèmerie													
ARG-15-3	45.97459	6.94210	1550	34	0.8848	19.26	0.3067	9mai16	0.76 ± 0.08	0.47 ± 0.10	0.37	0.08	0.08
ARG-15-2	45.97511	6.94278	1516	26	0.6568	19.05	0.3052	9mai16	0.79 ± 0.10	0.50 ± 0.12	0.55	0.13	0.13

ARG-15-4	45.97758	6.93878	1392	33	0.8502	10.97	0.3053	9mai16	0.63 ± 0.08	0.57 ± 0.18	0.53	0.17	0.17
Lognan													
ARG-16-17	45.9643	6.9665	2300	35	0.9727	13.55	0.1866	2017Aug08	0.23 ± 0.04	0.18 ± 0.04	0.08	0.02	0.02
ARG-16-16 *	45.9654	6.9658	2263	30	0.9352	12.52	0.1871	2017Aug08	0.05 ± 0.02	0.02 ± 0.02	0.09	0.09	0.09
ARG-15-10	45.9646	6.9662	2281	55	0.9717	20.34	0.1872	2017Aug08	0.18 ± 0.02	0.09 ± 0.15	0.04	0.01	0.01
Subglacial bedrock													
GL-13	45.96646	6.96646	2170	26	0.8475	10.35	0.1868	2017Aug08	0.12 ± 0.02	0.10 ± 0.03	0.05	0.02	0.02
SAR-16-1 *	45.96772	6.96763	2180	26	0.8475	13.34	0.1887	2017Aug08	0.12 ± 0.02	0.08 ± 0.02	0.04	0.01	0.01
TALEFRE GLACIER													
JDT-16-4	45.91951	6.98334	2955	17	0.9622	35.92	0.3066	15Jan18	1.09 ± 0.11	0.42 ± 0.07	0.11	0.02	0.02
JDT-16-5	45.92028	6.98539	2962	18	0.9585	33.28	0.3070	15Jan18	3.25 ± 0.16	1.79 ± 0.10	0.49	0.03	0.03
JDT-16-6	45.92028	6.98534	2962	20	0.9312	36.37	0.3076	15Jan18	4.05 ± 0.19	2.09 ± 0.11	0.59	0.04	0.03

Table 6.2: Blanks and sample details and analytical data related to ^{14}C measurements, performed in 2018. The machine background $^{14}C/^{12}C$ ratio of 0.0026 was subtracted from both measurements. The fraction modern carbon $F^{14}C$ is corrected for $\delta^{13}C$ fractionation. ^{14}C half-life used for concentration calculation is 5730 ± 30 years (Lederer et al., 1978).

Sample	quartz mass (g)	diluted mass C (µg)	$\delta^{13}C$ (‰)	$F^{14}C$	^{14}C blk uncorrected (x10^5 at)	^{14}C blk corrected (x10^5 at)	[^{14}C] (x10^5 at/g)	^{14}C age (ka)	1σ analytical error (ka)	1σ external error (ka)
MDG-15-1	4.644	51.7 ± 0.6	-16.2	0.2011 ± 0.0032	6.09 ± 0.12	5.31 ± 0.13	1.14 ± 0.03	3.02	0.09	0.20
Blank 11-1-18	-	30.3 ± 0.3	-19.1	0.0443 ± 0.0024	0.78 ± 0.04	-	-	-	-	-

6.2.3.2 In situ *^{14}C methodology*

Physical processing leading to the purified quartz was conducted at CEREGE. The CO_2 extraction from quartz and gas purification was carried out at LDEO by Jennifer Lamp, following their protocol (Goehring et al., 2014; Lamp et al., in review) described in Chapter 3 section 3.1.1. The $^{14}C/^{12}C$ ratio was then measured from the CO_2 gas at the AixMICADAS facility relative to the oxalic acid standard OX-II (Bard et al., 2015b). Details relative to the *in situ* ^{14}C extractions and measurements are presented in Table 6.2. *In situ* ^{14}C concentrations were inferred following calculation method I in Hippe and Lifton (2014)

The *apparent in situ* ^{14}C surface exposure age (presented in section 6.4.2) was calculated using the online exposure age calculator formerly known as the CRONUS-Earth online exposure age calculator (Balco, 2017) using the default production rate (Borchers et al., 2016) and Lal-Stone time corrected scaling scheme (Lm; see Balco et al. (2008) and reference therein). *In situ* ^{14}C concentrations and exposure ages are listed in Table 6.2. In the text, the individual exposure age is presented with its analytical error.

6.3 Description of sampling sites

Five sites were sampled in the catchment of the three glaciers cited above: two at Mer de Glace, two at Argentière glacier and one at Talèfre glacier (red squares in Figure 6.1). At Mer de Glace and Argentière glacier, one transect was sampled downstream and the second was sampled slightly upstream of the current terminus of each glacier. At these two glaciers, we also had the opportunity to take samples that are located under the ice, which completement the second cited transect.

6.3.1 Samples from Mer de Glace

Two sites at Mer de Glace were sampled in the year 2015: “Chapeau” and “Montenvers” transect (location in Figure 6.2).

The “Chapeau” transect is composed of two proglacial bedrock samples located between 1572 and 1550m a.s.l. (Table 6.1). According to aerial photographs of Mer de Glace of the 20th century (from the IGN, French institute for geographic and forest information; https://remonterletemps.ign.fr), the samples (MDG-15-1 and MDG-15-2) were close to being uncovered from the ice in 1939 (CE) and were completely uncovered in 1949 (there is no information in between). According to these observations, we consider that the last burial of the “Chapeau” area ended in 1939 CE MDG-15-1 and MDG-15-2 are located only ~20 m from each other, due to their closeness we can thus assume that they experienced the same burial

and exposure history throughout the Holocene. Neither of the two surfaces is covered by lichen, and glacial striations were well visible (Figure 6.6d).

The "Montenvers" transect consists of five proglacial samples from altitudes between 1860 and 1735 m a.s.l. (Table 6.1). Two subglacial bedrock samples at an altitude of 1683 m a.s.l. were also sampled by Ludovic Ravanel (EDYTEM, Chambéry), in a tunnel used by EDF (French group for electricity). According to the IGN aerial photographs from the 20th century and the reconstruction of the thickness change of Mer de Glace since 1890 presented by (Lehmann et al., 2018), which is based on the work of (Vincent et al., 2014), we were able to reconstruct the approximate timing of the most recent deglaciation of the different samples on the "Montenvers" transect. The two uppermost samples (MDG-15-8 and MDG-15-3) are located close to the crest of the 1852 moraine (Figure 6.2) and were uncovered sometime between 1852 and 1890 CE. MDG-15-4 was uncovered around 1950 CE and MDG-15-5 and MDG-15-6 were uncovered very recently, after 2005. The two subglacial bedrock samples are, by definition, still covered. The difference of timing of the most recent deglaciation is proved by the aspect of the different surface. The surfaces of MDG-15-8 and MDG-15-3 are covered by lichen (Figure 6.6b), while the surfaces of the other samples of the transect (including the subglacial bedrock) are not. As the timing of deglaciation of the seven samples on the "Montenvers" transect during the most recent glacier retreat was not simultaneous but occurred within a ~160-year time span, the samples might have experienced different exposure and burial histories throughout the Holocene.

6.3.2 Samples from Argentière glacier

Two sites were sampled at Argentière glacier in the years 2015 and 2016, the "Crèmerie" and the "Lognan" transects (locations in Figure 6.4).

The "Crèmerie" transect, located ~600 m downstream of the glacier snout, is composed of three samples covering the slope from the LIA maximum moraine to the bottom of the valley, between 1550 m and 1392 m a.s.l. (Table 6.1). ARG-15-2 and ARG-15-3 are located below the crest of the 1820 moraine and above the crest of the 1850 moraine (Figure 6.4), we therefore infer that these two samples were uncovered for the last time between 1820 and 1850 CE. As for ARG-15-4, which is located at the bottom of the valley, it was uncovered just before 1925 CE according to the moraine crest slightly upstream of the sample site (Figure 6.4).

On the "Lognan" transect, three proglacial samples were taken between altitudes of 2300 m and 2281 m a.s.l. (Table 6.1) and two subglacial bedrocks were sampled at 2170 and 2180 m a.s.l. (Table 6.1) with the help of Luc Moreau, from a tunnel used by Electricité Emosson SA, a society in charge of collecting subglacial melt water. The three proglacial bedrocks are spread

along the present-day edge of the glacier and were uncovered less than two years before the sampling. The subglacial bedrocks are still covered by the ice.

6.3.3 Samples from Talèfre glacier

In 2016, three proglacial bedrocks were taken from the Talèfre glacier, between the LIA moraine and the current edge of the glacier (location in Figure 6.5). JDT-16-5 and JDT-16-6 were taken only a few tens of centimeters apart but from surfaces with slightly different slopes (32°SW and 39°SW respectively) and patina, we therefore suppose that JDT-16-6 was more protected from the overrunning glacier and might be less eroded. Based on aerial photographies of the 20th and 21th century (from the IGN) these samples were still under the ice until recently: JDT-16-4 was first uncovered between 1949 and 1952 and the other two sampled surfaces were uncovered after 2008.

6.4 Results

6.4.1 ^{10}Be results

In this section, the ^{10}Be concentrations as well as the resulting *apparent* exposure ages are detailed for all the samples. The *apparent* ages do not reflect the real exposure time (see section 6.2.1 for more details) but they are shown for easier comparison, as they reflect the ^{10}Be inventory in the samples, corrected for the sample-specific scaling and shielding effects. Details of the ^{10}Be concentrations and *apparent* exposure ages for Mer de Glace, Argentière glacier and Talèfre glacier are listed in Table 6.1 and depicted respectively in Figure 6.2, Figure 6.4 and Figure 6.5.

On the “Chapeau” transect from Mer de Glace (Figure 6.2), the two measured samples yield concentrations of (5.56 ± 0.38) x 10^4 at.g^{-1} for the highest sample (MDG-15-1) and (0.81 ± 0.15) x 10^4 at.g^{-1} for the lowest sample (MDG-15-2), corresponding to *apparent* exposure ages of 4.52 ± 0.29 ka and 0.62 ± 0.12 ka respectively.

The ^{10}Be concentration of MDG-15-1 is the only ^{10}Be concentration from the Mont-Blanc massif that is above 5.5 x 10^4 at.g^{-1}, the limit at which an *in situ* ^{14}C measurement seems analytically to be of interest (see section 2.2.2.3 in Chapter 2). All the other values fall between (0.02 ± 0.02) x 10^4 at.g^{-1} and (3.30 ± 0.33) x 10^4 at.g^{-1}.

The sample MDG-15-5 from the “Montenvers” transect at Mer de Glace (Figure 6.2), was measured twice: in 2016 and in 2018. The calculated concentrations are respectively (3.30 ± 0.33) x 10^4 at.g^{-1} and (3.12 ± 0.15) x 10^4 at.g^{-1}, leading to *apparent* exposure ages of 2.48 ± 0.25 ka and 2.33 ± 0.12 ka. These values stand out from the rest of the transect. With the exception of MDG-15-5, the ^{10}Be concentrations of the proglacial bedrock samples range between (1.01 ±

0.10) x 10^4 at.g^{-1} (MDG-15-8) and (0.15 ± 0.11) x 10^4 at.g^{-1} (MDG-15-6) and decrease with decreasing elevation. The results of the subglacial bedrock samples give concentrations of (0.08 ± 0.09) x 10^4 at.g^{-1} (SMG-16-2) and (0.10 ± 0.10) x 10^4 at.g^{-1} (SMG-16-3), in line with the tendency observed in the ice free portion of the transect. The corresponding *apparent* exposure ages span between 0.62 ± 0.06 ka in the highest point of the slope (MDG-15-8) and 0.06 ± 0.06 ka at the lowest point, in the center of the glacial trough (SMG-15-2 and SMG-16-3).

For the "Crèmerie" transect at Argentière glacier (Figure 6.4), the measured ^{10}Be concentrations are, from the highest sample to the lowest, (0.47 ± 0.10) x 10^4 at.g^{-1} (ARG-15-3), (0.50 ± 0.12) x 10^4 at.g^{-1} (ARG-15-2) and (0.57 ± 0.18) x 10^4 at.g^{-1} (ARG-15-4). These results lead to *apparent* exposure ages of 0.37 ± 0.08 ka, 0.55 ± 0.13 ka and 0.53 ± 0.17 ka, respectively. Unlike for the "Montenvers" transect, there is no decreasing exposure age trend with the elevation. The ^{10}Be concentrations measured in the samples from the "Lognan" area (Figure 6.4) are very low and close to the blank level. The associated uncertainties are high. They range between (0.18 ± 0.04) x 10^4 at.g^{-1} (ARG-16-17) and (0.02 ± 0.02) x 10^4 at.g^{-1} (ARG-16-16), corresponding to exposure ages of a few tens of years only. The general tendency of the *apparent* exposure ages is decreasing toward the center of the glacial trough.

For Talèfre glacier (Figure 6.5), the sample located at mid-way between the LIA moraine and the glacier, JDT-16-4, gives a ^{10}Be concentration of (0.42 ± 0.07) x 10^4 at.g^{-1}, which corresponds to an *apparent* exposure age of 0.11 ± 0.02 ka of *apparent* exposure age. The two samples taken close to each other yield ^{10}Be concentrations of (1.79 ± 0.10) x 10^4 at.g^{-1} (JDT-16-5) and (2.09 ± 0.11) x 10^4 at.g^{-1} (JDG-16-6), leading to *apparent* exposure ages of 0.49 ± 0.03 ka and 0.59 ± 0.04 ka, respectively.

6.4.2 *In situ* ^{14}C result

The measured *in situ* ^{14}C concentration of MDG-15-1 is (1.14 ± 0.03) x10^5 at.g^{-1} and the resulting calculated *apparent in situ* ^{14}C age is 3.02 ± 0.09 ka. For comparison, the ^{10}Be *apparent* ages for the same sample is 4.52 ± 0.29 ka which illustrates that these *apparent* ages do not reflect the real exposure duration and that the surface experienced a complex exposure/burial history.

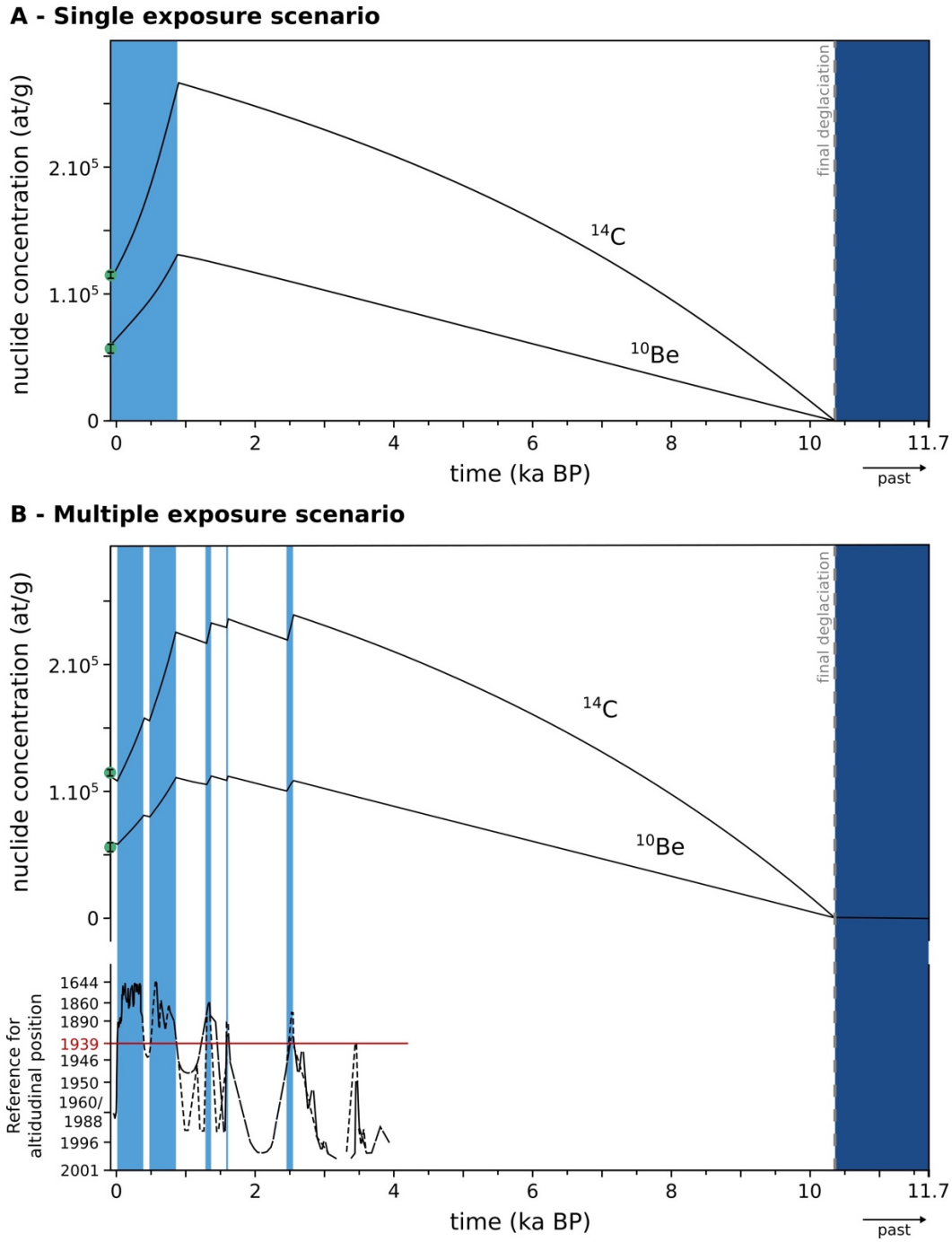


Figure 6.7: Measured ^{10}Be and ^{14}C concentration in sample MDG-15-1 (green dots, 1σ uncertainties are within the size of the dots) compared to the theoretical evolution of these concentrations (black curves) that are modelled from the potential fluctuation scenarios of Mer de Glace during the Holocene. (A) Single exposure scenario, with 960 years of burial and a subglacial erosion rate of 0.41 mm/years. (B) Multiple exposure scenario based on 960 years of burial constrained by available chronologies (Le Roy et al., 2015; Nussbaumer et al., 2007; Figure 6.2) and represented at the bottom as it appears in Le Roy et al. (2015), and a subglacial erosion rate of 0.44 mm/years. The erosion rates have been modified from the one estimated from MDG-15-1 in order to fit the measured concentrations. The dark blue band represents the assumed Early Holocene ice cover with the final deglaciation at ~10.4 ka. Light blue bands represent periods when Mer de Glace was larger than the 1939 CE extent, i.e. covering MDG-15-1.

6.4.3 Holocene exposure and burial duration and subglacial erosion rate of MDG-15-1

Using the equations presented in the section 6.2.1.1 and assuming the age of the initial exposure of MDG-15-1 at 10.4 ± 0.2 ka, the Holocene cumulative burial duration determined for the sample MDG-15-1 is 960 ± 660 years. Accordingly, the surface has been exposed during 9440 ± 700 years over the Holocene. The eroded depth associated with the 960 ± 660 years of burial is 50 ± 5 cm, leading to an average erosion rate of 0.52 ± 0.37 mm/yr. These results are detailed in Table 6.3. The evolution of ^{10}Be and *in situ* ^{14}C concentrations according to the single exposure scenario corresponding to these values of exposure and burial durations and an adjusted subglacial erosion rate of 0.41 mm/yr is presented in Figure 6.7A. This value of subglacial erosion rate is slightly lower than the one determined using the equations in order to fit the measured concentrations. The difference is due to the fact that the determination of the eroded depth and the burial duration with the help of the equations (6.1) and (6.3) only allows for an approximation of these values, which are close to the ones determined with numerical step-by-step simulation.

6.4.4 Estimation of subglacial erosion rates

As *in situ* ^{14}C measurements were not performed for the other samples, individual burial durations and subglacial erosion rates could not be determined. The low ^{10}Be concentrations could be due to either a short exposition time during the Holocene or high erosion rates. Regarding the general behavior of Alpine glaciers during the Holocene, which implies that they have been in retracted position during most of the Holocene (see introduction of this chapter), we can assume that the more probable hypothesis is high erosion rather than little exposition.

Using the burial duration estimated for the sample MDG-15-1 (960 ± 660 years), we therefore estimated maximum or minimum subglacial erosion rates for the pro- and sub-glacial bedrock surfaces sampled in the Mont-Blanc massif depending on whether the samples seem to have been covered longer or shorter than MDG-15-1.

As mentioned in section 6.3.1, the surface of MDG-15-1 was about to be uncovered in 1939 CE We thus assume that the glacier was at least as big as its 1939 CE extent for 960 ± 660 years during the Holocene. The 1939 CE extents of Mer de Glace, Argentière and Talèfre glaciers are represented in blue dotted lines in Figure 6.2, Figure 6.4 and Figure 6.5, respectively, based on aerial photographs from the IGN (https://remonterletemps.ign.fr). Here, we assume that the samples located inboard (or outboard) of the 1939 CE extent of the concerned glaciers were buried longer (or shorter) than MDG-15-1, although this assumption is simplified, because the glacier termini might have changed their geometries during the fluctuations of the Holocene. However, this cannot be verified. For the samples located outboard of the 1939 CE extents

(MDG-15-8, MDG-15-3, ARG-15-3, ARG-15-2), the subglacial erosion rates determined based on the burial duration of MDG-15-1 are minimum values (noted >). For all the others samples, the estimated subglacial erosion rates are maximum values (noted <). The position of the samples relative to the 1939 CE extent and the estimation of the subglacial erosion depth and erosion rates are presented in Table 6.3.

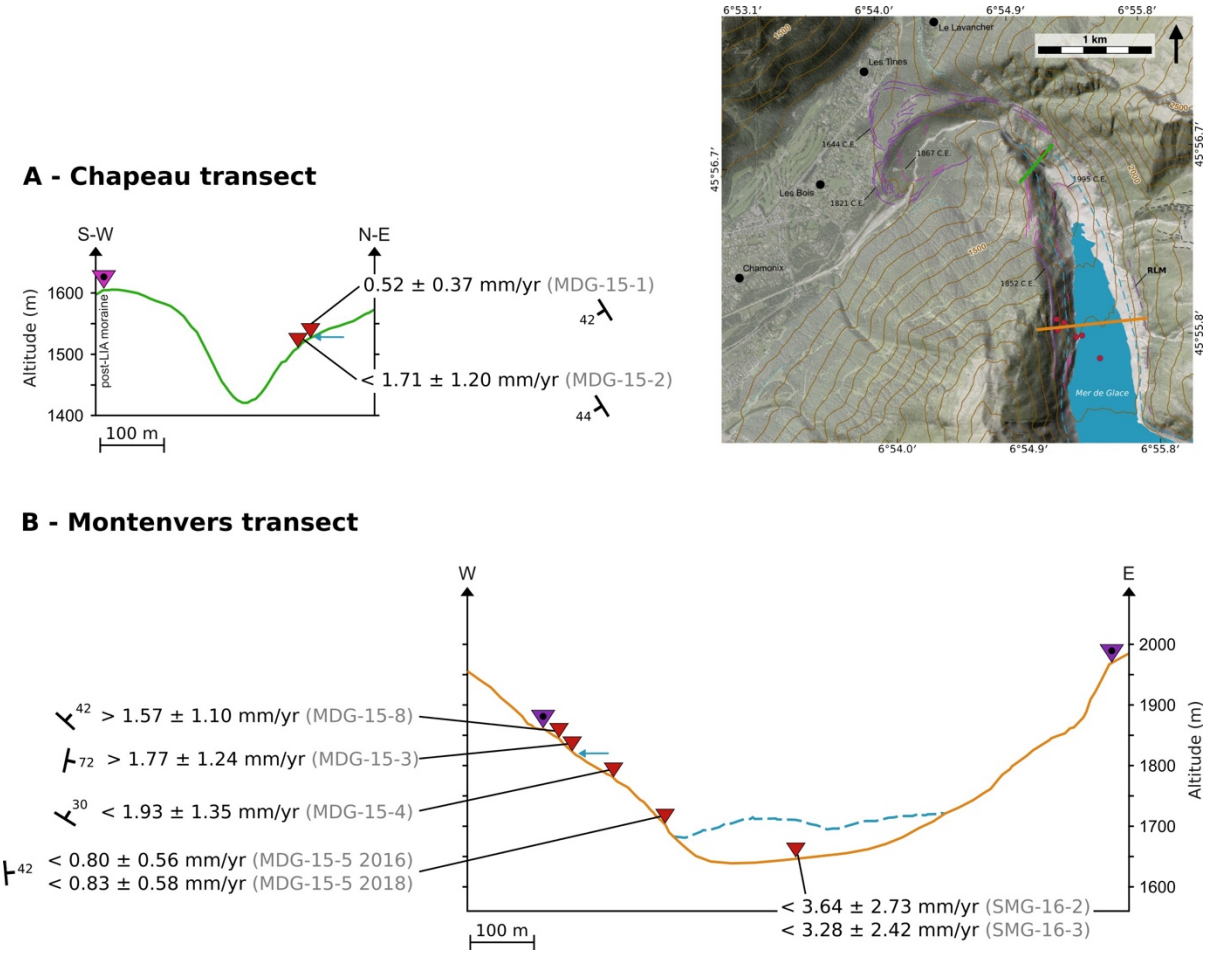
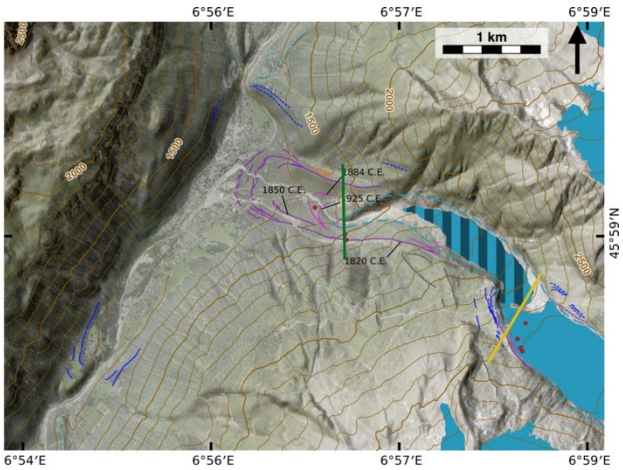
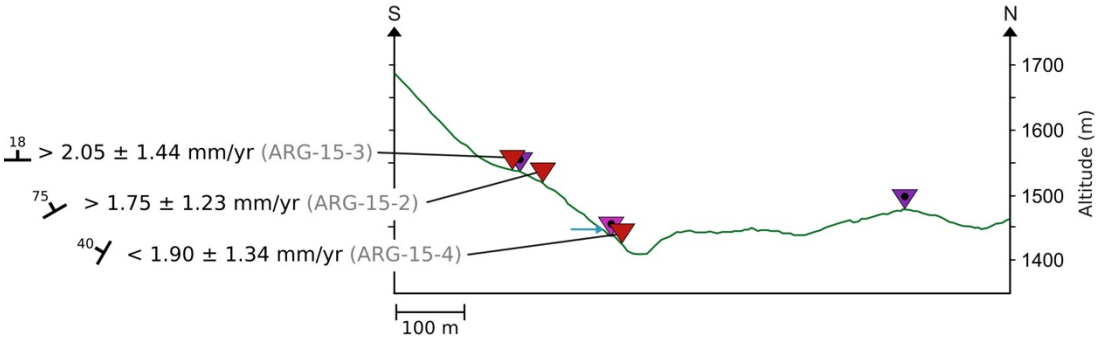


Figure 6.8: Topographic sections of (A) “Chapeau” transect and (B) “Montenvers” transect at Mer de Glace based on the 5 m IGN DEM RGE ALTI. Blue dotted line corresponds to the glacier profile in 2009, the subglacial bedrock profile has been interpolated. Samples are represented by the red triangles and the estimated subglacial erosion rates are reported. The date of the post-LIA moraine in the “Chapeau” transect is estimated at 1896 CE (Le Roy, 2012; Wetter, 1987). The date of the LIA moraine in the “Montenvers” transect is estimated at 1852 CE (Le Roy, 2012; Wetter, 1987). The location of the sections is represented by the green and orange lines on the map.



A - Crèmerie transect



B - Lognan transect

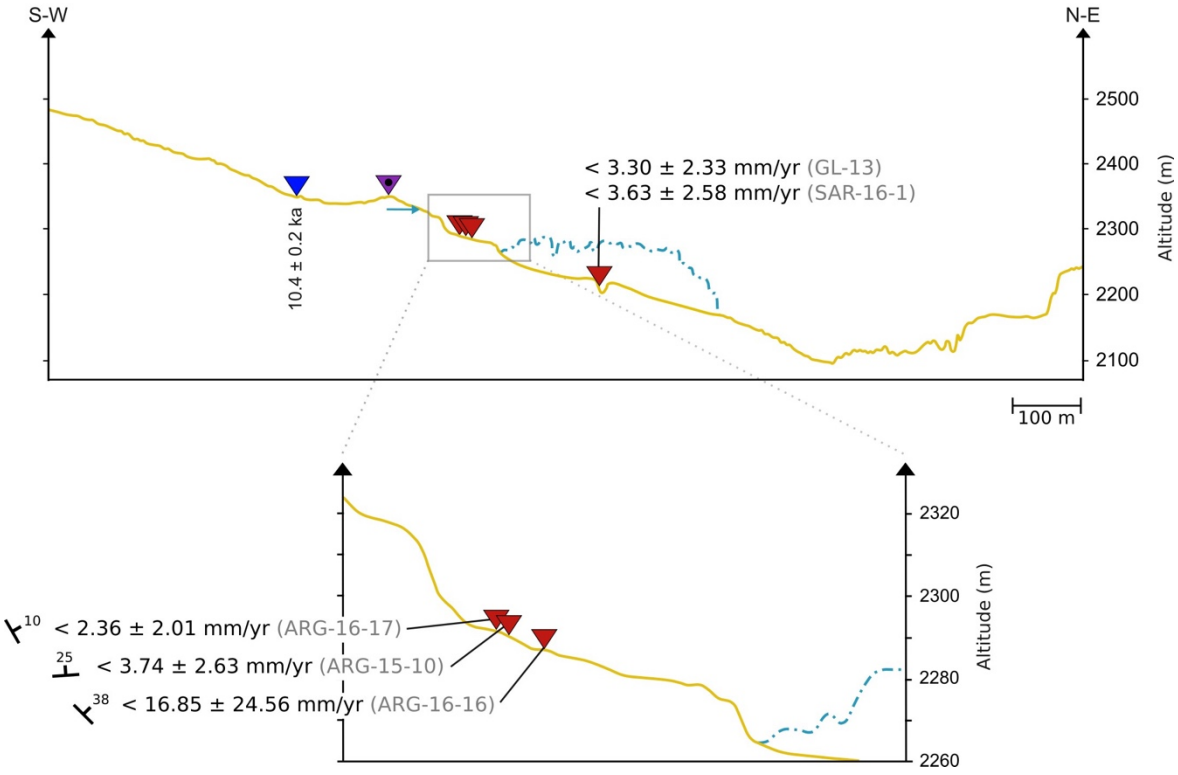


Figure 6.9: Topographic sections of the “Crèmerie” (S-E) in green and of the “Lognan” transect (SW-NE) in yellow at Mer de Glace on the 5 m IGN DEM RGE ALTI. Blue dotted line corresponds to the glacier profile in 2009, the subglacial bedrock profile has been interpolated. Samples are represented by the red triangles and the associated subglacial erosion rates are reported. The purple triangles locate LIA moraines and the pink triangle locates post-LIA moraines. The location of the sections is represented by the green and yellow lines on the map.

The minimum erosion rates determined for the 4 samples located outboard of the 1939 CE extent of Mer de Glace and Argentière glacier range between > 1.57 ± 1.10 mm/yr (MDG-15-8) and > 2.05 ± 1.44 mm/yr (ARG-15-3) for erosion depth from 151 ± 6 cm to 197 ± 15 cm. Without considering the sample ARG-16-16 due to its high uncertainties, the maximum erosion rates determined on proglacial bedrocks range between < 0.80 ± 0.56 mm/yr (MDG-15-5 – 2016) and < 3.74 ± 2.63 mm/yr and (ARG-15-10) corresponding to erosion depths of 77 ± 6 cm and 359 ± 30 cm. For the subglacial bedrocks, they are very similar, spanning from < 3.28 ± 2.42 mm/yr (315 ± 61 cm, SMG-16-3) to < 3.64 ± 2.37 mm/yr (349 ± 75, SMG-16-2).

Values of the subglacial erosion rates are reported on their respective transect in Figure 6.8 Mer de Glace (Chapeau and Montenvers), in Figure 6.9 for Argentière glaciers (Crèmerie and Lognan) and mapped in Figure 6.10 for Talèfre glacier.

On several transects, subglacial erosion rates increase toward the center of the glacial trough. This is the case of the Chapeau, the Crèmerie and the Lognan transects, but this tendency cannot be observed for the other transects. In the Montenvers transect, the sample MDG-15-5 stands out (in line with the ^{10}Be concentration and *apparent* exposure age) with a mean value of < 0.81 ± 0.80 mm/yr for the two measurements.

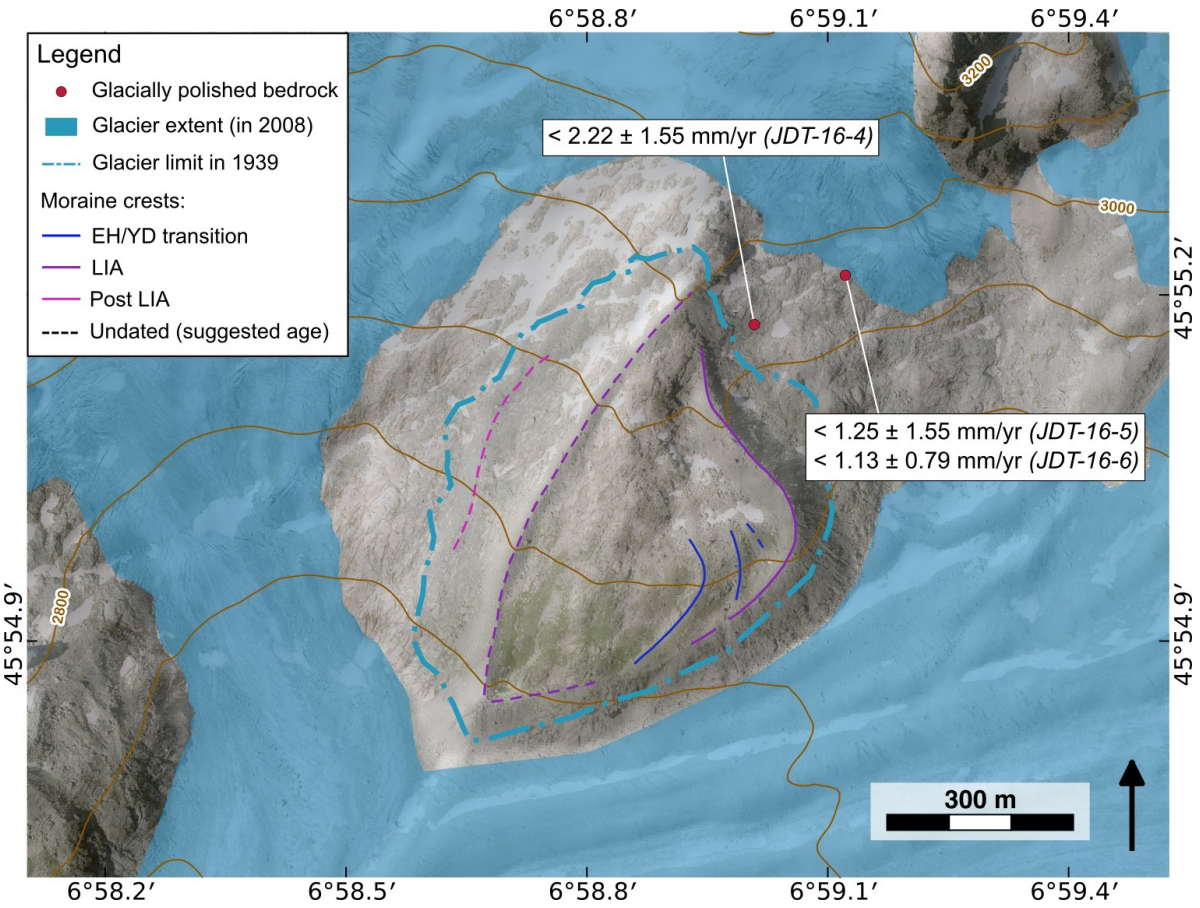


Figure 6.10: Same as Figure 6.5 but showing the calculated subglacial erosion rates.

Table 6.3 : Details of the erosion depth and Holocene subglacial erosion rate estimated based on the burial duration determined for MDG-15-1 (960 ± 660 years). For samples located above the 1939 CE extent the erosion rate is a minimum (>) and for the samples located under it is a maximum (<).

Sample	Location compared to the 1939 level	Erosion depth (cm)	Erosion rate (mm/yr)
MER DE GLACE			
Chapeau			
MDG-15-1	equal	50 ± 5	0.52 ± 0.37
MDG-15-2	under	164 ± 11	< 1.71 ± 1.20
Montenvers			
MDG-15-8	above	151± 6	> 1.57 ± 1.10
MDG-15-3	above	170 ± 10	> 1.77 ± 1.24
MDG-15-4	under	185 ± 12	< 1.93 ± 1.35
MDG-15-5 (2016)	under	77 ± 6	< 0.80 ± 0.56
MDG-15-5 (2018)	under	80 ± 3	< 0.83 ± 0.58
Subglacial bedrock			
SMG-16-2	under	349 ± 75	< 3.64 ± 2.73
SMG-16-3	under	315 ± 61	< 3.28 ± 2.42
ARGENTIERE			
Crèmerie			
ARG-15-3	above	197 ± 15	> 2.05 ± 1.44
ARG-15-2	above	168 ± 15	> 1.75 ± 1.23

ARG-15-4	under	182 ± 21	< 1.90 ± 1.34
Lognan			
ARG-16-17	under	275 ± 20	< 2.36 ± 2.01
ARG-15-10	under	359 ± 30	< 3.74 ± 2.63
ARG-16-16	under	1618 ± 908	< 16.85 ± 24.56
Subglacial bedrock			
GL-13	under	317 ± 32	< 3.30 ± 2.33
SAR-16-1	under	348 ± 44	< 3.63 ± 2.58
TALEFRE GLACIER			
JDT-16-4	under	213 ± 12	< 2.22 ± 1.55
JDT-16-5	under	120 ± 4	< 1.25 ± 0.87
JDT-16-6	under	108 ± 4	< 1.13 ± 0.79

6.5 Discussion

6.5.1 Periods of reduced glacier extent of Mer de Glace during the Holocene

The burial duration inferred from the ^{10}Be and *in situ* ^{14}C concentrations in the sample MDG-15-1 (960 ± 660 years) corresponds to a cumulated time over the Holocene. The measurements do not give any information about the timing when the site was covered nor how many successive periods of burial and exposure had occurred. Many scenarios are possible and without further independent chronological constraints on the Holocene glacier fluctuations it is not possible to contextualize the periods of burials. The simplest scenario that can be reconstructed from this information consists relies on the assumption of a single period of exposure followed by a single period of burial. The evolution of ^{10}Be and *in situ* ^{14}C concentration during such a scenario is represented in Figure 6.7A, assuming that the surface of MDG-15-1 was last deglaciated in 1939 CE (section 6.3.1), and that it was initially exposed at ~10.4 ka as inferred from ^{10}Be moraines dating in the Lognan area of Argentière glacier (see section 6.2.3.2). However, other geological considerations suggest that it is likely that the period of burial happened in several episodes. We therefore reconstruct the most realistic scenario based on the following considerations.

We showed earlier that the glacier was at least as big as its 1939 CE extent during the burial period of 960 ± 660 years (section 6.3.1). Independent chronological constraints for the Late Holocene fluctuations of Mer de Glace are provided by Le Roy et al. (2015) between 4 ka and 1600 CE based on dendrochronological dating from subfossil woods embedded in the right lateral moraine located opposite to the “Montenvers” transect (RLM moraine in Figure 6.2). Also, the Little Ice Age length variations of Mer de Glace since 1550 CE was reconstructed by (Nussbaumer et al., 2007; Figure 6.3B) using historical data. These chronological data are mostly constrained by information about the advanced glacier positions and have been synthesized by Le Roy et al. (2015) in a figure that represents the reconstructed Late Holocene

fluctuations of Mer de Glace with respect to selected reference years since the LIA maxima, shown in Figure 6.7B. This reconstruction provides chronological constraints when and how long the glacier was bigger than its 1939 CE extent during the Late Holocene, thus covering the sample site of MDG-15-1. We use these interpretations to reconstruct a hypothetic scenario of the Holocene Mer de Glace fluctuation with multiple exposure (and burial) episodes.

According to the interpretations by Le Roy et al. (2015) the first advance of Mer de Glace occured around 3.85 ka, but it is not sure whether or not it reached the 1939 CE extent. If it did, it was for a short time (few tenths years), and the MG-15-1 site may not have been covered by a sufficient thickness of ice to completely stop the cosmogenic nuclide production. Therefore, in our scenario, we assume that this potential burial phase had an insignificant impact on the ^{10}Be and ^{14}C concentrations of MDG-15-1 and we did not account for this advance. Thus, the first significant Mer de Glace advance during the Holocene that covered MDG-15-1 occurred at 2.55 ka (Le Roy et al., 2015). Subsequently, Mer de Glace was bigger than its 1939 CE extent for 500 - 550 years until 1600 CE and for 390 years during the LIA (from 1550 CE on) and the present-day, resulting in a total of almost 1000 years of burial since 4 ka. This value is very close to cumulative burial period of 960 ± 660 years we found for the entire Holocene. The general trend of Holocene glacial fluctuations in the Alps has been shown to be characterized by small glacier extents during the early and mid-Holocene (after ~10.5 ka) with re-advances from 3-4 ka on, which culminated in the LIA (see the introduction of the chapter for more details). Without evidence of major advances between 10.4 ka and 4 ka, the similarity of our findings with the summed burial duration inferred from Le Roy et al. (2015), we assume that the whole cumulative burial period of 960 ± 660 burial years of MDG-15-1 happened between 2.55 ka and 1939 CE. Using the boundaries inferred from the reconstructions of Le Roy et al. (2015) (Figure 6.7B), the resulting scenario of periods during which Mer de Glace is either bigger or shorter than its 1939 CE extent throughout the Holocene is presented in Figure 6.7B with the associated evolutions of *in situ* ^{14}C and ^{10}Be concentrations. We assume a subglacial erosion rate of 0.44 mm/yr in order to fit the measured concentrations, for the same reason mentioned in section 6.4.3. This multiple exposure scenario is only one possibility among others given the uncertainties in our burial duration (about 660 years) and the uncertainties in the reconstruction by Le Roy et al. (2015). But these findings evidence that Mer de Glace has been at least as retracted as 1939 CE between 10.4 ka and 3.5-2.5 ka, that is to say, during about two third of the Holocene.

The 9440 ± 700 years of exposure during the Holocene determined for the surface MDG-15-1 agree well with the value of 9400 ± 300 years determined on the Grueben glacier (Swiss Alps) by Wirsig et al. (2016) for a surface that is located close to but still within the glacier's LIA maximum. MDG-15-1 is located almost 800 m down-ice of the present-day front of the glacier. In the other studies combining *in situ* ^{14}C and ^{10}Be the sampled surfaces are closer to the front

of the studied glacier explaining the shorter period of exposure during the Holocene, between ~6500 and ~7000 years (Goehring et al., 2011; Schimmelpfennig et al., 2018). This is in agreement with our findings if we consider the different distances of the analyzed samples from the current glacier termini. Hypothesizing that a burial longer than ~1100 years and analogous to those measured at the Rhône glacier would be found for surfaces close to the present front of Mer de Glace, it would mean that the glacier oscillated between its 1939 CE and present-day extent for almost 2350 years during the Holocene. Obviously, this needs more data to be verified.

6.5.2 Investigation of subglacial erosion rate in the Mont-Blanc massif

As described in section 6.4.4, the estimation of subglacial erosion rates are maximum or minimum values depending on whether the sample is located inboard or outboard of the glacier extent in 1939 CE, respectively. The further the sample is located from the 1939 CE extent the more the erosion rate of the subglacial erosion is probably different from the "real" value. Figure 6.11 depicts the values of the estimated erosion rates for the three investigated glaciers as a function of difference of elevation relative to the glacier extent in 1939 CE inferred from aerial photographs (see Figure 6.2, Figure 6.4 and Figure 6.5). Despite a relatively large elevation range of more than 300 m, the subglacial erosion rates are broadly clustering between 1 and 3 mm/year and are indistinguishable within the uncertainties. Given this observation and the fact that the erosion rate estimates of the samples close to the 1939 CE extent (MDG-15-4 and samples from the Lognan, Chapeau and Talèfre transects) should be close to the real values, we infer that the Holocene subglacial erosion rates in the Mont-Blanc massif are likely between 1 and 3 mm/yr. This is coherent with values of glacial erosion found elsewhere in the world for the timescale of 10^4 years, i.e. including the Holocene period (e.g. Koppes and Montgomery, 2009). It can be noted that the highest value determined for the Rhone glacier, 0.66 ± 0.29 mm/yr, is in agreement within uncertainties with the one determined for the sample MDG-15-1, 0.52 ± 0.37 mm/yr. But the erosion rate estimates of most of the other samples from the MBM are significantly higher, up to ~3 mm/yr or even higher. They are also higher than the one estimated on Grueben glacier (Wirsig et al., 2016), i.e. < 1.2 mm/yr. These observations suggest that the Holocene erosion rates in the Mont-Blanc massif seem to be higher than those in the central part of the Alps.

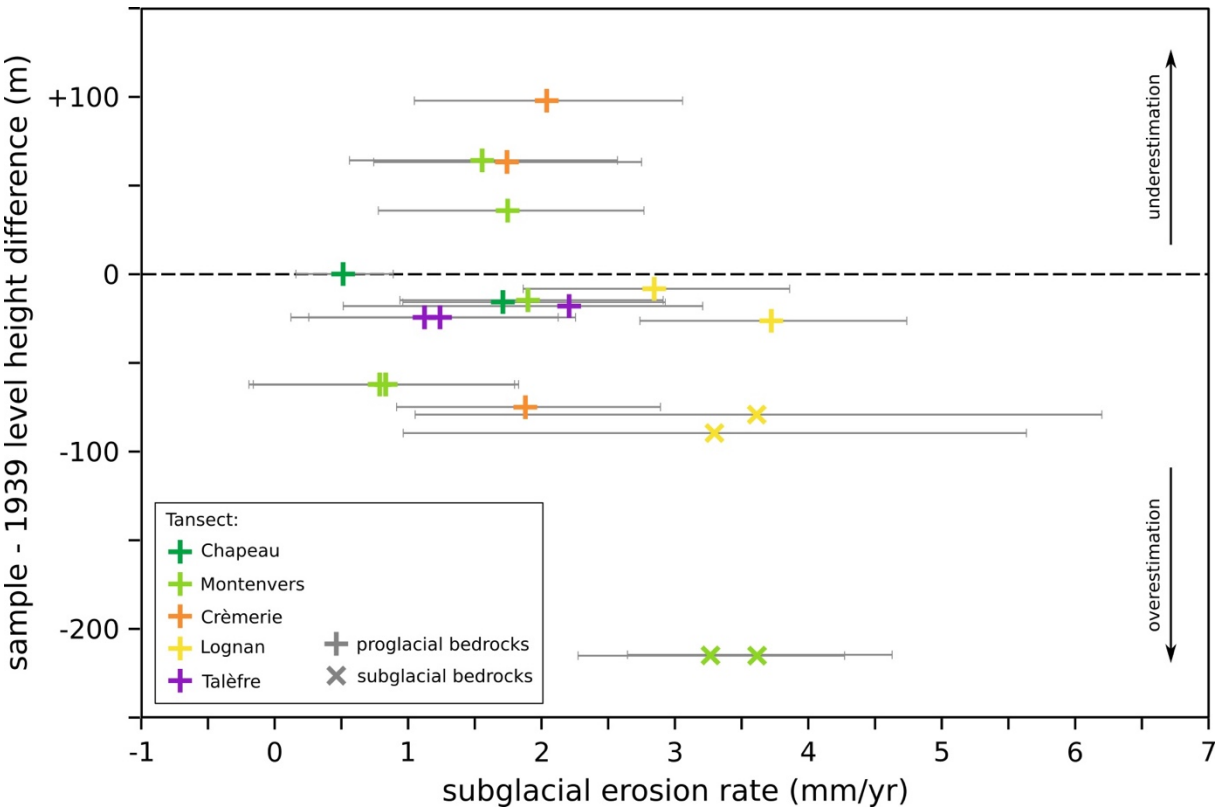


Figure 6.11: Difference between the sample location elevation and the presumed elevation of the ice in 1939 CE versus the estimated subglacial erosion rate. The subglacial erosion rates are based on 960 ± 660 years of burial as inferred for MDG-15-1. They are thus maximum erosion rates for the samples located under the 1939 CE extent and minimum erosion rates for the samples located above it.

The present-day values determined for the MBM range between 0.47 ± 0.29 mm/yr and 0.94 ± 0.22 mm/yr (Guillon, 2016; Stutenbecker et al., 2018), which is comparable with the range of erosion rates quantified in the Swiss Alps, i.e. are between entre 0.28 et 1.3 mm/yr (Delaney et al., 2018; Hallet et al., 1996). The Holocene subglacial erosion rate of MDG-15-1 agrees with those values, but the value of most if the other samples from the MBM are higher, which is not in agreement with the finding that glacial erosion rates determined on longer timescale tend to be lower than those determined for the present-day (Koppes and Montgomery, 2009; Figure 1.3 in Introduction générale).

Due to increasing ice velocity, the subglacial erosion rates are supposed to increase toward the center of the glacial trough (Herman et al., 2015). This trend was evidenced at the Rhône glacier (Goehring et al., 2011) were erosion rates range between 0.02 ± 0.01 mm/yr at the trough margin point and 0.66 ± 0.29 mm/yr near the trough center. As mentioned in section 6.4.4, this trend seems to be reflected in our results for most of our transects. However, we only estimate minimum or maximum erosion rates and the values are all similar within uncertainties, it is therefore difficult to affirm this observation with certainty.

In the following paragraph, we consider different hypothesis that might explain the high erosion rates in the MBM. First, differences in the lithologies at the above-mentioned sites and regions could potentially affect the erosion capacities of the glaciers. However, the lithology at the Talèfre glacier sample site is different from the Argentière glacier and Mer de Glace catchments, i.e. at Talèfre glacier the rocks are granite while the samples collected from Mer de Glace and Argentière glacier are gneiss, but this has no impact on the subglacial erosion rate estimates. Second, a comparison between the orientations of the polished surface with respect to the glacial flow has been performed (see dip and direction of the surfaces in Figure 6.8, Figure 6.9 and Figure 6.10): no relation has been found. For example, samples ARG-15-2 and ARG-15-3 have a very different orientation: one is rather flat with a 18° dip and the other is rather steep with a 75° dip, but the eroded depths are about the same order (nearly 2 m). This absence of relation is possibly due to the fact that the eroded depth and the present-day relief are of the same-scale. Therefore, the present-day small-scale topography is not necessarily a representation of the past topography. Third, a high ice velocity for the glaciers of the MBM could induce the high erosion rate in the MBM. Indeed, glacial erosion rate are described being proportional to the ice-sliding velocity squared for alpine glacier (Herman et al., 2015), and this hypothesis may be worth being investigated further but we have no information on ice velocity during the Holocene.

6.6 Conclusion

This initial attempt of investigating exposure and burial duration and subglacial erosion rates in the Mont-Blanc massif with the help of coupled *in situ* ^{14}C-^{10}Be analysis leads to a preliminary scenario of Holocene glaciers behavior in the Mont-Blanc massif, complementing already published records in the regions of the Alps.

The application of the paired *in situ* ^{14}C-^{10}Be analysis has been more complicated than expected due to very low concentrations of ^{10}Be, which prevented us from subsequent *in situ* ^{14}C measurements, apart for one sample from Mer de Glace. However, this is one of the first studies (Schimmelpfennig et al., 2018; Schweinsberg et al., 2018) that combine glacially polished bedrock dating with independent same-site chronological constraints of glacial fluctuations during the Holocene, which can be used to reconstruct the Holocene advance and retreat history of the glacier with more detail.

The combined measurements of *in situ* ^{14}C and ^{10}Be of a single sample allows us to tentatively reconstruct a potential scenario of the glacier Holocene fluctuations with respect to its 1939 CE extent, with the help of existing constraints (Le Roy et al., 2015, Chapter 5): our findings suggest that after a substantial Early Holocene retreat at ~10.4 ka, Mer de Glace did not undergo major advances until 3.5-2.5 ka ago and thereafter oscillated a few times until its final

retreat in 1939 CE. At the location of MDG-15-1, the mean subglacial erosion rate estimated over the 960 ± 660 years of burial period is 0.52 ± 0.37 mm/yr over the Holocene, assuming a single exposure. Based on these findings, subglacial erosion rates were determined for Mer de Glace, Argentière and Talèfre glaciers, assuming of period of burial of 960 ± 660 years for each surface. These values are overestimated if the surface was in fact buried longer than MDG-15-1 and on the contrary underestimated if it was buried less than MDG-15-1.

Our findings agree with previous Alpine studies regarding the duration of retreated glacier position, but evidence high subglacial erosion rates during the Holocene, around 1-3 mm/yr. This can be due to an important ice velocity or the presence of water underneath the glacier that favor high erosion rates (Herman et al., 2011).

Conclusion générale et perspectives

Bien que les chronologies glaciaires holocènes dans les Alpes soient aujourd'hui bien documentées, en particulier depuis le début de la datation des moraines par les nucléides cosmogéniques, il existe encore des disparités au niveau des connaissances tant géographiquement que temporellement. En effet, la connaissance des fluctuations glaciaires dans le massif du Mont-Blanc, localisé dans les Alpes occidentales, est encore lacunaire, en particulier pour ce qui concerne les avancées glaciaires de la première partie de l'Holocène ainsi qu'une méconnaissance des périodes de retrait.

Mes travaux ont permis la reconstitution détaillée des chronologies glaciaires au cours de la transition entre le Dryas Récent et le début de l'Holocène sur deux glaciers du massif du Mont-Blanc : le glacier d'Argentière et le glacier de Talèfre. Ces chronologies sont basées sur la datation à la fois de moraines et de polis glaciaires par le nucléide cosmogénique ^{10}Be, produit *in situ*. Elles montrent un comportement globalement synchrone avec dans le détail plusieurs (jusqu'à 5) ré-avancées ou stagnations comprises entre 12 et 10.5 ka qui ponctuent le retrait de ces glaciers depuis leur position du Dryas Récent, avant que ceux-ci se retirent significativement. La comparaison de ces deux chronologies avec 10 autres travaux similaires réalisés à travers les Alpes a permis de répondre au premier problème soulevé à l'origine de ces travaux (voir Introduction générale). En effet cette large synchronie observée localement est généralisable à l'ensemble des Alpes, où des avancées glaciaires sont enregistrées par les glaciers dans la période 12-10 ka tout le long de la chaine. De plus, pour certains de ces glaciers alpins il y a également des marques d'avancées multiples, comme pour les glaciers du massif du Mont-Blanc.

Ce comportement semble être synchrone avec de brefs événements froids enregistrés à la fois dans des archives régionales et hémisphériques. Cette observation suggère un forçage d'ampleur hémisphérique des fluctuations glaciaires, qui prévalut sur les conditions locales. Dans le but d'apporter des réponses plus précises au second questionnement posé au démarrage de ces travaux, les fluctuations du glacier d'Argentière ont été étudiées en détail. Une modélisation climatique, réalisée à partir d'un modèle positif degrés jour (PDD), a permis de contraindre les températures au cours de la transition entre le Dryas Récent et le début de l'Holocène entre -5.5°C et -3.6°C par rapport à l'actuel, en supposant des précipitations moindres ou équivalentes à celles actuelles. L'application du même modèle PDD aux fluctuations du glacier d'Argentière lors du Petit Âge Glaciaire a permis de souligner l'importance du rôle des précipitations sur les fluctuations du glacier au cours de cette période, superposé à celui des températures.

L'étude de la chronologie des positions avancées a été complétée par l'investigation de celle des périodes de retraits des glaciers au cours de l'Holocène, ceci en combinant la mesure du ^{10}Be et du ^{14}C *in situ* sur des polis glaciaires se situant à différentes distances du front actuel et déglacés depuis 80 ans ou après et en estimant l'érosion sous-glaciaire de ces derniers. Ceci a permis de répondre au troisième questionnement motivant ces travaux. Les résultats obtenus sur un poli glaciaire aux abords de la Mer de Glace ont montré que, depuis 10,4 ka, ce glacier fut plus retiré que sa position de 1939 CE pendant ~9440 ans. Cette durée correspond à un possible cumul de plusieurs périodes de retrait. Les ~960 ans pendant lesquels le glacier était plus avancé que sa position de 1939 CE semblerait avoir eu lieu entre 3,5 ka et 1939 CE. Ceci signifie que la Mer de Glace a été plus retirée que sa position de 1939 CE pendant la majorité du début et du milieu de l'Holocène. Cette conclusion est en accord avec le comportement d'autres glaciers alpins au cours de l'Holocène. L'épaisseur de roche érodée au cours de l'Holocène a été estimée à environ 50 cm (correspondant à un taux d'érosion sous-glaciaire de à 0,52 mm/an) sur le site où le ^{14}C *in situ* a été mesuré. Cette profondeur érodée semble plus forte sur les autres sites étudiés par le ^{10}Be seul, intensité excluant alors l'application de la méthode basée sur la mesure du couple ^{14}C-^{10}Be. Les taux d'érosion holocène dans le massif du Mont-Blanc apparaissent à travers cette étude préliminaire un peu plus élevés que ceux déterminés pour le présent sur d'autres sites Alpins.

Outre ces résultats, un développement méthodologique a également été réalisé au cours de cette thèse. D'une part, la mise en place de la méthode de flottation au sein du laboratoire du CEREGE offre désormais plusieurs possibilités dans les étapes de séparation des minéraux de quartz et notamment l'opportunité de conserver à la fois les minéraux de feldspaths et de quartz. D'autre part, un affinement du protocole d'isolation du ^{10}Be à partir de quartz a été fait, avec la mise en place d'étapes clé permettant de s'assurer de la qualité de la séparation réalisée.

Afin de compléter ces nouvelles reconstitutions des chronologies du début de l'Holocène dans le massif du Mont-Blanc, il pourrait être intéressant d'échantillonner des moraines visibles en dehors des limites du Petit Âge Glaciaire sur d'autres glaciers du massif. En particulier, s'intéresser aux glaciers localisés sur le versant est du massif pourrait permettre d'étudier les variations dans la chronologie de la déglaciation de cette période à l'échelle du massif. Et, s'il y en a, de s'intéresser aux différences climatiques ou topographiques entre les deux versants qui pourraient expliquer ces variations. Aussi, une comparaison des résultats obtenus dans les Alpes avec ceux d'autres glaciers sur une échelle hémisphérique, et même global, permettrait d'étendre l'étude de la synchronie des fluctuations glaciaires à la transition entre le Dryas Récent et le début de l'Holocène.

Malgré les difficultés rencontrées lors de nos travaux, la méthode de combinaison du ^{10}Be-^{14}C *in situ* est prometteuse et apporte des informations importantes sur les positions retirées des

glaciers, qu'il est difficile d'investiguer par un autre moyen. Persévérer dans l'utilisation de cette méthode nécessite de déterminer des zones où l'érosion est plus limitée et où il serait utile de mesurer le ^{14}C *in situ*. Ceci pourrait être effectué par le biais d'analyses de ^{10}Be préliminaires et par une meilleure compréhension des processus contrôlant cette érosion à la fois à l'échelle d'un glacier mais aussi à l'échelle d'un affleurement. La cause d'une érosion plus importante dans les sites que nous avons étudiés que dans ceux étudiés dans les Alpes Suisses devrait ainsi être approfondie.

Le travail de modélisation de l'extension des glaciers incluant explicitement des contraintes climatiques, tel que celui réalisé sur le glacier d'Argentière pourrait être développé, à la fois à des échelles locales et régionales. Comparer ces résultats avec ceux obtenu par le biais d'un autre modèle de couplage glacier-climat pourrait être intéressant afin de préciser ces résultats. De plus, réaliser ces travaux à une échelle régionale, en comparant des glaciers dans différents massifs, permettrait peut-être de vérifier ou d'infirmer l'hypothèse d'un forçage hémisphérique responsable de la réponse commune des glaciers mise en évidence au cours de la transition entre le Dryas Récent et le début de l'Holocène, ainsi que d'estimer son ampleur.

Enfin, la mesure précise de faibles concentrations de ^{10}Be, correspondant à des âges d'exposition récents, est encourageant pour la reconstitution des chronologies glaciaires récentes, par exemple depuis le début du PAG.

Bibliographie

Alley, R.B., 2000. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. Quat. Sci. Rev. 19, 213–226. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00062-1

Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. Geology 25, 483–486. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0483:HCIAPW>2.3.CO;2

Anderson, R.S., Anderson, S.P., 2010. Geomorphology: The Mechanics and Chemistry of Landscapes. 2010. Cambridge University Press, 340 pp.

André, M., 2002. Rates of postglacial rock weathering on glacially scoured outcrops (abisko–riksgränsen area, 68°n). Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr. 84, 139–150. https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2002.00168.x

Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D.L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R.C., Aumaître, G., Gottdang, A., Klein, M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. At., 19th International Conference on Ion Beam Analysis 268, 1954–1959. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2010.02.107

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

Balco, G., 2017. Production rate calculations for cosmic-ray-muon-produced 10 Be and 26 Al benchmarked against geological calibration data. Quat. Geochronol.

Balco, G., 2011. Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology, 1990–2010. Quat. Sci. Rev. 30, 3–27. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.11.003

Balco, G., Briner, J., Finkel, R.C., Rayburn, J.A., Ridge, J.C., Schaefer, J.M., 2009. Regional beryllium-10 production rate calibration for late-glacial northeastern North America. Quat. Geochronol. 4, 93–107. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2008.09.001

Balco, G., Shuster, D.L., 2009. Production rate of cosmogenic 21Ne in quartz estimated from 10Be, 26Al, and 21Ne concentrations in slowly eroding Antarctic bedrock surfaces. Earth Planet. Sci. Lett. 281, 48–58. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.02.006

Balco, G., Stone, J.O., Lifton, N.A., Dunai, T.J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from 10Be and 26Al measurements. Quat. Geochronol. 3, 174–195. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001

Bard, E., Tuna, T., Fagault, Y., Bonvalot, L., Wacker, L., Fahrni, S., Synal, H.-A., 2015a. AixMICADAS, the accelerator mass spectrometer dedicated to 14 C recently installed in Aix-en-Provence, France. Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. At. 361, 80–86. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2015.01.075

Bard, E., Tuna, T., Fagault, Y., Bonvalot, L., Wacker, L., Fahrni, S., Synal, H.-A., 2015b. AixMICADAS, the accelerator mass spectrometer dedicated to 14 C recently installed in Aix-en-Provence, France. Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. At. 361, 80–86. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2015.01.075

Baroni, C., Casale, S., Salvatore, M.C., Ivy-Ochs, S., Christl, M., Carturan, L., Seppi, R., Carton, A., 2017. Double response of glaciers in the Upper Peio Valley (Rhaetian Alps, Italy) to the Younger Dryas climatic deterioration. Boreas 46, 783–798. https://doi.org/10.1111/bor.12284

Baroni, C., Orombelli, G., 1996. The Alpine "Iceman" and Holocene Climatic Change. Quat. Res. 46, 78–83. https://doi.org/10.1006/qres.1996.0046

Basunia, M.S., Hurst, A.M., 2016. Nuclear Data Sheets for A = 26*. Nucl. Data Sheets 134, 1–148. https://doi.org/10.1016/j.nds.2016.04.001

Benn, D.I., Evans, D.J.A., 2010. Glaciers and glaciation. Hodder Education, London.

Benn, D.I., Lehmkuhl, F., 2000. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. Quat. Int. 65–66, 15–29. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00034-8

Bennet, M., Glasser, N., 2009. Glacial Geology : Ice sheets and Landforms, Second. ed. Wiley-Blackwell.

Bierman, P.R., Marsella, K.A., Patterson, C., Davis, P.T., Caffee, M., 1999. Mid-Pleistocene cosmogenic minimum-age limits for pre-Wisconsinan glacial surfaces in southwestern Minnesota and southern Baffin Island: a multiple nuclide approach. Geomorphology 27, 25–39. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00088-9

Biette, M., Jomelli, V., Favier, V., Chenet, M., Agosta, C., Fettweis, X., Minh, D.H.T., Ose, K., 2018. Estimation des températures au début du dernier millénaire dans l'ouest du Groenland : résultats préliminaires issus de l'application d'un modèle glaciologique de type degré-jour sur le glacier du Lyngmarksbræen. Géomorphologie Relief Process. Environ. 24. https://doi.org/10.4000/geomorphologie.11977

Blard, P.-H., Lavé, J., Pik, R., Wagnon, P., Bourlès, D., 2007. Persistence of full glacial conditions in the central Pacific until 15,000 years ago. Nature 449, 591–594. https://doi.org/10.1038/nature06142

Bless, R., 1984. Beträge zur Spät und Postglazialen Geschichte der Gletscher im Nordöstlichen Mont Blanc Gebiet. Phys. Geogr. 15.

Borchers, B., Marrero, S., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B., Lifton, N., Nishiizumi, K., Phillips, F., Schaefer, J., Stone, J., 2016. Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. Quat. Geochronol. 31, 188–198. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.01.009

Boxleitner, M., Ivy-Ochs, S., Egli, M., Brandova, D., Christl, M., Maisch, M., 2019. Lateglacial and Early Holocene glacier stages - New dating evidence from the Meiental in central Switzerland. Geomorphology. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.04.004

Braconnot, P., Harrison, S.P., Kageyama, M., Bartlein, P.J., Masson-Delmotte, V., Abe-Ouchi, A., Otto-Bliesner, B., Zhao, Y., 2012. Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. Nat. Clim. Change 2, 417–424. https://doi.org/10.1038/nclimate1456

Braithwaite, R.J., 2008. Temperature and precipitation climate at the equilibrium-line altitude of

glaciers expressed by the degree-day factor for melting snow. J. Glaciol. 54, 437–444. https://doi.org/10.3189/002214308785836968

Braucher, R., Brown, E.T., Bourlès, D.L., Colin, F., 2003. In situ produced 10Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. Earth Planet. Sci. Lett. 211, 251–258. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00205-X

Braucher, R., Guillou, V., Bourlès, D.L., Arnold, M., Aumaître, G., Keddadouche, K., Nottoli, E., 2015. Preparation of ASTER in-house 10Be/9Be standard solutions. Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. At., The Thirteenth Accelerator Mass Spectrometry Conference 361, 335–340. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2015.06.012

Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., Bourlès, D.L., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach. Earth Planet. Sci. Lett. 309, 1–9. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.036

Bussy, F., Hernandez, J., Raumer, J.V., 2000. Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional readjustment of the thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles Rouges-Mont Blanc Massifs, Western Alps). Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb. 91, 221–233. https://doi.org/10.1017/S0263593300007392

Chenet, M., Brunstein, D., Jomelli, V., Roussel, E., Rinterknecht, V., Mokadem, F., Biette, M., Robert, V., Léanni, L., 2016. 10Be cosmic-ray exposure dating of moraines and rock avalanches in the Upper Romanche valley (French Alps): Evidence of two glacial advances during the Late Glacial/Holocene transition. Quat. Sci. Rev. 148, 209–221. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.07.025

Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jakob, D., 2010. Determination of the 10Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. At. 268, 192–199. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012

Claude, A., Ivy-Ochs, S., Kober, F., Antognini, M., Salcher, B., Kubik, P.W., 2014. The Chironico landslide (Valle Leventina, southern Swiss Alps): age and evolution. Swiss J. Geosci. 107, 273–291. https://doi.org/10.1007/s00015-014-0170-z

Cossart, E., Fort, M., Bourlès, D., Braucher, R., Perrier, R., Siame, L., 2012. Deglaciation pattern during the Lateglacial/Holocene transition in the southern French Alps. Chronological data and geographical reconstruction from the Clarée Valley (upper Durance catchment, southeastern France). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 315–316, 109–123. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.11.017

Coutterand, S., Buoncristiani, J.-F., 2006. Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du Pléistocène récent de la région du Massif du Mont Blanc, France. Quat. Rev. Assoc. Fr. Pour Létude Quat. 35–43. https://doi.org/10.4000/quaternaire.633

Coutterand, S., Nicoud, G., 2005. Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie). Quaternaire 85–94. https://doi.org/10.4000/quaternaire.296

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature 364, 218. https://doi.org/10.1038/364218a0

Davis, B.A.S., Brewer, S., Stevenson, A.C., Guiot, J., 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. Quat. Sci. Rev. 22, 1701–1716. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00173-2

Delaney, I., Bauder, A., Werder, M.A., Farinotti, D., 2018. Regional and Annual Variability in Subglacial Sediment Transport by Water for Two Glaciers in the Swiss Alps. Front. Earth Sci. 6. https://doi.org/10.3389/feart.2018.00175

Deline, P., Orombelli, G., 2005. Glacier fluctuations in the western Alps during the Neoglacial, as indicated by the Miage morainic amphitheatre (Mont Blanc massif, Italy). Boreas 34, 456–467. https://doi.org/10.1080/03009480500231369

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., 2009. Variability of Quaternary glacial erosion rates – A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. Quat. Sci. Rev. 28, 484–498. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.11.006

Denton, G., Alley, R., Comer, G., Broecker, W., 2005. The role of seasonality in abrupt climate change. Quat. Sci. Rev. 24, 1159–1182. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.12.002

Denton, G.H., Broecker, W.S., 2008. Wobbly ocean conveyor circulation during the Holocene? Quat. Sci. Rev. 27, 1939–1950. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.08.008

Doughty, A.M., Anderson, B.M., Mackintosh, A.N., Kaplan, M.R., Vandergoes, M.J., Barrell, D.J.A., Denton, G.H., Schaefer, J.M., Chinn, T.J.H., Putnam, A.E., 2013. Evaluation of Lateglacial temperatures in the Southern Alps of New Zealand based on glacier modelling at Irishman Stream, Ben Ohau Range. Quat. Sci. Rev. 74, 160–169. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.09.013

Dunai, T., 2010. Cosmogenic nuclides: principles, concepts and applications in the earth surface sciences. Cambridge (GB), Royaume-Uni de Grande-Bretagne et d'Irlande du Nord.

Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. Geomorphology 27, 3–11. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00086-5

Eaves, S.R., Mackintosh, A.N., Anderson, B.M., Doughty, A.M., Townsend, D.B., Conway, C.E., Winckler, G., Schaefer, J.M., Leonard, G.S., Calvert, A.T., 2016. The Last Glacial Maximum in the central North Island, New Zealand: palaeoclimate inferences from glacier modelling. Clim. Past 12, 943–960. https://doi.org/10.5194/cp-12-943-2016

Federici, P.R., Granger, D.E., Pappalardo, M., Ribolini, A., Spagnolo, M., Cyr, A.J., 2008. Exposure age dating and Equilibrium Line Altitude reconstruction of an Egesen moraine in the Maritime Alps, Italy. Boreas 37, 245–253. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.00018.x

Fischer, M., Huss, M., Barboux, C., Hoelzle, M., 2014. The New Swiss Glacier Inventory SGI2010: Relevance of Using High-Resolution Source Data in Areas Dominated by Very Small Glaciers. Arct. Antarct. Alp. Res. 46, 933–945. https://doi.org/10.1657/1938-4246-46.4.933

Fisher, T.G., Smith, D.G., Andrews, J.T., 2002. Preboreal oscillation caused by a glacial Lake Agassiz flood. Quat. Sci. Rev. 21, 873–878. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00148-2

Fontaine, R., 2015. Chamonix et ses glaciers : Les premières images sous l'oeil des photographes (1849-1869), Atelier Esope. ed.

Francou, B., Vincent, C., 2007. Les glaciers à l'épreuve du climat, Edition IRD. ed.

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

Gardent, M., Rabatel, A., Dedieu, J.-P., Deline, P., 2014. Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. Glob. Planet. Change 120, 24–37. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.05.004

Gjermundsen, E.F., Briner, J.P., Akçar, N., Foros, J., Kubik, P.W., Salvigsen, O., Hormes, A., 2015. Minimal erosion of Arctic alpine topography during late Quaternary glaciation. Nat. Geosci. 8, 789–792. https://doi.org/10.1038/ngeo2524

Glasser, N.F., Bennett, M.R., 2004. Glacial erosional landforms: origins and significance for palaeoglaciology. Prog. Phys. Geogr. Earth Environ. 28, 43–75. https://doi.org/10.1191/0309133304pp401ra

Glotzbach, C., van der Beek, P., Carcaillet, J., Delunel, R., 2013. Deciphering the driving forces of erosion rates on millennial to million-year timescales in glacially impacted landscapes: An example from the Western Alps: EROSION IN GLACIALLY IMPACTED LANDSCAPES. J. Geophys. Res. Earth Surf. 118, 1491–1515. https://doi.org/10.1002/jgrf.20107

Goehring, B.M., Muzikar, P., Lifton, N.A., 2013. An in situ 14C–10Be Bayesian isochron approach for interpreting complex glacial histories. Quat. Geochronol. 15, 61–66. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.11.007

Goehring, B.M., Schaefer, J.M., Schluechter, C., Lifton, N.A., Finkel, R.C., Jull, A.J.T., Akcar, N., Alley, R.B., 2011. The Rhone Glacier was smaller than today for most of the Holocene. Geology 39, 679–682. https://doi.org/10.1130/G32145.1

Goehring, B.M., Schimmelpfennig, I., Schaefer, J.M., 2014. Capabilities of the Lamont–Doherty Earth Observatory in situ 14C extraction laboratory updated. Quat. Geochronol. 19, 194–197. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2013.01.004

Goel, P.S., Kohman, T.P., 1962. Cosmogenic Carbon-14 in Meteorites and Terrestrial Ages of "Finds" and Craters. Science 136, 875–876. https://doi.org/10.1126/science.136.3519.875

Gosse, J.C., Evenson, E.B., Klein, J., Lawn, B., Middleton, R., 1995. Precise cosmogenic 10Be measurements in western North America: Support for a global Younger Dryas cooling event. Geology 23, 877–880. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0877:PCBMIW>2.3.CO;2

Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quat. Sci. Rev. 20, 1475–1560.

Greuell, W., 1992. Hintereisferner, Austria: mass-balance reconstruction and numerical modelling of the historical length variations. J. Glaciol. 38, 233–244. https://doi.org/10.3189/S0022143000003646

Grosjean, M., Suter, P.J., Trachsel, M., Wanner, H., 2007. Ice-borne prehistoric finds in the Swiss Alps reflect Holocene glacier fluctuations. J. Quat. Sci. 22, 203–207. https://doi.org/10.1002/jqs.1111

Gross, G., Kerschner, H., Patzelt, G., 1977. Methodische Untersuchungen über dieSchneegrenze in alpinen Gletschergebieten. Gletsch Glazialgeol 223–251.

Grove, J.M., 2004. 'Little Ice Ages'- Ancient and Modern. Vol II Routledge Lond.

Guido, Z.S., Ward, D.J., Anderson, R.S., 2007. Pacing the post–Last Glacial Maximum demise of the Animas Valley glacier and the San Juan Mountain ice cap, Colorado. Geology 35, 739–742. https://doi.org/10.1130/G23596A.1

Guillon, H., 2016. Origine et transport des sédiments dans un bassin versant alpin englacé (Glacier des Bossons, France): une quantification couplant mesures hydro-sédimentaires haute-résolution, suivi radio-fréquence de galets, teneur en nucléides cosmogéniques et méthodes probabilistes 307.

Guillon, H., Mugnier, J.-L., Buoncristiani, J.-F., 2018. Proglacial sediment dynamics from daily to seasonal scales in a glaciated Alpine catchment (Bossons glacier, Mont Blanc massif, France). Earth Surf. Process. Landf. 43, 1478–1495. https://doi.org/10.1002/esp.4333

Guillon, H., Mugnier, J.-L., Buoncristiani, J.-F., Carcaillet, J., Godon, C., Prud'homme, C., van der Beek, P., Vassallo, R., 2015. Improved discrimination of subglacial and periglacial erosion using 10Be concentration measurements in subglacial and supraglacial sediment load of the Bossons glacier (Mont Blanc massif, France): DISCRIMINATING GLACIAL EROSION PROCESSES WITH ^{10}Be. Earth Surf. Process. Landf. 40, 1202–1215. https://doi.org/10.1002/esp.3713

Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. Glob. Planet. Change 12, 213–235. https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00021-6

Heiri, O., Ilyashuk, B., Millet, L., Samartin, S., Lotter, A.F., 2015. Stacking of discontinuous regional palaeoclimate records: Chironomid-based summer temperatures from the Alpine region. The Holocene 25, 137–149. https://doi.org/10.1177/0959683614556382

Heiri, O., Lotter, A.F., Hausmann, S., Kienast, F., 2003. A chironomid-based Holocene summer air temperature reconstruction from the Swiss Alps. The Holocene 13, 477–484. https://doi.org/10.1191/0959683603hl640ft

Herman, F., Beaud, F., Champagnac, J.-D., Lemieux, J.-M., Sternai, P., 2011. Glacial hydrology and erosion patterns: A mechanism for carving glacial valleys. Earth Planet. Sci. Lett. 310, 498–508. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.08.022

Herman, F., Beyssac, O., Brughelli, M., Lane, S.N., Leprince, S., Adatte, T., Lin, J.Y.Y., Avouac, J.-P., Cox, S.C., 2015. Erosion by an Alpine glacier. Science 350, 193–195. https://doi.org/10.1126/science.aab2386

Heyman, J., Stroeven, A.P., Harbor, J.M., Caffee, M.W., 2011. Too young or too old: Evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. Earth Planet. Sci. Lett. 302, 71–80. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.040

Hippe, K., 2017. Constraining processes of landscape change with combined in situ cosmogenic 14 C- 10 Be analysis. Quat. Sci. Rev. 173, 1–19. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.07.020

Hippe, K., Kober, F., Baur, H., Ruff, M., Wacker, L., Wieler, R., 2009. The current performance of the in situ 14C extraction line at ETH. Quat. Geochronol., Advances in Cosmogenic Isotope Research from CRONUS-EU 4, 493–500. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.06.001

Hippe, K., Kober, F., Wacker, L., Fahrni, S.M., Ivy-Ochs, S., Akçar, N., Schlüchter, C., Wieler, R., 2013. An update on in situ cosmogenic 14C analysis at ETH Zürich. Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. At., Proceedings of the Twelfth International Conference on Accelerator Mass Spectrometry, Wellington, New Zealand, 20-25 March 2011

294, 81–86. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2012.06.020

Hippe, K., Lifton, N., 2014. Calculation isotope ratios and nuclide concentrations for in situ cosmogenic 14C analyses. Radiocarbon 56, 1167–1174. https://doi.org/10.2458/56.17917

Hofmann, F.M., 2018. Glacial history of the upper Drac Blanc catchment (Écrins massif, French Alps). EampG Quat. Sci. J. 67, 37–40. https://doi.org/10.5194/egqsj-67-37-2018

Holzhauser, H., Magny, M., Zumbuühl, H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. The Holocene 15, 789–801. https://doi.org/10.1191/0959683605hl853ra

Hooker, B.., Fitzharris, B.., 1999. The correlation between climatic parameters and the retreat and advance of Franz Josef Glacier, New Zealand. Glob. Planet. Change 22, 39–48. https://doi.org/10.1016/S0921-8181(99)00023-5

Hormes, A., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Ferreli, L., Maria Michetti, A., 2008. 10Be exposure ages of a rock avalanche and a late glacial moraine in Alta Valtellina, Italian Alps. Quat. Int. 190, 136–145. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.06.036

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, 255–265. https://doi.org/10.1191/095968301675275728

Ilyashuk, B., Gobet, E., Heiri, O., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., van der Knaap, W.O., Ilyashuk, E., Oberli, F., Ammann, B., 2009. Lateglacial environmental and climatic changes at the Maloja Pass, Central Swiss Alps, as recorded by chironomids and pollen. Quat. Sci. Rev. 28, 1340–1353. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.01.007

Ivy-Ochs, S., 2015. Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. Cuad. Investig. Geográfica 41, 295. https://doi.org/10.18172/cig.2750

Ivy-Ochs, S., Briner, J.P., 2014. Dating Disappearing Ice With Cosmogenic Nuclides. Elements 10, 351–356. https://doi.org/10.2113/gselements.10.5.351

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. Quat. Sci. Rev. 28, 2137–2149. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.03.009

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Maisch, M., Sailer, R., Schaefer, J., Kubik, P.W., Synal, H.-A., Schluechter, C., 2006. The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic (super 10) Be, (super 26) Al, (super 36) Cl, and (super 21) Ne. Spec. Pap. - Geol. Soc. Am. 415, 43–60. https://doi.org/10.1130/2006.2415(04)

Jaillet, S., Ballandras, S., 1999. La transition Tardiglaciaire/Holocène à travers les fluctuations du glacier du Tour (Vallée de Chamonix, Alpes du Nord françaises) [Lateglacial/Holocene transition through glacier du Tour fluctuations (upper Chamonix valley, French Alps)]. Quaternaire 10, 15–23. https://doi.org/10.3406/quate.1999.1625

Jégot, P., 2018. Reconstitution des fluctuations du glacier d'Arsine (massif des Écrins, Alpes françaises) depuis le Tardiglaciaire, à l'aide de datations par le nucléide cosmogénique 10Be. Université de Strasbourg.

Joerin, U.E., Nicolussi, K., Fischer, A., Stocker, T.F., Schlüchter, C., 2008. Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierva Glacier, Eastern Swiss Alps. Quat. Sci.

Rev. 27, 337–350. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.10.016

Joerin, U.E., Stocker, T.F., Schlüchter, C., 2006. Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. The Holocene 16, 697–704. https://doi.org/10.1191/0959683606hl964rp

Joly, D., Berger, A., Buoncristiani, J.-F., Champagne, O., Pergaud, J., Richard, Y., Soare, P., Pohl, B., 2018. Geomatic downscaling of temperatures in the Mont Blanc massif: A NEW STATISTICAL DOWNSCALING APPROACH. Int. J. Climatol. 38, 1846–1863. https://doi.org/10.1002/joc.5300

Jomelli, V., Khodri, M., Favier, V., Brunstein, D., Ledru, M.-P., Wagnon, P., Blard, P.-H., Sicart, J.-E., Braucher, R., Grancher, D., Bourlès, D.L., Braconnot, P., Vuille, M., 2011. Irregular tropical glacier retreat over the Holocene epoch driven by progressive warming. Nature 474, 196–199. https://doi.org/10.1038/nature10150

Jordan, D., 2010. Le Jardin de Talèfre, dans le massif du Mont-Blanc à Chamonix - Réévaluation et contribution à sa connaissance botanique. Monde Plantes 501.

Kaplan, M.R., Schaefer, J.M., Denton, G.H., Barrell, D.J.A., Chinn, T.J.H., Putnam, A.E., Andersen, B.G., Finkel, R.C., Schwartz, R., Doughty, A.M., 2010. Glacier retreat in New Zealand during the Younger Dryas stadial. Nature 467, 194–197. https://doi.org/10.1038/nature09313

Keeler, D.G., 2015. Development and Validation of a Physically Based ELA Model and its Application to the Younger Dryas Event in the Graubünden Alps, Switzerland 70.

Kelly, M.A., Kubik, P.W., Von Blanckenburg, F., Schlüchter, C., 2004. Surface exposure dating of the Great Aletsch Glacier Egesen moraine system, western Swiss Alps, using the cosmogenic nuclide 10Be. J. Quat. Sci. 19, 431–441. https://doi.org/10.1002/jqs.854

Kelly, M.A., Lowell, T.V., Hall, B.L., Schaefer, J.M., Finkel, R.C., Goehring, B.M., Alley, R.B., Denton, G.H., 2008. A 10Be chronology of lateglacial and Holocene mountain glaciation in the Scoresby Sund region, east Greenland: implications for seasonality during lateglacial time. Quat. Sci. Rev. 27, 2273–2282. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.08.004

Kerschner, H., Hertl, A., Gross, G., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., 2006. Surface exposure dating of moraines in the Kromer valley (Silvretta Mountains, Austria)-evidence for glacial response to the 8.2 ka event in the Eastern Alps? The Holocene 16, 7–15. https://doi.org/10.1196/0959683606hl902rp

Kerschner, H., Ivy-Ochs, S., 2007. Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. Glob. Planet. Change 60, 58–71. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.07.034

Kirkbride, M.P., Brazier, V., 1998. A critical evaluation of the use of glacial chronologies in climatic reconstruction, with reference to New Zealand. Quat. Proc. 55–64.

Kobashi, T., Severinghaus, J.P., Barnola, J.-M., 2008. 4±1.5 °C abrupt warming 11,270 yr ago identified from trapped air in Greenland ice. Earth Planet. Sci. Lett. 268, 397–407. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.032

Koppes, M.N., Montgomery, D.R., 2009. The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. Nat. Geosci. 2, 644–647. https://doi.org/10.1038/ngeo616

Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U.C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., von Gostomski, C.L., Kossert, K., Maiti, M., Poutivtsev, M.,

Remmert, A., 2010. A new value for the half-life of 10Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting. Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. At. 268, 187–191. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.020

Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. Earth Planet. Sci. Lett. 104, 424–439.

Lal, D., 1988. In Situ-Produced Cosmogenic Isotopes in Terrestrial Rocks. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 16, 355–388. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.16.050188.002035

Le Meur, E., Gerbaux, M., Schäfer, M., Vincent, C., 2007. Disappearance of an Alpine glacier over the 21st Century simulated from modeling its future surface mass balance. Earth Planet. Sci. Lett. 261, 367–374. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.07.022

Le Roy, M., 2012. Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales : apports de la dendrochronologie et de la datation par isotopes cosmogéniques produits in situ (phdthesis). Université Grenoble Alpes.

Le Roy, M., Deline, P., Carcaillet, J., Schimmelpfennig, I., Ermini, M., 2017. 10Be exposure dating of the timing of Neoglacial glacier advances in the Ecrins-Pelvoux massif, southern French Alps. Quat. Sci. Rev. 178, 118–138. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.10.010

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

Leclercq, P.W., Oerlemans, J., Basagic, H.J., Bushueva, I., Cook, A.J., Le Bris, R., 2014. A data set of worldwide glacier length fluctuations. The Cryosphere 8, 659–672. https://doi.org/10.5194/tc-8-659-2014

Lederer, C.M., Shirley, V. S., Browne, W., Diairiki, J. M., Doebler, R. E., Shihab- Eldin, A. A., Jardine, L. J., Tuli, J. K., Buyrn, A. B., 1978. Table of Isotopes. N. Y. John Wiley Sons Inc 690.

Leemann, A., Niessen, F., 1994. Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. The Holocene 4, 259–268. https://doi.org/10.1177/095968369400400305

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). Quat. Geochronol. 44, 63–74. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.12.002

Lichtenecker, N., 1938. Die Gegenwärtige und die Eiszeitliche Schneegrenze in den Os- talpen. Verhandlungen III Int. Quartarkonferenz Wien pp 141–147.

Lifton, N., Sato, T., Dunai, T.J., 2014. Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. Earth Planet. Sci. Lett. 386, 149–160. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.052

Lifton, N.A., Jull, A.J.T., Quade, J., 2001. A new extraction technique and production rate estimate for in situ cosmogenic 14C in quartz. Geochim. Cosmochim. Acta 65, 1953–1969. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00566-X

Lotter, A.., Birks, H.J.., Eicher, U., Hofmann, W., Schwander, J., Wick, L., 2000. Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and

cladoceran assemblages. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 159, 349–361. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00093-6

Lucéna, S., Ballandras, S., 1999. Rythme des fluctuations glaciaires et détritisme alluvial postglaciaire dans la haute vallée de l'Arve (Alpes françaises du Nord) [Glacial fluctuations rythm and postglacial alluvial detritism in high Arve valley (French North Alps)]. Quaternaire 10, 25–36. https://doi.org/10.3406/quate.1999.1626

Luetscher, M., Hoffmann, D.L., Frisia, S., Spötl, C., 2011. Holocene glacier history from alpine speleothems, Milchbach cave, Switzerland. Earth Planet. Sci. Lett. 302, 95–106. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.042

Lupker, M., Hippe, K., Wacker, L., Kober, F., Maden, C., Braucher, R., Bourlès, D., Romani, J.R.V., Wieler, R., 2015. Depth-dependence of the production rate of in situ 14C in quartz from the Leymon High core, Spain. Quat. Geochronol. 28, 80–87. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.04.004

Mackintosh, A.N., Anderson, B.M., Pierrehumbert, R.T., 2017. Reconstructing Climate from Glaciers. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 45, 649–680. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-063016-020643

Magny, M., 2013. Orbital, ice-sheet, and possible solar forcing of Holocene lake-level fluctuations in west-central Europe: A comment on Bleicher. The Holocene 23, 1202–1212. https://doi.org/10.1177/0959683613483627

Magny, M., Guiot, J., Schoellammer, P., 2001. Quantitative Reconstruction of Younger Dryas to Mid-Holocene Paleoclimates at Le Locle, Swiss Jura, Using Pollen and Lake-Level Data. Quat. Res. 56, 170–180. https://doi.org/10.1006/qres.2001.2257

Maisch, M., 1981. Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz).

Maizels, J., 1978. Débit des eaux de fonte, charges sédimentaires et taux d'érosion dans le massif du Mont-Blanc. Rev. Géographie Alp. 66, 65–91. https://doi.org/10.3406/rga.1978.2113

Marcott, S.A., Shakun, J.D., Clark, P.U., Mix, A.C., 2013. A Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years. Science 339, 1198–1201. https://doi.org/10.1126/science.1228026

Martin, L.C.P., 2016. Les paléoglaciers et les paléolacs de l'Altiplano; archives climatiques de la dernière déglaciation. Université de Loraine.

Martin, L.C.P., Blard, P.-H., Balco, G., Lavé, J., Delunel, R., Lifton, N., Laurent, V., 2017. The CREp program and the ICE-D production rate calibration database: A fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages. Quat. Geochronol. 38, 25–49. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.11.006

Martin, L.C.P., Blard, P.-H., Lavé, J., Braucher, R., Lupker, M., Condom, T., Charreau, J., Mariotti, V., Team, A., Davy, E., 2015. In situ cosmogenic 10Be production rate in the High Tropical Andes. Quat. Geochronol. 30, Part A, 54–68. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.06.012

Masarik, J., Beer, J., 1999. Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. J. Geophys. Res. Atmospheres 104, 12099–12111. https://doi.org/10.1029/1998JD200091

Merchel, S., Arnold, M., Aumaître, G., Benedetti, L., Bourlès, D.L., Braucher, R., Alfimov, V.,

Freeman, S.P.H.T., Steier, P., Wallner, A., 2008. Towards more precise 10Be and 36Cl data from measurements at the 10−14 level: Influence of sample preparation. Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. At. 266, 4921–4926. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2008.07.031

Moran, A.P., Ivy-Ochs, S., Schuh, M., Christl, M., Kerschner, H., 2016a. Evidence of central Alpine glacier advances during the Younger Dryas–early Holocene transition period. Boreas n/a-n/a. https://doi.org/10.1111/bor.12170

Moran, A.P., Kerschner, H., Ochs, S.I., 2016b. Redating the moraines in the Kromer Valley (Silvretta Mountains)–New evidence for an early Holocene glacier advance. The Holocene 26, 655–664.

Moran, A.P., Ochs, S.I., Christl, M., Kerschner, H., 2017. Exposure dating of a pronounced glacier advance at the onset of the late-Holocene in the central Tyrolean Alps. The Holocene. https://doi.org/10.1177/0959683617690589

Nesje, A., Dahl, S.O., 2003. The 'Little Ice Age' – only temperature? The Holocene 13, 139–145. https://doi.org/10.1191/0959683603hl603fa

Nesje, A., Dahl, S.O., Thun, T., Nordli, Ø., 2008. The 'Little Ice Age' glacial expansion in western Scandinavia: summer temperature or winter precipitation? Clim. Dyn. 30, 789–801. https://doi.org/10.1007/s00382-007-0324-z

Nicolussi, K., Kaufmann, M., Patzelt, G., Der, J.P. van, Thurner, A., 2005. Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. Veg. Hist. Archaeobotany 14, 221–234. https://doi.org/10.1007/s00334-005-0013-y

Nicolussi, K., Patzelt, G., 2000. Discovery of early Holocene wood and peat on the forefield of the Pasterze Glacier, Eastern Alps, Austria. The Holocene 10, 191–199. https://doi.org/10.1191/095968300666855842

Nicolussi, K., Pratzelt, G., 2001. Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). Z. Für Gletscherkunde Glazialgeol. 1–87.

Nicolussi, K., Schlüchter, C., 2012. The 8.2 ka event--Calendar-dated glacier response in the Alps. Geology 40, 819–822. https://doi.org/10.1130/G32406.1

Niedermann, S., 2002. Cosmic-Ray-Produced Noble Gases in Terrestrial Rocks: Dating Tools for Surface Processes. Rev. Mineral. Geochem. 47, 731–784. https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.16

Nishiizumi, K., Winterer, E.L., Kohl, C.P., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., Arnold, J.R., 1989. Cosmic ray production rates of 10Be and 26Al in quartz from glacially polished rocks. J. Geophys. Res. Solid Earth 94, 17907–17915. https://doi.org/10.1029/JB094iB12p17907

Nussbaumer, S.U., ZUMBÜHL, H.J., STEINER, D., 2007. Fluctuations of the "Mer de Glace" (Mont Blanc area, France) AD 1500–2050: an interdisciplinary approach using new historical data and neural network simulations. Z. Für Gletscherkunde Glazialgeol. 40, 1–183.

Oerlemans, J., 2005. Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. Science 308, 675–677. https://doi.org/10.1126/science.1107046

Oerlemans, J., 2001. Glaciers and Climate Change. CRC Press.

Oerlemans, J., 1986. An attempt to simulate historic front variations of Nigardsbreen, Norway. Theor. Appl. Climatol. 37, 126–135. https://doi.org/10.1007/BF00867846

Ohmura, A., Kasser, P., Funk, M., 1992. Climate at the Equilibrium Line of Glaciers. J. Glaciol. 38, 397–411. https://doi.org/10.1017/S0022143000002276

Osmaston, H., 2005. Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area×Altitude, the Area×Altitude Balance Ratio and the Area×Altitude Balance Index methods and their validation. Quat. Int. 138–139, 22–31. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.02.004

Payot, V., 1884. Oscillations des quatre grands glaciers de la vallée de Chamonix et énumération des ascensionnistes au Mont-Blanc. Sandoz, Genève.

Pellitero, R., Rea, B.R., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S., Ribolini, A., 2015. A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. Comput. Geosci. 82, 55–62. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.005

Pellitero, R., Rea, B.R., Spagnolo, M., Bakke, J., Ivy-Ochs, S., Frew, C.R., Hughes, P., Ribolini, A., Lukas, S., Renssen, H., 2016. GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciers. Comput. Geosci. 94, 77–85. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.06.008

Pewé, T.L., Reger, R.D., 1972. Modern and wisconsinan snowlines in Alaska. Proceeding XXIV Int. Geol. Congr. secc. 12, 187–197.

Phillips, F.M., Zreda, M.G., Smith, S.S., Elmore, D., Kubik, P.W., Sharma, P., 1990. Cosmogenic chlorine-36 chronology for glacial deposits at bloody canyon, Eastern Sierra Nevada. Science 248, 1529–1532.

Prud'homme, C., 2013. Géomorphologie glaciaire et nucléides cosmogéniques : qu'est-ce que l'on date ? Université Joseph Fourrier, Grenoble.

Prud'homme, C., Vassallo, R., Crouzet, C., Mugnier, J.-L., Cortès, J.A., Submitted. Paired 10Be sampling of polished surfaces and erratic boulders to improve glacial landforms dating. Earth Planet. Sci. Lett.

Putkonen, J., Swanson, T., 2003. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. Quat. Res. 59, 255–261. https://doi.org/10.1016/S0033-5894(03)00006-1

Rabatel, A., Letréguilly, A., Dedieu, J.-P., Eckert, N., 2013. Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps from 1984 to 2010: evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographic and climate controls. The Cryosphere 7, 1455–1471. https://doi.org/10.5194/tc-7-1455-2013

Rabatel, A., Sanchez, O., Vincent, C., Six, D., 2018. Estimation of Glacier Thickness From Surface Mass Balance and Ice Flow Velocities: A Case Study on Argentière Glacier, France. Front. Earth Sci. 6. https://doi.org/10.3389/feart.2018.00112

Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Rothlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. J. Geophys. Res.-Atmospheres 111, D06102. https://doi.org/10.1029/2005JD006079

Rasmussen, S.O., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Andersen, K.K., 2007. Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. Quat. Sci. Rev., Early Holocene climate oscillations - causes and consequencesEarly Holocene climate oscillations - causes and

consequences 26, 1907–1914. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.015

Rea, B.R., 2009. Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. Quat. Sci. Rev. 28, 237–248. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.011

Renssen, H., Goosse, H., Roche, D.M., Seppä, H., 2018. The global hydroclimate response during the Younger Dryas event. Quat. Sci. Rev. 193, 84–97. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.05.033

Réveillet, M., Vincent, C., Six, D., Rabatel, A., 2017. Which empirical model is best suited to simulate glacier mass balances? J. Glaciol. 63, 39–54. https://doi.org/10.1017/jog.2016.110

Reynaud, L., Vincent, C., 2000. Relevés de fluctuations sur quelques glaciers des Alpes Françaises. Houille Blanche 79–86. https://doi.org/10.1051/lhb/2000052

Rupper, S., Roe, G., 2008. Glacier Changes and Regional Climate: A Mass and Energy Balance Approach*. J. Clim. 21, 5384–5401. https://doi.org/10.1175/2008JCLI2219.1

Samartin, S., Heiri, O., Vescovi, E., Brooks, S.J., Tinner, W., 2012. Lateglacial and early Holocene summer temperatures in the southern Swiss Alps reconstructed using fossil chironomids. J. Quat. Sci. 27, 279–289. https://doi.org/10.1002/jqs.1542

Schaefer, J.M., Denton, G.H., Kaplan, M., Putnam, A., Finkel, R.C., Barrell, D.J.A., Andersen, B.G., Schwartz, R., Mackintosh, A., Chinn, T., Schlüchter, C., 2009. High-Frequency Holocene Glacier Fluctuations in New Zealand Differ from the Northern Signature. Science 324, 622–625. https://doi.org/10.1126/science.1169312

Schaefer, J.M., Finkel, R.C., Balco, G., Alley, R.B., Caffee, M.W., Briner, J.P., Young, N.E., Gow, A.J., Schwartz, R., 2016. Greenland was nearly ice-free for extended periods during the Pleistocene. Nature 540, 252–255. https://doi.org/10.1038/nature20146

Schimmelpfennig, I., Schaefer, J., Lamp, J., Godard, V., Schwartz, R., Ermini, M., Bard, E., Tuna, T., Akçar, N., Schluechter, C., Zimmerman, S., ASTER Team, 2018. The Holocene Glacier Advance and Retreat History of Steingletscher (Central Swiss Alps), inferred from in situ cosmogenic 14C and 10Be. Presented at the AGU Fall Meeting 2018.

Schimmelpfennig, I., Schaefer, J.M., Akçar, N., Koffman, T., Ivy-Ochs, S., Schwartz, R., Finkel, R.C., Zimmerman, S., Schlüchter, C., 2014. A chronology of Holocene and Little Ice Age glacier culminations of the Steingletscher, Central Alps, Switzerland, based on high-sensitivity beryllium-10 moraine dating. Earth Planet. Sci. Lett. 393, 220–230. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.02.046

Schimmelpfennig, I.L., Schaefer, J.M., Akcar, N., Ivy-Ochs, S., Finkel, R.C., Schlüchter, C., 2012. Holocene glacier culminations in the Western Alps and their hemispheric relevance. Geology 40, 891–894. http://dx.doi.org/10.1130/G33169.1

Schindelwig, I., Akçar, N., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2012. Lateglacial and early Holocene dynamics of adjacent valley glaciers in the Western Swiss Alps. J. Quat. Sci. 27, 114–124. https://doi.org/10.1002/jqs.1523

Schwander, J., Eicher, U., Ammann, B., 2000. Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP ice core. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 159, 203–214. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00085-7

Schweinsberg, A.D., Briner, J.P., Miller, G.H., Lifton, N.A., Bennike, O., Graham, B.L., 2018. Holocene mountain glacier history in the Sukkertoppen Iskappe area, southwest Greenland. Quat. Sci. Rev. 197, 142–161. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.06.014

Simonneau, A., Chapron, E., Garçon, M., Winiarski, T., Graz, Y., Chauvel, C., Debret, M., Motelica-Heino, M., Desmet, M., Di Giovanni, C., 2014. Tracking Holocene glacial and high-altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lake sediments (Lake Blanc Huez, Western French Alps). Quat. Sci. Rev. 89, 27–43. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.02.008

Six, D., Vincent, C., 2014. Sensitivity of mass balance and equilibrium-line altitude to climate change in the French Alps. J. Glaciol. 60, 867–878. https://doi.org/10.3189/2014JoG14J014

Slaymaker, O., 2011. Criteria to Distinguish Between Periglacial, Proglacial and Paraglacial Environments. Quaest. Geogr. 30, 85–94. https://doi.org/10.2478/v10117-011-0008-y

Smiraglia, C., Azzoni, R.S., D'Agata, C., Maragno, D., Fugazza, D., Diolaiuti, G.A., 2015. The evolution of the Italian glaciers from the previous data base to the New Italian Inventory. Preliminary considerations and results. Geogr. Fis. E Din. Quat. 38, 79–87.

Solomina, O.N., Bradley, R.S., Hodgson, D.A., Ivy-Ochs, S., Jomelli, V., Mackintosh, A.N., Nesje, A., Owen, L.A., Wanner, H., Wiles, G.C., Young, N.E., 2015. Holocene glacier fluctuations. Quat. Sci. Rev. 111, 9–34. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.11.018

Solomina, O.N., Bradley, R.S., Jomelli, V., Geirsdottir, A., Kaufman, D.S., Koch, J., McKay, N.P., Masiokas, M., Miller, G., Nesje, A., Nicolussi, K., Owen, L.A., Putnam, A.E., Wanner, H., Wiles, G., Yang, B., 2016. Glacier fluctuations during the past 2000 years. Quat. Sci. Rev. 149, 61–90. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.04.008

Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. J. Geophys. Res. Solid Earth 105, 23753–23759. https://doi.org/10.1029/2000JB900181

Strunk, A., Knudsen, M.F., Egholm, D.L., Jansen, J.D., Levy, L.B., Jacobsen, B.H., Larsen, N.K., 2017. One million years of glaciation and denudation history in west Greenland. Nat. Commun. 8, 14199. https://doi.org/10.1038/ncomms14199

Stutenbecker, L., Delunel, R., Schlunegger, F., Silva, T.A., Šegvić, B., Girardclos, S., Bakker, M., Costa, A., Lane, S.N., Loizeau, J.-L., Molnar, P., Akçar, N., Christl, M., 2018. Reduced sediment supply in a fast eroding landscape? A multi-proxy sediment budget of the upper Rhône basin, Central Alps. Sediment. Geol. 375, 105–119. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.013

Suess, H.E., Wänke, H., 1962. Radiocarbon content and terrestrial age of twelve stony meteorites and one iron meteorite. Geochim. Cosmochim. Acta 26, 475–480. https://doi.org/10.1016/0016-7037(62)90092-3

Vaughan, D.G., Comiso, J.C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K., Zhang, T., 2013. Observations: cryosphere. in: climate change 2013: the physical sci-ence B-asis. In: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (Eds.), Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Vincent, C., 2010. L'impact des changements climatiques sur les glaciers alpins. Université de

Grenoble.

Vincent, C., Fischer, A., Mayer, C., Bauder, A., Galos, S.P., Funk, M., Thibert, E., Six, D., Braun, L., Huss, M., 2017. Common climatic signal from glaciers in the European Alps over the last 50 years. Geophys. Res. Lett. 2016GL072094. https://doi.org/10.1002/2016GL072094

Vincent, C., Harter, M., Gilbert, A., Berthier, E., Six, D., 2014. Future fluctuations of Mer de Glace, French Alps, assessed using a parameterized model calibrated with past thickness changes. Ann. Glaciol. 55, 15–24. https://doi.org/10.3189/2014AoG66A050

Vincent, C., Kappenberger, G., Valla, F., Bauder, A., Funk, M., Le Meur, E., 2004. Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century. J. Geophys. Res. 109. https://doi.org/10.1029/2003JD003857

Vincent, C., Le Meur, E., Six, D., Funk, M., 2005. Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. Geophys. Res. Lett. 32, L09706. https://doi.org/10.1029/2005GL022552

Vincent, C., Soruco, A., Six, D., Le Meur, E., 2009. Glacier thickening and decay analysis from 50 years of glaciological observations performed on Glacier d'Argentière, Mont Blanc area, France. Ann. Glaciol. 50, 73–79.

Vinther, B.M., Clausen, H.B., Johnsen, S.J., Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Buchardt, S.L., Dahl-Jensen, D., Seierstad, I.K., Siggaard-Andersen, M.-L., Steffensen, J.P., Svensson, A., Olsen, J., Heinemeier, J., 2006. A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. J. Geophys. Res. Atmospheres 111, D13102. https://doi.org/10.1029/2005JD006921

Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S.O., Popp, T., Steffensen, J.-P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., Cwynar, L.C., Hughen, K., Kershaw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D.J., Nakagawa, T., Newnham, R., Schwander, J., 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. J. Quat. Sci. 24, 3–17. https://doi.org/10.1002/jqs.1227

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. Quat. Sci. Rev. 27, 1791–1828. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013

Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. Quat. Sci. Rev. 30, 3109–3123. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.010

Ward, G.K., Wilson, S.R., 1978. Procedures for comparing and combining radiocarbon age determinations: a critique. Archaeometry 20, 19–31.

Wetter, W., 1987. Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Mont Blanc-Gebiet: untere Vallée de Chamonix - Val Montjoie. Universität Zürich-Irchel. Geographisches Institut, Zürich, Suisse.

Wirsig, C., Ivy-Ochs, S., Akçar, N., Lupker, M., Hippe, K., Wacker, L., Vockenhuber, C., Schlüchter, C., 2016. Combined cosmogenic 10Be, in situ 14C and 36Cl concentrations constrain Holocene history and erosion depth of Grueben glacier (CH). Swiss J. Geosci. 1–10. https://doi.org/10.1007/s00015-016-0227-2

Wurth, G., Niggemann, S., Richter, D.K., Mangini, A., 2004. The Younger Dryas and Holocene climate record of a stalagmite from Hölloch Cave(Bavarian Alps, Germany. J. Quat. Sci. 19, 291–298. https://doi.org/10.1002/jqs.837

Young, N.E., Lamp, J., Koffman, T., Briner, J.P., Schaefer, J., Gjermundsen, E.F., Linge, H., Zimmerman, S., Guilderson, T.P., Fabel, D., Hormes, A., 2018. Deglaciation of coastal south-western Spitsbergen dated with *in situ* cosmogenic ^{10}Be and ^{14}C measurements: DEGLACIATION OF COASTAL SOUTH-WESTERN SPITSBERGEN. J. Quat. Sci. 33, 763–776. https://doi.org/10.1002/jqs.3058

Young, N.E., Schaefer, J.M., Briner, J.P., Goehring, B.M., 2013. A 10Be production-rate calibration for the Arctic. J. Quat. Sci. 28, 515–526. https://doi.org/10.1002/jqs.2642

Yu, S.-Y., Colman, S.M., Lowell, T.V., Milne, G.A., Fisher, T.G., Breckenridge, A., Boyd, M., Teller, J.T., 2010. Freshwater Outburst from Lake Superior as a Trigger for the Cold Event 9300 Years Ago. Science 328, 1262–1266. https://doi.org/10.1126/science.1187860

Zreda, M.G., Phillips, F.M., 1995. Insights into alpine moraine development from cosmogenic 36Cl buildup dating. Geomorphology, Glacial Geomorphology: Process and Form Development 14, 149–156. https://doi.org/10.1016/0169-555X(95)00055-9

Zumbühl, H.J., Nussbaumer, S.U., 2018. Little Ice Age glacier history of the Central and Western Alps from pictorial documents. Cuad. Investig. Geográfica 44, 115. https://doi.org/10.18172/cig.3363

Annexes

Annexe A : Protocole de séparation du quartz des feldspaths et biotites par méthode de flottation

Annexe B : Tableaux complémentaires du Chapitre 4

Annexe A : Protocole de séparation du quartz des feldspaths et biotites par méthode de flottation

Protocole de séparation du quartz des feldspaths et biotites par « froth flotation »

Temps approximatif pour 1 échantillon : 1h

Coup de pouce : plusieurs échantillons peuvent être mis à agiter en même temps puis suivre les étapes de flottation à la suite pour gagner du temps.

Prérequis :

→ Utiliser la fraction 250-500 µm obtenue après broyage et tamisage.

→ L'échantillon peut avoir été passé au Frantz avant

→ L'échantillon ne doit pas avoir subi d'autres traitements chimiques préalable

Préparation et prétraitement :

- Utiliser la fiche de suivi pour noter les détails de l'échantillon et de ce qui est fait pour chaque échantillon.
- Placer l'échantillon dans une bouteille (Nalgène 2L). Si la quantité d'échantillon est importante (> 300g), le séparer dans deux bouteilles différentes, qui seront traitées en même temps.
- Peser l'échantillon (*fiche de suivie*)
- Rincer l'échantillon à l'eau de ville jusqu'à obtenir une eau de rinçage claire afin d'éliminer la poussière et les éléments autres que des minéraux (expl. Lickens, matière organique…).
- Observer l'échantillon à la loupe bino et identifier les minéraux présents (*fiche de suivie*).
- Ajouter une solution d'HF 1%/HNO3 1% jusqu'à 3-4 cm au-dessus de la surface des grains /!\ Solution HF ! Gants jaunes + manchons + lunettes !
- Mettre à agiter pendant 30 minutes.

Installation du matériel (pendant le temps d'agitation) :

- Sortir une autre bouteille (Nalgene 2L).
- Préparer le diffuseur = le tuyau d'arrosage de jardin et son pommeau. A brancher sur le robinet qui se trouve au fond de la hotte (relié eau de ville). /!\ vérifier que le tuyau est bien emboité sur le robinet !
- Sortir le matériel de filtration : büchner, filtre à café et pompe.

- Vérifier s'il y a encore de la solution lauryl amine + acide acétique, sinon en refaire.
- Prendre l'HE d'eucalyptus (ou pin)

Processus de flottation (après les 30 minutes d'agitation) :

- Récupérer l'échantillon, vider le surplus dans la poubelle « déchets acide HNO3 + HF ». Ne pas rincer ou sécher l'échantillon. /!\ Solution HF ! Gants jaune + manchons + lunettes !
- Ajouter 10 gouttes de la solution lauryl amine + acide acétique et 5 gouttes HE eucalyptus. La solution peut alors prendre une couleur laiteuse. Homogénéiser.
- Donner un coup de jet avec le diffuseur (placer le diffuseur au niveau de l'ouverture du Nalgène et couvrir au maximum l'ouverture avec la main pour limiter les projections). /!\ des grains peuvent se mettre sur le pommeau, bien le rincer entre deux échantillons.
- Vider le surnageant avec les grains flottant dans le second Nalgene et répéter l'opération jusqu'à ce que la séparation semble aboutit. Après un certain nombre de répétition, voit se détacher au fond la partie où les quartz se concentrent, un peu plus grise que le reste. Ajouter à nouveau de la solution de lauryl amine + acide acétique et des HE quand la séparation ne vous semble plus efficace.
- Verser le surnageant du second Nalgène, et répéter les mêmes opérations en versant le surnageant dans le filtre. Activer la pompe pour plus de rapidité.
- Laisser filtrer le surnageant. Récupérer dans le filtre la fraction de surface. Et dans les fonds des Nalgènes la fraction du fond, concentrée en quartz (a priori). Mettre les fractions dans deux contenant identifier et les faire sécher à l'étuve (70°C).
- Jeter le filtrat dans la poubelle « lauryl amine + acide acétique ».
- Une fois sec, observer les deux fractions à la loupe bino. Identifier les minéraux présents dans chacune des fractions (*fiche de suivie*). Evaluer l'efficacité de la séparation.

Préparation des solutions :

Solution de lauryl amine + acide acétique :

(quantité grossière, noté sur la bouteille les quantité exactes)

lauryl amine 10g

acide acétique 20 mL

eau MQ 18 mL

Solution HF 1%/HNO3 1% :

(pour 4000 mL de solution)

eau MQ 3800 mL

HF (49%) 80 mL

HNO3 (79%) 60 mL

Annexe B : Tableaux complémentaires du Chapitre 4

Table B1: Results of the χ^2 test (2σ) (Ward and Wilson, 1978) performed to determine the agreement of the moraine ages of the Talèfre glacier (T1 and T2) with the moraine ages from the other Alpine sites considered for the comparison. Red boxes indicate test failure and green cases success.

Site	Moraine	T1	T2
Rougnoux valley	VdR M8d		
Rougnoux valley	VdR M7a		
Rougnoux valley	VdR M4-5b		
Rougnoux valley	VdR M8a		
Rougnoux valley	VdR M6a		
Rougnoux valley	VdR M8-9		
Rougnoux valley	VdR M7b		
Rougnoux valley	VdR M6b		
Arsine glacier	MF		
Arsine glacier	ML-PT		
Arsine glacier	MF-RP		
Arsine glacier	RLC		
Argentière glacier	L1		
Argentière glacier	L2		
Argentière glacier	L3		
Tsidjiore Nouve glacier	crest		
Tsidjiore Nouve glacier	ridge		
Belalp cirque	moraine I		
Belalp cirque	moraine IV		
Belalp cirque	moraine V		
Belalp cirque	moraine VI		
Steingletscher	outer		
Steingletscher	inner		
Steingletscher	lower		
Kromer valley	VL		
Kromer valley	SK		
Kloster valley			
Falgin cirque	M1		
Falgin cirque	M3		
La Mare glacier	MLm1		
La Mare glacier	MLm3		
La Mare glacier	MLm2		
La Mare glacier	MLm4		
Careser glacier	MC2		

Table B2: Same as Table B1 but for the moraines L1, L2 and L3 or Argentière glacier.

Site	Moraine	L1	L2	L3
Rougnoux valley	VdR M8d			
Rougnoux valley	VdR M7a			
Rougnoux valley	VdR M4-5b			
Rougnoux valley	VdR M8a			
Rougnoux valley	VdR M6a			
Rougnoux valley	VdR M8-9			
Rougnoux valley	VdR M7b			
Rougnoux valley	VdR M6b			
Arsine glacier	MF			
Arsine glacier	ML-PT			
Arsine glacier	MF-RP			
Arsine glacier	RLC			
Tsidjiore Nouve	crest			
Tsidjiore Nouve	ridge			
Belalp cirque	moraine I			
Belalp cirque	moraine IV			
Belalp cirque	moraine V			
Belalp cirque	moraine VI			
Steingletscher	outer			
Steingletscher	inner			
Steingletscher	lower			
Kromer valley	VL			
Kromer valley	SK			
Kloster valley				
Falgin cirque	M1			
Falgin cirque	M3			
La Mare glacier	MLm1			
La Mare glacier	MLm3			
La Mare glacier	MLm2			
La Mare glacier	MLm4			

Table B3: Geographic and morphologic characteristic of Alpine glaciers compared to Talèfre glacier. The last four columns are data for the present-day glacier, or closest to the present-day when not possible, with the corresponding year in parenthesis as given in the cited references. Numbers [X] correspond to references: [1] (Gardent et al., 2014), [2] (Six and Vincent, 2014), [3] (Kerschner et al., 2006), [4] (Schimmelpfennig et al., 2014), [5] (Moran et al., 2016a), [6] (Baroni et al., 2017), [7] Glacier World Inventory, [8] Swiss glacier monitoring network, [9] GLIMS glacier database.

Site name	Glacier name	Location	Latitude/ Longitude	Exposition	Minimum elevation (m)	Maximum elevation (m)	Surface glacier (km^2)	Length (km)
Talèfre glacier	Talèfre	France	45°54'/6°59'	SW	2470 [2]	3740 [2]	7.7 [2]	4.5 [2]
Argentiere glacier	Argentière	France	45°55'/6°57'	NW	1550 [2]	3530 [2]	14.01 [1]	10 [2]
Arsine glacier	Arsine	France	44°57'/6°24'	N	2476 [9]	3579 [9]	2.3 (2003) [9]	2.3 (2003) [9]
Tsidjiore Nouve glacier	Tsidjiore Nouve	Switzerland	46°00'/7°27'	NE	2350 [9]	3300 [9]	3.20 (1973) [7]	4.85 (1973) [7]
Belalp cirque	Unnerbaech	Switzerland	46°24'/7°57'	SE	3000 [9]	3434 [9]	0.55 (2009) [9]	1 (2009) [9]
Steingletscher	Steingletscher	Switzerland	46°41'/8°25'	N-NE	2000 [4]	3200 [4]	6.60 (1973) [8]	4.20 (1973) [8]
Kromer valley	Kromer	Austria	46°53'/10°01'	NE	2560 [9]	2790 [9]	0.382 (1850) [3]	0.5 [9]
Kromer valley	Schweizer	Austria	46°54'/10°01'	NE	2620 [9]	2770 [9]	0.474 (1850) [3]	0.5 [9]
Krommer valley	Litzer	Austria	46°53'/10°02'	N	2500 [9]	3000 [9]	1.313 (1850) [3]	1 [9]
Krommer valley	Verhupf	Austria	46°53'/10°03'	N	2450 [9]	2850 [9]	0.3 [9]	0.6 [9]
Kloster valley	Klostertaler	Austria	46°52'/10°04'	W	2500 [9]	3100 [9]	0.8 [5]	1.55 [9]
Falgin cirque	Falginferner	Italy	46°50'/10°42'	SW	2970 [9]	3370 [9]	0.3 (2016) [5]	0.9 [9]
La Mare glacier	La Mare	Italy	46°26'/10°42'	NE	3070 [6]	2660 [6]	3.55 (2012) [6]	3.5 [8]