



HAL
open science

Dynamique et chronologie des glaciers des Alpes occidentales françaises et leur piémont depuis le maximum du dernier cycle glaciaire.

Thibault Roattino

► **To cite this version:**

Thibault Roattino. Dynamique et chronologie des glaciers des Alpes occidentales françaises et leur piémont depuis le maximum du dernier cycle glaciaire.. Sciences de l'environnement. Université Savoie Mont Blanc, 2023. Français. NNT: . tel-03989870

HAL Id: tel-03989870

<https://theses.hal.science/tel-03989870>

Submitted on 15 Feb 2023

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.



Open licence - etalab

Université Savoie Mont Blanc

ED STEP - Sciences de la Terre de l'Environnement et des Planètes

Laboratoire ISTerre

Thèse présentée pour obtenir le grade universitaire de docteur

Spécialité : Géosciences de l'environnement

Thibault ROATTINO

Dynamique et chronologie des glaciers des Alpes occidentales
françaises et leur piémont depuis le maximum du dernier cycle
glaciaire.

Dynamic and chronology of the Western French Alps glaciers and their foreland
since the last glacial cycle maximum.

Soutenue le 20 janvier 2022, devant le jury :

Vincent Jomelli	CEREGE, Aix-en-Provence, France	Rapporteur
Olivier Bourgeois	LPG, Nantes, France	Rapporteur
Magali Delmas	UMR 7198 HNHP, Perpignan, France	Examinatrice
Pierre-Henri Blard	CRPG, Nancy, France	Examineur
Joseph Martinod	ISTerre, Chambéry, France	Examineur
Christian Crouzet	ISTerre, Chambéry, France	Directeur de thèse
Riccardo Vassallo	ISTerre, Chambéry, France	Co-directeur de thèse
Jean-François Buoncristiani	UMR CNRS 6282 Biogéosciences	Co-encadrant de thèse

RÉSUMÉ

Dans les Alpes occidentales françaises, de nombreuses morphologies et dépôts issus d'environnements glaciaires et proglaciaires sont hérités des glaciations du Quaternaire. Depuis plus d'un siècle, deux complexes morainiques ont été reconnus dans la zone de piémont et attribués aux dernières glaciations du Quaternaire. A partir d'analyses géomorphologiques et géologiques sur le piémont et dans les vallées internes, différentes avancées glaciaires ont été identifiées. Ces avancées glaciaires ont été définies par une approche morphostratigraphique, mais le cadre chronologique absolu basé principalement sur des datations ^{14}C reste très fragmentaire. Ainsi, l'âge absolu du complexe des moraines internes (CMI) se trouvant sur le piémont et mis en place par le lobe glaciaire lyonnais reste encore débattu. De même, la dynamique et la chronologie du retrait glaciaire, depuis le dernier maximum glaciaire jusque dans les vallées alpines restent très parcellaires. Le but de cette thèse est donc de définir un meilleur cadre chronologique du dernier maximum glaciaire et des différents stades de retrait dans les Alpes occidentales françaises.

Ce travail de thèse se focalise sur le piémont des Alpes occidentales françaises et plus précisément sur le CMI et sur les dépôts fluvioglaciaires associés. Ce travail se concentre également sur la dynamique de retrait depuis le piémont jusqu'en amont de la vallée de la Maurienne. Pour la première fois sur ce secteur, les méthodes de datation absolue par radionucléides cosmogéniques ^{10}Be et par luminescence (OSL) ont été utilisées. Cette étude est basée sur une nouvelle caractérisation géomorphologique et sédimentologique des dépôts glaciaires et proglaciaires, afin de mettre en évidence et de dater les fluctuations (avancées et retraits) des glaciers des Alpes occidentales françaises depuis le front montagneux jusqu'en amont de la vallée de la Maurienne.

Dans le piémont, les analyses géomorphologiques et sédimentologiques des systèmes fluvioglaciaires localisés au front du CMI ont mis en évidence une corrélation topographique entre les terrasses fluvioglaciaires et les différents ensembles de moraines. Ces systèmes fluvioglaciaires ont été ensuite datés par luminescence. Les résultats indiquent une activité fluvioglaciaire à 75-60 ka au cours du MIS 4 à l'origine du dépôt des terrasses corrélées aux moraines du maximum d'extension du lobe lyonnais. Une seconde activité fluvioglaciaire à 30-40 ka au MIS 3 est à l'origine des terrasses fluvioglaciaires corrélées aux moraines laissées par une extension du lobe lyonnais géométriquement proche de celle du MIS 4.

Pour compléter cette chronologie OSL, nous avons réalisé des datations par âges d'exposition ^{10}Be sur 9 blocs glaciaires localisés sur le complexe morainique et sur 12 blocs erratiques situés sur le reste du piémont. Les résultats montrent un retour du lobe glaciaire sur le piémont au LGM à 24-21 ka. Cette extension LGM est légèrement moins étendue que les extensions du MIS 4 et du MIS 3. En arrière de ces moraines, une réavancée / stabilisation a été mise en évidence à 19 ka. Enfin, les âges d'exposition indiquent que le piémont est déglacé à 16,5 ka.

En amont du piémont, des âges d'exposition ^{10}Be ont permis de reconstituer la dynamique de déglaciation dans les Alpes occidentales françaises au Tardiglaciaire. Ces âges d'exposition sont issus de datations inédites sur blocs erratiques ainsi que de datations sur blocs erratiques et glaciaires publiées. Ces résultats ont permis de retrouver des positions glaciaires de l'entrée du piémont (Culoz) jusqu'en amont de la Maurienne (Bessans) entre ~16,5 et ~12,5 ka. Entre l'entrée du piémont et la partie aval de la Maurienne (Pas du Roc), des âges d'exposition proches les uns des autres suggèrent un retrait rapide à environ 16,5 ka sur ~120 km, probablement favorisé par un vêlage dans de grands lacs proglaciaires.

En Maurienne, des analyses sédimentologiques de deux affleurements (Verney et Lanslebourg) ont permis de mettre en évidence deux avancées glaciaires n'ayant pas laissé de moraines. La première avancée glaciaire est marquée par des déformations retrouvées dans un dépôt deltaïque au Verney. A

Lanslebourg, des faciès de plus en plus proximaux vers le haut de la succession sédimentaire et des déformations de cônes proglaciaires sous-aquatiques attestent de la seconde avancée glaciaire. Les analyses sédimentologiques, les datations par exposition et les âges par luminescence, permettent de reconstituer six fluctuations du glacier de l'Arc. Trois étapes de retrait glaciaire ont été mises en évidence à 16,7-14,6 ka ; 15,3 et 14,5 ka respectivement. Puis, deux stades de réavancée du glacier de l'Arc mis en évidence par les analyses sédimentologiques dont l'âge est estimé entre 14,5 et 13,6 ka. Enfin le dernier stade est marqué par des moraines frontales issues d'une réavancée à 12,5 ka au Dryas récent.

Pour les six fluctuations glaciaires identifiées en Maurienne, une modélisation géométrique glaciaire a été réalisée et a permis d'estimer les variations de la ligne d'équilibre glaciaire (ELA) entre 16,7 et 12,5 ka. Ces modèles ont également permis de quantifier les variations de volume de glace et le bilan de masse moyen entre 16,7 et 14,5 ka, pendant la période de réchauffement climatique au début du Bølling-Allerød. Les variations de l'altitude de la ELA suggèrent des conditions de plus en plus sèches en Maurienne. Le bilan de masse moyen a été comparé aux bilans de masse des glaciers actuels soumis au réchauffement climatique anthropique. Ces comparaisons montrent que les bilans de masse moyens des glaciers actuels sont 10 à 100 fois supérieurs aux valeurs calculées pour le glacier de l'Arc pendant le Bølling-Allerød.

ABSTRACT

In the western French Alps, morphologies and deposits from glacial and proglacial environments are inherited from Quaternary glaciations. Geomorphological and geological analyses of these morphologies and deposits highlighted different glacier advances on the foreland and in the internal valleys. These glacier advances have been defined using a morphostratigraphic approach, but the absolute chronological framework represented mainly by ^{14}C dating is very incomplete. More precisely, the absolute age of the foreland morainic complex left by the lyonnais glacial lobe, during its extensions of the last glacial cycle, is not clearly established. Similarly, the ages of the retreat stages upstream of the foreland in the Alpine valleys are incomplete. The aim of this thesis is therefore to characterize geomorphologically and sedimentologically glacial and proglacial deposits, and to date them in order to establish the chronology of glacier fluctuations in the western French Alps. The absolute datings carried out come from the dating methods by cosmogenic radionuclides and by luminescence (OSL).

This thesis focuses on the foreland of the western French Alps and more specifically on the internal morainic complex (IMC) resulting from the glaciations of the last glacial cycle and on the associated fluvio-glacial systems. Secondly, this thesis aims to highlight and date the fluctuations (glacier advances and glacier retreats) of the glaciers of the French Western Alps from the mountain front to the Maurienne valley. The Maurienne valley where the Arc glacier flowed, is one of the accumulation zones of the lyonnais lobe.

In the foreland, a geomorphological and sedimentological analysis of the fluvio-glacial systems at the front of the CMI indicate that the fluvio-glacial terraces are topographically correlated with different sets of moraines. These fluvio-glacial systems were then dated by luminescence. The results indicate a fluvio-glacial activity at 75-60 ka during MIS 4 at the origin of the deposition of the terraces correlated to the moraines of the maximum extension of the lyonnais lobe. A second fluvio-glacial activity at 30-40 ka at MIS 3 is at the origin of the fluvio-glacial terraces correlated to the moraines left by an extension of the lyonnais lobe geometrically similar to that of MIS 4.

To complete this OSL chronology, a study on the piedmont aim to date the extensions of the lyonnais lobe using ^{10}Be dating on 9 glacial boulders located on the morainic complex and on with 12 erratic boulders located on the rest of the foreland. The results show a return of the lyonnais lobe on the foreland at the LGM at 24-21 ka. This LGM extension is similar with the extensions of MIS 4 and MIS 3. Behind these moraines, a re-advance/stabilization was highlighted at 19 ka. Finally, the exposure ages indicate that the piedmont is deglaciated at 16.5 ka.

Upstream of the foreland, unpublished ^{10}Be exposure ages on erratic boulders and published exposure ages on erratic and glacial boulders located in an area spanning the Chambéry cluse and the Maurienne valley, allow to reconstruct the deglaciation dynamic in the French Western Alps during the Lateglacial. These results made it possible to find glacial positions from the entrance of the foreland to the Maurienne between ~16.5 and ~12.5 ka. Between the foreland and the downstream part of the Maurienne, similar exposure ages suggest a rapid glacier retreat at around 16.5 ka over ~120 km, probably promoted by calving in large proglacial lakes. These dates allow to locate glacial positions without identifying fluctuations.

In Maurienne, sedimentological analyses of two outcrops have revealed two glacier advances that did not leave moraines. The first glacier advance is suggested in the first outcrop by deformations found in a deltaic deposit. In the second outcrop, increasingly proximal facies towards the top of the sedimentary succession and deformations of ice contact delta attest to the second glacier advance. Sedimentological analyses, dating by exposure and by luminescence, allow to reconstruct 6 fluctuations of the Arc glacier. Three stages of glacier retreat have been highlighted at 16.7-14.6 ka; 15.3 and 14.5 ka respectively.

Then, the two stages of re-advance of the Arc glacier highlighted by sedimentological analyses were estimated between 14.5 and 13.6 ka. Finally, the last stage is marked by frontal moraines resulting from a re-advance at 12.5 ka during the Younger Dryas.

For the 6 fluctuations identified in the Maurienne, a glacial reconstruction was carried out and made it possible to estimate the variations of the equilibrium line altitude (ELA) between 16.7 and 12.5 ka. These models are also able to quantify the variations in ice volume and the average mass balance between 16.7 and 14.5 ka, during the period of global warming during the early Bølling-Allerød, in the Lateglacial. Variations in the ELA suggest increasingly dry climatic conditions in the Maurienne. The average mass balance was compared to the mass balances of current glaciers subjected to anthropogenic global warming. These comparisons show that the average mass balances of current glaciers are 10 to 100 times higher than the values calculated for the Arc glacier during the Bølling-Allerød.

*In the darkened lands of silt and
sandstone*

*Amassed in unlighted eroded
boulders*

*The remains of the brightest
erratic colossus' reign*

*An allegiance to the cold
ages' millennia of tales*

*And for uncountable grains of
dust echoing like clock ticks*

*Unceasingly delving hands and
steaming thoughts*

*To unravel the wanderings of the
white-and-blue-iced elders*

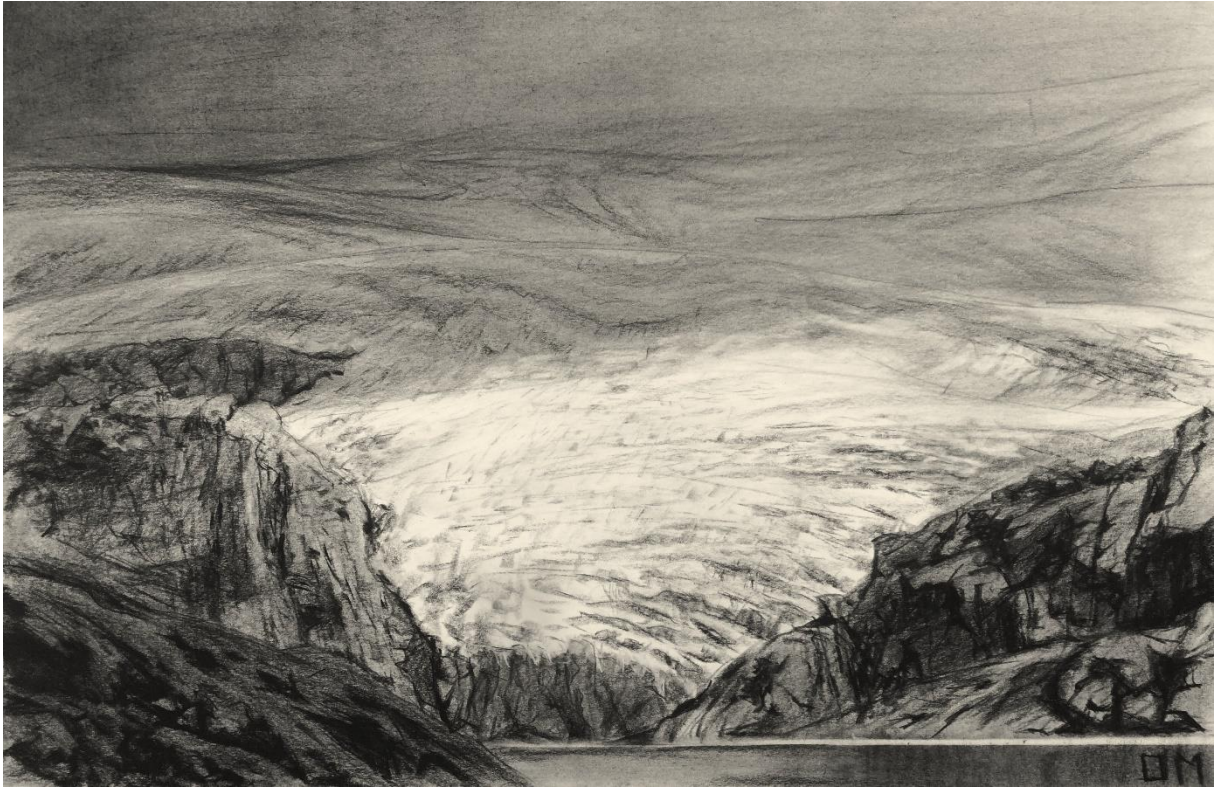
*As an encounter with the frost
giants*

A literary journey to Jötunheimr

*A narrative of inorganic mighty
entities*

-Glacial-

Kryel



Dessin à la pierre noire sur papier crème d'après une photo de Jan Erik Waider par Omméthée.

REMERCIEMENTS

Depuis un petit évènement banal rangé dans les souvenirs de mon enfance, la passion de comprendre le monde ne m'a pas quitté et ne me quittera probablement jamais. La science est ainsi naturellement devenue un but et m'a placé sur une route en direction d'une thèse. Conscient que cette route est plutôt un chemin éprouvant et glissant, ma famille était là pour m'encourager.

Mes premières expériences au sein de différents laboratoires de recherche auprès de chercheurs ont été une première prise de conscience de ce qu'est le monde scientifique. Je pense ainsi à **Margot Munoz, Gaétan Link, Michel Grégoire, Didier Béziat, Olivier Vanderhaeghe, Guillaume Estrade, Sophie Grégoire, Anne-Sophie Lartigot-Campin, Christian Perrenoud, Amélie Vialet** et **Thibaud Saos**. Merci à toutes ces personnes. C'est au cours de cette période que j'ai rencontré mon meilleur ami **Florian**, toujours là pour commencer des discussions que seul le sommeil pouvait clôturer, dans nos petits appartements d'étudiant.

Un jour la thèse est arrivée, c'était un sommet lointain dans la brume, d'où l'on ne perçoit pas toujours l'ampleur de la tâche. Mes encadrants, **Christian Crouzet, Riccardo Vassallo** et **Jean-François Buoncrisiani** sont devenus mes guides pour cette ascension, merci à eux. Ce projet n'aurait pas été possible sans le **BRGM** et l'**université Savoie Mont Blanc**. Merci à **Pierre Valla, Natacha Gribenski, Julien Carcaillet, Faycal Soufi** et l'**ASTER team** pour m'avoir aidé lors des manipulations et qui ont réalisé les mesures permettant les datations OSL et par radionucléides cosmogéniques.

Merci aux rapporteurs **Vincent Jomelli** et **Olivier Bourgeois** ainsi qu'aux autres membres de mon jury de thèse, **Pierre-Henri Blard, Magali Delmas** et **Joseph Martinod** pour le temps consacré à la lecture et à la critique de mon manuscrit et pour leur présence lors de la soutenance.

Merci à **Pierre Valla** et **Magali Delmas**, membres de mon comité de suivi de thèse, pour leurs discussions constructives concernant mes travaux et pour leur aide. Leurs avis extérieurs ont permis de compléter l'analyse de mes données et la discussion scientifique relative à mon sujet de thèse. Merci à **Jean-Louis Mugnier** pour ces conseils concernant les modélisations glaciaires et l'interprétation des âges d'exposition dans un contexte de glacier de vallée. Merci à **Frédéric Lacquement** pour ses conseils très pertinents à propos de la réalisation de mon diaporama de soutenance.

Merci à **Julien Carcaillet, Pierre Valla, Matthias Bernet, Riccardo Vassallo, François Jouanne** et **Fabien Massot** qui étaient présents lors des moments de doute, parfois très prononcés et qui prenaient des nouvelles régulièrement.

Je tiens également à remercier tout mes **collègues doctorants** que j'ai parfois délaissé pour me consacrer à mon travail. Merci pour leur investissement dans la vie sociale du laboratoire. Je souhaite vous faire part de tous mes vœux de réussite dans le cadre de vos thèses et de vos futures carrières. Merci plus largement aux membres du laboratoire **ISTerre** pour nos échanges.

Au fur et à mesure du temps, j'ai compris que la science était un exercice de maintien de l'esprit critique et de l'humilité. Le monde de la recherche nous met face à notre incontournable imperfection. Cette expérience de trois ans a été l'occasion de me remettre en question.

La dernière année a été la plus éprouvante, mais paradoxalement la plus riche et la plus belle grâce à l'arrivée dans ma vie de **Laureen**. Merci de m'avoir donné l'énergie de terminer ce projet grâce à ton soutien de tous les instants. Merci à elle et à **Lucas** pour leurs relectures de mon manuscrit, à la chasse aux fautes d'orthographe !

Merci à **Maman** et à ma famille de cœur, **Martine, Jasmine** et **François** pour leur amour.

TABLE DES MATIÈRES

1	INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	10
2	ÉTAT DE L'ART.....	15
2.1	LES GLACIERS	15
2.1.1	Bilan de masse.....	16
2.1.2	La ligne d'équilibre	16
2.1.3	Interactions avec le climat	16
2.2	LES GLACIATIONS DU PLÉISTOCÈNE.....	17
2.2.1	Le dernier cycle glaciaire	17
2.2.2	Le dernier maximum glaciaire (LGM).....	18
2.2.3	Les variations climatiques millénaires enregistrées dans l'hémisphère nord.....	19
2.3	LES ALPES AU PLÉISTOCÈNE.....	19
2.3.1	Contexte géographique.....	19
2.3.2	État des lieux de la chronologie du dernier cycle glaciaire dans les Alpes	20
2.4	CADRE GÉOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ÉTUDE.....	29
2.4.1	Définition de la zone d'étude	29
2.4.2	Cadre géographique.....	30
2.5	GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE DE LA ZONE D'ÉTUDE	31
2.5.1	Piémont.....	31
2.5.2	État des connaissances sur la chronologie absolue dans le piémont	36
2.5.3	Les zones de transition	37
2.5.4	Les vallées des Alpes internes.....	38
3	MÉTHODE	40
3.1	NUCLÉIDES COSMOGÉNIQUES.....	40
3.1.1	Production des nucléides cosmogéniques <i>in situ</i>	40
3.1.2	Datation des objets glaciaires par âges d'exposition ^{10}Be	42
3.1.3	Principe de la datation des blocs erratiques et glaciaires.....	42
3.1.4	Principe de la datation des polis glaciaires	44
3.1.5	Utilisation du ^{10}Be	45
3.1.6	Procédure analytique	45
3.1.7	Choix des âges d'exposition sur blocs erratiques et glaciaires.....	50
3.1.8	Précautions et stratégies lors de l'échantillonnage	50
3.1.9	Calcul des âges	50
3.2	DATATION PAR LUMINESCENCE OPTIQUEMENT STIMULÉE (OSL).....	51

3.2.1	Principe de la méthode	51
3.2.2	Différences entre quartz et feldspath.....	53
3.2.3	Méthode d'échantillonnage	53
3.2.4	Détermination de la dose environnementale	53
3.2.5	Procédure analytique réalisée	57
3.3	DONNÉES UTILISÉES : MODÈLES NUMÉRIQUE DE TERRAIN (MNT).....	58
3.4	RECONSTITUTIONS DU GLACIER DE L'ARC	59
3.4.1	Krigeage	60
3.4.2	Modélisation des paléoglaciers.....	63
4	RÉSULTATS : CHRONOLOGIE ABSOLUE DES FLUCTUATIONS DU LOBE LYONNAIS65	
4.1	Geometry of glaciofluvial deposits and dynamics of the Lyonnais lobe ice front during the last glacial period (France, Northern Alps).	66
4.1.1	Abstract	67
4.1.2	Introduction	68
4.1.3	Geological setting.....	69
4.1.4	Methods	70
4.1.5	Results	73
4.1.6	Interpretation and discussion.....	79
4.1.7	Conclusion.....	82
4.1.8	Acknowledgements	82
4.2	Out-of-phase Late Pleistocene glacial maxima in the Western Alps reflect past changes in North Atlantic atmospheric circulation.....	83
4.2.1	Abstract	84
4.2.2	Introduction	85
4.2.3	Setting and methods	85
4.2.4	Results	88
4.2.5	Discussion	89
4.2.6	Conclusion.....	92
4.2.7	Acknowledgments	92
4.3	Palaeogeographical reconstruction of the western French Alps foreland during the LGM using cosmogenic exposure dating.	93
4.3.1	Abstract	22
4.3.2	Introduction	23
4.3.3	Geological setting.....	24
4.3.4	Materials and methods.....	27

4.3.5	Results	30
4.3.6	Discussion	35
4.3.7	Conclusion.....	39
4.4	Synthèse.....	40
5	RÉSULTATS : DYNAMIQUE DE LA DÉGLACIATION TARDIGLACIAIRE DES GLACIERS SAVOISIENS.....	41
5.1	INTRODUCTION.....	42
5.1.1	Contexte géographique.....	43
5.1.2	Géologie du Quaternaire.....	44
5.2	DATATION ¹⁰ Be DE LA DÉGLACIATION POST-LGM ENTRE CHAMBÉRY ET LA VALLÉE DE LA MAURIENNE.....	49
5.2.1	Échantillonnage et calcul des âges d'exposition	49
5.2.2	Résultats	49
5.2.3	Interprétation et discussion.....	54
5.2.4	Conclusion.....	55
5.3	SÉDIMENTOLOGIE ET DATATIONS PAR LUMINESCENCE.....	59
5.3.1	Matériels et méthodes.....	59
5.3.2	Résultats	63
5.3.3	Interprétation et discussion.....	90
5.3.4	Conclusion.....	92
5.4	RECONSTITUTIONS GLACIAIRES.....	93
5.4.1	Application du modèle	93
5.4.2	Résultats	94
5.4.3	Interprétation et discussion.....	102
5.4.4	Conclusion.....	107
5.5	SYNTHÈSE.....	107
6	CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES	109
	BIBLIOGRAPHIE	112
	ANNEXES	149

TABLE DES FIGURES

<i>Figure 1.1: Exemple d'un lobe glaciaire de piémont actuel (Glacier Elephant foot se jetant dans le lac Romer, au nord du Groenland). Cryospheric Sciences.</i>	11
<i>Figure 1.2: Exemple d'un glacier de vallée actuel (Glacier d'Aletsch, Suisse). glaciers-climat.com.</i>	11
<i>Figure 1.3: Localisation de la zone d'étude en rouge parmi les Alpes européennes. L'extension maximum du dernier cycle glaciaire des glaciers alpins est indiquée en bleu (Ehlers & Gibbard, 2004).</i>	12
<i>Figure 2.1: Flux de masse et d'énergie dans un système glaciaire idéalisé (Brodzikowski & Van Loon, 1991).</i>	15
<i>Figure 2.2 : Registres marins utilisés pour reconstituer le niveau marin d'après (Vazquez Riveiros, et al., 2022). Le trait continu bleu représente le niveau marin relatif dérivé de l'enregistrement isotopique des foraminifères planctoniques en Méditerranée orientale, (Grant, et al., 2012) en m.</i>	18
<i>Figure 2.3: Carte topographique des Alpes européennes et leurs glaciers actuels (Pfeffer, et al., 2014).</i>	20
<i>Figure 2.4: Exemple de la géologie du lobe d'Ivrea et de son bassin versant (Gianotti, et al., 2008).</i>	22
<i>Figure 2.5: Reconstitution des glaciers du Rhine, du Linth et de la Reuss au LGM et des écoulements fluvioglaciaires confinés dans les chenaux des principales rivières (Preusser, et al., 2011).</i>	24
<i>Figure 2.6 : Carte des Alpes récapitulant des âges disponibles relatifs aux glaciers LGM et leurs retraits, ainsi que l'abaissement de la surface glaciaire, modifiée et complétée d'après Wirsig et al, (2016b).</i>	26
<i>Figure 2.7 : Courbe de $\delta^{18}O$ issue de spéléothèmes alpins montrant les variations de températures du LGM et du Tardiglaciaire.</i>	27
<i>Figure 2.8: Exemple d'un glacier reconstitué du stade d'Egesen (Col de Julier, Suisse) d'après Ivy-Ochs, (2015).</i>	28
<i>Figure 2.9 : Carte reconstituant les glaciers des Alpes occidentales françaises au cours de son maximum d'extension, ainsi que les principaux flux de glaces déterminés par calcul de la ELA, de l'analyse de blocs erratiques et de minéraux lourds prélevés dans des dépôts glaciaires (Coutterand, 2010).</i>	29
<i>Figure 2.10 : Carte topographique de la zone d'étude montrant les principaux reliefs, fleuves, rivières et villes.</i>	30
<i>Figure 2.11: Carte du piémont des Alpes occidentales françaises montrant les stades de retrait du lobe lyonnais (Mandier, et al., 2003).</i>	33
<i>Figure 2.12 : Représentation des principales étapes de retrait glaciaire du plateau de Crémieu, de la vallée du Rhône et du Jura sud (Monjuvent, 1988).</i>	36
<i>Figure 3.1: Schéma récapitulatif des étapes de formation des radionucléides cosmogéniques in situ modifié d'après Martin, 2016.</i>	40
<i>Figure 3.2: Schéma récapitulatif des principes d'exposition héritée et incomplète.</i>	44
<i>Figure 3.3: Récapitulatif des étapes physiques (broyage et séparation magnétique) et chimiques (attaques acides et suppression du ^{10}Be atmosphérique) permettant d'isoler et de purifier le quartz d'un échantillon de roche, modifié d'après Protin (2019).</i>	47
<i>Figure 3.4: Récapitulatif des étapes permettant l'isolation du ^{10}Be et de mesurer le rapport $^{10}Be/^{9}Be$ par spectrométrie de masse par accélérateur à partir de grains de quartz purifiés (Protin, 2019).</i>	48
<i>Figure 3.5: Dessin technique du spectromètre de masse par accélérateur ASTER.</i>	49
<i>Figure 3.6: Exemple d'un échantillon de quartz à gauche montrant une luminescence induite par chauffage à droite et révélée grâce à un papier photographique (Hashimoto, et al., 1986).</i>	51
<i>Figure 3.7: Principe de la datation par luminescence (Mellett, 2014).</i>	52
<i>Figure 3.8 : Schéma représentant le protocole « single aliquot regenerative dose » (SAR) appliqué sur le quartz (Duller, 2008a).</i>	55
<i>Figure 3.9: Histogramme de valeur de D_e pour deux échantillons.</i>	57

Figure 3.10: Carte de la zone d'étude montrant les sources des données utilisées pour la création du RGE ALTI®	59
Figure 3.11: Schéma récapitulatif des différentes étapes de reconstitution de la topographie sous-glaciaire à partir de l'extrapolation des versants, de l'analyse de forages et de données issues de méthodes géophysiques.....	63
Figure 4.1: Map of the extension of the Alpine glaciers during the Last Glacial Maximum (Ehlers et al., 2011) showing the ice lobes on the main piedmonts.....	68
Figure 4.2: Map of the external (Riss) and internal (Würm) moraine complexes of the Lyonnais ice lobe including the three studied corridors: the Moidieux, Septeme and Heyrieux corridors.	70
Figure 4.3: Variables A and H of the Langbein concavity index represented on a schematic river profile.	71
Figure 4.4: Summary log representative of the Würmian terraces showing the three sedimentological faciès (F1, F2 and F3) found in four gravel pits.	73
Figure 4.5: Geomorphological map showing the fluvial terraces and erosional channels of the Moidieu, Septeme and Heyrieux corridors at the front of the internal moraine complex of the Lyonnais ice lobe and the main post-glacial fluvial and colluvium deposits found in the study area.	75
Figure 4.6: Dimensionless curves of the longitudinal profiles of the terraces and the CI values for the FgW1 and FgW2 terraces for the three studied glaciofluvial corridors.	76
Figure 4.7: Isopach maps of the Moidieu and Heyrieux corridors.	77
Figure 4.8: Location of the geological cross-sections (black lines) and position of the Palaeozoic and Miocene boundary (red dashed line).	78
Figure 4.9: Orthogonal schematic section of one studied corridor summarising the chronological relation between the Miocene basement, the Rissian glacier erosion surface, the Rissian terraces and the Würmian proglacial deposits.	81
Figure 4.10 : (a) Glacial geomorphology of the study area (Mandier, 1988; Roattino et al., 2021).	87
Figure 4.11: Quartz normal-like and feldspar (no fading correction) complex single-grain burial age distributions for a representative sample (SPC5).	88
Figure 4.12: (a) Late Pleistocene Northern Alpine speleothems $\delta^{18}O$ (purple; Moseley et al., 2020) and global marine sediments $\delta^{18}O$ (grey curve with MIS in shaded bars; Lisiecki and Raymo, 2005) records, with modelled Alpine ice volume (blue, GRIP paleoclimate forcing; Seguinot et al., 2018).	91
Figure 4.13 : Topographic map showing the main reliefs, the rivers and geomorphological sectors of the study area.	26
Figure 4.14 : Examples of sampled boulders on the southern Jura: INN 18-04 (A), Rhône Valley: CUL 20-01 (B) and CRV 20-01 (C), Crémieu plateau: TRE 18-01 (D), Southwestern foreland: ART 18-01 (E) and Terres Froides: MIR 20-02 (F).	30
Figure 4.15: Simplified geological map with Quaternary units from the French geological survey (BRGM) (Gigout et al., 1976; David et al., 1978; Elmi et al., 1986; Kerrien & Monjuvent, 1990; Monjuvent et al., 1980).	33
Figure 4.16: Extract from the DEM showing morainic landforms (black arrows) of ORD (A) and INN (B) boulder sites in southern Jura, of MIR 20-02 (C) in Terres froides, of ART 18-01 (D) in southwestern foreland and of TRB 18-01, TRE 18-01, HIL 20-01 in Crémieu plateau. Location of each extract is given on the Figure 4.15.....	34
Figure 4.17 : Time-relative distance diagram for the last glacial cycle glacier advances and retreat of the Lyonnais ice lobe according to OSL, ^{14}C and our exposure ages.....	37
Figure 4.18 : Reconstructed palaeogeography of the Lyonnais ice lobe during the LGM.	39
Figure 5.1: Carte topographique montrant les principaux reliefs, rivières et lacs de la zone d'étude.....	43
Figure 5.2: Carte des morphologies et dépôts quaternaires de la partie aval du bassin versant de l'Arc (BRGM, 2005).	46
Figure 5.3: Carte des morphologies et dépôts quaternaires de la partie amont du bassin versant de l'Arc (BRGM, 2005).	47

<i>Figure 5.4: Coupe A d'après Marnezy 1999 représentant les relations entre des dépôts de cônes alluviaux, lacustres et fluviaux dans le bassin versant de l'Arc.</i>	47
<i>Figure 5.5: Coupe B d'après Crouzet et al (1999) représentant les relations entre des dépôts de coulées de débris, d'éroulements, issus de cônes alluviaux et fluviaux dans le bassin versant de l'Arc.</i>	48
<i>Figure 5.6: Photographies des blocs erratiques échantillonnés A : A Challes les eaux (CHA 20-01), B : A La Croix-de-la-Rochette (LCR-1), C : Au Pas du Roc (ROC 20-02) et D : A Bessans (Bessans 05-01).</i>	52
<i>Figure 5.7: Carte de la zone d'étude du chapitre 5, montrant les âges d'exposition ¹⁰Be des blocs erratiques et glaciaires échantillonnés, ainsi que les âges d'exposition ¹⁰Be recalculés à partir de données sur blocs erratiques, glaciaires et polis glaciaires déjà publiés (Nicoud, et al., 2009; Prud'homme, et al., 2020, Couette et Ghienne, in prep.).</i>	53
<i>Figure 5.8: Distributions de probabilités des âges d'exposition et de leur incertitude externe associée en gris et distributions de probabilités sommées en noir des sites du Pas du Roc (A), d'Aussois (B) et de Bessans (C).</i>	55
<i>Figure 5.9: Classification des âges d'exposition du piémont des Alpes occidentales françaises jusqu'en Maurienne.</i>	57
<i>Figure 5.10 : Coupe passant par le piémont des Alpes occidentales françaises jusqu'à la source de l'Arc, montrant la position des fronts glaciaires datés par des publications précédentes (Nicoud, et al., 2009; Prud'homme, et al., 2020; Roattino, et al., 2022) et par les âges d'exposition présentés dans cette étude.</i>	58
<i>Figure 5.11 : Carte de localisation des affleurements du Verney, de Lanslebourg et de Bessans, des principaux verrous rocheux, de l'éroulement de la Madeleine et des moraines frontales de Bessans.</i>	59
<i>Figure 5.12 : Coupe schématique résumant la géologie des bassins du Verney, de Lanslebourg et de Bessans (Letourneur, et al., 1983; Hugonin, 1988; Debelmas, 1989; Fudral, et al., 1994).</i>	60
<i>Figure 5.13 : Carte présentant le contexte géologique et géomorphologique (Hugonin, 1988; Debelmas, 1989) de l'affleurement du Verney, redessiné avec le RGE Alti 1m de l'IGN à partir de la carte géologique de la France harmonisée (BRGM, 2005).</i>	61
<i>Figure 5.14: Carte présentant le contexte géomorphologique et géologique (Fudral, et al., 1994; Hugonin, 1988) de l'affleurement de Lanslebourg, redessiné avec le RGE Alti 1m de l'IGN à partir de la carte géologique de la France harmonisée (BRGM, 2005).</i>	62
<i>Figure 5.15: Carte présentant le contexte géomorphologique et géologique (Letourneur, et al., 1983; Fudral, et al., 1994; Hugonin, 1988) de l'affleurement de Bessans, redessiné avec le RGE Alti 1m de l'IGN à partir de la carte géologique de la France harmonisée (BRGM, 2005).</i>	63
<i>Figure 5.16: A : Photographie panorama et B : Photographie habillée montrant le substratum et les faciès Sb, Gm, St, Gp et Gl du Verney.</i>	64
<i>Figure 5.17: A : Photographie et B : Photographie habillée montrant le substratum et les faciès Sb, Gm, St et Gp du Verney.</i>	66
<i>Figure 5.18: A : Photographie panorama et B : Photographie habillée montrant les faciès Gp et Gl du Verney.</i>	68
<i>Figure 5.19: Photographies des faciès retrouvés à l'affleurement du Verney.</i>	70
<i>Figure 5.20: Photographies montrant les principales déformations affectant les faciès de l'affleurement du Verney.</i>	72
<i>Figure 5.21: Log stratigraphique 1 (localisation en figure 5.16) montrant le substratum et les faciès Sb, Gm, St, Gp et Gl et log stratigraphique 2 (localisation en figure 5.18) montrant les faciès Gp et Gl. Les échantillons OSL prélevés sont indiqués par la flèche rouge.</i>	74
<i>Figure 5.22: Panorama n°1 de l'affleurement principal de Lanslebourg. A : Photographie du panorama n°1 et B : Photographie habillée montrant les faciès Gc, Gm, Gp, Gp, Ss, Sd et Sc et les localisations des coupes 1 et 2.</i>	75
<i>Figure 5.23: A : Photographie et B : Photographie habillée de la coupe 1 de Lanslebourg montrant les faciès Gc, Gm, Gp, Gp, Ss, Sd et Sc et l'emplacement des zooms 1, 2 et 3 ainsi que du log représenté en figure 5.36.</i>	76

<i>Figure 5.24: A : Photographie du faciès Gc de Lanslebourg montrant notamment les alternances de lits avec matrice et sans matrice.</i>	<i>77</i>
<i>Figure 5.25: A : Photographie et B : Photographie habillée du zoom n°1 montrant les structures sédimentaires du faciès Gc de Lanslebourg. Les lentilles sableuses (l) sont indiquées par des flèches. La localisation de ce zoom est donnée par la figure 5.21.</i>	<i>77</i>
<i>Figure 5.26:A : Photographie du faciès Gm à Lanslebourg montrant une base riche en blocs, puis passant à des galets et graviers.</i>	<i>78</i>
<i>Figure 5.27: A : Photographie et B : Photographie habillée de la coupe 2 montrant le faciès Gm déformé et chevauché par le faciès F à Lanslebourg, ces deux faciès sont ici en contact érosif avec le faciès Gc.</i>	<i>79</i>
<i>Figure 5.28 : Photographie du faciès Gp de Lanslebourg, montrant une stratification oblique plane parallèle soulignée par des alternances de séquences granodécroissantes.</i>	<i>80</i>
<i>Figure 5.29: A : Photographie et B : Photographie habillée du zoom n°2 montrant les structures sédimentaires et l'interstratification des faciès Sd et Gp à Lanslebourg.</i>	<i>80</i>
<i>Figure 5.30: Photographie montrant les structures sédimentaires du faciès Gt de Lanslebourg.</i>	<i>81</i>
<i>Figure 5.31:A : Photographie du faciès Sd montrant les alternances de niveaux sableux plus ou moins grossier constituant le sable à tri diffus de Lanslebourg.</i>	<i>81</i>
<i>Figure 5.32: Photographie du sable bien trié du faciès Ss de Lanslebourg.</i>	<i>82</i>
<i>Figure 5.33 : A : Photographie et B : Photographie habillée du zoom n°3 montrant les structures sédimentaires du faciès Ss à Lanslebourg.</i>	<i>83</i>
<i>Figure 5.34: A : Photographie des rides de courants sableuses de type A et sableuses à silteuses de type B du faciès Sc de Lanslebourg.</i>	<i>84</i>
<i>Figure 5.35: Rides de courant sablo-silteuses de type B et lamines silteuses rencontrées dans le faciès F à Lanslebourg.</i>	<i>84</i>
<i>Figure 5.36: Log stratigraphique (localisation en figure 5.23) montrant les faciès Sd, Sc, Ss, Gp et Gm de Lanslebourg.</i>	<i>86</i>
<i>Figure 5.37: Modèle de faciès, morphologies et processus identifiés dans un environnement de dépôt d'un cône proglaciaire sous aquatique d'après l'analyse sédimentologique des affleurements de Lanslebourg.</i>	<i>87</i>
<i>Figure 5.38: Schéma des différentes associations de faciès AF1 et AF2 retrouvées à Lanslebourg.</i>	<i>89</i>
<i>Figure 5.39: Distributions de probabilité des datations par luminescence des échantillons du Verney (BRA-01 et BRA-02), de Lanslebourg (LSB-01) et du delta du Ribon (BES-01).</i>	<i>90</i>
<i>Figure 5.40 : Graphique montrant les âges (barres horizontales et points bleus) et les fluctuations (courbe bleue) du glacier de l'Arc entre 16,7 et 12,5 ka.</i>	<i>92</i>
<i>Figure 5.41: Reconstitution du glacier de l'Arc au niveau de Montsapay et ELA calculées par la méthode AAR en vert et AABR en rouge.</i>	<i>96</i>
<i>Figure 5.42: Reconstitution du glacier de l'Arc au niveau du Pas du Roc et ELA calculées par la méthode AAR en vert et AABR en rouge.</i>	<i>97</i>
<i>Figure 5.43: Reconstitution du glacier de l'Arc au niveau d'Aussois et ELA calculées par la méthode AAR en vert et AABR en rouge.</i>	<i>98</i>
<i>Figure 5.44: Reconstitution du glacier de l'Arc au niveau du Verney et ELA calculées par la méthode AAR en vert et AABR en rouge.</i>	<i>99</i>
<i>Figure 5.45: Reconstitution du glacier de l'Arc et du Doron au niveau de Lanslebourg et ELA calculées par la méthode AAR en vert et AABR en rouge.</i>	<i>100</i>
<i>Figure 5.46: Reconstitution du glacier de l'Arc au niveau de Bessans et ELA calculées par la méthode AAR en vert et AABR en rouge.</i>	<i>101</i>

Figure 5.47: Profils longitudinaux des 6 reconstitutions du glacier de l'Arc au Tardiglaciaire et positions des ELA calculées avec les méthodes AABR en rouge et AAR en vert. 102

Figure 5.48: ELA des fluctuations du glacier de l'Arc au Tardiglaciaire en comparaison avec les enregistrements paléoclimatiques issus du $\delta^{18}O$ des spéléothèmes alpins. 103

Figure 5.49 : Carte des Alpes synthétisant toutes les ELA des glaciers du Dryas récent complétée d'après la synthèse de Baroni et al. (2021) avec les ELA du stade de Bessans. 105

Figure 5.50: Volumes en équivalent eau du glacier de l'Arc au Tardiglaciaire en comparaison avec les enregistrements paléoclimatiques issus du $\delta^{18}O$ des spéléothèmes alpins. 106

Figure 5.51: Histogramme comparatif des bilans de masse des glaciers alpins entre la fin du 19^{ème} et le début du 21^{ème} siècle lié au réchauffement climatique actuel (Annexe 7-5), avec la variation du bilan de masse du glacier de l'Arc entre 16,7 et 14,5 ka, au cours du réchauffement du Bølling-Allerød. 107

Figure 6.1: Diagramme position du front-temps résumant les fluctuations des glaciers des Alpes occidentales françaises du Pré-LGM au Dryas récent. 110

TABLE DES TABLEAUX

<i>Tableau 5.1: Coordonnées et informations sur les blocs erratiques échantillonnés sur les sites de Cruet, de la Croix-de-la-Rochette, de Challes les eaux et du pas du Roc.</i>	49
<i>Tableau 5.2: Données sur les âges d'exposition entre le piémont des Alpes occidentales françaises et la Maurienne.</i>	51
<i>Tableau 5.3 : Classification des faciès sédimentaires et associations de faciès (AF) du Verney</i>	69
<i>Tableau 5.4 : Classification des faciès sédimentaires et associations de faciès (AF) de Lanslebourg</i>	85
<i>Tableau 5.5: Détails des datations par luminescence sur mono-grain (pour l'échantillon BRA-02) et sur aliquotes (pour les échantillons BRA-01, BES-02 et LSB-01) utilisant le signal IR₅₀ sur feldspath.</i>	89
<i>Tableau 5.6 : Récapitulatif des âges des étapes de retrait et des stades d'avancée du glacier de l'Arc mis en évidence par les analyses sédimentologiques et datées par âges d'exposition et par OSL. La colonne de droite indique la distance des sites datés par rapport à la source de l'Arc.</i>	91
<i>Tableau 5.7 : Tableau récapitulatif des volumes en km³ et en équivalent eau, des surfaces en km², des épaisseurs moyennes en mètre équivalent eau (m.eq.e) et des ELA calculées avec les méthodes AAR et AABR des différentes reconstitutions du glacier de l'Arc.</i>	95
<i>Tableau 5.8: Liste des ELA disponibles dans les Alpes entre 17 et 13 ka.</i>	104
<i>Annexe 0.1: Détails des informations relatives aux datations des glaciers LGM alpins, ainsi que l'abaissement de la surface glaciaire.</i>	149
<i>Annexe 0.2: Table récapitulative des âges utilisés pour la datation absolue des stades glaciaires des glaciers des Alpes occidentales françaises au cours du Pléistocène supérieur.</i>	150
<i>Annexe 0.3: Localisation des données de forages et issues de méthodes géophysiques utilisées pour la reconstitution de la topographie sous-glaciaire.</i>	151
<i>Annexe 0.4: Synthèse des ELA Dryas récent des glaciers Alpains d'après la synthèse de Baroni et al. (2021) complétée avec les données du stade de Bessans.</i>	153
<i>Annexe 0.5: Synthèse des bilans de masse de glacier alpins actuels entre la fin du 19^{ème} et le 21^{ème} siècle.</i>	155

1 INTRODUCTION GÉNÉRALE

Le bilan de masse des glaciers est très sensible aux variations de température et de précipitation qui contrôlent l'accumulation de glace et l'ablation (Oerlemans, 2005; Mackintosh, et al., 2017). En réponse à ces variations climatiques, les glaciers vont soit avancer soit reculer. Ces fluctuations glaciaires créent des paysages constitués de différentes morphologies et sédiments issus d'environnements glaciaires, fluvioglaciaires et glaciolacustres. L'analyse de ces morphologies et de ces dépôts, couplée à des datations absolues, permet de reconstituer ces fluctuations glaciaires passées. L'étude des fluctuations glaciaires (avancées et retraits) constitue donc un proxy permettant d'étudier le climat du passé (Davis, et al., 2009) et de le mettre en perspective avec l'évolution actuelle du climat.

A l'échelle de l'Europe, le massif des Alpes forme une barrière topographique influençant la circulation atmosphérique et les glaciations du Quaternaire. Au cours du dernier cycle glaciaire entre 116 et 11,7 ka, des analyses de sédiments océaniques et de carottes de glace ont mis en évidence deux avancées glaciaires. La plus ancienne au MIS 4 (Marine Isotopic Stage) à environ 60 ka et la plus récente entre 26,5 et 19 ka au MIS 2 (LGM pour Last Glacial Maximum) (Lisiecki & Raymo, 2005; Clark, et al., 2009; Hughes, et al., 2013; Lambeck, et al., 2014).

Depuis les travaux pionniers de Penck et Brünckner (1909), les analyses géomorphologiques sur le piémont des Alpes européennes ont permis de mettre en évidence de grands complexes morainiques attribués aux avancées glaciaires du Quaternaire, principalement au cours du dernier cycle glaciaire (Mandier, 1984; van Husen, 2000; Schlüchter, 2004; Monegato, et al., 2007; Monegato, et al., 2017; Preusser, et al., 2011; Ivy-Ochs, 2015; Gianotti, et al., 2015; Ivy-Ochs, et al., 2018). En effet, les conditions climatiques froides et humides des périodes glaciaires ont été propices à un fort taux d'accumulation de glace dans les zones les plus élevées des Alpes. Ces conditions climatiques ont permis aux glaciers de s'étendre depuis leurs zones d'accumulation jusque sur les piémonts nord, sud et ouest du massif, en passant par les principales vallées alpines. N'étant plus contraint topographiquement une fois les zones de piémont atteintes, la glace s'étalait librement, formant de grands lobes glaciaires de piémont. De tels glaciers de piémont existent encore aux hautes latitudes comme au Groenland (Figure 1.1 Figure 1.1: Exemple d'un lobe glaciaire de piémont actuel (Glacier Elephant foot se jetant dans le lac Romer, au nord du Groenland). Cryospheric Sciences.). En amont, des complexes morainiques de piémont, des dépôts et morphologies issues d'avancées et de retraits glaciaires sont le témoignage d'une dynamique des glaciers de vallée (Figure 1.2) postérieure à leur dernier maximum d'extension (Ivy-Ochs, 2015).



Figure 1.1: Exemple d'un lobe glaciaire de piémont actuel (Glacier Elephant foot se jetant dans le lac Romer, au nord du Groenland). Cryospheric Sciences.



Figure 1.2: Exemple d'un glacier de vallée actuel (Glacier d'Aletsch, Suisse). glaciers-climat.com.

Les fluctuations des glaciers alpins ont initialement été analysées à travers des approches morphostratigraphiques et ont été intégrées dans un cadre chronologique relatif. Dans les années 1990, le développement de méthodes de datation par radionucléides cosmogéniques et par luminescence optiquement stimulée, ont permis d'établir un cadre chronologique absolu des fluctuations glaciaires dans les Alpes. En effet, l'application de ces méthodes de datation a permis d'obtenir l'âge absolu de l'abandon des morphologies glaciaires grâce aux âges d'exposition et du dépôt de faciès proglaciaires et paraglaciaires avec les âges par luminescence. Il a ainsi été prouvé que les glaciers alpins ont avancé plusieurs fois au cours du dernier cycle glaciaire avant le LGM (Preusser, et al., 2011; Gianotti, et al., 2015; Graf, et al., 2015; Ivy-Ochs, et al., 2018; Bièvre & Crouzet, 2021). Les moraines les mieux préservées des complexes morainiques de piémont alpin sont le fruit de l'extension glaciaire LGM, mis en évidence sur le versant sud (Monegato, et al., 2007; Bavec & Verbic, 2011; Ravazzi, et al., 2012a; Gianotti, et al., 2015; Federici, et al.,

2016; Monegato, et al., 2017; Ivy-Ochs, et al., 2018; Braakhekke, et al., 2020; Kamleitner, et al., 2022) et sur le versant nord (Preusser, et al., 2007; Reuther, et al., 2011; Starnberger, et al., 2011; Graf, et al., 2015; Gaar & Preusser, 2019).

Dans les principales vallées alpines, d'autres fluctuations glaciaires ont été mises en évidence, notamment six stades d'avancée glaciaire (Maisch, 1981; Ivy-Ochs, et al., 2009). Ces stades ont été datés au Tardiglaciaire entre 19 et 11,7 ka, en Italie (Ivy-Ochs, et al., 2008; Ivy-Ochs, et al., 2009; Federici, et al., 2008; Federici, et al., 2017; Baroni, et al., 2014; Baroni, et al., 2017; Reitner, et al., 2016; Spagnolo & Ribolini, 2019), en Autriche (Kerschner, 1980; Ivy-Ochs, et al., 2006; Ivy-Ochs, et al., 2009; Moran, et al., 2016), en Suisse (Ivy-Ochs, et al., 2009; Boxleitner, et al., 2019a) et en France (Darnault, et al., 2011; Cossart, et al., 2012; Chenet, et al., 2016).

Parmi les lobes glaciaires du piémont alpin, le lobe lyonnais est un glacier localisé dans les Alpes de l'ouest, en France, à l'est de la ville de Lyon. La zone d'étude de ce projet de thèse correspond au bassin versant du lobe lyonnais (Figure 1.3). Ce bassin versant a été défini à partir de la reconstitution des zones d'accumulation et des flux de glace alimentant le lobe lyonnais (Coutterand, 2010). En effet, dans la zone d'étude et son piémont, la chronologie relative des fluctuations glaciaires est très bien connue, mais leur chronologie absolue est encore mal contrainte et justifie une étude approfondie :

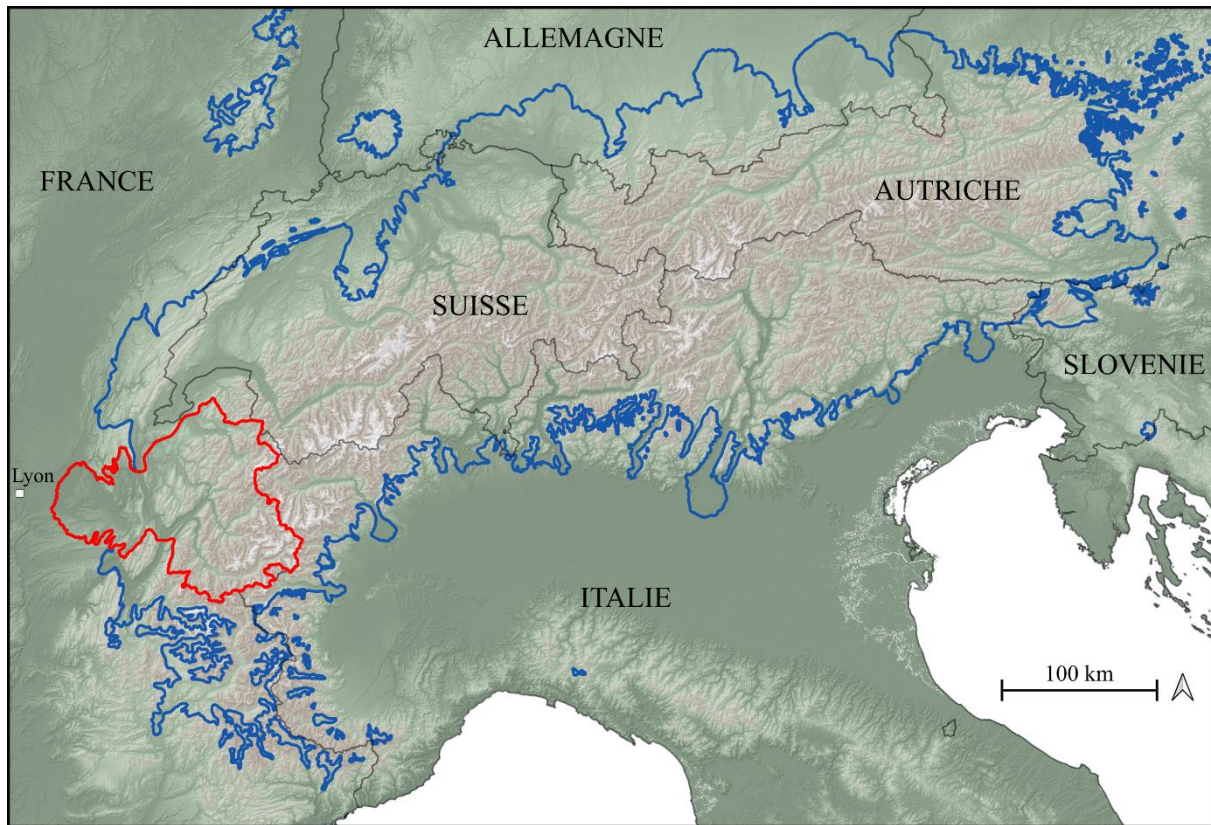


Figure 1.3: Localisation de la zone d'étude en rouge parmi les Alpes européennes. L'extension maximale du dernier cycle glaciaire des glaciers alpins est indiquée en bleu (Ehlers & Gibbard, 2004).

En effet, la géologie du Quaternaire sur le piémont des Alpes occidentales françaises a largement été étudiée à partir d'analyses basées sur des approches de morphostratigraphie. Les analyses de ces morphologies et dépôts ont abouti à des modèles paléogéographiques incluant de nombreux stades d'avancée glaciaire du lobe lyonnais (Mandier, 1984; Monjuvent & Nicoud, 1988; Kerrien & Monjuvent, 1990). De la même

manière, l'étude de dépôts et morphologies du Quaternaire dans les vallées des Alpes occidentales françaises, a mis en évidence plusieurs fluctuations glaciaires au Tardiglaciaire (Wetter, 1987; Dorthe-Monachon, 1986; Hugonin, 1988; Coutterand & Nicoud, 2005). Ces fluctuations sont issues de glaciers remplissant les vallées au Tardiglaciaire après la disparition du lobe lyonnais.

Cependant, la mise en place du cadre chronologique des stades glaciaires des Alpes occidentales françaises s'est heurtée à plusieurs problèmes. Le premier est évidemment un nombre restreint de datations absolues. Ces données de chronologie absolue sont principalement issues de la méthode par ^{14}C dont l'application aux environnements glaciaires est limitée par la rareté du matériel à dater. Le second problème concerne la définition même des stades glaciaires basée sur des analyses morphostratigraphiques de morphologies glaciaires et fluvioglaciaires. Or, la corrélation de moraines ou de terrasses fluvioglaciaires même proche, est à utiliser avec prudence du fait de la grande complexité des environnements glaciaires (Flint, 1957; Eyles, et al., 1984). Ainsi, la chronologie absolue des fluctuations glaciaires identifiées dans la zone d'étude est issue de corrélations morphostratigraphiques entre des morphologies fluviales ou fluvioglaciaires datées par ^{14}C et des moraines attribuées aux différents stades (Mandier, et al., 2003). Ces corrélations ont été utilisées en majorité sur la zone de piémont, où les systèmes fluvioglaciaires et fluviaux sont très développés. Le manque d'âges absolus a tenté d'être dépassé de plusieurs manières. Premièrement en corrélant les stades définis pour le lobe lyonnais aux différents événements climatiques du dernier cycle glaciaire enregistrés par les isotopes de l'oxygène des forages de glace du Groenland (Mandier, et al., 2003). Deuxièmement, en corrélant les stades glaciaires tardiglaciaires alpins aux stades identifiés dans les Alpes occidentales françaises (Hugonin, 1988; Coutterand & Nicoud, 2005). Cette dernière démarche fait ainsi l'hypothèse d'une dynamique Tardiglaciaire homogène entre la zone d'étude et le site de comparaison.

Malgré ces différentes approches, la chronologie absolue du lobe lyonnais n'est pas clairement établie. En effet, un maximum d'extension daté à environ 60 ka a été proposé (Mandier, et al., 2003). A partir d'une synthèse des âges disponibles et de corrélations avec les données des forages de glaces du Groenland, deux hypothèses supplémentaires ont été proposées afin de contraindre l'âge de l'extension maximum du lobe lyonnais. La première suggère une extension maximum à 27 ka et la seconde à 22 ka (Schoeneich, 1998). En outre de ces résultats contradictoires, les moraines associées à l'extension LGM ont été identifiées en position très interne, à l'entrée du piémont (Mandier, et al., 2003). Cette position très interne est très singulière par rapport aux extensions LGM des autres glaciers alpins beaucoup plus étendues sur le piémont. L'âge du maximum d'extension du lobe lyonnais n'est donc pas clairement défini et amène la première problématique de ce sujet de thèse :

Problématique 1 : Quelle est la chronologie absolue des fluctuations du lobe lyonnais ?

De même que sur le piémont, les datations absolues des vallées des Alpes occidentales françaises ne permettent pas d'établir un cadre chronologique des fluctuations glaciaires au Tardiglaciaire. Ceci constitue la seconde problématique de ce sujet de thèse :

Problématique 2 : Quelle est la dynamique de la déglaciation du lobe lyonnais et de son bassin versant ?

Afin de répondre à ces questions, nous limiterons le cadre temporel de ce projet au pléistocène supérieur et nous réaliserons une analyse couplant géomorphologie, sédimentologie et géochronologie. Le chapitre 4 est destiné à reconstituer la chronologie absolue des fluctuations du lobe lyonnais afin de répondre à la question n°1. Plus précisément, une analyse géomorphologique et sédimentologique des dépôts fluvioglaciaires proglaciaires et des différents ensembles morainiques auxquels ils sont associés sera réalisée dans le piémont. Des datations des dépôts fluvioglaciaires par luminescence puis des moraines par âges d'exposition permettront de contraindre chronologiquement l'âge du maximum d'extension du lobe lyonnais. Le chapitre 5 vise à répondre à la question n°2. Deux études focalisées sur différentes vallées alpines permettront de

mieux connaître la dynamique de retrait des glaciers des Alpes occidentales françaises au Tardiglaciaire après la disparition du lobe lyonnais. La première étude se focalisera principalement sur des datations par âge d'exposition afin de déterminer des positions des fronts glaciaires au cours du temps. La seconde étude, couplant sédimentologie, datations par luminescence, datations par âge d'exposition et modélisation glaciaire permettra d'identifier des stades d'avancée / stabilisation glaciaire et de quantifier les variations de volume et de ligne d'équilibre glaciaire au Tardiglaciaire.

L'état de l'art relatif aux glaciations reconnu dans les Alpes et dans la zone d'étude est exposé dans le chapitre 2. Le chapitre 3 est destiné à présenter les deux méthodes de datations utilisées dans ce travail de thèse ainsi que les méthodes de modélisation glaciaire.

2 ÉTAT DE L'ART

2.1 LES GLACIERS

Selon Benn et Evans (2010), un glacier est une masse de glace pérenne dans le temps en échange constant de masse et d'énergie avec l'hydrosphère, l'atmosphère, la biosphère et la lithosphère. Un glacier peut être considéré comme un système avec des apports et des pertes de masse et d'énergie (Figure 2.1). L'apport de masse se fait via des chutes de neige et des avalanches principalement en altitude et par des écroulements rocheux. Cette matière accumulée est transférée à basse altitude grâce à l'écoulement de la glace vers l'aval, et est exportée hors de l'environnement glaciaire par des écoulements d'eau et par des transferts de sédiment.

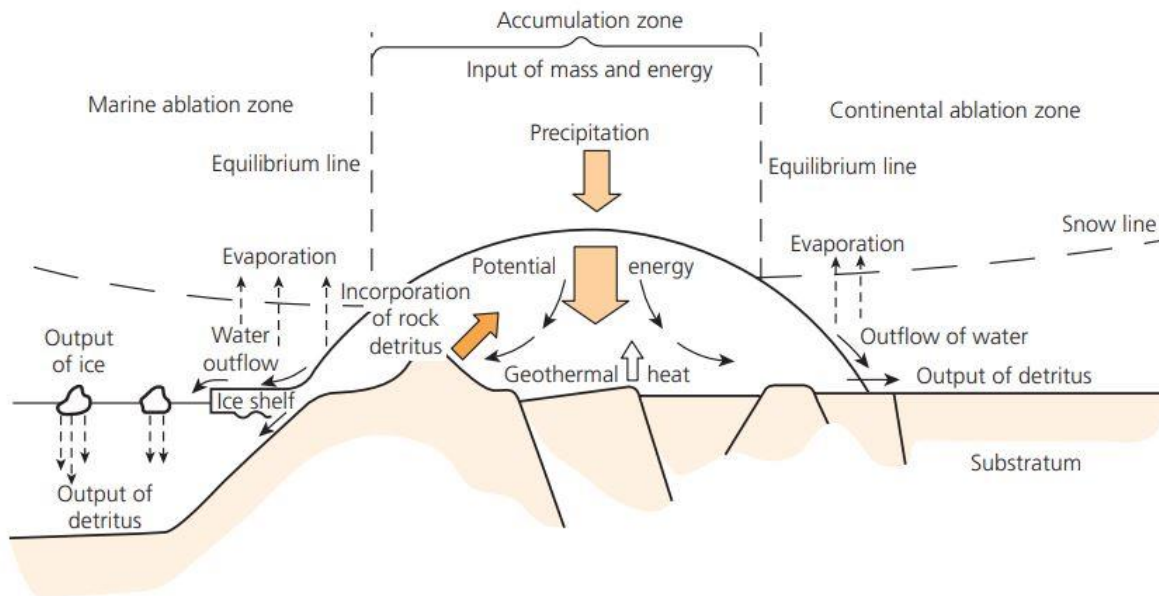


Figure 2.1: Flux de masse et d'énergie dans un système glaciaire idéalisé (Brodzikowski & Van Loon, 1991).

Un glacier laisse des dépôts et morphologies permettant de reconstituer sa dynamique passée. Depuis son extrémité amont jusqu'à son extrémité aval, un glacier transporte des débris qui seront abandonnés lors de sa fonte (Anderson & Anderson, 2010). Ces débris sont des blocs erratiques et des dépôts de till ou peuvent apparaître sous forme de morphologies construites comme les moraines. Ces dernières peuvent se construire au front (moraine frontale) ou sur les flancs (moraine latérale) d'un glacier. Ces moraines permettent de reconstituer les extensions passées d'un glacier et de reconstituer ses fluctuations (Balco, 2011; Mackintosh, et al., 2017). Au front d'un glacier, les écoulements fluvioglaciaires permettent un transit sédimentaire et la construction de sandurs. Les terrasses fluviatiles retrouvées dans ces sandurs constituent un témoin des fluctuations de la marge glaciaire (Thompson & Jones, 1986). Les environnements glaciolacustres sont également caractéristiques des marges glaciaires et constituent une autre archive de l'histoire de la déglaciation d'un glacier (Ashley, 1995). Sous un glacier, des écoulements d'eau sont capables de construire des morphologies caractéristiques comme des drumlins. Le glacier est également capable d'avoir une action érosive sur son bedrock à l'origine de stries (Bennet & Glasser, 2009) ou de roches moutonnées (Glasser & Bennett, 2004).

2.1.1 Bilan de masse

La plupart des glaciers peuvent être subdivisés en deux zones. Une zone interne à haute altitude où l'accumulation annuelle de neige est supérieure aux pertes par ablation et une zone externe et de faible altitude où l'ablation est supérieure à l'accumulation. La différence entre les gains et les pertes de masses sur toutes les parties du glacier à travers une période de temps donnée désigne le bilan de masse. La dynamique d'un glacier est donc influencée par un équilibre entre l'accumulation et l'ablation. Les apports issus des précipitations solides, de neige transportée par le vent ou par les avalanches (Francou & Vincent, 2007), sont collectés principalement dans la zone d'accumulation. Ces apports sont ensuite transformés en névé puis en glace en zone d'accumulation. La glace est ensuite transférée en aval par l'écoulement jusqu'à atteindre une zone où elle sort du système glaciaire par fonte, évaporation, par vêlage ou détachement de blocs de glace. L'accumulation est prépondérante pendant l'hiver et à l'inverse, l'ablation est majoritaire en été (Bennet & Glasser, 2009). Finalement, lorsque les conditions climatiques permettent un taux d'accumulation supérieur à l'ablation, un glacier avance et inversement.

Pour la plupart des glaciers, les taux annuels d'accumulation et d'ablation dépendent de l'altitude et de facteurs locaux. Les taux suivant lesquels l'accumulation et l'ablation annuelles changent avec l'altitude correspondent respectivement au gradient d'accumulation et au gradient d'ablation. Prises ensemble, ces deux notions définissent le gradient du bilan de masse (Oerlemans & Hoogendoorn, 1989).

2.1.2 La ligne d'équilibre

La ligne d'équilibre ou ELA pour « Equilibrium Line Altitude » rejoint tous les points où le taux d'accumulation est égal au taux d'ablation. Elle correspond à la limite entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation. La ELA est un concept qui s'applique uniquement sur un glacier en équilibre, c'est-à-dire dont le bilan de masse est nul (Bennet & Glasser, 2009).

Pour les paléoglaciers, l'altitude de la ligne d'équilibre peut être déterminée à partir de marqueurs géomorphologiques suivant plusieurs méthodes. La méthode de l'enracinement des moraines considère que l'altitude maximale des moraines latérales correspond à l'altitude de la ELA (Lichtenecker, 1938). Cette méthode est peu précise car la mauvaise préservation de ces moraines latérales peut être à l'origine d'erreurs de l'estimation de la ELA. La méthode THAR pour « Toe to headwall Altitude Ratio », considère que l'altitude de la ELA est localisée suivant un ratio entre le point le plus bas et le point le plus haut d'un glacier. Cette méthode est simple à utiliser mais produit d'importantes erreurs pour des glaciers à géométrie complexe (Benn & Lehmkuhl, 2000). La méthode AAR pour « Accumulation Area Ratio » considère l'hypothèse selon laquelle le rapport entre la surface de la zone d'accumulation et de la zone d'ablation est constant pour un glacier à l'équilibre (Benn & Lehmkuhl, 2000). Cependant cette méthode ne prend pas en compte l'hypsométrie et le gradient du bilan de masse (Osmaston, 2005). La méthode AABR pour « Area-Altitude Balance Ratio » (Osmaston, 1975; Furbish & Andrews, 1984) prend en compte l'hypsométrie du glacier (Osmaston, 2005) et le gradient du bilan de masse (Benn & Lehmkuhl, 2000). Cette méthode est basée sur trois hypothèses : 1 le gradient d'accumulation et d'ablation sont approximativement linéaires ; 2 le ratio entre l'ablation et l'accumulation est connu et reste fixe au cours du temps (Benn & Lehmkuhl, 2000; Rea, 2009) et 3 les variations d'altitude du front du glacier reflètent des changements du bilan de masse et donc des conditions climatiques.

2.1.3 Interactions avec le climat

Les glaciers sont des systèmes sensibles aux changements climatiques, ils s'étendent ou reculent constamment en réponse aux changements de température et de précipitation (Benn & Evans, 2010). Pour des glaciers dont le bilan de masse est initialement en équilibre, l'augmentation des précipitations neigeuses

et/ou la réduction de l'énergie disponible pour la fonte provoque une extension de la zone d'accumulation, un abaissement de la ELA et un bilan de masse positif. Inversement, une diminution des précipitations neigeuses et/ou l'augmentation de l'énergie disponible pour la fonte engendre une régression de la zone d'accumulation, une élévation de la ELA et un bilan de masse négatif. Le bilan de masse spécifique (changement total de masse d'un glacier par unité de surface) d'un glacier dépend de son gradient de bilan de masse et de son hypsométrie (distribution des surfaces en fonction de l'altitude). Ainsi, différents glaciers localisés dans une même zone géographique peuvent avoir des réponses différentes pour les mêmes conditions climatiques (Furbish & Andrews, 1984). Dans des cas extrêmes, un glacier peut disparaître entièrement si l'altitude de la ELA persiste plusieurs années au-dessus du point le plus haut du glacier, générant une perte de masse sur l'ensemble de sa surface (Hastenrath & Kruss, 1992; Schneeberger, et al., 2003). Hors des forçages climatiques, des écroulements peuvent fournir de fortes épaisseurs de débris en surface d'un glacier, limitant l'ablation jusqu'à ce qu'ils soient évacués par le l'écoulement de la glace (D'Agata & Zanutta, 2007). Ce processus peut générer d'importantes avancées glaciaires (surge) (Gardner & Hewitt, 1990).

2.2 LES GLACIATIONS DU PLÉISTOCÈNE

Depuis le début du Quaternaire, il y a 2,58 Ma, le climat terrestre suit des alternances entre des périodes froides avec le développement des glaces polaires (périodes glaciaires) et des périodes plus chaudes avec peu ou pas de calottes glaciaires dans l'hémisphère Nord (Lisiecki & Raymo, 2005). Depuis 800 000 ans, les cycles glaciaires suivent une fréquence 100 ka et sont contrôlés par les variations de l'excentricité de l'orbite terrestre (Hays, et al., 1976). Ces cycles sont définis par les variations du $\delta^{18}\text{O}$ dans les carottages océaniques et sont actuellement représentés par 20 stades isotopiques marins (Marine Isotopic Stage; MIS), depuis le MIS 20 jusqu'au MIS 1 actuel (Lisiecki & Raymo, 2005). Les MIS paires et impaires correspondent respectivement aux périodes glaciaires et interglaciaires.

2.2.1 Le dernier cycle glaciaire

Le dernier cycle glaciaire (Riveiros, et al., 2022) (Figure 2.2) montre la mise en place de calottes glaciaires à l'échelle mondiale à partir de la fin du dernier interglaciaire (MIS 5), et se terminant par la disparition de ces mêmes calottes au début de l'Holocène (Railsback, et al., 2015). De récentes compilations de données relatives au dernier interglaciaire (Eemien) placent le début du dernier cycle glaciaire il y a 116,0 cal ka BP (Govin, et al., 2015; Hoffman, et al., 2017). Ce dernier grand cycle glaciaire comprend plusieurs stades isotopiques identifiés : MIS 5d, 5c, 5b, 5a, 4, 3 et 2. Il inclut également la dernière déglaciation (terminaison glaciaire) située entre la fin du dernier maximum glaciaire (Last Glacial Maximum; LGM) à 19,0 cal ka BP et le début de l'Holocène à environ 11,7 cal ka BP (Past Interglacials Working Group of PAGES, 2016)

Le début du dernier cycle glaciaire est caractérisé par de petits refroidissements, marqués par les sous stades MIS 5b et 5d, et par de petits réchauffements attribués aux sous interstades MIS 5a et 5c (Batchelor, et al., 2019). Le MIS 4 daté entre 71,0 et 60,0 cal ka BP est associé à une chute significative du niveau marin déduite d'après une synthèse des variations du niveau marin, à partir de proxies géologiques et isotopiques (Spratt & Lisiecki, 2016). Cette chute du niveau eustatique est estimée à -80 m par rapport au niveau actuel (Elderfield, et al., 2012) voir -100 m (Grant, et al., 2012; De Deckker, et al., 2019). Le MIS 3, entre 60,0 et 30,0 cal ka BP n'est pas considéré comme un interglaciaire depuis qu'une analyse des isotopes de l'oxygène issus d'enregistrements marins a révélé que les températures durant cet interstade sont restées proches de celle du cycle glaciaire (Emiliani, 1955). En outre, le volume de glace ne semble pas avoir été différent du MIS 4 (Shackleton & Opdyke, 1973), et la chute du niveau marin a été estimée entre -60 et -90 m sous le niveau actuel (Siddall, et al., 2008; Grant, et al., 2012; Batchelor, et al., 2019). La transition entre le MIS 3 et le MIS 2 définie à 32,0 cal ka BP est basée sur des changements dans les enregistrements isotopiques de

l'oxygène dans le pacifique équatoriale (Shackleton & Opdyke, 1973). D'autres auteurs placent cette limite à 33,0 cal ka BP (Lisiecki & Raymo, 2005) ou encore à 30,0 cal ka BP (Rasmussen, et al., 2014; Waelbroeck, et al., 2019).

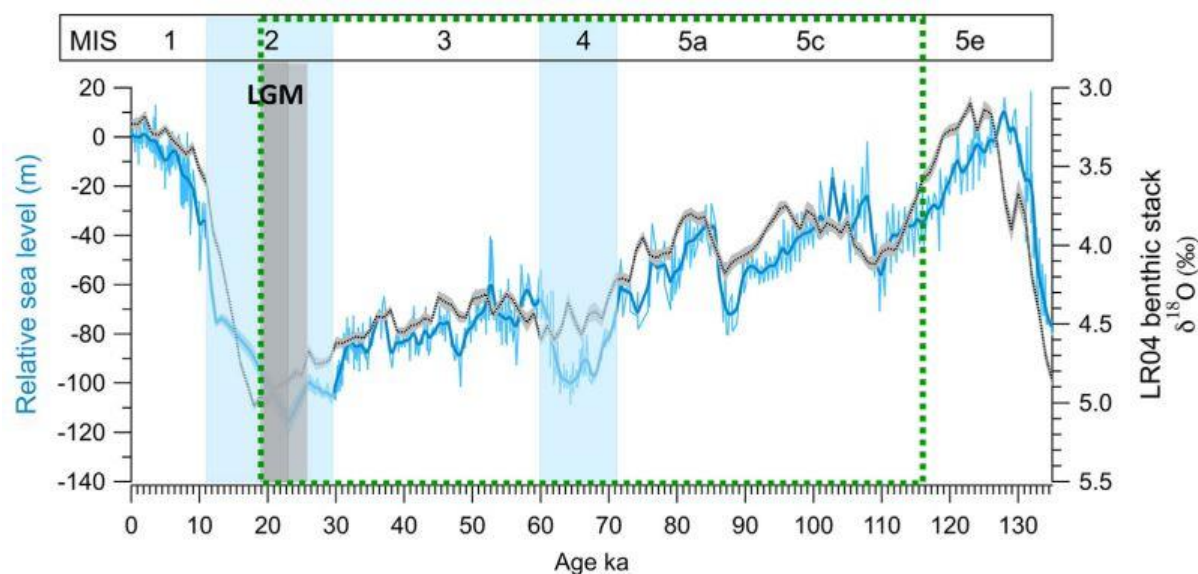


Figure 2.2 : Registres marins utilisés pour reconstituer le niveau marin d'après (Vazquez Riveiros, et al., 2022). Le trait continu bleu représente le niveau marin relatif dérivé de l'enregistrement isotopique des foraminifères planctoniques en Méditerranée orientale, (Grant, et al., 2012) en m. La ligne pointillée noire représente la compilation des enregistrements en $\delta^{18}O$ benthique de Lisiecki et Raymo (2005), comprenant 57 enregistrements isotopiques de foraminifères benthiques issus de carottages localisés dans l'océan Atlantique, Pacifique, Indien et en Océanie. Les MIS 2 (30,0 11,7 cal ka BP) et 4 (71,0 60,0 cal ka BP) sont surlignés en bleu clair. Le LGM est mis en évidence dans le MIS 2, sensu lato (26,0 19,5 cal ka BP, Clark et al., 2009) en gris clair, et tel que défini dans les archives marines en gris plus foncé (23,0 19,0 cal ka BP, Mix et al., 2001). La ligne pointillée verte indique l'intervalle entre 116,0 et 19,0 cal ka BP correspondant au dernier cycle glaciaire.

2.2.2 Le dernier maximum glaciaire (LGM)

Le LGM (Last Glacial Maximum) est considéré comme l'intervalle de temps le plus récent de l'histoire de la terre où les glaciers mondiaux ont atteint leur maximum d'extension (Bowen, 2009). Le LGM est défini par le maximum de volume des glaciers mondiaux déterminé à 18 ka BP et par le plus grand minima de l'enregistrement du $\delta^{18}O$ marin (Shackleton, 1967; Martinson, et al., 1987). Le LGM correspond également au bas niveau marin daté entre 18 et 21 ka BP (Yokoyama, et al., 2000; Clark & Mix, 2002), estimé entre 120 et 130 m sous le niveau marin actuel (Yokoyama, et al., 2000; Lambeck, et al., 2014). Une étude couplant l'analyse du niveau marin, des datations par nucléides cosmogéniques de calottes et de glaciers de montagne a défini le LGM entre 26,5 et 19 ka (Clark, et al., 2009). Aujourd'hui le LGM n'a pas de définition stratigraphique formelle malgré la tentative de l'attribuer à une chronozone (Mix, et al., 2001). Dans ce travail de thèse, nous considérerons la définition du LGM de Clark et al, 2009, qui est la plus couramment utilisée dans les Alpes européennes.

Pendant le LGM, le refroidissement du climat a été maximum aux hautes latitudes et minimal aux basses latitudes (CLIMAP project). La diminution de la température de l'air a été estimée à $-10^{\circ}C$ (Werner, et al., 2018) et à $-11^{\circ}C$ (Cuffey, et al., 2016) à l'est et à l'ouest de l'Antarctique respectivement. Au centre de la calotte glaciaire du Groenland, la diminution de la température de l'air a été quantifiée à plus de $-20^{\circ}C$ (Buizert, et al., 2018). Les hautes latitudes ont également été affectées par des changements significatifs de l'intensité des précipitations et par un déplacement vers le sud des zones de mousson par rapport à leur localisation actuelle (Yang, et al., 2015; An, et al., 2015).

Les glaciers du LGM couvraient essentiellement la partie septentrionale des continents de l'hémisphère nord (Ehlers & Gibbard, 2004). En plus de la calotte du Groenland, une large partie du continent nord-américain était couverte par la calotte Laurentide (Laurentide Ice Sheet ; LIS), atteignant localement 4 km d'épaisseur (Dyke, et al., 2002). De même, le nord de l'Eurasie était alors couvert par le complexe glaciaire européen (European Ice Sheet Complex ; EISC), constitué de la calotte Fennoscandinave et de l'inlandsis Irlandais-Britannique. Ce complexe glaciaire d'une épaisseur maximum supérieure à 3 km, a atteint son maximum d'extension à 21 cal Ka BP (Hughes, et al., 2016).

2.2.3 Les variations climatiques millénaires enregistrées dans l'hémisphère nord

Des observations de carottes de sédiment prélevées au nord-est de l'océan Atlantique ont révélé la présence de niveaux riches en débris sableux (IRD pour ice-rafted detritus), nommés événements de Heinrich (H) (Heinrich, 1988). Des analyses géologiques et géochimiques ont montré que les IRD proviennent de la calotte Laurentide (Bond, et al., 1992; Huon & Jantschik, 1993; Gwiazda, et al., 1996; Revel, et al., 1996). Les IRD sont issus de la fonte de nombreux icebergs, libérant des sédiments grossiers piégés dans la glace. Ce flux important d'iceberg résulte de déstabilisations glaciaires (surge) le long de la marge occidentale de la calotte Laurentide (Broecker, et al., 1992). Cette fonte massive d'icebergs est à l'origine d'une augmentation du niveau marin amplifiant encore la déstabilisation de la calotte Laurentide et de la banquise (Labeyrie, et al., 1995; Cortijo, et al., 1997; Lambeck & Chappell, 2001). La grande quantité d'eau douce produite par la fonte des icebergs est à l'origine d'une perturbation de la circulation océanique de l'Atlantique nord, limitant la circulation thermohaline et refroidissant significativement le climat de l'hémisphère nord. Pendant le dernier cycle glaciaire, d'autres variations climatiques hautes fréquences ont été découvertes. En effet, 24 grandes et abruptes variations de la température de l'air ont été mises en évidence dans les carottes de glaces du Groenland GRIP et GISP2, nommés événements de Dansgaard-Oeschger (D-O). Ces événements suivent une périodicité d'environ 1500 ans et sont marqués par un réchauffement rapide d'au minimum 10°C en moins de 300 ans, suivi d'une lente période de refroidissement (Dansgaard, et al., 1993; Grootes, et al., 1993).

2.3 LES ALPES AU PLÉISTOCÈNE

2.3.1 Contexte géographique

Les Alpes européennes forment un massif montagneux atteignant une largeur maximum de 250 km, incluant 29 massifs de plus de 4000 m, le plus haut d'entre eux étant le Mont Blanc culminant 4809 m d'altitude (Figure 2.3). Autour de la zone axiale, les massifs subalpins comme les Préalpes françaises, suisses, italiennes, autrichiennes et slovènes forment des reliefs de plus basse altitude. Le massif alpin forme une barrière orographique entre l'Europe et les régions méditerranéennes. Plus précisément, cette position géographique du massif Alpin proche de la mer méditerranéenne au sud et du continent européen au nord permet la présence de différents climats et environnements. La circulation atmosphérique à l'échelle de la chaîne est contrôlée par les masses d'air atlantiques venues de l'ouest et les masses d'air méditerranéennes venant du sud. Ainsi, la partie sud-ouest des Alpes est fortement impactée par le climat Méditerranéen, caractérisé par des étés chauds. Les Alpes de l'ouest, sous influence des masses d'air atlantiques, sont soumises à un climat océanique humide. Enfin, les parties nord et axiales sont sous un climat continental, humide avec des étés chauds.

On trouve dans les Alpes environ 3500 glaciers (Pfeffer, et al., 2014; RGI Consortium, 2017) situés dans les zones les plus élevées, principalement au-dessus de 3000 m d'altitude. Ces glaciers couvrent une aire de 370 km² et sont concentrés dans la zone du Mont Blanc, dans le Valais et les Alpes bernoises. Les zones plus sèches montrent principalement des glaciers rocheux, localisés au-dessus de 2400 m d'altitude, dans

les Alpes internes (Haeberli, 1985; Kellerer-Pirklbauer, et al., 2012; Scotti, et al., 2013; Colucci, et al., 2016; Kofler, et al., 2020).

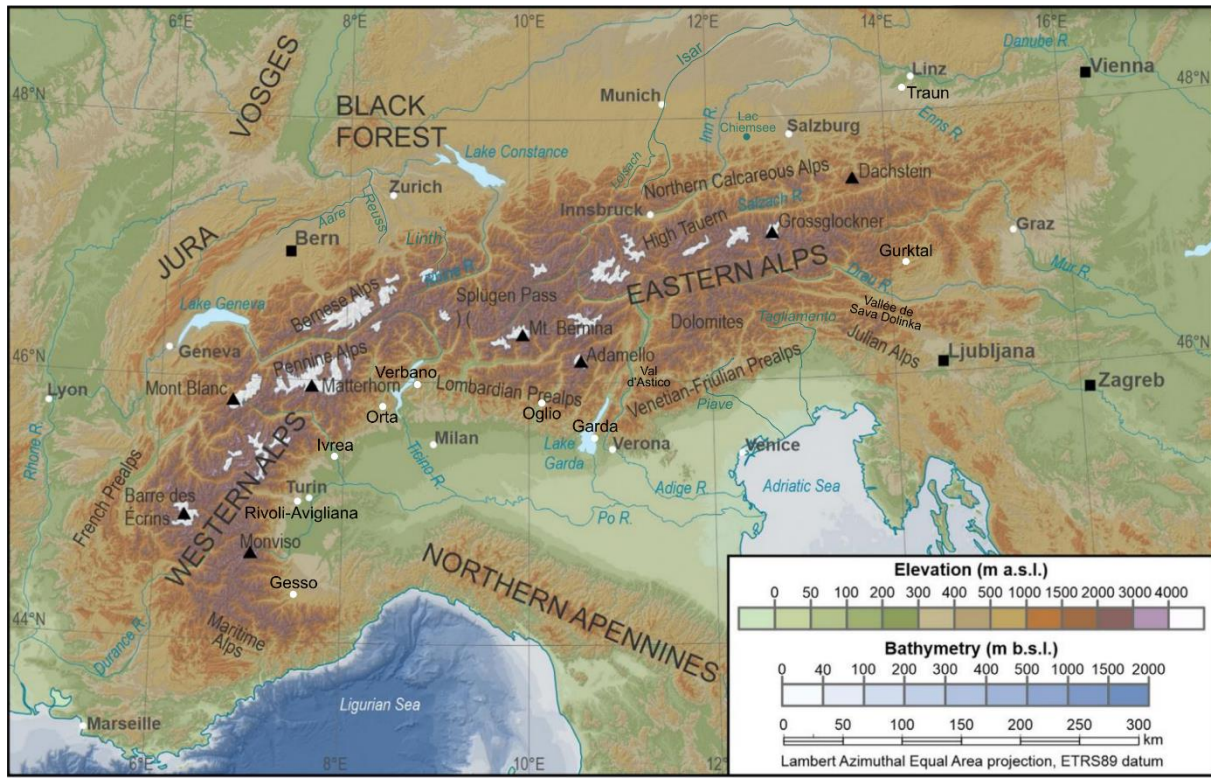


Figure 2.3: Carte topographique des Alpes européennes et leurs glaciers actuels (Pfeffer, et al., 2014).

2.3.2 État des lieux de la chronologie du dernier cycle glaciaire dans les Alpes

Pour la première fois, Penck et Brückner en 1909, ont décrit dans les Alpes Bavaroises un modèle multiglacialiste pour les glaciations du quaternaire. Ce modèle est basé sur les corrélations entre des moraines et des épandages fluvioglaciaires et fluviales. Cette approche morphostratigraphique, dans le piémont des Alpes du nord, a permis de définir quatre périodes d'accumulation de dépôts glaciaires séparées les unes des autres par des incisions. Ces quatre grandes périodes glaciaires portent le nom de quatre affluents du Danube et sont de la plus ancienne à la plus récente, le Günz, le Mindel, le Riss et le Würm.

Les périodes du Riss et du Würm correspondent respectivement à l'avant dernier et au dernier cycle glaciaire. La glaciation du Riss est associée au complexe des moraines les plus externes du glacier du Rhin et plus largement à l'échelle des Alpes du nord et de l'ouest. La glaciation du Würm correspond au complexe des moraines internes en arrière des moraines du Riss.

Au cours du Pléistocène moyen et supérieur, les glaciers alpins se sont étendus au-delà du massif, jusqu'aux piémonts sous forme de lobes glaciaires. Les complexes morainiques frontaux construits par ces lobes sont un des témoins de la présence de ces grands systèmes glaciaires (Mandier, 1984; van Husen, 2000; Schlüchter, 2004; Monegato, et al., 2007; Preusser, et al., 2011; Ivy-Ochs, 2015; Gianotti, et al., 2015; Monegato, et al., 2017; Ivy-Ochs, et al., 2018).

2.3.2.1 *Les Alpes avant le LGM*

Sur le versant sud, des morphologies pré-LGM ont été mises en évidence en Italie. Plus précisément, des datations par âges d'exposition du complexe morainique du Rivoli-Avigliana (Figure 2.6) indiquent une extension Pré-LGM, associée aux moraines les plus élevées de l'amphithéâtre morainique (Ivy-Ochs, et al., 2018). Toujours en Italie, des datations par âges d'exposition ^{10}Be sur blocs glaciaires du système d'Ivrea (Figure 2.6), montrent la présence de morphologies glaciaires pré-LGM localisées en partie externe du complexe morainique (Gianotti, et al., 2008; Gianotti, et al., 2015).

Sur le versant nord, les moraines les plus externes du glacier du Salzach (Figure 2.6) sont attribuées à des glaciations Pré-LGM (Starnberger, et al., 2011; Salcher, et al., 2015; Mayr, et al., 2017; Mayr, et al., 2019). En Suisse du nord, des glaciations anciennes remontant au début du Quaternaire ont été mises en évidence (Preusser, et al., 2011). Concernant le dernier cycle glaciaire de cette zone, un dépôt deltaïque interprété comme étant le résultat d'une avancée du glacier du Linth a été daté par OSL à 105 ka (Preusser, 1999; Preusser, et al., 2003). Aussi, des sédiments fluvioglaciaires datés par OSL à 73 ± 11 et à 55 ± 14 ka, suggèrent une avancée du Glacier du Reuss au MIS 4 (Preusser, et al., 2011). Enfin, des âges d'exposition pré-LGM ont été mis en évidence sur des blocs erratiques issus du glacier du Rhône (Graf, et al., 2015).

Sur le versant ouest, des âges radiocarbone issus d'un dépôt lacustre indiquent un retrait pré-LGM du glacier de la Romanche avant 30-40 ka cal BP (Bièvre & Crouzet, 2021). Sur la rive sud du lac Léman à Evian, un complexe de till et de dépôts glaciolacustres daté par ^{14}C , indique deux extensions pré-LGM. La plus ancienne est antérieure à 30 ka et la plus récente est datée entre 34,2-33,2 et 44,2-27,2 ka cal BP (Triganon, et al., 2005)

2.3.2.2 *Le versant alpin sud au LGM*

Au LGM, le piémont des Alpes italiennes est marqué par la présence des lobes glaciaires du Rivoli-Avigliana, d'Ivrea (Figure 2.4), d'Orta, du Verbano, de Garda, du Piave et du Tagliamento (Figure 2.6). Ces lobes glaciaires sont à l'origine de complexes morainiques étendus sur 10 à 30 km et présentent plusieurs systèmes morainiques frontaux et de récession (van Husen, 2004; Monegato, et al., 2007; Gianotti, et al., 2008; Monegato, et al., 2017; Ivy-Ochs, et al., 2018; Braakhekke, et al., 2020). En Italie, au front de ces complexes, des épandages fluvioglaciaires forment de vastes cônes couvrant la plaine du Pô (Paiero & Monegato, 2003; van Husen, 2004; Fontana, et al., 2014; Gianotti, et al., 2015).

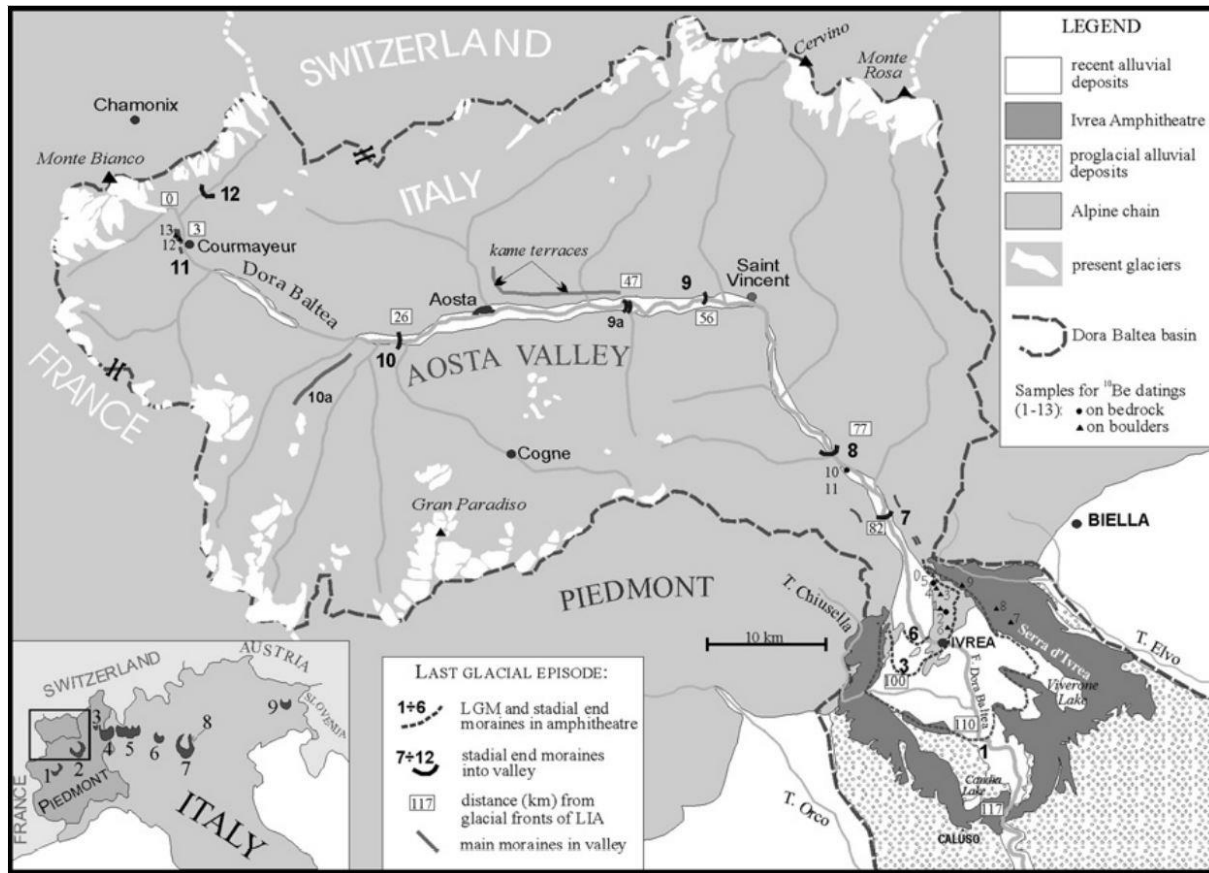


Figure 2.4: Exemple de la géologie du lobe d'Ivrea et de son bassin versant (Gianotti, et al., 2008). Ce complexe morainique et son grand système fluvioglaciaire sont typiques de ceux retrouvés sur le versant italien des Alpes.

L'analyse chronologique des complexes morainiques italiens a permis de prouver une double extension des lobes du Rivoli-Avigliana, de Garda et du Tagliamento au LGM, suivi d'étapes de récessions et /ou de leur disparition (Figure 2.6, Annexe 1). Plus précisément, des datations par âge d'exposition du complexe morainique du Rivoli-Avigliana ont mis en évidence la première extension à $24,0 \pm 1,5$ ka et la seconde à $19,6 \pm 0,9$ ka (Ivy-Ochs, et al., 2018). Des âges radiocarbone de dépôts lacustres indiquent que ce même amphithéâtre morainique est abandonné au minimum à 18,3 -18,1 ka cal BP (Larocque & Finsinger, 2008). La double extension LGM du lobe Garda a été datée par datation ^{14}C de dépôts glaciolacustres, fluvioglaciaires et fluviatiles. La première avancée a eu lieu à 24,9-24,3 ka cal BP laissant les moraines les plus externes et la seconde à 23,9 -23,1 ka cal BP, laissant les moraines les plus internes (Monegato, et al., 2017). D'autres datations radiocarbone issues de dépôts lacustres et fluviatiles indiquent que ce lobe disparaît à 17,8 -17,3 ka cal BP (Ravazzi, et al., 2014). Enfin, la double extension LGM du lobe du Tagliamento a été prouvée par datation ^{14}C du complexe morainique et de dépôts fluvioglaciaires associés. La première avancée est à l'origine de la formation des moraines les plus externes, datée à 28,1-24,5 ka cal BP. La seconde avancée moins étendue ou recouvrant localement la première, est datée entre 23,4 et 21,5 ka cal BP. Une étape de récession après 21 ka cal BP est à l'origine du dépôt des moraines les plus internes du complexe (Monegato, et al., 2007). Enfin, d'autres datations ^{14}C de dépôts fluvioglaciaires associés à ce complexe morainique indiquent une disparition du lobe entre 20,9 et 19,9 ka cal BP (Fontana, et al., 2014).

Des études relatives aux complexes morainiques d'Ivrea, d'Orta et du Verbano ont montré une seule extension LGM, suivie d'étapes de récession et /ou d'une disparition des glaciers de la zone de piémont (Figure 2.6, Annexe 1). Ainsi, l'extension glaciaire LGM du système morainique d'Ivrea a été reconnue par

âges d'exposition ^{10}Be sur blocs erratiques au niveau de l'ensemble morainique le plus interne. L'avancée LGM la plus étendue est datée à $23,8 \pm 1,7$ ka et est suivie d'une phase de récession laissant des moraines plus internes datées à $20,1 \pm 3,0$ ka (Gianotti, et al., 2015). Des datations ^{14}C de dépôts lacustres indiquent que ce complexe morainique d'Ivrea est déglacé à 17,8 -16,9 ka cal BP (Gianotti, et al., 2015). L'extension LGM du petit lobe glaciaire d'Orta, a été datée par âges d'exposition ^{10}Be et ^{36}Cl sur blocs glaciaires localisés sur les moraines les plus externes, à 26,5–23 ka. De plus une étape de récession a été mise en évidence à 19-18 ka (Braakhekke, et al., 2020). Enfin, des âges d'exposition ^{10}Be et ^{36}Cl sur blocs glaciaires posés sur les moraines les plus externes du complexe morainique de Verbano, ont montré que le glacier a fluctué autour de sa position maximum entre $25,0 \pm 0,9$ et $19,9 \pm 0,7$ ka. Sur des moraines plus internes, d'autres âges d'exposition ^{10}Be et ^{36}Cl sur blocs glaciaires ont mis en évidence une réavancée à $19,7 \pm 1,1$ ka, suivie de la disparition du lobe peu après 19 ka (Kamleitner, et al., 2022).

Les glaciers de Gesso et d'Oglio sont marqués par des moraines frontales localisées dans des vallées (Figure 2.6, Annexe 1) (Federici, et al., 2017; Ravazzi, et al., 2012a). Plus précisément, le glacier de la vallée du bassin de Gesso, a atteint son maximum d'extension à 22,8 ka d'après des âges d'exposition ^{10}Be de dépôts glaciaires (Federici, et al., 2017). Des datations ^{14}C de dépôts glaciaires et lacustres du système glaciaire d'Oglio dans le bassin de Clusone, indiquent une extension maximale LGM à 26,4-25,3 ka cal BP suivie d'une déglaciation entre $18,3 \pm 0,3$ et $17,2 \pm 0,3$ ka (Ravazzi, et al., 2012a). Sur le piémont, des âges radiocarbone dans des dépôts lacustres du lac Iseo indiquent que le glacier d'Oglio a disparu à 18,6-17,9 ka cal BP (Lauterbach, et al., 2012). En Slovénie, les témoins des glaciers sont limités à des sédiments fluvioglaciaires et des dépôts glaciaires et paraglaciaires peu développés (Buser, 2009). Des datations IRSL d'un cône alluvial, suggèrent un maximum d'extension LGM du Glacier de vallée de la Sava Dolinka à $23,2 \pm 2,8$ ka (Bavec & Verbic, 2011).

Enfin, l'extension LGM de certains glaciers n'est pas encore connue (Figure 2.6, Annexe 1) comme le glacier de la vallée d'Astico ou des âges radiocarbone trouvés dans des dépôts fluvioglaciaires et paraglaciaires, indiquent une étape de récession à 24,2-23,8 ka cal BP (Rossato, et al., 2013). Le Glacier du Drau en Autriche, aurait quitté le piémont entre 18,5 et 18,1 ka cal BP d'après des âges radiocarbone issus de sédiments lacustres (Schmidt, et al., 2012). Dans les Alpes du Gurktal, des âges d'exposition ^{10}Be sur polis glaciaires indiquent une déglaciation de la zone entre 16 et 14 ka (Wölfler, et al., 2021). Enfin, un âge radiocarbone des moraines les plus externes du petit lobe glaciaire du Piave donne un âge à 19,8-18,8 ka cal BP interprété comme une étape de retrait (Carton, et al., 2009).

2.3.2.3 *Le versant alpin nord au LGM*

Au LGM, le piémont du versant nord des Alpes est marqué par la présence de lobes glaciaires beaucoup plus étendus que ceux du versant sud. Ces systèmes glaciaires septentrionaux sont les lobes du Salzach, de l'Inn, de l'Isar-Loisach, du Rhine, du Reuss, de l'Aare et du Rhône. Ces glaciers sont à l'origine de complexes morainiques étendus sur 40-60 km sur le piémont (Figure 2.6). Le versant nord des Alpes est également caractérisé par de larges surfaces montrant des enregistrements sédimentaires et géomorphologiques typiquement constitués de moraines connectées à des dépôts fluvioglaciaires proglaciaires (Doppler, et al., 2011). Des morphologies sous-glaciaires comme de vastes champs de drumlins sont présents à l'intérieur de la plupart des complexes morainiques (Keller & Krayss, 2005; Preusser, et al., 2011; Reber, et al., 2014; Gaar & Preusser, 2019). Les épandages fluvioglaciaires ne forment pas de grands cônes mais sont principalement confinés dans les vallées des principales rivières (Figure 2.5) (Preusser, et al., 2011; Untersweg, et al., 2012; Gabriel, et al., 2013). Le piémont nord des Alpes est aussi caractérisé par la présence d'importants dépôts de loess dont les datations absolues ont permis de mieux comprendre les fluctuations glaciaires. Ces loess sont principalement localisés en zone proximale du lobe

de Salzach (Starnberger, et al., 2011) et plus largement sur le piémont autrichien (Terhorst, et al., 2014; Terhorst, et al., 2015).



Figure 2.5: Reconstitution des glaciers du Rhine, du Linth et de la Reuss au LGM et des écoulements fluvioglaciaires confinés dans les chenaux des principales rivières (Preusser, et al., 2011).

Dans les Alpes septentrionales, la présence de double extension LGM a été mise en évidence uniquement pour le glacier du Salzach (Figure 2.6, Annexe 1). En effet, des datations OSL de loess, couplées à une analyse géomorphologique du complexe morainique de ce glacier ont mis en évidence une double extension LGM. La plus ancienne avancée et la plus étendue a eu lieu entre 29 et 21 ka et la plus récente et la moins étendue entre 21 et 20 ka (Figure 2.6, Annexe 1) (Starnberger, et al., 2011).

Les glaciers du Rhine, de la Reuss, de l'Aare et du Rhône sont caractérisés par une unique extension LGM (Figure 2.6, Annexe 1). Plus précisément, au front des moraines LGM du glacier du Rhine, des datations radiocarbone de dépôts fluvioglaciaires indiquent une extension maximum entre 27,0 et 25,5 ka cal BP et des âges OSL de dépôts sus-jacent indiquent le retrait du glacier entre $22,2 \pm 1,6$ et $17,1 \pm 1,3$ ka (Preusser, et al., 2007). Plus à l'ouest, des datations OSL de dépôts fluvioglaciaires indiquent une extension maximale du glacier de la Reuss entre $25,1 \pm 2,4$ et $24,2 \pm 2,2$ ka (Gaar & Preusser, 2019). Des datations directes du complexe morainique de ce glacier par âges d'exposition ^{10}Be et ^{36}Cl sur des moraines associées à une étape de retrait donnent $22,2 \pm 1,0$ ka, suivie de la disparition du lobe à $18,6 \pm 0,9$ ka (Reber, et al., 2014). Les moraines de piémont du glacier de l'Aare ont été datées directement à Steinhof par âges d'exposition ^{10}Be , ^{26}Al et ^{36}Cl sur blocs glaciaires. Le maximum d'extension LGM initialement daté par Ivy-Ochs, 2004 entre 21,1 et 19,1 ka a été recalculé par Gaar et al, 2019 entre $24,1 \pm 1,9$ et $22,8 \pm 1,8$ ka. Un dépôt fluvioglaciaire à Aarwangen, corrélé au maximum d'extension a été daté par des âges OSL issus d'un sédiment que partiellement blanchi, entre $27,4 \pm 2,8$ et $25,7 \pm 4,2$ ka (Preusser & Degering, 2007). Enfin, l'étude d'un remplissage lacustre à Burgaschisee, sur le plateau Suisse, indique que le glacier de l'Aare est déglacé à

19,5-18,9 ka cal BP (Rey, et al., 2017). Dans le Valais, des datations par exposition ^{10}Be sur blocs erratiques indiquent une extension maximum du glacier du Rhône à $21,9 \pm 1,8$ ka (Graf, et al., 2015).

L'extension LGM de certains lobes de piémont des Alpes du nord reste mal contrainte (Figure 2.6, Annexe 1). Ainsi, un âge ^{14}C indique que le glacier de Traun (Rödschitz) quitte le piémont à 19,9 -17,7 ka cal BP (van Husen, 1997). Plus à l'ouest, des datations OSL d'un delta indiquent le retrait du glacier Inn-Chiemsee du piémont à $18,7 \pm 1,7$ ka (Klasen, et al., 2007). Des âges d'exposition ^{10}Be sur blocs glaciaires posés sur des moraines du glacier Isar-Loisach indiquent une avancée maximale avant $18,0 \pm 1,9$ ka (Reuther, et al., 2011). Enfin, l'étude de sédiments lacustres du lac de Zürich indique que le glacier du Linth quitte le piémont à 19,5-18,6 ka cal BP (Lister, 1988).

Dans les Alpes centrales, plus précisément en Suisse (Oberhasli), des datations de blocs erratiques et de polis glaciaires par âges d'exposition ^{10}Be indiquent que la surface maximum glaciaire a été atteinte à $23,0 \pm 0,8$ ka (Figure 2.6, Annexe 1) (Wirsig, et al., 2016a).

2.3.2.4 *Le versant alpin ouest au LGM*

Le versant ouest des Alpes accueille le lobe glaciaire du lyonnais, faisant l'objet de ce travail de thèse. Dans le présent paragraphe, nous ne présenterons que les autres extensions glaciaires durant le LGM. Au nord du lobe lyonnais, l'extrémité occidentale du glacier du Rhône est marquée par des moraines frontales et latérales, des morphologies sous-glaciaires (drumlin) et des deltas proglaciaires (Monjuvent & Nicoud, 1988; Moscariello, et al., 1998). En direction du sud, les glaciers des Alpes occidentales n'ont pas fusionné pour former des lobes de piémont et ont gardé une morphologie dendritique pendant leur maximum d'extension. Ceci est attesté par des moraines frontales du glacier de la Durance (Jorda, et al., 2000) et par des morphologies glaciolacustres et fluvioglaciaires pour le glacier du Beaumont et de la Romanche (Monjuvent, 1973). Des terrasses fluvioglaciaires au front du glacier de la Durance ont également été décrites (Gabert, 1984). Pour les glaciers de la vallée du Var, de la Tinée et de la Vésubie, les morphologies glaciaires se résument à des formes d'érosions glaciaires (cirques, verrous, timlines), des dépôts de till et fluvioglaciaires mal préservés et des moraines frontales (Julian, 1977).

Le cadre chronologique des fluctuations des glaciers LGM du versant occidental des Alpes est mal contraint (Figure 2.6, Annexe 1). Sur les rives du lac Léman, à Evian, des dépôts glaciolacustres recouverts de till et de moraines latérales ont fourni du matériel daté par ^{14}C . Ces datations suggèrent un maximum d'extension LGM entre 32,3-27,3 et 31,9-22,2 ka cal BP (Triganon, et al., 2005). D'autres datations radiocarbone de dépôts graveleux proglaciaires localisés à l'extrémité ouest du lac Léman suggèrent une déglaciation du glacier du Rhône dans ce secteur à 23,4-22,4 ka cal BP (Moscariello, et al., 1998). Plus au sud, notons des âges radiocarbone à la base d'un till, daté entre 23,0 et 20,9 ka cal BP correspondant à l'âge d'une étape de récession du glacier de la Durance (Jorda, et al., 2000). Le retrait du glacier de la Romanche a été daté par âges d'exposition ^{10}Be d'une niche d'arrachement d'un écroulement entre 17,5 et 13 ka (Schwartz, et al., 2017).

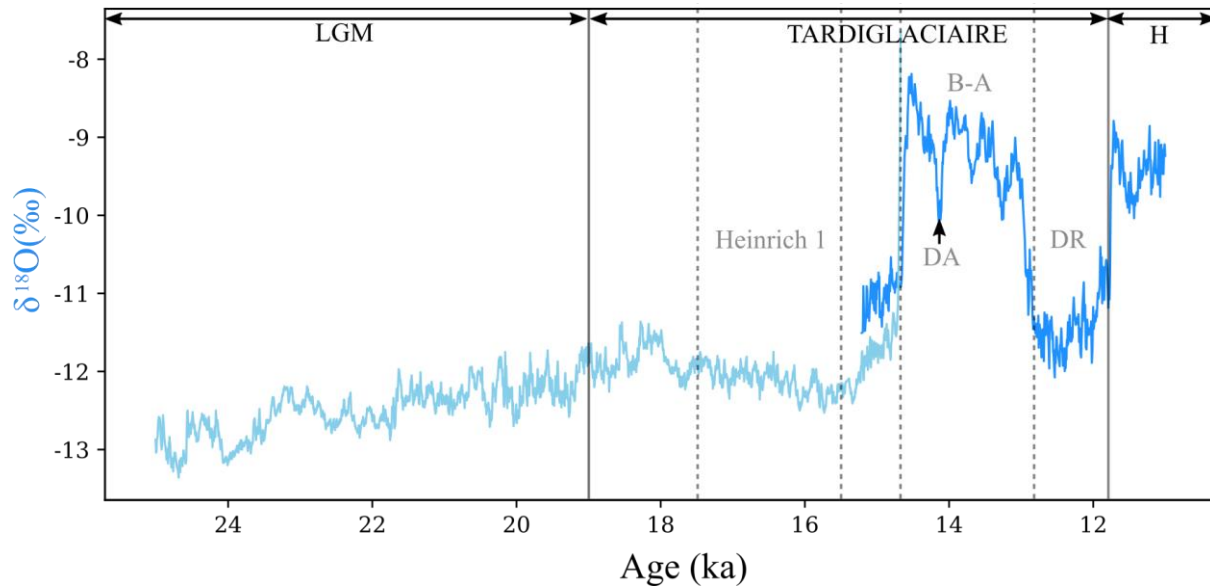


Figure 2.7 : Courbe de $\delta^{18}O$ issue de spéléothèmes alpins montrant les variations de températures du LGM et du Tardiglaciaire. La courbe bleu clair est donnée par (Luetscher, et al., 2015) et la courbe bleu foncé par (Li, et al., 2021). DA : Dryas ancien, B-A : Bølling-Allerød, DR : Dryas récent, H : Holocène.

Au début du Tardiglaciaire, le retrait des lobes de piémont du LGM laisse apparaître de grands surcreusements glaciaires en aval des principales vallées alpines. L'altitude de la surface du bedrock de la Combe de Savoie, pour les vallées de l'Isère, du Rhône du Rhine et de l'Inn est localement sous le niveau marin (Finckh, et al., 1984; Hinderer, 2001; Nicoud, et al., 2002; Preusser, et al., 2010; Reitner, et al., 2010; Durst Stücki & Schlunegger, 2013). Cette érosion glaciaire est parfois héritée de l'avant dernier cycle glaciaire, notamment dans la vallée du Rhine (Hinderer, 2001). Ces grandes dépressions sont encore à l'heure actuelle occupées par les principaux lacs alpins.

Dans les Alpes internes, le début du Tardiglaciaire est marqué par l'abaissement de la surface des glaciers après leur maximum du LGM. En Suisse centrale (Oberhasli), des datations de blocs erratiques et de polis glaciaires par âges d'exposition ^{10}Be indiquent le début de l'abaissement de la surface glaciaire après le LGM à $17,7 \pm 0,8$ ka (Wirsig, et al., 2016a). Avec la même méthode, le début de l'abaissement de la surface glaciaire après le LGM dans le Mont Blanc et dans les Alpes du Zillertal a été daté à $18,5 \pm 1,1$ et $18,6 \pm 1,4$ ka respectivement (Wirsig, et al., 2016b). Dans les Alpes Suisses du sud, des âges d'exposition ^{10}Be sur pols glaciaires indiquent le début de l'abaissement de la surface glaciaire post LGM entre $17,8 \pm 0,6$ et $18,0 \pm 0,6$ ka (Dielforder & Hetzel, 2014).

Au Tardiglaciaire, 6 stades de réavancée glaciaire ont été décrits dans les Alpes orientales. Ce modèle inclut les stades du Bühl, du Steinach, du Gschnitz, du Clavadel, du Daun et d'Egesen, du plus ancien au plus récent (Maisch, 1981). Au Tardiglaciaire inférieur, les glaciers alpins remplissent les principales vallées alpines. Les stades de réavancée glaciaire du Bühl et du Steinach ont été mis en évidence en Autriche, et sont marqués par des terrasses de kame recouvertes de till et des moraines du glacier de l'Inn (Penck & Brückner, 1909; Mayrs & Heuberger, 1968). Plus tard, une analyse sédimentologique et géomorphologique a montré que les morphologies associées à ces deux stades ne sont pas issues de réavancées glaciaires contrôlées par des variations climatiques (van Husen, 2000; Reitner, 2007), mais sont plutôt liées à la fonte de masses de glaces datée par luminescence à 17 ka (Klasen, et al., 2007). Ceci implique que le terme de « stade » est difficile à utiliser pour cette période tardiglaciaire (Reitner, 2007). Néanmoins, des réavancées glaciaires au début du Tardiglaciaire ont été identifiées sur de petits bassins versants. Ainsi, un stade a été daté à 18,5 ka dans les Alpes maritimes (Federici, et al., 2017). En Suisse, des réavancées glaciaires au Tardiglaciaire inférieur ont également été mises en évidence (Keller & Krayss, 2005).

Le stade du Gschnitz est défini entre ~17 et 16 ka par âge d'exposition de moraines localisées en Autriche (Ivy-Ochs, et al., 2006). Ce stade correspond à la première grande avancée glaciaire post LGM, et est corrélé à l'événement de Heinrich 1. Cet événement froid et relativement sec a été identifié dans les Alpes au niveau de dépôts lacustres en Autriche (Schmidt, et al., 2012) et par l'analyse isotopique de spéléothème en Suisse (Luetscher, et al., 2015). Outre des moraines, cette avancée du Gschnitz est marquée en Autriche, par du till au-dessus de dépôts gravitaires ou fluvioglaciaires du début du Tardiglaciaire (van Husen, 1997).

Le stade du Clavadel a été décrit à partir de moraines localisées en Autriche et en Suisse (Maisch, 1981; Kerschner & Berktold, 1982). Des âges ^{14}C permettent de dater ce stade entre 16 et 14,7 ka (Ivy-Ochs, et al., 2006)

Le stade de Daun (~14 ka ; Ivy-Ochs, 2015) correspond à une avancée glaciaire en réponse au refroidissement du Dryas ancien (Lotter, et al., 1992; Samartin, et al., 2012; Li, et al., 2021). Ce stade est marqué par des moraines mal préservées retrouvées en Autriche, pauvres en blocs glaciaires occasionnant des difficultés de datations directes (Ivy-Ochs, 2015). L'âge de ce stade provient principalement d'une analyse palynologique couplée à des datations ^{14}C (van Husen, 2000).

Le stade d'Egesen (~13,5-12,0 ka; Ivy-Ochs, 2015) est la dernière avancée du Tardiglaciaire associée au refroidissement du Dryas récent (Federici, et al., 2017; Boxleitner, et al., 2019b; Protin, et al., 2019; Baroni, et al., 2021). Dans les Alpes, cet événement climatique a été mis en évidence à partir de l'analyse de sédiments lacustres en Suisse et en Autriche (Heiri, et al., 2014b) et de spéléothèmes en Suisse (Li, et al., 2021). Le Dryas récent est caractérisé par des conditions climatiques froides et sèches (Kerschner, et al., 2000; Baroni, et al., 2021). Le stade d'Egesen (Figure 2.8) est représenté par des moraines frontales simples, doubles voir triples dans certaines vallées alpines. Ces moraines ont été datées principalement par radionucléides cosmogéniques en Autriche (Kerschner, 1980; Ivy-Ochs, et al., 2006; Ivy-Ochs, et al., 2009; Moran, et al., 2016), en Italie (Ivy-Ochs, et al., 2008; Ivy-Ochs, et al., 2009; Federici, et al., 2008; Federici, et al., 2017; Baroni, et al., 2014; Baroni, et al., 2017; Reitner, et al., 2016; Spagnolo & Ribolini, 2019), en Suisse (Ivy-Ochs, et al., 2009; Boxleitner, et al., 2019a) et en France (Darnault, et al., 2011; Cossart, et al., 2012; Chenet, et al., 2016; Protin, 2019).

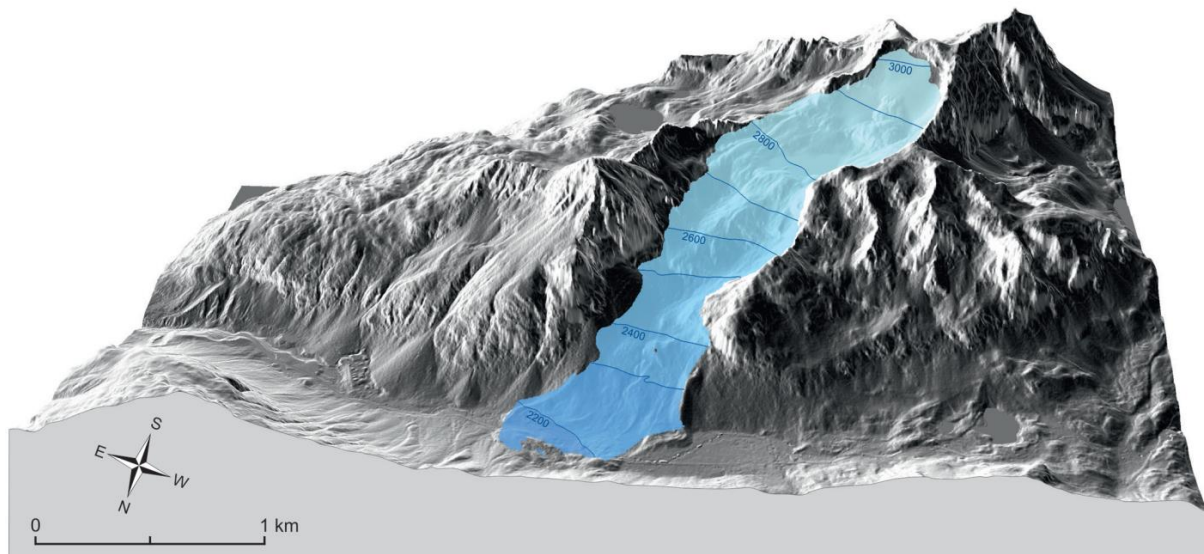


Figure 2.8: Exemple d'un glacier reconstitué du stade d'Egesen (Col de Julier, Suisse) d'après Ivy-Ochs, (2015).

2.4 CADRE GÉOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ÉTUDE

2.4.1 Définition de la zone d'étude

La zone d'étude choisie correspond aux zones d'accumulations et d'ablations de l'ensemble des glaciers des Alpes occidentales françaises ayant alimenté le lobe lyonnais. Au 19^{ème} siècle, des analyses de la pétrographie de blocs erratiques, de till et de stries glaciaires ont suggéré que les glaciers de l'Arve, de l'Isère et de l'Arc alimentaient le lobe lyonnais (Falsan & Chantre, 1879). Plus tard, les zones d'accumulations et les flux de glace du lobe lyonnais pendant son maximum d'extension ont été mis en évidence par détermination de l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire et par analyse pétrographique et minéralogique de blocs erratiques, de blocs glaciaires et de till (Coutterand, 2010). La ligne d'équilibre a été reconstituée par la méthode AAR et grâce à l'altitude maximum des moraines. Les résultats confirment une alimentation du lobe lyonnais par les glaciers de l'Arve, de l'Isère et de l'Arc (Figure 2.9). Les limites nord et sud de la zone d'étude correspondent respectivement à la bordure septentrionale du glacier de l'Arve et à la bordure méridionale du glacier de l'Isère. En revanche la zone correspondante à l'alimentation du lobe du glacier de l'Isère n'a pas été incluse dans la zone d'étude, car ce flux de glace n'alimente pas le lobe lyonnais (Figure 2.9).

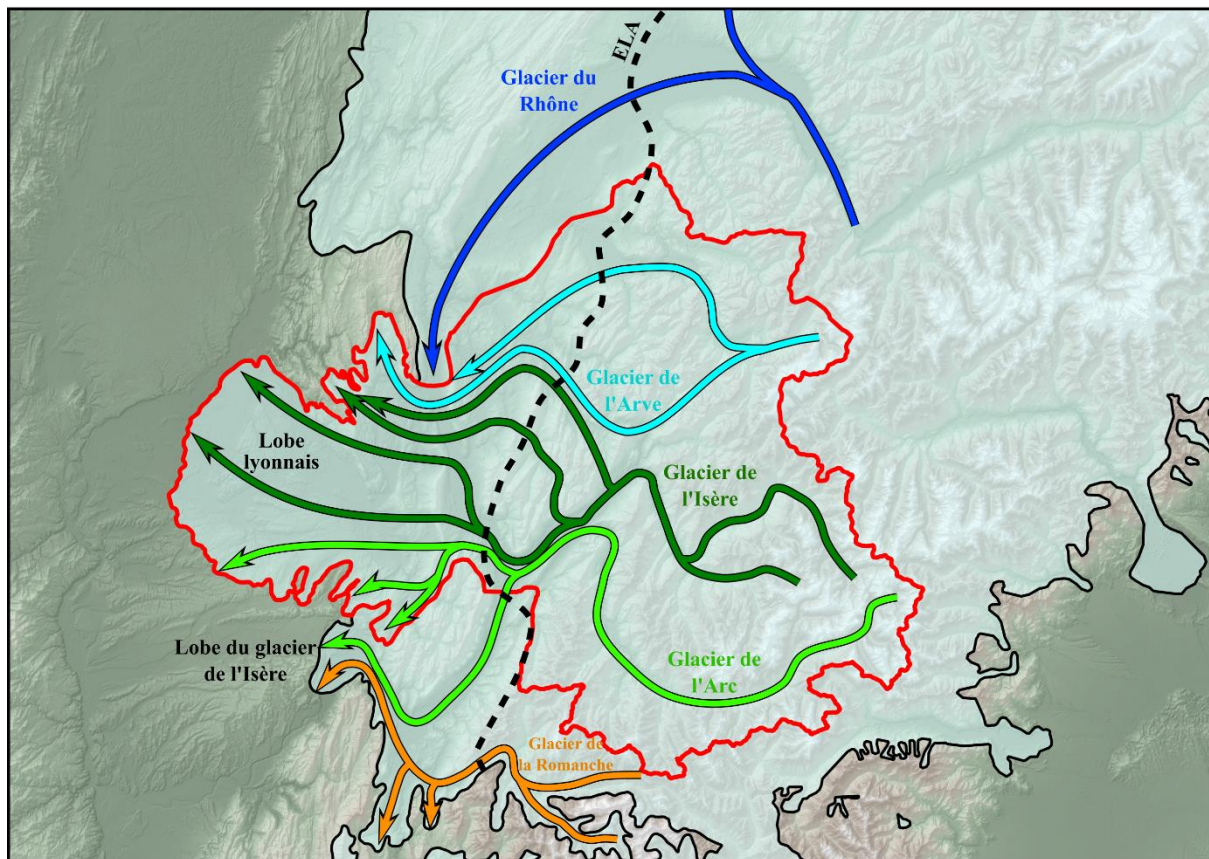


Figure 2.9 : Carte reconstituant les glaciers des Alpes occidentales françaises au cours de son maximum d'extension, ainsi que les principaux flux de glaces déterminés par calcul de la ELA, de l'analyse de blocs erratiques et de minéraux lourds prélevés dans des dépôts glaciaires (Coutterand, 2010). La zone d'étude du projet de thèse est délimitée en rouge.

2.4.2 Cadre géographique

Ce projet porte sur les glaciers des Alpes occidentales françaises (Figure 2.10), la zone d'étude s'étend entre l'est Lyonnais et la Maurienne. A l'ouest, la plaine du bas Dauphiné fait partie du piémont des Alpes françaises. Ce piémont comprend des collines atteignant localement 950 m d'altitude (Terres Froides) et des reliefs tabulaires (plateau de Crémieu), séparés par des plaines et des vallées peu profondes. Au nord du piémont on retrouve le massif du Jura. Le piémont est parcouru par le Rhône et est fortement anthropisé, surtout dans sa partie occidentale en périphérie de Lyon. Le piémont laisse place à l'est aux chaînons jurassiens et aux massifs subalpins dont la montagne du chat, les massifs de l'Épine, de Chartreuse, des Bauges et des Bornes-Aravis. Ces massifs atteignent des altitudes comprises entre 1427 m (massif de l'Épine) et 2753 m (massif des Bornes Aravis). Enfin, la partie orientale de la zone d'étude correspond aux Alpes internes et comprend les massifs de Belledonne, de la Vanoise, du Beaufortain et du Mont-Blanc, atteignant des altitudes comprises entre 2977 m (Belledonne) et 4807 m (Mont Blanc). La zone d'étude est parcourue par les vallées de l'Arc, de l'Isère et de l'Arve. Ces vallées traversent les Alpes internes puis atteignent les chaînons jurassiens et les massifs subalpins où elles sont caractérisées par un fond plat et une largeur importante (entre 10 et 3 km). En outre, la vallée de Chambéry qui sépare la Chartreuse des Bauges, accueille le lac du Bourget, d'une superficie de 44,5 km², qui est l'un des plus grands lacs de France. Les massifs des Bauges et des Bornes-Aravis sont séparés par le lac d'Annecy d'une superficie de 26,5 km².

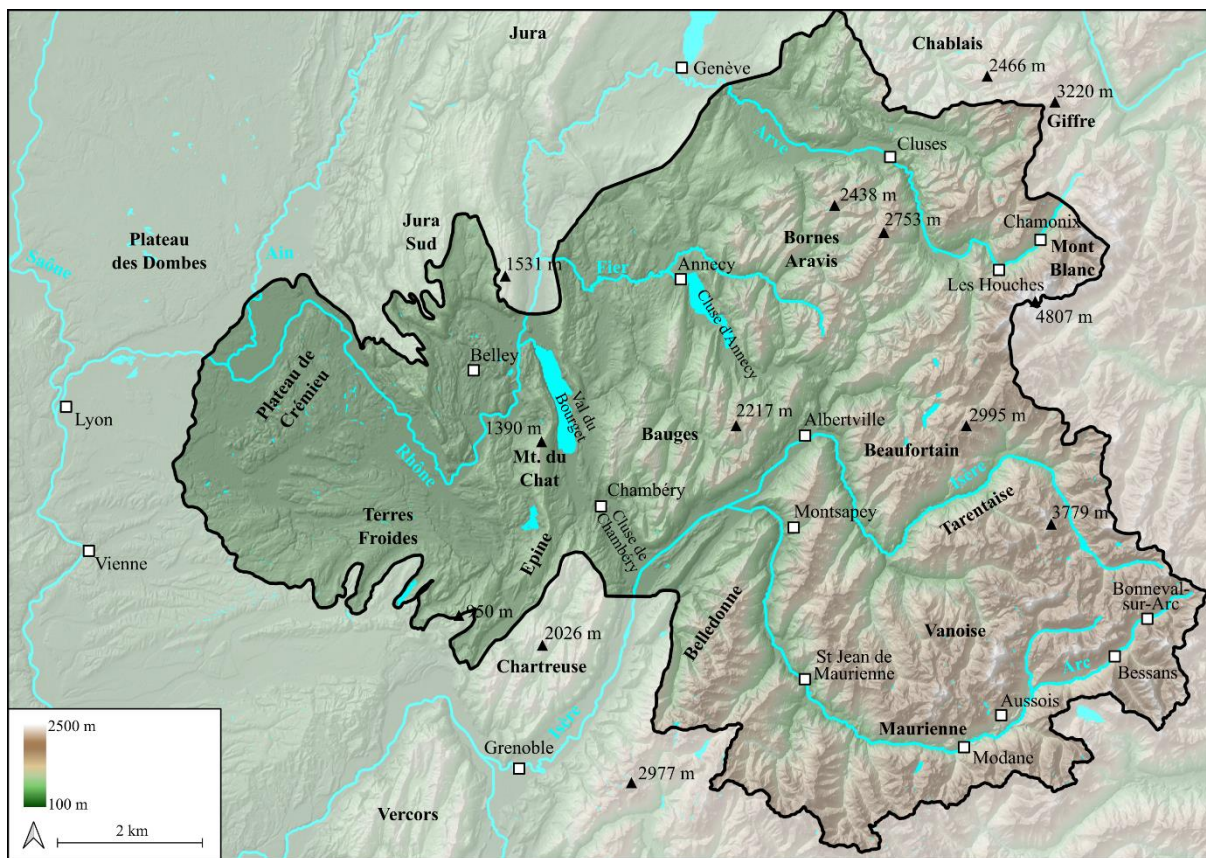


Figure 2.10 : Carte topographique de la zone d'étude montrant les principaux reliefs, fleuves, rivières et villes.

2.5 GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE DE LA ZONE D'ÉTUDE

La géologie du Quaternaire dans la zone d'étude est héritée de plusieurs glaciations du Pléistocène. Les traces les plus anciennes de glaciation ont été attribuées à la glaciation du Mindel (475-410 ka) selon des critères morphostratigraphiques (Mandier, 1984). Ces glaciations ont permis depuis le MIS 6, le développement du lobe de piémont du lyonnais (Buoncristiani & Campy, 2011) localisé à l'est de Lyon. Le lobe lyonnais est le fruit de la convergence de glaciers issus des vallées alpines internes (Coutterand, et al., 2009). L'histoire de ces vallées est donc également fortement liée à la dynamique des glaciers des Alpes occidentales françaises.

2.5.1 Piémont

Deux complexes morainiques ont été décrits dans les Alpes occidentales françaises et le Jura. Ces complexes forment un ensemble de morphologies morainiques dont le plus externe (CME ; Complexe des moraines externes) est attribué à la glaciation du MIS 6. Le second complexe (CMI ; Complexe des moraines internes) est localisé en position plus interne et correspond aux avancées du dernier cycle glaciaire (Buoncristiani & Campy, 2011). Sur le piémont des Alpes occidentales françaises, le CMI forme un grand complexe morainique laissé par le lobe lyonnais. Ce complexe morainique est étendu sur ~50 km entre son extrémité nord et sud, et sur ~40 km entre son extrémité ouest et la fin du piémont, au pied du Jura et des massifs subalpins.

Le complexe morainique du lobe lyonnais est principalement localisé sur la topographie vallonée du piémont mais occupe également les combes du massif du Jura méridional au nord et des Terres Froides au sud (Figure 2.10). Le CMI est constitué de plusieurs ensembles de crêtes morainiques linéaires à ondulées ou encore de formes irrégulières, empilées de manière concentrique sur plusieurs kilomètres de large. Le CMI est localement entaillé par des écoulements fluviaux, notamment par le Rhône et par des écoulements fluvioglaciaires (Mandier, 1984).

Dans le piémont, des couloirs ayant accueilli des écoulements fluvioglaciaires sont très bien développés au front et en arrière de l'amphithéâtre morainique du lobe lyonnais (Mandier, 1984; Mandier & Piegay, 1991). Au front de ce complexe, ces écoulements fluvioglaciaires ont formé de grands couloirs hydrologiquement inactifs à l'heure actuelle. Ces couloirs sont des vallées à fond plat, larges de 1 à 6 km et de 15-20 km de longueur, peu encaissées et dont la limite amont est localisée au niveau des moraines. De plus, ces couloirs fluvioglaciaires proglaciaires ont préservé plusieurs terrasses fluviales. Ces terrasses sont topographiquement corrélées aux différents ensembles de crêtes morainiques (Mandier, 1984). Des épandages fluvioglaciaires et fluviaux sont présents en arrière de l'CMI et forment des topographies plates entourant le plateau de Crémieu et le massif des Terres Froides. En outre, de nombreux dépôts deltaïques ou lacustres ont été décrits dans le piémont et attribués à des lacs formés entre différentes masses de glaces (Monjuvent, 1988; Kerrien & Monjuvent, 1990).

En arrière du CMI, on retrouve des morphologies morainiques très émoussées, simples ou multiples, discontinues et linéaires sur le plateau de Crémieu où elles sont alignées globalement NE-SO (Monjuvent, 1988). De même dans le Jura du sud et dans les Terres froides, on retrouve des moraines en arrière et à plus basse altitude par rapport à l'amphithéâtre morainique, formant des ensembles de crêtes arquées, bien développées dans les vallées étroites de ces massifs. Dans le Jura sud, les moraines sont latérales ou frontales et parfois associées à des écoulements fluvioglaciaires (Kerrien & Monjuvent, 1990). Dans les Terres Froides, les moraines sont principalement frontales (Steinfatt, 1975; Mandier, 1984).

L'ensemble des dépôts morainiques, fluvioglaciaires et lacustres du piémont ont été étudiés d'un point de vue morphostratigraphique et stratigraphique, permettant de mettre en évidence plusieurs stades de retrait

glaciaire du lobe lyonnais (Mandier, 1984; Mandier, et al., 2003). Plus précisément, les dépôts et morphologies ont été corrélés entre eux suivant des critères morphologiques (altitude des terrasses), pétrographiques (proportion des différentes lithologies des éléments d'un dépôt) et pédologiques (état d'évolution des sols en surface des morphologies). Cinq stades ont été définis (Figure 2.11): Le stade A, correspond aux terrasses fluvioglaciaires les plus hautes, associées aux moraines les plus externes. Les stades B et C marquent un léger retrait du glacier avec des moraines bien dessinées en arrière des moraines du stade A. Les moraines des stades B et C sont associées à l'ouest avec de grandes terrasses fluvioglaciaires, plus basses que les terrasses du stade A et issues des eaux de fusion s'écoulant perpendiculairement au front du glacier. Pendant le stade D, le glacier a suffisamment reculé pour être en contrebas des moraines du stade C. Les terrasses les plus basses au front du complexe morainique sont associées à ce stade. En outre, des dépôts fluvioglaciaires positionnés en arrière et parallèles au front morainique, ont également été attribués au stade D. Enfin le stade E est une phase de décrépitude du glacier, laissant des moraines très en retrait par rapport aux moraines du stade D, localisées au sud-ouest du plateau de Crémieu. Les épandages fluvioglaciaires au pied du plateau de Crémieu et des massifs des Terres Froides sont associés au stade E.

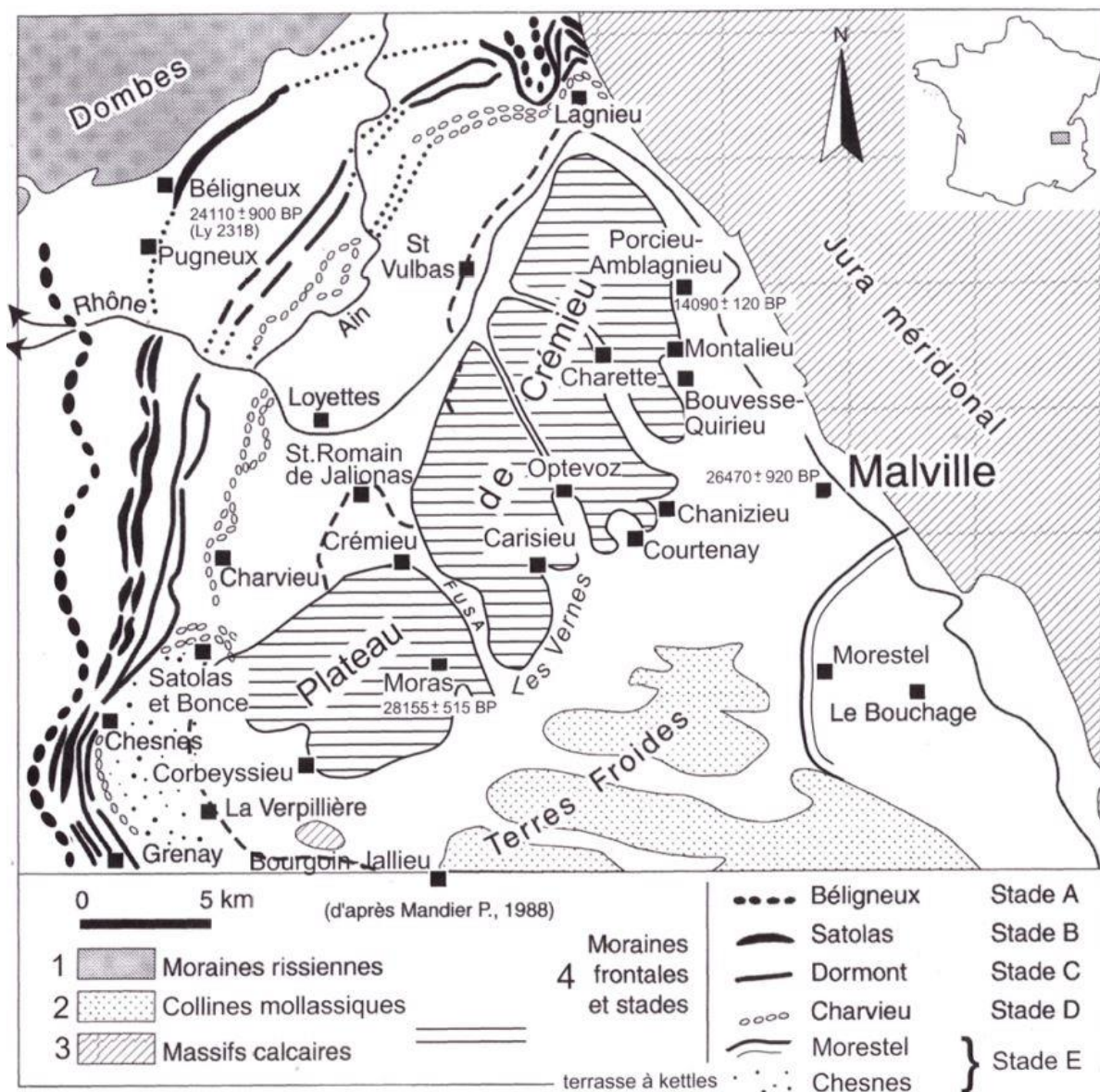


Figure 2.11: Carte du piémont des Alpes occidentales françaises montrant les stades de retrait du lobe lyonnais (Mandier, et al., 2003).

D'autres stades de retrait glaciaires ont été mis en évidence à partir de l'étude de la lithologie, de la pédologie et de la morphologie de dépôts deltaïques, fluvioglaciaires et morainiques depuis le plateau de Crémieu jusqu'à l'entrée du piémont et dans le Jura sud (Figure 2.12).

Sur le plateau de Crémieu et jusqu'à l'entrée du piémont, six stades glaciaires ont été définis à partir de critères géomorphologiques (David, 1967; David, 1976; Gigout, 1965). Le stade le plus externe (stade de Lancin) est associé à des moraines alignées NW-SE localisées sur la partie sud-est du plateau de Crémieu et à des écoulements fluvioglaciaires perpendiculaires aux moraines (Enay, 1981). Un dépôt lacustre localisé au nord-est du plateau de Crémieu (lac de Malville) est également attribué à ce stade glaciaire (Monjuvent, 1988). Ces dépôts lacustres ont été reconnus sur une profondeur supérieure à 176 m (Nicoud, et al., 1987). Le stade suivant (stade d'Arandon) est marqué par des moraines localisées en arrière du stade de Lancin. Ce stade est associé à des dépôts lacustres et fluvioglaciaires au front des moraines de ce stade. Le stade

suivant (stade de Morestel) a été mis en évidence par des moraines localisées à environ 10 km au sud-est du plateau de Crémieu. Les eaux de fontes sont à l'origine de dépôts lacustres et fluvioglaciaires corrélés à ce stade. Enfin, des systèmes fluvioglaciaires dont l'origine a été attribuée à la fonte de grands systèmes de glace morte localisés principalement à l'entrée du piémont et dans la vallée du Rhône au niveau de Belley, ont été regroupés en trois stades. Ces stades sont marqués par des systèmes fluvioglaciaires (Monjuvent, 1988).

Dans le Jura du sud, les dépôts et morphologies du Quaternaire regroupent des morphologies glaciaires, principalement des moraines frontales, des moraines latérales ainsi que des dépôts et morphologies fluvioglaciaires et lacustres. Ces formations ont été analysées par des approches morphostratigraphiques (Gignoux & Combaz, 1914; Francois, 1928). Deux stades ont premièrement été proposés par Gignoux et Combaz (1914). Des études postérieures ont validé, affiné, complété et proposé au total 9 stades (Viret, 1933; Enay, 1981; Monjuvent, 1988; Kerrien & Monjuvent, 1990). 10 étapes de stationnement glaciaire pendant une dynamique générale de retrait, sont finalement proposées (Charveyron 1, Charveyron 2, Lagnieu, Lancin, Arandon, Morestel, Virieu, Massignieu, Artemare, Chazey). Les 3 premiers stades sont corrélés aux stades B, C et D (Monjuvent, 1988). Une dernière étude a proposé des stades définis à partir de moraines frontales et latérales (Kerrien & Monjuvent, 1990). Ainsi, des moraines localisées entre 800 et 900 m d'altitude sont corrélées au stade A. Des moraines à environ 800 m d'altitude, correspondent aux stades B et C. Ensuite, des moraines à environ 600 m d'altitude ont été attribuées au stade D et enfin les moraines les plus basses du massif du Jura sud à environ 420 m d'altitude, sont associées au stade de Lancin.

Figure 2.12 : Représentation des principales étapes de retrait glaciaire du plateau de Crémieu, de la vallée du Rhône et du Jura sud (Monjuvent, 1988).

2.5.2 État des connaissances sur la chronologie absolue dans le piémont

D'après la datation radiocarbone de tourbe localisée au-dessus d'un Till, le stade A est plus vieux que 30,41-26,87 cal ka BP et >35 ka BP (Annexe 2) (Evin, et al., 1985). Les terrasses fluvioglaciaires du stade A ont été corrélées morphologiquement et pédologiquement avec une terrasse du Rhône localisée au sud de Montélimar (Mandier, 1984), datée à partir d'industries lithiques Moustérienne, plus anciennes que 45 ka (Comber, 1979). Sur ces arguments, le stade A a donc été corrélé au MIS 4 (Mandier, et al., 2003).

L'âge des stades B et C est incertain et est sujet à deux hypothèses. La première considère que ces stades sont postérieurs à un dépôt lacustre daté sur le plateau de Crémieu (Moras) dont la base a été datée à 33,72-31,21 cal ka BP (Mandier, et al., 2003). La seconde hypothèse suggère que ces deux stades B et C sont plus anciens que l'âge de Moras (Annexe 2). Le dépôt de Moras contient en effet un niveau oxydé entre le till basal et la base des sédiments lacustres. Ce niveau oxydé localisé sous la couche datée par ^{14}C , est attribué à un hiatus correspondant à l'interstade B et C (Mandier, et al., 2003). Cette dernière hypothèse privilégiée par les auteurs, implique une corrélation des stades B et C au MIS 3 (Mandier, et al., 2003).

L'âge du stade D a été identifié par corrélation avec une terrasse du Rhône à Péage-de-Roussillon datée à 23,56-23,41 cal ka BP (Chapotat, et al., 1980) et à St Maurice l'Exil datée à 23,88-21,69 cal ka BP (David, 1972). Le dépôt lacustre de Moras daté à 33,72-31,21 cal ka BP, correspond à un remplissage précédant l'avancée du stade D (Annexe 2) (Mandier, et al., 2003).

Enfin, le stade E a été daté au nord du plateau de Crémieu (Porcieu-Amblagnieu) par datation d'une terrasse fluviale à 17,43-16,77 cal ka BP (Mandier & Piegay, 1991). Plus en profondeur sous cette terrasse, des dépôts lacustres (paléolac de Malville) associés au stade E ont été datés à 33,15-28,98 cal ka BP (Mandier, 1988). Cet âge a été rejeté car considéré trop vieux et interprété comme remanié (Mandier & Piegay, 1991). Le stade E a été corrélé à des terrasses du Rhône à Péage-de-Roussillon et à Chasse datées respectivement à 18,77-15,56 (Chapotat, et al., 1980) et 18,20-16,95 cal ka BP (Evin, et al., 1975). Enfin, ce stade est également corrélé à une terrasse de l'Isère à Saint-Hilaire-du-Rosier daté par ^{14}C à 19,00-17,99 cal ka BP (Annexe 2). Ce stade E correspond donc au Tardiglaciaire (Mandier, et al., 2003).

Dans le Jura sud, un âge radiocarbone dans un système lacustre (Cerin) au front des moraines localisées à 600 m d'altitude, indique un âge de ce stade antérieur à 18,35-14,79 cal ka BP (Bossuet, et al., 1996). En outre, ce dépôt lacustre est considéré comme synchrone de rythmites retrouvées dans un réseau karstique du massif (grotte Sous les Sangles). La datation U/Th de spéléothèmes montre que ces rythmites sont antérieures à $14,5 \pm 2,5$ ka (Annexe 2) (Lignier & Desmet, 2002). L'étape d'Arandon est corrélée au stade E et est donc du même âge (Mandier & Piegay, 1991).

Des âges radiocarbone de deux remplissages karstiques donnent 16,30-15,26 cal ka BP au sud du plateau de Crémieu (Bintz & Evin, 2002) et 18,33-16,49 cal ka BP à l'entrée du piémont (Loebell, 1980). En outre, un dépôt lacustre donne 14,04-13,80 cal ka BP au sud des Terres Froides (lac de Paladru). A noter que la base du remplissage lacustre n'a pas été reconnue (Doyen, et al., 2015). Enfin un âge au sommet du dépôt lacustre de Moras indique 13,31-13,16 cal ka BP (Annexe 2) (Doyen, et al., 2015). Ces âges issus de dépôts post-glaciaires indiquent que le piémont est déglacé au Tardiglaciaire.

2.5.3 Les zones de transition

2.5.3.1 *Massifs subalpins*

Dans les Bauges, le passage des glaciers des Alpes occidentales françaises est marqué par la présence de till à éléments polygéniques (Nicoud, 1973) retrouvé jusqu'à des altitudes comprises entre 1260 et 1440 m d'altitude (Revil & Combaz, 1913; Gidon, 1964). Des dépôts argileux localisés dans la principale vallée du massif ont été attribués à un lac glaciaire (Coutterand, 2010) et des terrasses fluvioglaciaires ont été identifiées (Nicoud, 1973; Zamolo, 1980). Des dépôts polygéniques interprétés comme issus d'écoulements fluvioglaciaires ont également été retrouvés dans des cavités karstiques (Jaillet, et al., 2018). Outre les dépôts, des traces d'érosions glaciaires ont été mises en évidence comme des roches moutonnées (Coutterand, 2010; Jaillet, et al., 2018). Ces dépôts et morphologies ont permis d'identifier différents stades de déglaciation dans le massif (Zamolo, 1980).

Pour le massif des Bornes-Aravis, les études sur le Quaternaire sont très peu nombreuses. La seule notable s'est intéressée aux stades de retraits et à la pétrographie des moraines tardiglaciaires du glacier de Borne (Dorthe-Monachon, 1986).

2.5.3.2 *Les vallées subalpines*

Entre les massifs subalpins, de vastes dépôts lacustres ont été mis en évidence au niveau du Val du Bourget près de Chambéry, de la cluse d'Annecy, de la vallée de l'Isère (entre Grenoble et Albertville) et de l'Arve. Ces dépôts lacustres sont issus de remplissages de surcreusements glaciaires, après le retrait des glaciers des Alpes occidentales françaises (Nicoud, et al., 1987). Dans la vallée de l'Arve, les dépôts lacustres sont reconnus dans les principaux ombilics de la vallée sur 60 à 150 m d'épaisseur (Baconnais, et al., 1981). Les dépôts lacustres de la cluse d'Annecy sont constitués de 100 m d'argiles reposant sur le substratum (Finckh, et al., 1984) et de dépôts deltaïques sableux (Nicoud, et al., 1987). La présence du lac actuel d'Annecy indique que le comblement n'est pas terminé à l'heure actuelle. Au niveau du Val du Bourget, on retrouve des dépôts lacustres et deltaïques sur 200 m d'épaisseur, au-dessus du substratum (Finckh, et al., 1984; Nicoud, et al., 1987). Comme pour le lac d'Annecy, le lac actuel du Bourget montre que le comblement n'est pas complet. Le plus grand remplissage lacustre est localisé au niveau de la vallée de l'Isère, entre Albertville et le sud de Grenoble et est composé de dépôts argileux, silto-argileux et graveleux. L'épaisseur de ces dépôts lacustres peut atteindre 516 m au niveau de Grenoble (Nicoud, et al., 2002).

Outre les dépôts lacustres, les dépôts et morphologies quaternaires du val du Bourget ont été étudiés depuis le 19^{ème} siècle (Falsan & Chantre, 1879; Veyret, 1945; Vivian & Ricq, 1966; Nicoud, 1981; Gidon, 1992; Coutterand, 2010). Le val du Bourget contient des dépôts glaciaires, fluvioglaciaires, palustres et fluviaux. Du till à éléments polygéniques et des blocs erratiques sont présents jusqu'à environ 1150 m d'altitude. La plaine alluviale est encadrée par des replats surplombant la vallée (banquettes), recouvertes de till. Ces replats sont issus d'une érosion par des écoulements fluvioglaciaires de dépôts glaciaires, glaciolacustres et graveleux, ou correspondent à des terrasses de kame. Des drumlins de plusieurs kilomètres de long, parallèles à l'écoulement de la glace et des figures d'érosion sous-glaciaire affectant le substratum ont été reconnus. De grands cônes de déjections sont également présents, la plupart sont aujourd'hui inactifs.

Dans la vallée de l'Isère, on retrouve des plaquages de till localisés sur les flancs de la vallée. Des moraines latérales mal préservées ont également été identifiées ainsi que des moraines frontales, notamment sur les collines bordant le massif de Belledonne. On peut également observer des replats surplombant le fond de la vallée (banquettes) constitués de faciès fluviaux et lacustres, souvent recouverts de till de fond. Trois surfaces d'érosion glaciaires y ont été également identifiées grâce à des sondages mécaniques. Ces surfaces forment des sillons parallèles à l'axe de la vallée. Des dépôts gravitaires comme des glissements, des

éboulements et des coulées de débris sont également présents sur les versants. L'écroulement du Granier survenu en 1248 est l'un des mouvements gravitaires le plus spectaculaire. Au pied de ces derniers, de grands cônes alluviaux aujourd'hui inactifs recouvrent le remplissage lacustre de la vallée (Fourneaux, 1976).

2.5.3.3 *Chronologie absolue*

Des âges radiocarbone à la base du remplissage lacustre d'Annecy indiquent un début de remplissage à 30,01-29,24 cal ka BP (Manalt, 1998). Dans les bauges, la datation U/Th de concrétions donnant un âge à 65 ka. D'autres datations U/Th de spéléothèmes scellés par les remplissages karstiques fluvioglaciers, indiquent la présence d'un glacier au MIS 4. Une autre datation d'un spéléothème daté entre 33 et 32 ka, scellé par des dépôts fluvioglaciers, indique la présence d'un glacier au MIS 2 (Jaillet, et al., 2018). Une occupation humaine localisée dans une grotte sur le versant occidental du massif de la chartreuse (Bintz, 1994), a livré des charbons donnant un âge à 16,91-15,25 ka cal BP (Annexe 2) (Bintz & Evin, 2002).

2.5.4 Les vallées des Alpes internes

2.5.4.1 *Vallée de l'Arve*

La vallée de l'Arve montre des alternances de verrous et d'ombilics à fond plat. Les morphologies glaciaires sont principalement des moraines. On retrouve également des dépôts et morphologies issues de processus gravitaires et de cônes alluviaux (Dorthe-Monachon, 1986). A partir principalement de l'analyse de morphologies attribuées à des moraines, différents stades de retrait du glacier de l'Arve ont été mis en évidence. En aval des Houches, trois stades glaciaires ont été proposés et en amont des Houches, dans la vallée de Chamonix, quatre stades ont été décrits (Dorthe-Monachon, 1986). L'étude la plus récente propose 8 stades de stationnement au cours du Tardiglaciaire entre Cluses et Chamonix. Ces stades ont été mis en évidence par une étude morphostratigraphique de morphologies morainiques et de terrasses de kame. En effet, les fronts glaciaires de ces stades étaient localisés dans un environnement lacustre, ne permettant que la préservation de morphologies latérales. L'étude pétrographique du till et des blocs glaciaires a permis en outre de reconstituer les flux glaciaires (Coutterand & Nicoud, 2005).

2.5.4.2 *Vallée de l'Isère (Tarentaise)*

En partie amont de la vallée de l'Isère, les morphologies glaciaires sont principalement érosives et représentées par une succession de verrous et d'ombilics. Les morphologies construites comme des moraines et des terrasses de kame sont localisées à haute altitude et sont probablement héritées de glaciations holocènes. Le reste des dépôts et morphologies quaternaires sont des cônes de déjections (Bravard, 1969)

2.5.4.3 *Vallée de l'Arc*

La vallée de l'Arc est caractérisée par des alternances de verrous et d'ombilics, et présente un fond plat. Les dépôts de till tapissent de manière discontinue l'ensemble du bassin versant de l'Arc (Kilian & Révil, 1917a; Kilian & Révil, 1917b; Hugonin, 1988; Marnezy, 1999). Des moraines tardiglaciaires sont présentes principalement en partie amont de la vallée à Bessans (Hugonin, 1988; Nicoud, et al., 2009) et sur les versants à haute altitude (Barféty, 1980; Debelmas, 1989; Fudral, et al., 1994). Les dépôts les plus remarquables sont localisés en fond de vallées et sont représentés par des dépôts lacustres et deltaïques (Barféty, 1980; Hugonin, 1988; Debelmas, 1989; Fudral, et al., 1994; Marnezy, 1999; Crouzet, et al., 1999). La présence de ces paléolacs a été interprétée comme étant issue d'un barrement de la vallée par des verrous, des glaciers ou par des mouvements gravitaires. En dehors des dépôts et morphologies glaciaires et glaciolacustres, on retrouve beaucoup de morphologies issues de processus gravitaires et alluviaux comme

des écroulements, glissements et cônes alluviaux (Barféty, 1980; Hugonin, 1988; Debelmas, 1989; Fudral, et al., 1994; Marnezy, 1999).

2.5.4.4 *Chronologie absolue*

Des datations existent dans le bassin versant de l'Arc et concernent principalement des blocs erratiques et glaciaires (Annexe 2). Quatre blocs erratiques ont été datés sur le cordon morainique le plus externe de Bessans. Ces blocs erratiques Bessans 05-01, Bessans 05-02, Bessans 05-03 et Bessans 05-04 ont donné respectivement $11,33 \pm 1,06$; $9,80 \pm 0,69$; $10,07 \pm 1,01$ et $10,79 \pm 0,79$ ka (Nicoud, et al., 2009). En outre un ensemble de blocs et de polis ont été datés par Couette et Ghienne (in prep.) sur le cordon morainique externe de Bessans et en partie plus amont. Les blocs Ev-14a et Ev-15 localisés sur le cordon morainique externe donnent respectivement $12,44 \pm 0,67$ et $11,72 \pm 0,66$ ka. 2 âges sur le cordon interne de Bessans Ev-13a et Ev-13b indiquent $10,68 \pm 0,56$ et $11,21 \pm 0,59$ ka. En partie amont à Bonneval-sur-Arc, 2 polis (Ev-6 et Ev-8) donnent des âges compris entre $12,86 \pm 0,66$ et $13,41 \pm 0,70$ ka respectivement. Des datations couplées entre blocs erratiques et polis glaciaires ont été réalisées sur les versants de la vallée (Montsapey et Aussois). A Montsapey, un poli et un bloc (MSAP12_P1_01 et MSAP12_B1_06) ont donné respectivement $12,82 \pm 0,64$ et $15,16 \pm 1,85$ ka. A Aussois, un poli et trois blocs erratiques (AUSS12_P1_01, AUSS12_B1_05, AUSS12_B2_06 et AUSS12_B3_07) ont fourni respectivement $11,52 \pm 1,75$; $14,31 \pm 0,80$; $15,19 \pm 1,10$ et $13,87 \pm 0,88$ ka (Prud'homme, et al., 2020).

Des âges radiocarbone sont également disponibles sur le bassin versant de l'Arc (Annexe 2). Près de St Jean de Maurienne (à Pontamafrey), une coulée de débris a été datée à 12,79-12,68 ka cal BP (Crouzet, et al., 2014). Dans le même secteur, une autre coulée de débris localisée sous un cône alluvial et identifiée par un forage a été datée à 10,51-9,89 ka Cal BP. Un âge dans un dépôt fluviatile sous des dépôts gravitaires et de cône alluvial donne 10,38-9,74 ka Cal BP. Toujours dans le même secteur, un cône alluvial donne 9,00-8,43 ka Cal BP (Crouzet, et al., 1999). Enfin, un dépôt lacustre près de Bessans donne un âge à 10,52-8,33 ka Cal BP (Couture, et al., 1997).

Dans la vallée de l'Arve, les stades glaciaires identifiés par Coutterand et Nicoud (2005) se sont mis en place entre 18 et 15 ka. En effet, un bloc erratique de granite prélevé à 870 m d'altitude à Combloux-Cordon a été daté par âge d'exposition avec un taux de dénudation inférieur ou égal à 10 mm.k^{-1} . L'âge d'exposition obtenu est de $17,54 \pm 0,50$ ka (Annexe 2). Cet âge a permis une corrélation des stades du glacier de l'Arve avec les stades alpins du Tardiglaciaire (Coutterand & Nicoud, 2005).

3 MÉTHODE

3.1 NUCLÉIDES COSMOGÉNIQUES

La surface de la terre est constamment bombardée par un rayonnement cosmique capable d'interagir avec les atomes contenus dans les roches des premiers mètres de la croûte terrestre, à l'origine d'une production d'isotopes nommés nucléides cosmogoniques (Gosse & Phillips, 2001; Niedermann, 2002; Siame, et al., 2000; Dunai, 2010; Dunai & Lifton, 2014). Ces nucléides sont soit stables (^3He et ^{21}Ne) soit radioactifs (^{14}C , ^{36}Cl , ^{26}Al et ^{10}Be). La mesure de la concentration des nucléides dans les minéraux cible tout en connaissant le taux de production de ces isotopes permet de déterminer la durée d'exposition d'une roche au rayonnement cosmique.

3.1.1 Production des nucléides cosmogoniques *in situ*

Le rayonnement cosmique est un flux de particules chargées de haute énergie (Figure 3.1). Les particules les plus énergétiques sont issues de supernovæ localisées dans notre galaxie (Gosse & Phillips, 2001), produisant un flux constant (Leya, et al., 2000). Les particules les moins énergétiques proviennent d'éruptions à la surface du soleil (Masarik & Reedy, 1995). A proximité de la Terre, le rayonnement cosmique est constitué principalement de protons (86%), de particules α (12%) et de noyaux lourds (1%). Le reste (environ 1%) est constitué principalement d'électrons (Dunai, 2010).

Lorsque les particules chargées du rayonnement cosmique se rapprochent de la Terre, elles vont interagir avec le champ magnétique terrestre. Plus les particules sont énergétiques et plus elles seront accélérées et

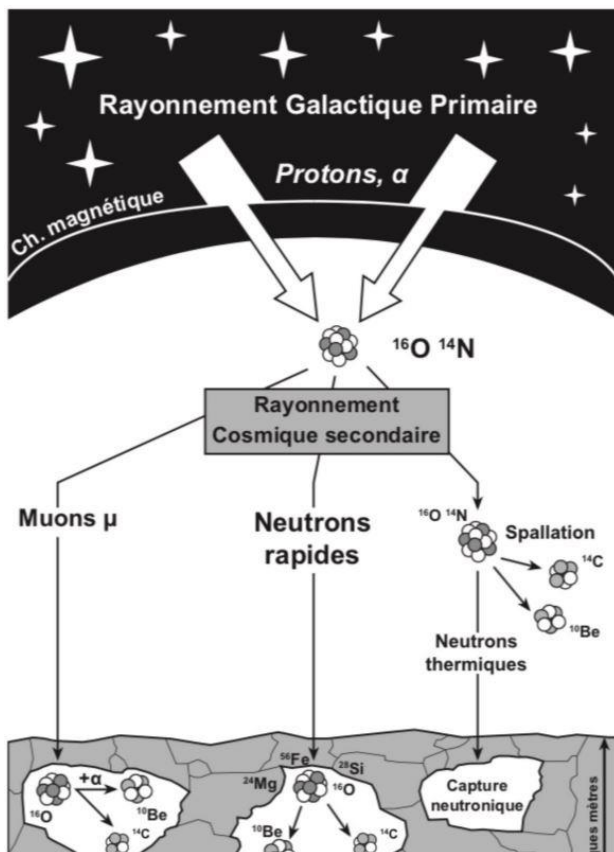


Figure 3.1: Schéma récapitulatif des étapes de formation des nucléides cosmogéniques *in situ* modifié d'après Martin, 2016.

déviées par le champ magnétique, on parle de rigidité magnétique. La rigidité magnétique décroît avec la latitude, autrement dit au niveau des latitudes faibles, seules les particules de haute énergie seront capables de traverser le champ magnétique terrestre. A l'inverse, au niveau des hautes latitudes, toutes les particules dont celles de faible énergie pourront traverser le champ magnétique.

Le rayonnement cosmique est ensuite capable d'interagir avec les atomes formant l'atmosphère. Ces interactions sont des réactions nucléaires en cascade nommées gerbe hadronique où ont lieu des réactions de spallation, de capture neutronique et de réactions muons (Figure 3.1). Les nucléides cosmogéniques atmosphériques sont des noyaux ainsi formés et les particules éjectées forment le flux cosmique secondaire. La gerbe hadronique est à l'origine de nucléides cosmogéniques produits dans l'atmosphère et dans les premiers mètres de la croûte terrestre. Au niveau de la mer, le flux cosmique secondaire est composé principalement de muons (Lal, 1988). Le reste contient des nucléons, avec 98% de neutrons (neutrons de haute énergie, neutrons rapides et neutrons thermiques) et 2% de protons (Masarik & Beer, 1999).

A la surface terrestre, une fraction des particules du flux cosmique secondaire a assez d'énergie pour

produire des réactions nucléaires avec les atomes constitutifs des minéraux des roches. On nomme nucléides cosmogéniques *in situ*, les atomes produits lors de ces réactions nucléaires. Différents types de réactions ont lieu en fonction de l'énergie de la particule incidente. Les neutrons rapides peuvent également produire des nucléides cosmogéniques *in situ* mais en faible proportion car ils sont rapidement atténués en traversant de la roche. Les muons produisent des nucléides cosmogéniques *in situ* par spallation (Gosse & Phillips, 2001). La contribution des muons à la production de nucléides cosmogéniques *in situ* à la surface terrestre est faible par rapport à celle des neutrons, mais devient majoritaire en profondeur, là où le flux de neutrons est fortement réduit (Braucher, et al., 2003).

L'estimation du temps d'exposition d'une roche au rayonnement cosmique est basée sur la concentration en nucléides cosmogéniques totale (C_{total}) accumulée dans les minéraux de la roche. La concentration d'un nucléide cosmogénique est donnée par l'équation suivante (Lal, 1991; Niedermann, 2002) :

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

$C_{initial}$ correspond à la concentration initiale (at.g⁻¹) lors du début de l'exposition, t est le temps d'exposition (an), z est la profondeur de la roche (cm), P_i est le taux de production des différents mécanismes de production : spallation, capture neutronique et muoniques (at.g⁻¹.an⁻¹), Λ_i correspond à la longueur d'atténuation (g.cm⁻²), ρ est la densité de la roche (g.cm⁻³), λ est la constante de désintégration radioactive (an⁻¹) et enfin ε est le taux d'érosion durant l'exposition (cm.an⁻¹).

Pour déterminer le temps d'exposition, il faut connaître le taux de production P_i du nucléide étudié dans la roche. Ce taux de production correspond à la vitesse à laquelle le nucléide cosmogénique s'accumule dans la roche et s'exprime en at.g⁻¹.an⁻¹. Le taux de production dépend de l'intensité du flux de particules cosmiques secondaires, variable en fonction de la latitude. Le taux de production varie également en fonction de l'altitude et de la pression atmosphérique correspondant finalement à l'épaisseur et à la densité de la colonne d'atmosphère traversée par les particules cosmiques (Lal, 1991; Stone, 2000). Plus la couche d'atmosphère traversée est épaisse et plus la pression atmosphérique est élevée, plus la perte d'énergie des particules cosmiques est importante. Le taux de production est aussi dépendant des variations de l'intensité du champ magnétique terrestre au cours du temps.

Pour extrapoler des taux de production locaux issus de lieux de références à tout endroit sur terre, on utilise le facteur d'échelle. Ce facteur est un modèle qui décrit la variabilité du flux cosmique en fonction de l'altitude et de la latitude. En d'autres termes, il s'agit d'une description mathématique de l'influence du champ magnétique terrestre et de l'atmosphère sur la production de nucléide cosmogénique. Le taux de production en nucléides d'un site étudié correspond finalement au produit du facteur d'échelle du site étudié et du taux de production du nucléide au niveau de la mer. Les trois modèles les plus couramment utilisés sont : Un modèle indépendant du temps prenant en compte la latitude et la pression atmosphérique (Lal, 1991; Stone, 2000; Balco, et al., 2008). Deux modèles dépendant du temps dont le « Lm », correspondant au modèle précédent mais considérant les variations du champ magnétique terrestre (Nishiizumi, et al., 1989; Balco, et al., 2008) et le modèle « LSD » (Lifton, et al., 2014).

Le taux de production est également impacté par des facteurs topographiques. En effet, la topographie bloque une partie du rayonnement cosmique bombardant un site, on parle d'écrantage topographique (Dunne, et al., 1999; Niedermann, 2002). Ensuite, la présence de végétation, d'une couverture neigeuse et sédimentaire peut diminuer le flux de particules cosmiques et diminuer le taux de production (Gosse & Phillips, 2001). Enfin, la profondeur de l'échantillon influence également le taux de production. En effet, le taux de production diminue exponentiellement avec la profondeur. Cette variation du taux de production est principalement une fonction de la longueur d'atténuation Λ . Cette longueur d'atténuation est la quantité de matière que doit traverser une particule pour que son énergie soit réduite d'un facteur e .

3.1.2 Datation des objets glaciaires par âges d'exposition ^{10}Be

Dans le cadre de cette thèse, le ^{10}Be a été utilisé pour la datation des fluctuations glaciaires des glaciers de la zone d'étude depuis le LGM (26,5-19 ka, Clark et al., 2009) jusqu'au Dryas récent. Le ^{10}Be est un nucléide cosmogénique produit principalement dans le quartz, présent dans une large variété de roches. Ce nucléide est largement utilisé à travers le monde pour dater les fluctuations glaciaires. Le ^{10}Be est principalement produit dans les roches par spallation à partir d'atomes d'oxygène et dans une moindre mesure à partir d'éléments plus lourds dont le magnésium, l'aluminium, le silicium et le calcium (Masarik, 2002; Kober, et al., 2005). En outre, des captures de muons peuvent former le ^{10}Be notamment à partir du béryllium (Dunai, 2010). L'atténuation des neutrons en profondeur est à l'origine d'une décroissance exponentielle du taux de production avec la profondeur. La production par les muons décroît plus lentement et devient donc majoritaire par rapport à la spallation en profondeur.

La datation par exposition est une méthode très utilisée pour dater les fluctuations glaciaires (Balco, 2011). Cette méthode a permis d'obtenir des âges directs de moraines précédemment datées de manière relative ou par ^{14}C sur de la matière organique contenue dans le till (Mackintosh, et al., 2017). Les objets les plus communément échantillonnés pour dater les fluctuations glaciaires sont les blocs erratiques (blocs abandonnés par un glacier qui ne sont pas associés à une moraine) et glaciaires (blocs posés sur une moraine) et les surfaces polies par le passage d'un glacier. Pour dater ces objets, deux postulats sont à respecter : 1. Les blocs et polis datés doivent avoir été soumis à une histoire d'exposition simple, avec une phase d'exposition unique et continue. 2. Les blocs et polis datés ne doivent pas avoir subi de dénudation, ou celle-ci doit être déterminée. Le respect de ces deux postulats est parfois complexe à vérifier, les âges d'exposition sur blocs et polis sont donc à considérer comme des âges apparents.

3.1.3 Principe de la datation des blocs erratiques et glaciaires

La datation par exposition sur blocs erratiques et glaciaires est basée sur le principe que le rayonnement cosmique commence à produire des radionucléides cosmogéniques après le retrait d'un glacier (Figure 3.2A). L'hypothèse principale est que l'accumulation de radionucléides cosmogéniques dans le bassin versant glaciaire et pendant le transport est négligeable comparée à la concentration acquise à la localisation finale du bloc daté.

Les blocs sont issus d'écroulements ou d'éboulements dans le bassin versant d'un glacier s'incorporant dans la glace, ou proviennent de l'arrachement de débris rocheux à la base du glacier. Dans le cas des blocs issus d'un environnement sous-glaciaire, la glace atténue la production de radionucléides dans le substratum rocheux, (Guillon, et al., 2015) et l'écoulement de la glace permet par érosion des premiers mètres du substratum, d'enlever de potentiels radionucléides hérités et de remettre à zéro le géochronomètre. Dans le cas de blocs issus d'écroulements, la majorité des faces sont protégées du rayonnement cosmique grâce à l'épaisseur du bloc lui-même ou grâce à la présence d'un autre bloc. En considérant les vitesses d'écoulement des glaciers actuels ($\sim 100 \text{ m.an}^{-1}$) et la longueur des paléoglaciers étudiés ($\sim 200 \text{ km}$), la durée de transit peut être de 2000 ans. Sachant qu'un bloc ne voyage que très rarement uniquement en surface d'un glacier, l'accumulation de radionucléides cosmogéniques dans un bloc en transit est donc de quelques milliers d'années. Considérant les échelles de temps étudiées, cette accumulation pendant le transit peut être considérée comme non significative.

Cependant, l'histoire d'un bloc peut être plus complexe et plusieurs paramètres peuvent induire des erreurs dans l'interprétation d'âges d'exposition en surestimant ou sous-estimant l'âge du retrait glaciaire. Les principaux facteurs influençant l'âge d'exposition sont : 1. Une concentration en radionucléide héritée (Héritage) (Brown, et al., 2005; Chevalier, et al., 2005; Applegate, et al., 2007; Barrows, et al., 2007). 2.

Une exposition au rayonnement cosmique incomplète (Putkonen & Swanson, 2003; Briner, et al., 2005; Heyman, et al., 2011; Heyman, et al., 2016).

L'héritage concerne des blocs ayant conservé des radionucléides cosmogéniques produits avant leur dépôt. La concentration héritée a pour résultat de donner un âge d'exposition plus vieux que l'âge réel de l'abandon du bloc (Figure 3.2B). Cette concentration héritée résulte d'une exposition au rayonnement cosmique au niveau de l'affleurement du bassin versant d'où est issu le bloc. Aussi, un remaniement de blocs issus d'une glaciation plus ancienne peut être à l'origine de concentration héritée.

L'exposition incomplète (Figure 3.2C) est la principale source d'erreur dans l'interprétation d'âges d'exposition (Putkonen & Swanson, 2003; Briner, et al., 2005; Heyman, et al., 2011; Heyman, et al., 2016). Ce phénomène se produit lorsqu'un bloc est enfoui dans un sédiment après son dépôt par un glacier, limitant la production de radionucléide à la surface du bloc. Cette production peut avoir lieu uniquement lors de l'exhumation du bloc. Une exposition incomplète peut également provenir de processus gravitaires, notamment des rotations du bloc après son abandon. Ainsi, dans le cas de datations de blocs glaciaires, les échantillons prélevés doivent être localisés sur des blocs positionnés sur les crêtes morainiques, où les probabilités d'enfouissement et de basculement sont plus faibles. Une exposition incomplète peut également être provoquée par une dénudation du bloc. Dans les Alpes, un taux de dénudation de 1 mm/ka issu de l'observation de la surface de blocs datés (Wirsig, et al., 2016b) est couramment utilisé. L'impact d'un tel taux de dénudation peut être considéré comme négligeable pour l'étude de la chronologie des glaciations LGM et tardiglaciaires (Dunai, 2010). La neige est également une source d'exposition incomplète en faisant écran aux rayonnements cosmiques. Par exemple une accumulation neigeuse moyenne d'1 m pendant 6 mois par an, est à l'origine d'une sous-estimation des âges d'exposition d'environ 10% pour des blocs déposés au tardiglaciaire (Prud'homme, et al., 2020).

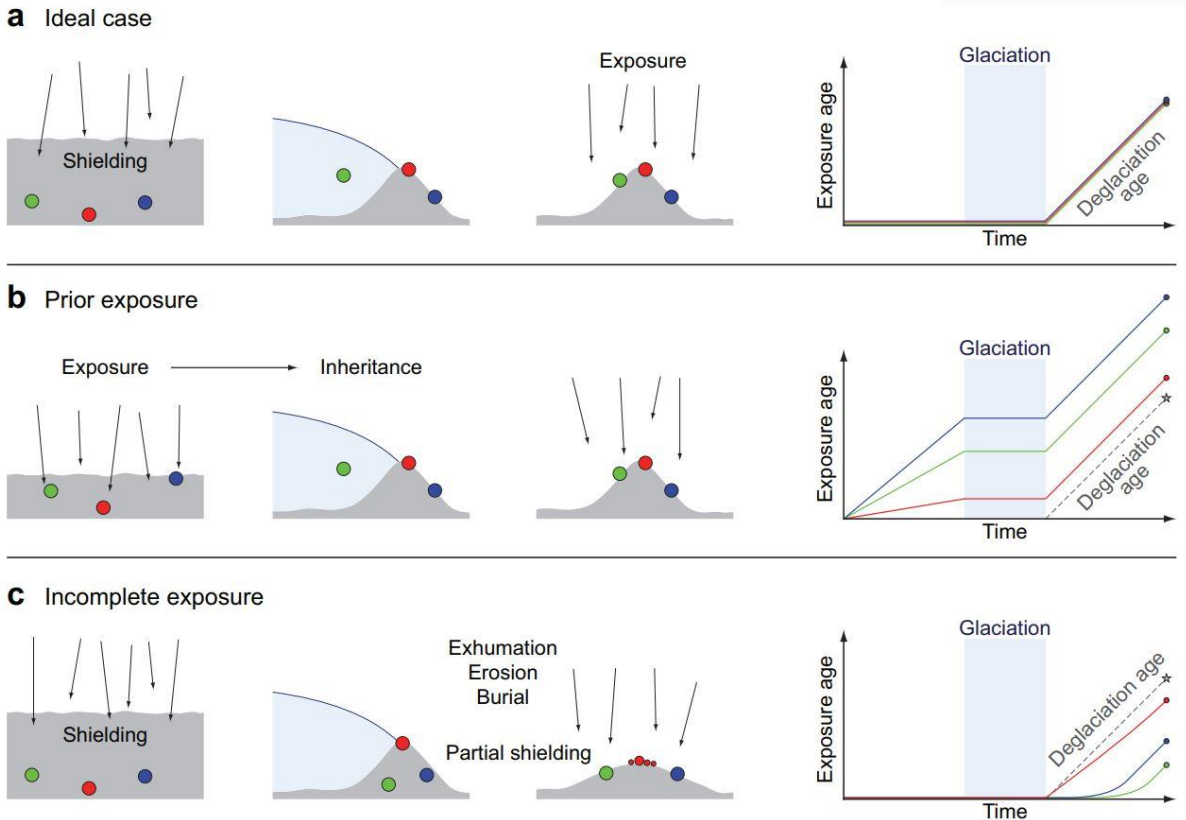


Figure 3.2: Schéma récapitulant les principes d'exposition héritée et incomplète. A : cas idéal pour la datation de la déglaciation d'un glacier, ou le bloc est complètement protégé des rayonnements cosmiques puis exposé de manière continue après la déglaciation. B : Blocs exposés aux rayonnements cosmiques avant la glaciation et donnant un âge d'exposition plus vieux que l'âge réel de la déglaciation. C : Blocs enfouis dans une moraine soumise à une exposition incomplète puis exhumés, donnant un âge d'exposition plus jeune que l'âge réel de la déglaciation (Heyman, et al., 2011).

3.1.4 Principe de la datation des polis glaciaires

Les polis glaciaires sont des surfaces érodées par le passage d'un glacier et pouvant être datées par radionucléides cosmogéniques (Goehring, et al., 2011; Wirsig, et al., 2016; Young, et al., 2018). La datation de pols glaciaires permet d'obtenir une chronologie glaciaire et de compléter des datations effectuées par âges d'exposition sur blocs erratiques et glaciaires. Pour la datation par exposition d'un poli, on considère qu'avant d'être exposé aux rayonnements cosmiques, le poli a été érodé sur une profondeur suffisante pour qu'il soit dépourvu en radionucléide cosmogénique (remise à zéro du géochronomètre). Une dénudation de 2-3 m, correspondant à la profondeur d'atténuation du rayonnement cosmique et permettant de supprimer la majorité des nucléides cosmogéniques produit avant un recouvrement par un glacier est le minimum nécessaire pour satisfaire cette hypothèse (Nishiizumi, et al., 1989). Des taux de dénudation sous-glaciaire de 0,1 mm.an⁻¹ et 1 mm.an⁻¹, sur des périodes de 30-40 ka et 3-4 ka respectivement, sont nécessaires pour écarter le risque d'une concentration en radionucléides cosmogéniques héritées (Hallet, et al., 1996; Delmas, 2009; Koppes & Montgomery, 2009; Koppes, et al., 2015). Actuellement, les taux d'érosion sous-glaciaire varient entre 0,1 et 10 mm.an⁻¹ (Koppes & Montgomery, 2009; Koppes, et al., 2015).

Cependant, l'histoire de l'exposition d'un poli peut être plus complexe, avec plusieurs périodes d'exposition entrecoupées de périodes de recouvrement provoquant une exposition incomplète. En outre, un poli peut contenir une concentration en radionucléide cosmogénique héritée lié à une dénudation insuffisante. Le processus d'exposition incomplète par plaquage de till pouvant persister plusieurs milliers d'années et le

phénomène d'héritage doivent être pris en compte lors de datations par exposition de polis glaciaires (Putkonen & Swanson, 2003; Putkonen & O'Neal, 2006; Putkonen, et al., 2008; Heyman, et al., 2011; Balco, 2011; Prud'homme, et al., 2020).

Une exposition incomplète d'un poli peut être causée par la présence de plaquages de sédiments suffisamment denses et épais pour atténuer le flux de particules cosmiques et limiter la production de radionucléides cosmogéniques, ces plaquages sont souvent du till. La présence de blocs erratiques posés sur un poli peut être un indice de la présence d'un till lessivé au cours du temps, ne laissant que les plus gros éléments. Eviter d'échantillonner un poli couvert d'un champ de blocs erratiques limite donc le risque d'une exposition incomplète de ce poli.

Le risque d'un héritage peut être important dans le cas où l'efficacité de l'érosion sous-glaciaire est limitée. Cette inefficacité de l'érosion est liée soit à une durée d'englacement faible, soit à une faible épaisseur du glacier limitant la contrainte de cisaillement et donc l'érosion sous-glaciaire, ou encore lorsque la vitesse d'écoulement du glacier est faible (Delmas, 2009). En effet, des polis glaciaires ayant une concentration en radionucléides cosmogéniques héritées ont été trouvés principalement dans un contexte de paléoglaciers de plateau ayant peu érodés leur substratum (Briner & Swanson, 1998; Bierman, et al., 1999; Davis, et al., 1999; Fabel, et al., 2002; Stroeven, et al., 2002a; Stroeven, et al., 2002b; Marquette, et al., 2004; Sugden, et al., 2005; Staiger, et al., 2005; Briner, et al., 2006) (Briner, et al., 2008; Delmas, 2009; Crest, et al., 2017).

3.1.5 Utilisation du ^{10}Be

Le ^{10}Be a une demi-vie longue de 1,39 Ma (Chmeleff, et al., 2010; Korschinek, et al., 2010) ce qui permet de l'utiliser pour la datation de fluctuations glaciaires du Quaternaire (Dunai, 2010). Pour un échantillon localisé en surface et en supposant un taux d'érosion et un héritage nul, l'équation (1) peut être simplifiée :

$$C_{total}(T_{exp}, 0) = \sum_i P_i(0) \cdot T_{exp} \quad (2)$$

Avec T_{exp} le temps d'exposition (an), P_i le taux de production par spallation, capture neutronique et muonique ($\text{at.g}^{-1}.\text{an}^{-1}$).

Le temps d'exposition T_{exp} peut alors être exprimé à partir de l'équation (2):

$$T_{exp} = \frac{C_{total}(T_{exp}, 0)}{\sum_i P_i(0)} \quad (3)$$

3.1.6 Procédure analytique

Afin de déterminer la concentration en ^{10}Be , le radionucléide doit être isolé dans le but d'une mesure par spectrométrie de masse. Le ^{10}Be est isolé du quartz, qui doit être séparé des autres minéraux constitutifs des roches échantillonnées par broyage, puis par des traitements physiques, puis chimiques. Le ^{10}Be est isolé par dissolution du quartz puis par une succession de traitements chimiques.

3.1.6.1 *Séparation du quartz*

Après la récolte des échantillons, la roche est broyée plusieurs fois dans un broyeur à mâchoires dont l'espacement peut être réduit pour diminuer la taille des morceaux de roches au fur et à mesure des broyages successifs (Figure 3.3). Après chaque broyage, l'échantillon est tamisé pour récupérer trois granulométries dont une fraction inférieure à 250 μm , une fraction entre 250 et 500 μm et enfin une fraction supérieure à 500 μm . La fraction supérieure à 500 μm est conservée pour pallier à un potentiel manque de quartz après les étapes suivantes. La fraction entre 250 et 500 μm est la fraction sur laquelle les étapes suivantes seront

réalisées. Cette granulométrie permet une efficacité optimale des étapes de traitement chimique, notamment grâce à une surface spécifique des grains importante et une masse limitée des échantillons. Cette granulométrie permet de limiter la présence de grains contenant plusieurs minéraux et les pertes de matière sous forme de poussières lors des étapes de rinçage.

L'échantillon est ensuite passé dans un séparateur magnétique Frantz, permettant de séparer les minéraux paramagnétiques des minéraux diamagnétiques dont fait partie le quartz (Figure 3.3). Les grains sont soumis à un champ magnétique produit par le Frantz et sont séparés grâce à l'action des forces magnétiques et gravitationnelles. Plusieurs passages sont réalisés avec des intensités de plus en plus élevées jusqu'à 1,5 A. A l'issue de ce traitement, on obtient une fraction paramagnétique et diamagnétique. La fraction diamagnétique riche en quartz est conservée pour les étapes suivantes.

L'échantillon est ensuite soumis à un mélange d'acides permettant de dissoudre les minéraux autres que le quartz (Figure 3.3). Ce mélange contient 2/3 d'acide hexafluorosilicique (H_2SiF_6) et 1/3 d'acide chlorhydrique (HCl). L'acide chlorhydrique permet de dissoudre les carbonates, les oxydes et hydroxydes métalliques. L'acide hexafluorosilicique est en équilibre avec la silice, permettant de dissoudre les minéraux autres que le quartz. La réaction est optimisée en plaçant les échantillons sous agitation entre 24 et 48h. Ce processus est répété plusieurs fois jusqu'à ce qu'il ne reste plus que du quartz dans l'échantillon.

La surface des grains de quartz de l'échantillon est ensuite enlevée pour éviter les contaminations en ^{10}Be atmosphérique (Figure 3.3). En effet, du ^{10}Be atmosphérique est produit par spallation avec l'azote et l'oxygène atmosphérique, puis passe en solution lors des précipitations. Sous cette forme dissoute, le ^{10}Be peut être adsorbé à la surface des roches en surface et notamment en surface des grains de quartz (Gosse & Phillips, 2001). Ces contaminations en ^{10}Be atmosphérique peuvent fausser la mesure de la concentration de ce radionucléide produit *in situ* dans l'échantillon. Les grains de quartz sont donc mis en contact avec de l'acide fluorhydrique (HF) concentré, permettant de dissoudre environ 10% de leur masse (Brown, et al.,

1991; Kohl & Nishiizumi, 1992). Cette étape est répétée trois fois pour assurer une bonne purification de l'échantillon et éviter toutes contaminations. Ces attaques acides permettent en outre de dissoudre les potentiels grains d'autres minéraux, notamment le feldspath présent dans l'échantillon. Une inspection à la loupe binoculaire permet ensuite de vérifier que l'échantillon contient uniquement des grains de quartz. S'il reste des grains d'autres minéraux, une autre attaque à l'HF dilué peut être réalisée pour les dissoudre. L'échantillon est ensuite rincé jusqu'à pH neutre puis séché. Les grains de quartz sont alors prêts pour isoler le ^{10}Be .

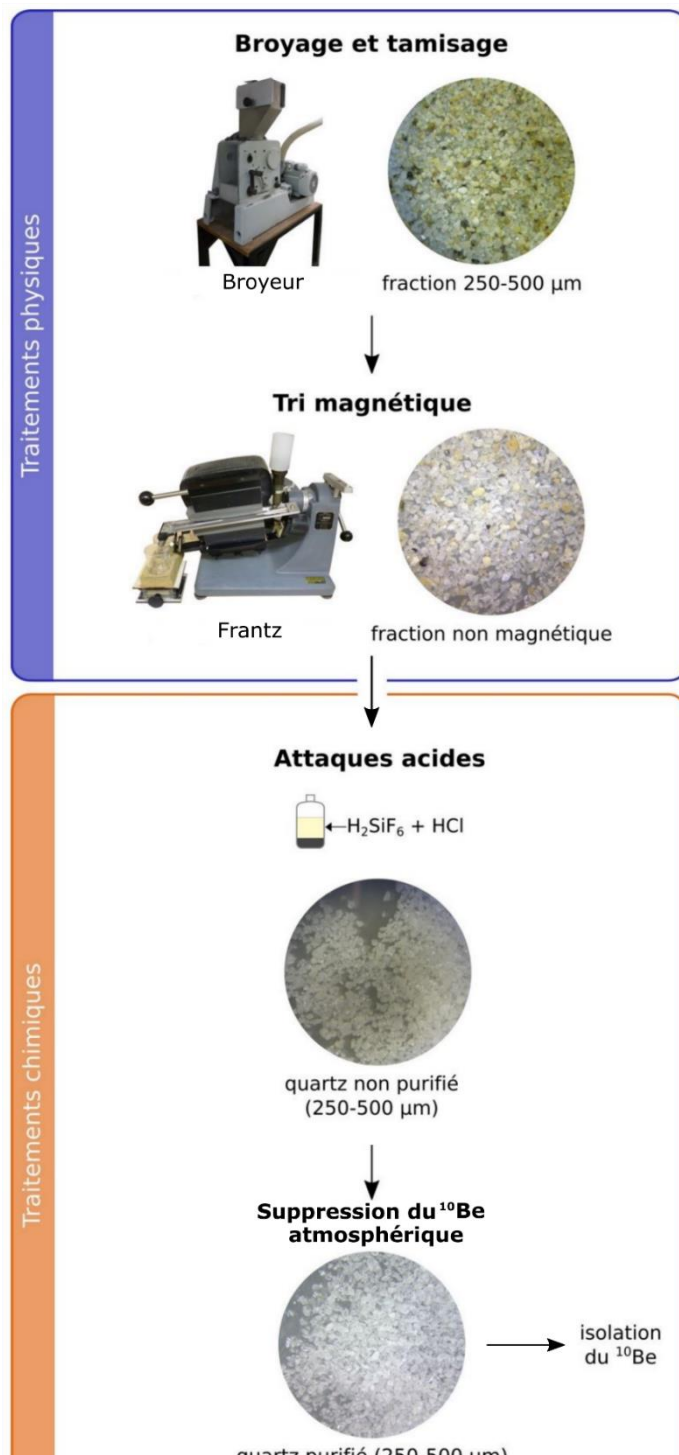


Figure 3.3: Récapitulatif des étapes physiques (broyage et séparation magnétique) et chimiques (attaques acides et suppression du ^{10}Be atmosphérique) permettant d'isoler et de purifier le quartz d'un échantillon de roche, modifié d'après Protin (2019).

Une inspection à la loupe binoculaire permet ensuite de vérifier que l'échantillon contient uniquement des grains de quartz. S'il reste des grains d'autres minéraux, une autre attaque à l'HF dilué peut être réalisée pour les dissoudre. L'échantillon est ensuite rincé jusqu'à pH neutre puis séché. Les grains de quartz sont alors prêts pour isoler le ^{10}Be .

3.1.6.2 Séparation du ^{10}Be

Les grains de quartz vont subir plusieurs étapes de traitements chimiques aboutissant à la mesure du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ par spectrométrie de masse.

Environ vingt grammes de quartz sont nécessaires pour isoler une quantité mesurable de ^{10}Be . Une quantité précise de ^9Be dissous dans une solution d'acide concentré est ajoutée au quartz, c'est le « spike ». Deux spikes ont été utilisés, le spike « Scharlau beryllium standard solution » avec une concentration de 998 ppm et le spike LN2C à 3025 ppm. Le premier spike a été utilisé pour des échantillons prélevés avant 2020 et le second a été utilisé pour les échantillons prélevés en 2020. Le quartz contient une très faible quantité de Be (entre 10^3 et 10^6 atomes par gramme de quartz), l'ajout de ^9Be est une étape primordiale car elle permet d'avoir une quantité de matière assez importante pour être manipulée lors des extractions chimiques. De plus, le ^9Be est supposé absent dans le quartz, cet isotope est donc ajouté dans une quantité précise pour mesurer un rapport isotopique. L'ajout de spike permet également d'avoir un nombre d'atomes suffisant pour être au-dessus du seuil de détection du spectromètre de masse. De plus, cet appareillage est capable de mesurer le ^{10}Be uniquement à partir d'un rapport isotopique. En plus des échantillons,

un blanc chimique contenant uniquement du ^9Be est réalisé. Le blanc subit le même protocole que les autres échantillons. La mesure du blanc permet de quantifier les possibles pollutions survenues pendant les traitements. Ces pollutions peuvent être liées à la présence de ^{10}Be atmosphérique dans la pièce où les manipulations ont lieu, ou amenées par les réactifs utilisés.

Le quartz est ensuite totalement dissous dans une solution d'HF concentrée (Figure 3.4). La solution obtenue est évaporée jusqu'à l'obtention d'un résidu sec, puis ce dernier contenant le ^{10}Be est dissous dans une solution d'HCl. Le pH de cette solution est amené à 9 par ajout d'ammoniaque (NH_4OH), ce qui permet de faire précipiter le Be sous forme d'hydroxyde ($\text{Be}(\text{OH})_2$) et d'éliminer les éléments solubles en milieu basique comme le fer et le titane. Le précipité de $\text{Be}(\text{OH})_2$ est remis en solution en milieu acide et passé à travers des résines échangeuses d'ions (Figure 3.4). Ces résines portent des échangeurs d'ions qui sont des macromolécules insolubles contenant des groupements ionisables pouvant fixer de manière réversible des ions contenus dans une solution. Ces ions peuvent être relargués par élution (mise en solution d'un composé adsorbé), où ils sont remplacés par des ions de même charge provenant d'une autre solution. La vitesse d'élution pour différents éléments est variable. L'élution d'un élément peut donc être calibrée et les éléments peuvent être séparés les uns des autres. La première colonne échangeuse d'ions utilisée contient la résine Dowex 1x8 permettant l'élimination du fer et du manganèse. L'échantillon est ensuite évaporé et précipité en milieu basique puis passé dans la seconde colonne échangeuse d'ions. Cette seconde colonne contient la résine Dowex 50x8 et permet de séparer le bore, l'aluminium et le béryllium. La fraction contenant le ^{10}Be est évaporée, précipitée puis dissoute dans de l'acide nitrique (HNO_3) permettant l'oxydation du Be. Cette solution est ensuite chauffée dans des creusets à 700°C pour déshydrater la solution et recueillir de l'oxyde de Be (BeO) (Figure 3.4).

L'oxyde obtenu est ensuite broyé et mélangé à une poudre conductrice de niobium puis inséré dans une cathode de cuivre. La cathode est la cible utilisée pour la mesure par spectrométrie de masse.

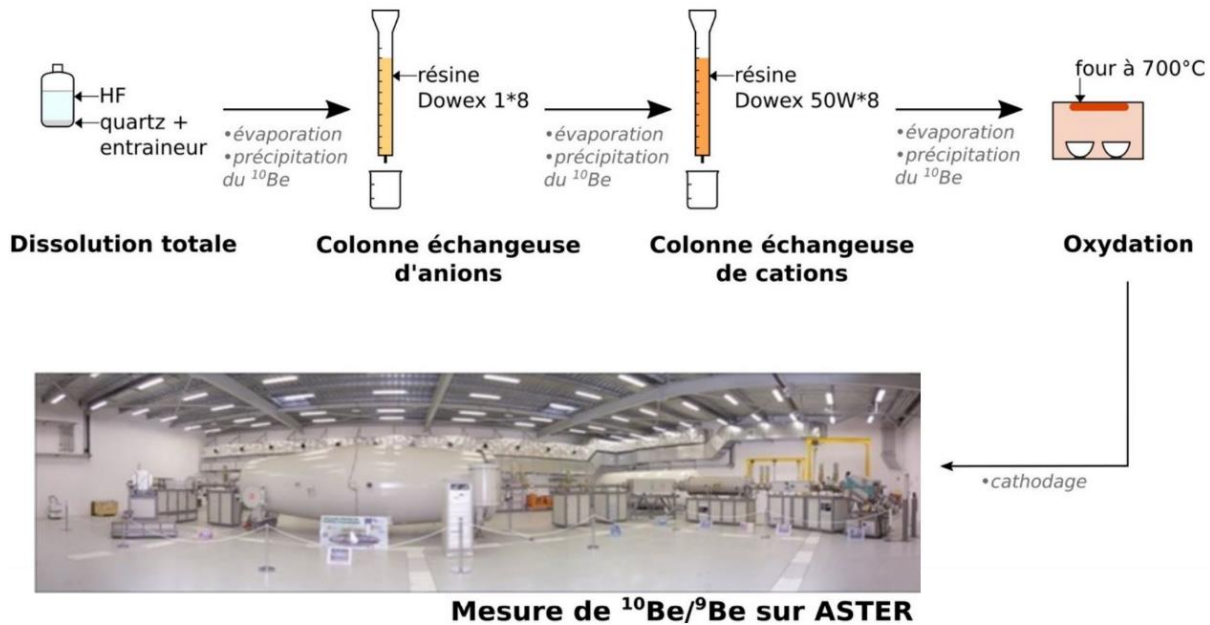


Figure 3.4: Récapitulatif des étapes permettant l'isolation du ^{10}Be et de mesurer le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ par spectrométrie de masse par accélérateur à partir de grains de quartz purifiés (Protin, 2019). Crédit photographie spectromètre : Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques du CEREGE.

3.1.6.3 Mesure par spectrométrie de masse par accélérateur

Le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ a été mesuré avec l'accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques (ASTER) localisé au CEREGE à Aix en Provence (Figure 3.5). L'accélérateur permet de compter le nombre d'atomes dans la cible en fonction de la masse et du numéro atomique. Les différents éléments sont séparés pendant leur trajet dans l'accélérateur en fonction de leur masse et numéro atomique. Les atomes de ^{10}Be sont détectés dans une chambre de détection où ils sont comptés. Le flux de ^9Be est mesuré avec une cage de Faraday (cuillère de Faraday) permettant de retrouver le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$.

L'échantillon est placé dans une source à pulvérisation ionique, où il est bombardé par des ions césium formant des anions BeO^- . Les anions de BeO^- forment un faisceau et passent dans un aimant (aimant d'injection) où les éléments sont triés en fonction de leur masse. Le faisceau est ensuite dirigé dans l'accélérateur où les anions sont accélérés avant de passer à travers le « stripper » où des électrons du BeO^- sont arrachés formant du Be^{2+} . Après l'accélérateur, les cations Be^{2+} passent dans un aimant d'analyse et sont soumis à un champ magnétique. En fonction de leur nombre de masse, les éléments sont plus ou moins déviés, ainsi, les ions $^9\text{Be}^{2+}$ seront plus déviés que les ions $^{10}\text{Be}^{2+}$. Les ions $^9\text{Be}^{2+}$ sont reçus dans une cuillère de Faraday où la quantité de ^9Be est calculée à partir de la mesure du courant électrique. Les autres ions traversent une feuille de nitrure de silicium (Si_3N_4) où leur énergie va être dissipée de manière proportionnelle à leur numéro atomique, permettant de séparer et de compter le nombre d'atomes de ^{10}Be et le ^{10}B (de même masse que le ^{10}Be). En sachant le nombre d'atomes de ^9Be introduit par le spike corrigé du blanc chimique, le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ estimé permet de retrouver le nombre d'atomes de ^{10}Be dans l'échantillon. Finalement, la concentration en ^{10}Be peut être retrouvée simplement en divisant le nombre d'atomes de ^{10}Be par la masse de quartz dissoute.

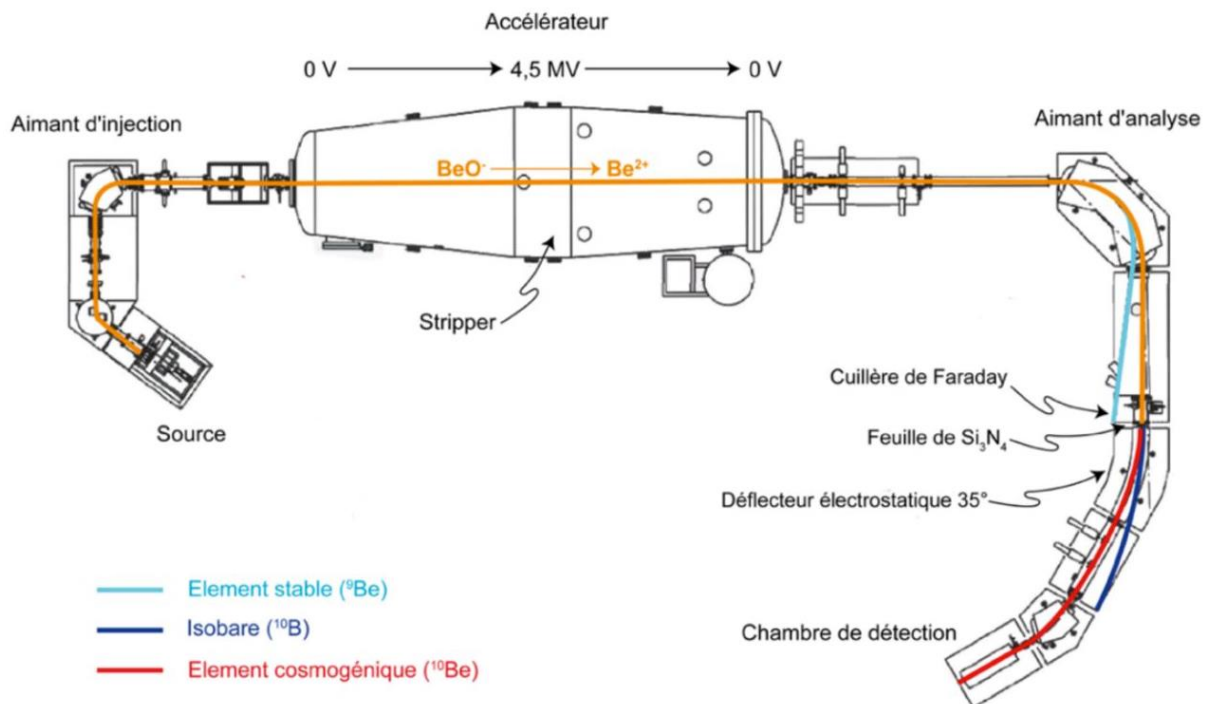


Figure 3.5: Dessin technique du spectromètre de masse par accélérateur ASTER. Le trajet de différents éléments est figuré par les traits bleu clair pour le ^9Be , bleu foncé pour le ^{10}B et rouges pour le ^{10}Be (Laboratoire Nationale des Nucléides Cosmogéniques).

3.1.7 Choix des âges d'exposition sur blocs erratiques et glaciaires

Pour ce projet de thèse, le choix a été fait d'échantillonner et de dater des blocs erratiques et glaciaires. Avant notre étude, les blocs erratiques et glaciaires présents dans le piémont et dans la zone des massifs subalpins n'ont pas été datés. En revanche, des datations ^{10}Be sur des objets morphologiques précis ou pour des raisons méthodologiques ont été réalisées dans la vallée de l'Arve et de l'Arc (Nicoud, et al., 2009; Prud'homme, et al., 2020). Les blocs erratiques et glaciaires présents dans la zone d'étude sont donc une opportunité d'obtenir une chronologie absolue des fluctuations des glaciers des Alpes occidentales françaises.

En dehors des zones internes de la zone d'étude, les lithologies du substratum sont principalement représentées par des carbonates mésozoïques et des dépôts cénozoïques graveleux ou molassiques localement consolidés. Ces roches ne sont pas de bons candidats pour des datations par âge d'exposition de polis à cause de la dissolution des carbonates et de l'érosion des sédiments cénozoïques principalement peu compétant. Dans la zone de piémont et des massifs subalpins, les blocs erratiques sont mieux adaptés à la datation des fluctuations des glaciers des Alpes occidentales françaises. En zone plus interne, dans la vallée de l'Arc, les lithologies sont beaucoup plus propices à la préservation des polis glaciaires. Cette zone a déjà été prospectée et des polis ont déjà été échantillonnés et datés (Prud'homme, et al., 2020). La vallée de l'Arc est également riche en blocs erratiques et glaciaires d'où le choix de se porter sur l'échantillonnage de ces objets. Les polis et les blocs peuvent être soumis à des processus d'exposition différents, ainsi une analyse uniquement portée sur des blocs permet de dater des objets comparables en termes d'histoire d'exposition.

3.1.8 Précautions et stratégies lors de l'échantillonnage

Les blocs erratiques et glaciaires composés de roches riches en quartz ont été échantillonnés afin d'obtenir une quantité de matière suffisante pour les datations par exposition. Sur le terrain, les blocs les plus grands ont été choisis pour se prémunir de tout déplacements, notamment anthropiques. Les blocs échantillonnés dépassent de plus de 50 cm du sol, et les échantillons proviennent du sommet des blocs afin de minimiser les risques de recouvrement par un sédiment ou par la neige. Les blocs glaciaires échantillonnés sont localisés préférentiellement au sommet des crêtes morainiques et les blocs erratiques sur une topographie plate afin de limiter une exposition incomplète liée à des processus gravitaires. Les blocs fracturés n'ont pas été échantillonnés pour éviter d'échantillonner une surface rajeunie, tout comme les blocs montrant une forte altération de leur surface, ne permettant pas de respecter l'hypothèse d'une érosion nulle.

Les blocs ont été échantillonnés avec un marteau et un burin ou avec une scie circulaire dotée d'un disque diamant, dans le but d'obtenir des éclats mesurant environ 4 cm d'épaisseur. Le masque topographique a été mesuré avec un clinomètre et un compas.

3.1.9 Calcul des âges

Les âges d'exposition ont été calculés avec le calculateur en ligne CREp (crep.crpq.cnrs-nancy.fr; Martin, et al., 2016). Le calcul a été réalisé en utilisant le scaling scheme LSD (Lifton, et al., 2014), les analyses d'observations météorologiques ERA-40 (Uppala, et al., 2005), les enregistrements géomagnétiques de Lifton 2016 VDM (Laj, et al., 2004; Lifton, 2016; Pavon-Carrasco, et al., 2014; Zielgler, et al., 2011) et enfin le taux de production calibré de Claude et al (2014) (Claude, et al., 2014). Ces paramètres ont été corrigés pour l'épaisseur de l'échantillon et la densité de l'échantillon. Le taux de production a été déterminé en tenant compte de l'altitude de l'échantillon, la latitude, la longitude et le masque topographique. Les âges d'exposition ont été calculés avec un taux de dénudation nul, les âges obtenus correspondent donc à des valeurs minimales. Aucune correction pour l'effet de la neige n'a été appliquée.

3.2 DATATION PAR LUMINESCENCE OPTIQUEMENT STIMULÉE (OSL)

3.2.1 Principe de la méthode

La datation par luminescence optiquement stimulée (OSL pour Optically Stimulated Luminescence) est basée sur le fait que la structure cristalline de certains minéraux peut être impactée par des radiations ionisantes lorsqu'ils sont protégés de la lumière/chaleur (Aitken, 1985; Wintle, 1997; Aitken, 1998; Duller, 2004; Vandenberghe, 2004). Les radiations α , β et γ sont produites à partir de la désintégration de radionucléides, notamment le ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K ou encore dans une moindre mesure le ^{85}Rb , présents dans le minéral daté, ou présents dans des minéraux environnants. Les radiations sont plus rarement issues de particules du rayonnement cosmique (Aitken, 1985).

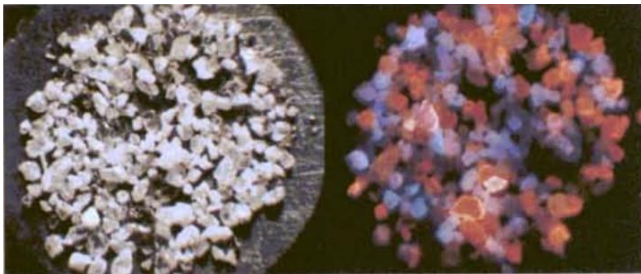


Figure 3.6: Exemple d'un échantillon de quartz à gauche montrant une luminescence induite par chauffage à droite et révélée grâce à un papier photographique (Hashimoto, et al., 1986).

Un cristal peut présenter des défauts qui sont des interruptions dans la répétition régulière dans l'espace des ions, atomes ou encore molécules constituant un cristal. Ils se forment lors de la cristallisation ou suite à une exposition à des rayons ionisants. Lorsque le cristal est soumis à des rayonnements ionisants, un couple électron-vacance électronique apparaît au niveau des défauts du réseau cristallin. Lorsque les électrons sont soumis à de la lumière solaire ou à de la chaleur, ils atteignent un niveau d'énergie

supérieur (bande de conduction). Une fois la bande de conduction atteinte, l'électron est capable de se recombiner avec une vacance électronique. Lors de cette recombinaison, l'électron peut passer sur un niveau d'énergie inférieur (bande de valence). La dissipation de l'énergie a lieu sous forme d'une émission d'un photon, à l'origine d'une luminescence (Figure 3.6). La population d'électrons stockés dans les défauts cristallins augmente lorsque le temps d'exposition aux rayons ionisants augmente. Ainsi, l'intensité de la luminescence est une fonction de la durée d'exposition aux rayonnements ionisants.

Les minéraux utilisés sont le quartz et les feldspaths potassiques que l'on trouve très largement dans les dépôts sédimentaires du Quaternaire. Les électrons peuvent être stockés lorsque les grains sont enfouis dans un dépôt sédimentaire, protégés de la lumière et soumis aux rayonnements ionisants provenant de la radioactivité ambiante. Lors d'un transport sédimentaire et si les grains sont exposés à la lumière solaire, le géochronomètre sera remis à zéro, c'est le blanchiment. La datation par luminescence donne donc une estimation du temps écoulé depuis la dernière période d'enfouissement et donne un âge de dépôt (Figure 3.7).

En échantillonnant un sédiment, il est possible de mesurer en laboratoire le signal des grains par stimulation (Huntley, et al., 1985). Cette stimulation se fait par exposition à une lumière dont la longueur d'onde est dépendante du minéral analysé. Pour le quartz, la stimulation est effectuée avec des longueurs d'onde courtes (UV, bleu, vert) et avec des longueurs d'onde longues (IR, 800-950 nm) pour les feldspaths (Botter-Jensen, et al., 1994). Dans le cas de la stimulation par infrarouge, on parle de IRSL (Infrared Stimulated Luminescence). Le signal mesuré est fonction du temps d'enfouissement et correspond à des émissions de photons issus d'électrons localisés dans des défauts cristallins formant des pièges plus ou moins longs à vider (Bailey, et al., 1997; Lian & Robert, 2006). L'âge du sédiment est déterminé par l'équation suivante :

$$Age\ OSL = \frac{P}{D_r}$$

Avec P la paléodose (grays Gy ou $J.kg^{-1}$), correspondant à la dose (énergie issue d'un rayonnement ionisant stockée par unité de masse) absorbée par l'échantillon depuis son enfouissement. Elle est déterminée en laboratoire par l'intermédiaire de la dose équivalente D_e (grays Gy ou $J.kg^{-1}$) qui est la dose artificielle nécessaire pour obtenir une luminescence similaire au signal luminescent naturel de l'échantillon. D_r est la dose environnementale ($Gy.an^{-1}$), correspondant aux rayonnements reçus par l'échantillon par an.

Il existe plusieurs cas où la paléodose ne correspond pas au signal luminescent : 1. Dans le cas où le blanchiment du grain n'est pas complet, car une partie de la luminescence mesurée contient une part d'un signal acquis lors d'un enfouissement précédent. Dans ce cas-là, la dose équivalente est supérieure à la paléodose, induisant un âge OSL surestimé. 2. Il existe un seuil de saturation lorsque tous les défauts de la maille cristalline ont accumulé des charges électroniques. Les électrons ne sont donc plus capturés même si le cristal continue à être irradié, la paléodose est donc sous-estimée tout comme l'âge par luminescence. 3. Des électrons peuvent être émis spontanément sans exposition à la lumière solaire. Ce phénomène est le « fading », affectant les feldspaths (Wintle, 1973) et abouti à une diminution rapide du signal luminescent lors du stockage en laboratoire ou dans le dépôt sédimentaire et ainsi à une sous-estimation de l'âge par luminescence (Huntley & Lamothe, 2001). Ce « fading » du feldspath est lié à un effet tunnel (Wintle, 1973; Visocekas, 1985), permettant aux électrons de se recombiner avec une vacance électronique sans apport d'énergie.

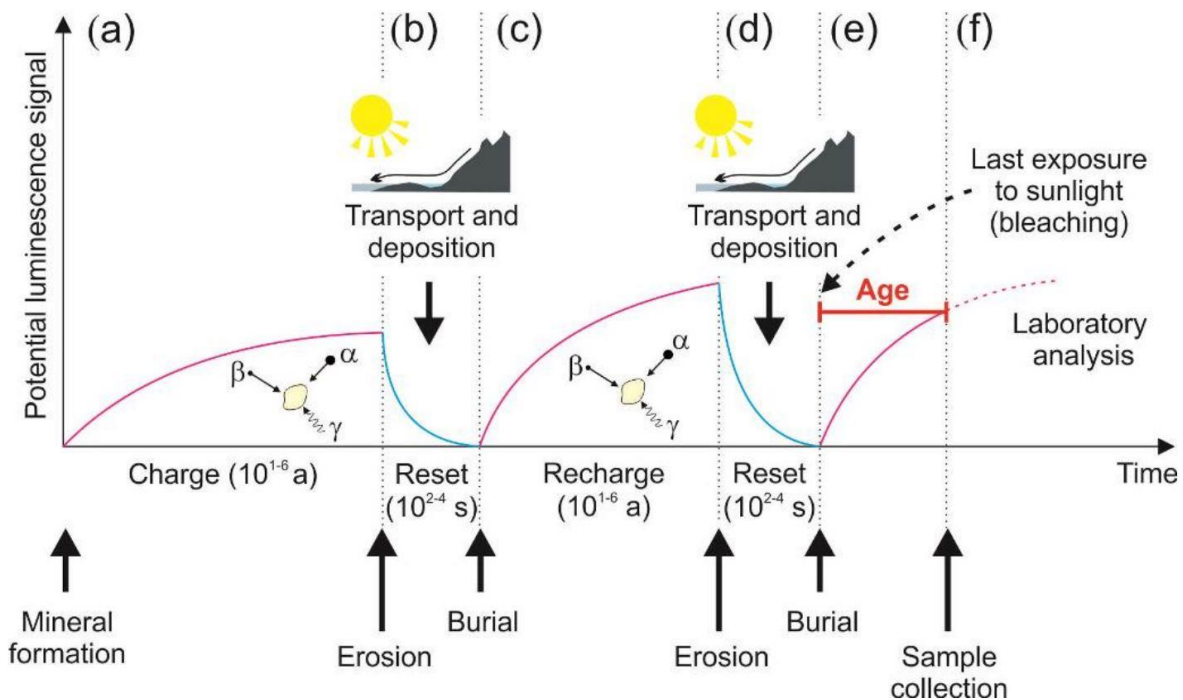


Figure 3.7: Principe de la datation par luminescence (Mellett, 2014). A : Acquisition du signal du grain au cours du temps pendant son exposition aux rayonnements ionisants. B : Lors de l'érosion du dépôt et du transport du grain, ce dernier est exposé à la lumière solaire ce qui permet d'émettre l'énergie accumulée précédemment par luminescence et une remise à zéro du géochronomètre. C : Acquisition d'un nouveau signal. D : Remise à zéro du signal. E : Nouvelle acquisition d'un signal au cours du temps. F : Echantillonnage du grain sans exposition à la lumière et mesure de la luminescence et de la dose de radiation à laquelle il a été exposé, permettant de déterminer le temps depuis la dernière exposition à la lumière solaire.

3.2.2 Différences entre quartz et feldspath

Lorsque le quartz et le feldspath sont exposés à la lumière, le signal luminescent est émis sur une courte période de temps de l'ordre de la seconde à la dizaine de secondes. Cependant des différences existent entre le quartz et le feldspath. En effet, le quartz est blanchi plus facilement et plus rapidement que le feldspath lorsqu'il est exposé à la lumière naturelle (Godfrey-Smith, et al., 1988). Ainsi, le quartz est préférentiellement utilisé pour des datations par luminescence de dépôts issus d'environnements pouvant induire un blanchiment incomplet (Wallinga, et al., 2001; Jain, et al., 2004). Il a été montré que pour un grain de quartz érodé de sa roche mère récemment, le signal luminescent est très faible et difficile à mesurer (Sawakuchi, et al., 2011). De plus des observations ont montré que des quartz issus de granites ou de veines hydrothermales, génèrent des signaux luminescents faibles (Preusser, et al., 2006). A l'inverse, des quartz issus de remaniement, par exemple issus de grès, produisent une luminescence plus importante. Dans les environnements glaciaires, le quartz montre souvent une luminescence faible liée à une histoire sédimentaire récente, ne permettant pas d'obtenir des âges par luminescence fiable (Preusser, et al., 2006; Lukas, et al., 2007; Fuchs & Owen, 2008). Dans ces environnements, la datation par luminescence sur feldspath est donc recommandée, car le feldspath produit un signal luminescent fort. Cependant, le feldspath est vulnérable au « fading » pouvant amener à une sous-estimation des âges par luminescence. Enfin, la saturation arrive plus rapidement pour le quartz que pour le feldspath. Ainsi, le feldspath permet de dater des enfouissements plus vieux (Buylaert, et al., 2012).

3.2.3 Méthode d'échantillonnage

Les échantillons sont prélevés sur des affleurements ou par carottage dans des bancs sableux homogènes de 30-40 cm d'épaisseur. L'échantillon doit être localisé le plus loin possible de sédiments grossiers pouvant compliquer le calcul de la dose environnementale. L'échantillon ne doit pas être prélevé dans une couche ayant été affectée par de la bioturbation ou une activité pédologique pouvant générer un blanchiment *in situ* et des variations de la dose environnementale au cours du temps.

3.2.4 Détermination de la dose environnementale

3.2.4.1 *Dose environnementale issue des radionucléides*

La dose environnementale est issue de la désintégration d'éléments radioactifs soit à l'intérieur des minéraux (dose interne) soit dans le sédiment (dose externe). En laboratoire, il peut être mesuré par deux méthodes ; 1. En déterminant la concentration en éléments radioactifs par ICP-MS dans l'échantillon puis en calculant la dose environnementale. 2. Par mesure directe dans l'échantillon en comptant les émissions de particules α , β et γ . Ces deux méthodes considèrent que la dose environnementale a été inchangée pendant toute la période d'enfouissement. Les particules α peuvent être comptées avec un compteur alpha (TSAC pour Thick Source Alpha Counter) ou par spectrométrie alpha. Les particules β peuvent être comptées avec un compteur de type Geiger-Müller. Enfin les particules γ sont comptées par analyse de l'activation de neutrons instrumentaux (INAA pour Instrumental Neutron Activation Analysis) qui consiste à irradier l'échantillon avec des neutrons puis à mesurer le taux d'émission des particules γ . Ce taux d'émission est proportionnel à la concentration en particules γ (Hossain, 2003).

Le contenu moyen en eau de l'échantillon pendant la durée d'enfouissement doit être déterminé. En effet, l'eau absorbe une partie des radiations et peut influencer la dose environnementale et donc l'âge par luminescence. Des corrections doivent donc être considérées pour le calcul de la dose environnementale (Aitken, 1998). Une variation de 10% du contenu en eau d'un sédiment peut modifier dans des proportions similaires l'âge par luminescence (Cordier, 2010). Une estimation de la teneur en eau actuelle peut être utilisée et a l'avantage d'être facilement déterminable par une simple différence entre la masse de l'échantillon non séché et la masse de l'échantillon sec. Cependant la teneur en eau actuelle n'est pas nécessairement représentative de la teneur en eau moyenne pendant toute la durée d'enfouissement, surtout pour des dépôts vieux de plusieurs milliers d'années.

3.2.4.2 Dose environnementale issue du rayonnement cosmique

La dose reçue issue du rayonnement cosmique est généralement faible par rapport à la dose produite par la désintégration de radionucléides. Néanmoins, dans le cas où la dose reçue par les radionucléides est faible ou pour des sites localisés en altitude, la dose générée par le rayonnement cosmique peut devenir significative. Les échantillons sont généralement prélevés à plus d'1 m de profondeur pour limiter la dose issue du rayonnement cosmique. Cette dose cosmique peut être calculée à partir d'équations en connaissant la longitude, la latitude, l'altitude et la profondeur de l'échantillon (Prescott & Hutton, 1994).

3.2.4.3 Détermination de la dose équivalente (D_e)

Déterminer la dose équivalente D_e est l'étape prenant le plus de temps pour la datation par luminescence. La dose équivalente est la quantité de radiations produites en laboratoire, équivalente à celle reçue pendant la période d'enfouissement par le quartz et/ou le feldspath de l'échantillon. La dose équivalente est calculée en soumettant l'échantillon à des doses artificielles variables et en récoltant les signaux luminescents. Finalement, la D_e correspond à la dose artificielle produisant une luminescence similaire à la luminescence naturelle issue de l'accumulation de charges pendant l'enfouissement. Dans cette étape, le quartz et les feldspaths alcalins sont séparés de l'échantillon, la D_e est mesurée puis des traitements statistiques sont appliqués.

3.2.4.4 Extraction du quartz et du feldspath

L'échantillon est premièrement tamisé pour isoler une fraction de 100-250 μm , puis la matière organique et les carbonates sont supprimés chimiquement. Le quartz et le feldspath sont séparés physiquement des minéraux lourds grâce à des méthodes physiques, notamment avec des liqueurs denses. L'ensemble de ces étapes sont réalisées sous une lumière atténuée.

3.2.4.5 Protocole SAR (Single Aliquot Regenerative Dose)

Le protocole SAR (Murray & Robert, 1998; Murray & Wintle, 2000) est une procédure standard utilisée en datation par luminescence pour la mesure de la D_e (Figure 3.8). Cette méthode mesure plusieurs signaux OSL issus d'un seul aliquote. Un aliquote correspond à un sous échantillon prélevé de l'échantillon principal. L'aliquote est soumis à plusieurs cycles irradiation β et stimulation. Le premier cycle permet l'acquisition du signal correspondant à la luminescence issue de l'accumulation de charges pendant la durée d'enfouissement. Pour les cycles suivants, les signaux sont induits par une irradiation artificielle à des doses déterminées, on parle de doses régénératives. La comparaison du signal naturel et des signaux artificiels doit permettre de retrouver la dose équivalente directement. Cette comparaison prend la forme d'une courbe de calibration montrant le signal OSL en fonction des différentes doses artificielles.

Chaque cycle est précédé d'un préchauffage pour enlever les électrons localisés dans des pièges instables. En effet, ces électrons sont issus de l'irradiation artificielle et ne sont donc pas représentatifs des charges stockées pendant l'enfouissement, et amènent une surestimation de la luminescence.

La sensibilité à la luminescence d'un aliquote, c'est-à-dire la quantité de lumière émise par unité de radiation à laquelle l'aliquote est soumis, change en fonction de la température, de la durée de préchauffage et de la température ambiante pendant l'enfouissement. La seconde partie de chaque cycle cherche à répondre à ce problème en mesurant la sensibilité à la luminescence. Pour le quartz, la sensibilité est mesurée en donnant une dose de radiations donnée (appelée dose test) et en mesurant le signal OSL résultant. L'effet de tout changement de sensibilité peut être corrigé en représentant la courbe de calibration avec les signaux OSL corrigés de la sensibilité (signal OSL mesuré sur le signal OSL issu de la dose test). La D_e peut ainsi être déterminée à partir de cette courbe de calibration.

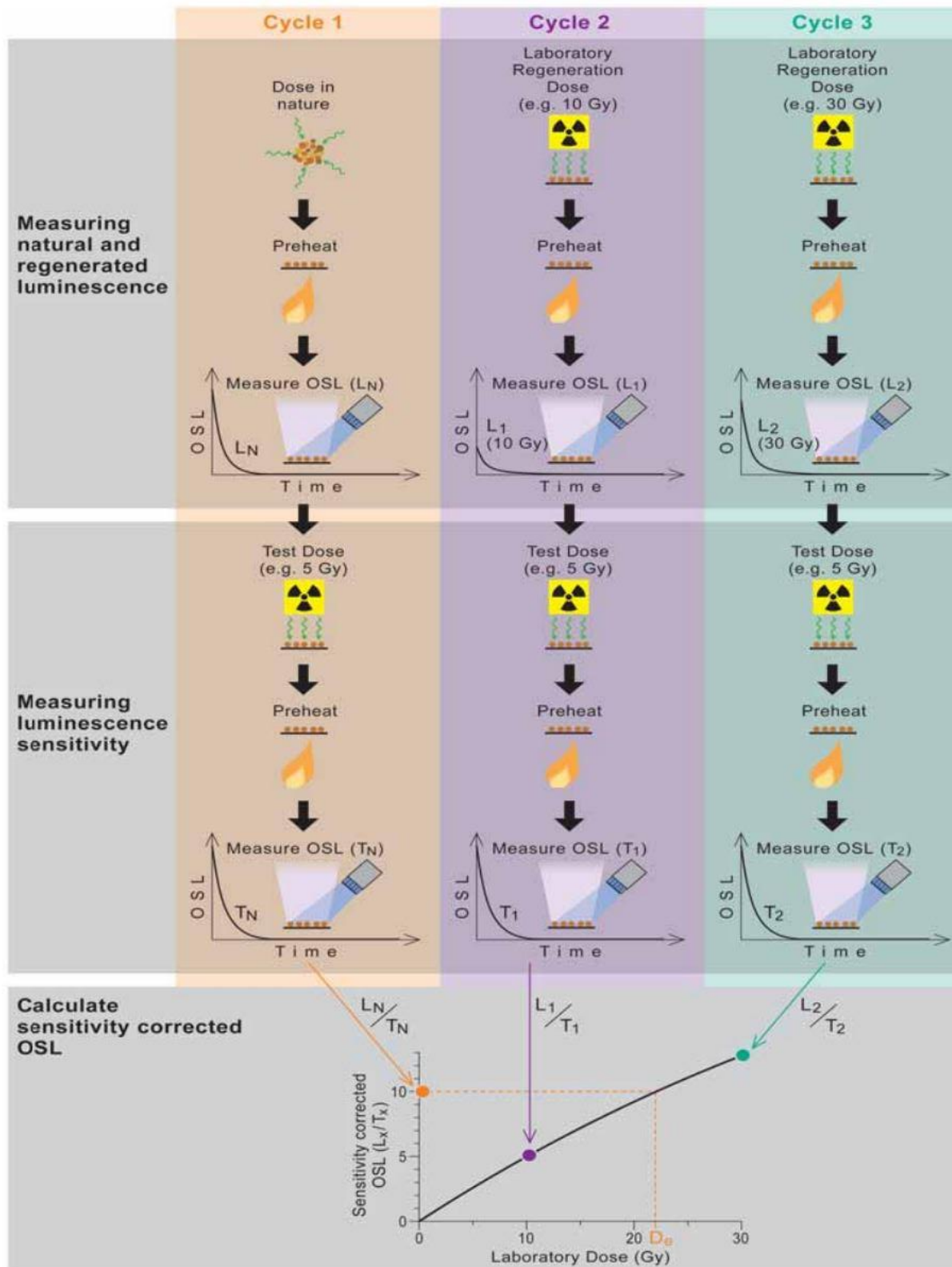


Figure 3.8 : Schéma représentant le protocole « single aliquot regenerative dose » (SAR) appliqué sur le quartz (Duller, 2008a). Après chaque mesure de luminescence, la sensibilité est mesurée en soumettant l'échantillon à une dose fixée et en mesurant le signal luminescent obtenu (T_1 , T_2 , etc). Le changement de sensibilité peut ainsi être corrigé en prenant le ratio entre le signal

luminescent (L_x) et la réponse à la dose fixée (T_x). La courbe de calibration corrigée de la sensibilité (L_x/T_x) peut être utilisée pour le calcul de la dose équivalente en projetant le ratio du signal luminescent acquis naturellement lors de l'enfouissement sur la courbe de calibration.

Sur le feldspath, le protocole post-IR IRSL a été développé pour minimiser l'impact du « fading » (Thomsen, et al., 2008). Ce protocole est un protocole SAR où le feldspath est stimulé par infrarouge tout en étant chauffé. Pour chaque cycle, une première stimulation IR est réalisée avec un chauffage à basse température, suivi d'une seconde stimulation IR à plus haute température, permettant de diminuer le « fading ». Le « fading » peut être mesuré en effectuant des mesures de luminescence sous différents temps d'exposition, permettant de calculer le pourcentage de perte de signal par décade de temps depuis l'irradiation (g) (Auclair, et al., 2003). Les valeurs de g sont ensuite utilisées pour corriger les valeurs de D_e .

3.2.4.6 Mono-aliquote et mono-grain

Les aliquotes utilisés pour la datation par luminescence sont montés sur des disques. Le nombre de grains présents dépend de l'aire du disque et de la taille des grains. Un disque de 1 mm de diamètre peut par exemple contenir en moyenne 10 grains de 100 μm et seulement 1 à 2 grains de 300 μm (Duller, 2008b). En utilisant un aliquote, la D_e est la somme de la luminescence émise par tous les grains présents sur le disque. Cependant, chaque grain produit un signal luminescent différent en réponse à une même dose (Duller, et al., 2000) ce qui réduit la précision de la valeur de la D_e . Il est donc important de connaître le nombre de grains de l'aliquote et de déterminer combien d'entre eux produisent un signal luminescent.

La mesure de plusieurs aliquotes peut amener à une large dispersion de valeurs de D_e pouvant être le résultat de différents degrés de blanchiment entre les grains des différentes aliquotes. En utilisant le protocole SAR, un grand nombre d'aliquotes est mesuré et la paléodose est déterminée en utilisant des analyses statistiques. Cependant, dans certains cas, la dispersion des D_e est trop importante due à un blanchiment insuffisant et la technique mono-grain est plus adaptée (Olley, et al., 2004; Duller, 2006).

La méthode mono-grain permet de mesurer le signal luminescent grain par grain. Cette méthode met en évidence la variabilité des signaux sur un même échantillon. Cette méthode est particulièrement adaptée pour des échantillons ayant subi une exposition à la lumière et donc un blanchiment variable, typique des environnements fluviaux et glaciaires.

3.2.4.7 Analyses statistiques

Dans le cas idéal, où l'on considère que tous les grains d'un échantillon ont suffisamment été blanchis, toutes les D_e issues de mesures d'aliquotes ou mono-grain donneraient une population de D_e montrant une faible dispersion (Figure 3.9A). Cependant, il existe très souvent des variabilités dans la valeur de D_e pour un même échantillon (Figure 3.9B). Des analyses statistiques existent pour identifier les aliquotes ou les grains avec les valeurs de D_e les plus faibles dans une distribution complexe. L'identification de ces valeurs les plus faibles, qui sont les composantes issues du dernier blanchiment, permet d'obtenir un âge par luminescence représentatif de la dernière période d'enfouissement. Ces modèles incluent le « Central Age Model » (CAM), le « Minimum Age Model (MAM) (Galbraith, et al., 1999) et le Finite Mixture Model (FMM) (Galbraith & Green, 1990; Galbraith, 2005). Le CAM calcule une moyenne pondérée et prend en compte la dispersion issue des incertitudes de mesure et des estimations de la dose environnementale. Il peut surestimer la D_e dans le cas d'un blanchiment partiel de l'échantillon. A l'inverse, le MAM permet d'identifier la population d'aliquotes la mieux blanchie. Enfin, le FMM est utile pour mettre en évidence des sous-populations dans la population globale de D_e . La pertinence de ces modèles augmente avec le nombre d'aliquotes, on considère que 10-20 est une valeur minimum pour déterminer la dose équivalente. Le choix du modèle dépend fortement de l'échantillon et plus particulièrement de son contexte géologique.

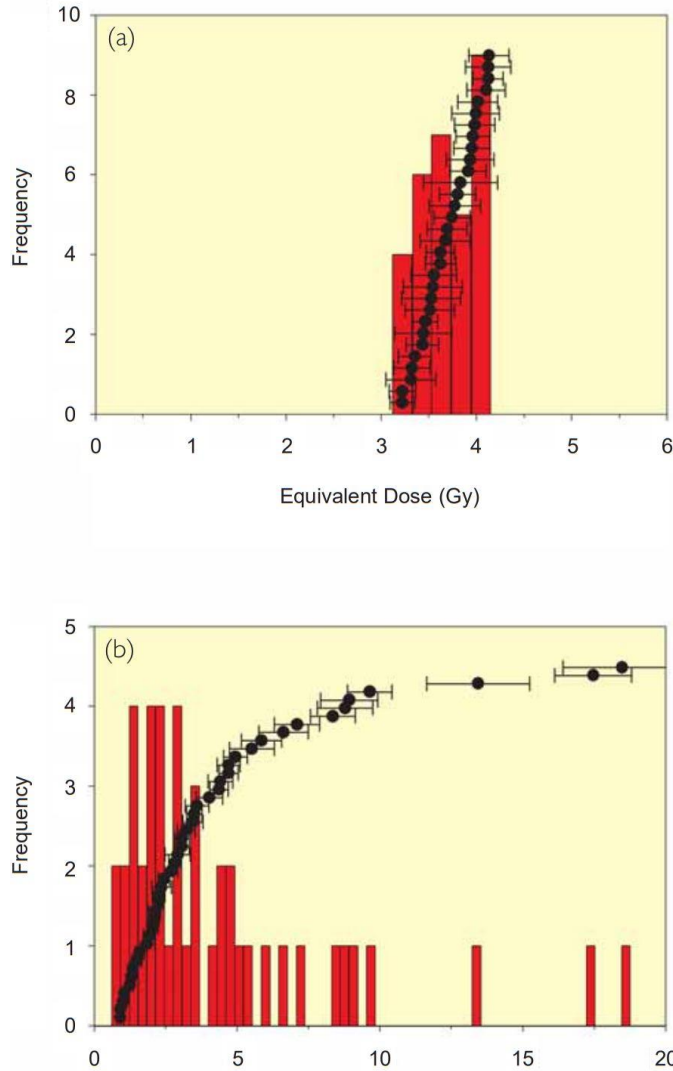


Figure 3.9: Histogramme de valeur de D_e pour deux échantillons. A : Échantillon d'une dune de sable suffisamment blanchi montrant des valeurs de D_e très dispersées. B : Échantillon issu d'un environnement fluvial montrant des valeurs de D_e élevées, impliquant que seulement certains grains ont été suffisamment blanchis. Modifié d'après Olley et al 1998.

3.2.5 Procédure analytique réalisée

3.2.5.1 Récolte des échantillons

Chaque échantillon est prélevé en enfonçant un tube de 5-10 cm de diamètre dans un sédiment dont les 10 premiers centimètres du côté exposé à la lumière ont été enlevés. L'échantillon doit ensuite être protégé de la lumière. En parallèle de l'échantillon utilisé pour la datation par luminescence, un second échantillon de sédiment doit être prélevé pour effectuer une mesure de la dose environnementale. Ce second échantillon (environ 700 g pour un sédiment grossier et 50 g pour un sédiment fin) doit être représentatif de l'échantillon qui sera daté, c'est-à-dire localisé au plus près et dans le même sédiment que l'échantillon prélevé avec le tube.

3.2.5.2 Séparation du quartz et du feldspath

Dans le cadre de cette thèse, les datations par luminescence ont été effectués sur du feldspath. Le tube contenant l'échantillon est ouvert tout en enlevant une partie du sédiment localisé sur les extrémités du tube afin de se prémunir de toute exposition involontaire à la lumière naturelle. L'échantillon issu du tube est tamisé à l'eau pour garder la fraction entre 180 et 210 μm . Ces étapes ont été réalisées au laboratoire ISTERRE de Grenoble.

Le reste des étapes a été réalisé à l'institut de géologie de Berne, en Suisse. L'échantillon est traité pendant une demi-journée avec de l'HCl pour dissoudre les carbonates, puis pendant une autre demi-journée avec du peroxyde

d'hydrogène (H_2O_2) pour supprimer la matière organique. L'échantillon est ensuite placé dans une ampoule à décanter remplie d'une solution d'hétéropolytungstate de sodium (LST) dont la densité est ajustée à 2,7 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ avec de l'eau distillée. Le quartz et le feldspath de densité inférieure flottent dans l'ampoule et sont séparés des minéraux plus lourds localisés au fond de l'ampoule. L'échantillon est rincé puis séché et placé à nouveau dans une ampoule remplie de LST dont la densité est ajustée avec de l'eau distillée à 2,58 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Les feldspaths de densité inférieure migrent en haut de l'ampoule et le quartz de densité supérieure est récupéré au fond de l'ampoule. Le quartz et les feldspaths sont ensuite rincés et séchés.

3.2.5.3 Mesure de la dose environnementale

La mesure de la dose environnementale est réalisée après avoir pesé les échantillons prévus à cet effet avant et après séchage afin de déterminer la teneur en eau. Les échantillons secs sont placés dans des boîtes calibrées puis l'intensité du rayonnement γ est mesurée au département de chimie et de biochimie de l'université de Berne, permettant de mesurer la concentration en éléments radioactifs principaux dont l'U,

le Th et le K par spectrométrie gamma haute résolution. Le calcul de la dose environnementale est réalisé avec le calculateur en ligne DRAC (Durcan, et al., 2015) en prenant en compte la teneur en eau et la granulométrie de l'échantillon.

3.2.5.4 *Mesure de la dose équivalente*

Les mesures de luminescence ont été réalisées à l'institut de Géologie de l'université de Berne en utilisant un lecteur de luminescence Risø TL/OSL DA-20. Cet appareillage est équipé d'une source $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Yb}$ de rayonnement β . La stimulation des feldspaths est réalisée avec un laser infrarouge sur les mono-grains et avec une diode infrarouge pour les mono-aliquotes de 140 mW, émettant une longueur d'onde de 875 nm ajustée avec un filtre optique RG-780. Les signaux IRSL sont détectés dans des longueurs d'ondes correspondant au bleu avec une combinaison de filtres optiques Schott BG-39 et L.O.T-Oriel D410/30 nm. Les doses équivalentes des aliquotes de 1 mm de diamètre et des mono-grains sont mesurées avec le protocole post-IR IRSL.

Les mesures ont été effectuées sur 24 aliquotes de 1 mm de diamètre à 100 trous, contenant 3-4 grains et sur deux disques de 300 μm contenant 100 trous pour les mesures mono-grain. Les mesures sur mono-grains ont été réalisées pour les échantillons les moins blanchis. La courbe de calibration est ajustée sur une fonction exponentielle.

La dose équivalente du feldspath est mesurée avec deux cycles préchauffage, irradiation et stimulation. Pour les mono-aliquotes, le préchauffage est effectué à 180°C pendant 60 s. Les deux stimulations infrarouges sont réalisées à 50°C pendant 100 s, puis à 150°C pendant 200 s. L'aliquote est soumise à une dose test pendant 500 s au début du premier cycle. Pour les mono-grains, les deux stimulations infrarouges sont réalisées à 50°C pendant 5 s, puis à 150°C pendant 5 s.

La correction du « fading » est calculée par moyenne pondérée des valeurs de g (Huntley & Lamothe, 2001). Lorsque g est inférieur à 1%/décade, la correction n'est pas appliquée.

3.2.5.5 *Analyses statistiques*

Les doses équivalentes naturelles sont analysées avec un CAM ou un FMM dans le cas d'un blanchiment partiel de l'échantillon. Le blanchiment est considéré significatif lorsque ; 1. On observe une forte disparité entre les estimations de D_e issues des aliquotes et des mono-grains. 2. On observe une distribution multimodale et une forte dispersion des D_e . On considère une dispersion forte lorsqu'elle est supérieure à 20% pour les aliquotes et supérieure à 30% pour les disques mono-grains (Galbraith & Roberts, 2012; Gaar & Preusser, 2019).

3.3 DONNÉES UTILISÉES : MODÈLES NUMÉRIQUE DE TERRAIN (MNT)

Les analyses géomorphologiques ont été effectuées à partir de MNT représentant numériquement la topographie d'une zone déterminée. Le MNT utilisé est le RGE ALTI[®] de l'institut national de l'information géographique et forestière (IGN). Ce MNT est utilisé pour la description du relief français et réalisé pour chaque département. Le système de projection est le Lambert 93 sur le système géodésique local RGF93. Le RGE ALTI[®] décrit la forme du relief nu, c'est-à-dire dépourvu de tous les éléments formant un sursol comme les bâtiments ou la végétation.

Le MNT est formé d'une grille régulière dont l'altitude de chaque nœud correspond à l'altitude du terrain. Le pas de la grille est identique en X et Y et est de 5 m pour le RGE ALTI[®] 5 m et de 1 m pour le RGA ALTI[®] 1 m. Les nœuds de la grille ne coïncident pas exactement avec les points caractéristiques du relief, comme les sommets ou les cols. Plus le pas du MNT est grand, plus les formes du relief seront lissées, les lignes de crêtes et les microreliefs peuvent ainsi disparaître.

Les données ayant permis la création du MNT sont issues de plusieurs sources selon le type de paysage et les besoins des utilisateurs (Figure 3.10). Ces sources sont le LIDAR, le radar et la photogrammétrie. L'exactitude altimétrique du MNT dépend de la méthode d'acquisition et des zones traitées. Les zones acquises par LIDAR (zones inondables, littoraux, massifs forestiers) ont une résolution altimétrique comprise entre 0,2 et 0,5 m. Pour les zones acquises par radar (massifs montagneux), et dans les zones de forte pente, l'exactitude altimétrique est de 7 m. Sur le reste du territoire, la photogrammétrie a été utilisée. L'exactitude altimétrique est dans ces zones comprises entre 0,5 et 0,7 m. Dans les zones boisées, l'altitude du sol peut être acquise grâce à des données altimétriques anciennes. Enfin, certaines zones n'ont pas été couvertes pour l'acquisition de données utilisées pour la création du RGE ALTI®, et sont couvertes par le MNT précédent (MNT BD ALTI®).

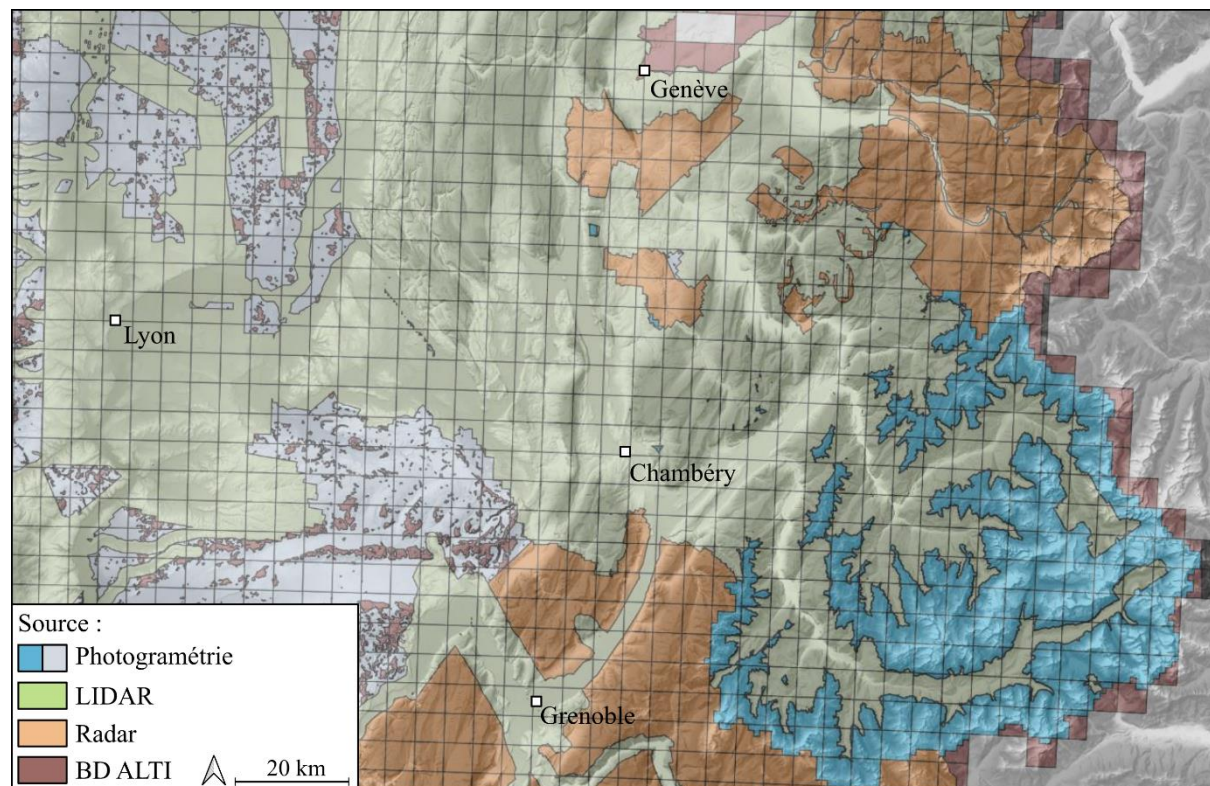


Figure 3.10: Carte de la zone d'étude montrant les sources des données utilisées pour la création du RGE ALTI®

Le RGE ALTI® 5 m a été utilisé pour des analyses géomorphologiques à l'échelle de la zone d'étude et pour l'étude du piémont. En effet, la résolution du MNT est suffisante par rapport à l'échelle des morphologies étudiées. Pour les zones internes et plus précisément la vallée de l'Arc, les morphologies sont beaucoup plus petites et nécessitent l'utilisation du RGE ALTI 1 m.

3.4 RECONSTITUTIONS DU GLACIER DE L'ARC

La reconstitution géométrique de paléoglaciers est un outil indispensable pour produire des lignes d'équilibres glaciaires permettant d'en déduire des informations sur la dynamique glaciaire et sur les conditions paléoclimatiques. Les méthodes de reconstitution de la surface et du volume d'anciens glaciers sont basées sur des indices morphologiques comme des moraines terminales ou latérales, des trimlines, des terrasses de kame ou encore des deltas proglaciaire (Lukas, 2006; Rea & Evans, 2007; Federici, et al., 2008; Pellitero, 2013). Cependant, ces morphologies sont la plupart du temps mal préservées ou absentes, principalement en zone d'accumulation et sont de plus en plus dégradées au cours du temps. L'utilisation

conjointe des morphologies disponibles et d'une reconstitution numérique est une démarche efficace pour reconstituer les paléoglaciers.

Les reconstitutions glaciaires sont réalisées pour le bassin de l'Arc. Le retrait des dépôts post-glaciaires de la vallée de l'Arc est une étape préliminaire pour la reconstitution glaciaire. L'objectif est de reconstituer la topographie sous-glaciaire en supprimant virtuellement les dépôts post-glaciaires. Ces dépôts sont principalement des dépôts de versant issus de processus fluviaux ou gravitaires ainsi que des dépôts fluviaux, fluvioglaciaires et lacustres constituant le fond plat de la vallée (Hugonin, 1988; Crouzet, et al., 1999; Marnezy, 1999; BRGM, 2005).

3.4.1 Krigeage

Le krigeage ordinaire est utilisé pour la suppression des dépôts post-glaciaires. Le krigeage est une méthode de géostatistique réalisant une interpolation spatiale permettant de générer une surface à partir d'un ensemble de points géoréférencés indiquant chacun une valeur (ici une altitude). Cette méthode est basée sur les relations statistiques entre les différents points en calculant l'espérance d'une variable aléatoire. Cette méthode est utilisée lorsque la variable, ici l'altitude, suit un schéma particulier (autocorrélation spatiale). Le krigeage est donc très souvent utilisé en géologie ou en science du sol. L'ensemble des interpolations réalisées par krigeage ont été effectuées sur le logiciel SAGA. Le krigeage se fait en deux étapes. La première consiste à estimer l'autocorrélation spatiale en créant un variogramme et en y ajustant une fonction. La seconde étape est la réalisation de l'interpolation des points.

Les points nécessaires à cette interpolation sont issus des versants et des données de forage et de méthodes géophysiques.

3.4.1.1 *Points issus des versants*

Les points issus des versants sont utilisés pour extrapoler la pente des versants de la vallée. Les points choisis sont localisés sur le substratum rocheux. Plus précisément, les points ont été positionnés directement au-dessus du fond de la vallée sur les zones de plus forte pente de manière à ne pas extrapoler des replats, ce qui fausserait la géométrie sous-glaciaires (Figure 3.11). Les points sur les versants sont aussi positionnés sur des dépôts post-glaciaires n'ayant pas significativement modifié la topographie et dont la géométrie est mal connue, comme les glissements. Les points sont également localisés sur les dépôts sous-glaciaires comme le till de fond (Figure 3.11). L'ensemble de ces dépôts et morphologies a été cartographié sur les cartes géologiques et dans le cadre de différentes études sur le Quaternaire de la Maurienne (Barbier, et al., 1973; Barféty, 1980; Hugonin, 1988; Debelmas, 1989; Fudral, et al., 1994; Crouzet, et al., 1999; Doudoux, et al., 1999; Barféty, et al., 2006).

L'altitude de ces points a été obtenue à partir du modèle numérique de terrain (MNT) haute résolution RGE ALTI® 1m publié par l'institut national de l'information géographique et forestière (IGN®).

3.4.1.2 *Points issus des forages et de méthodes géophysique*

Les points issus de données géophysiques (Figure 3.11, Annexe 3) proviennent de plusieurs méthodes dont la sismique réfraction (Barlet, 1998; Crouzet, et al., 1999; Menard, et al., 2006) et la sismique hybride et réflexion (Antoine, 2014). Les points de forage proviennent du site internet Infoterre (<https://infoterre.brgm.fr/viewer/MainTileForward.do>) de la base de données du sous-sol (BSS) du bureau de recherches géologiques et minières (BRGM). Enfin, d'autres sont issus du centre d'étude technique de l'équipement (CETE) de Lyon et d'électricité de France (EDF) déjà utilisés pour reconstituer la géométrie du substratum en Maurienne (Crouzet, et al., 1999; Antoine, 2014).

Le krigeage permet d'obtenir une surface tridimensionnelle de la topographie sous-glaciaire. Cette surface est fusionnée au MNT à l'emplacement des dépôts post-glaciaires à enlever de manière à reconstituer la topographie sous-glaciaire (Figure 3.11).

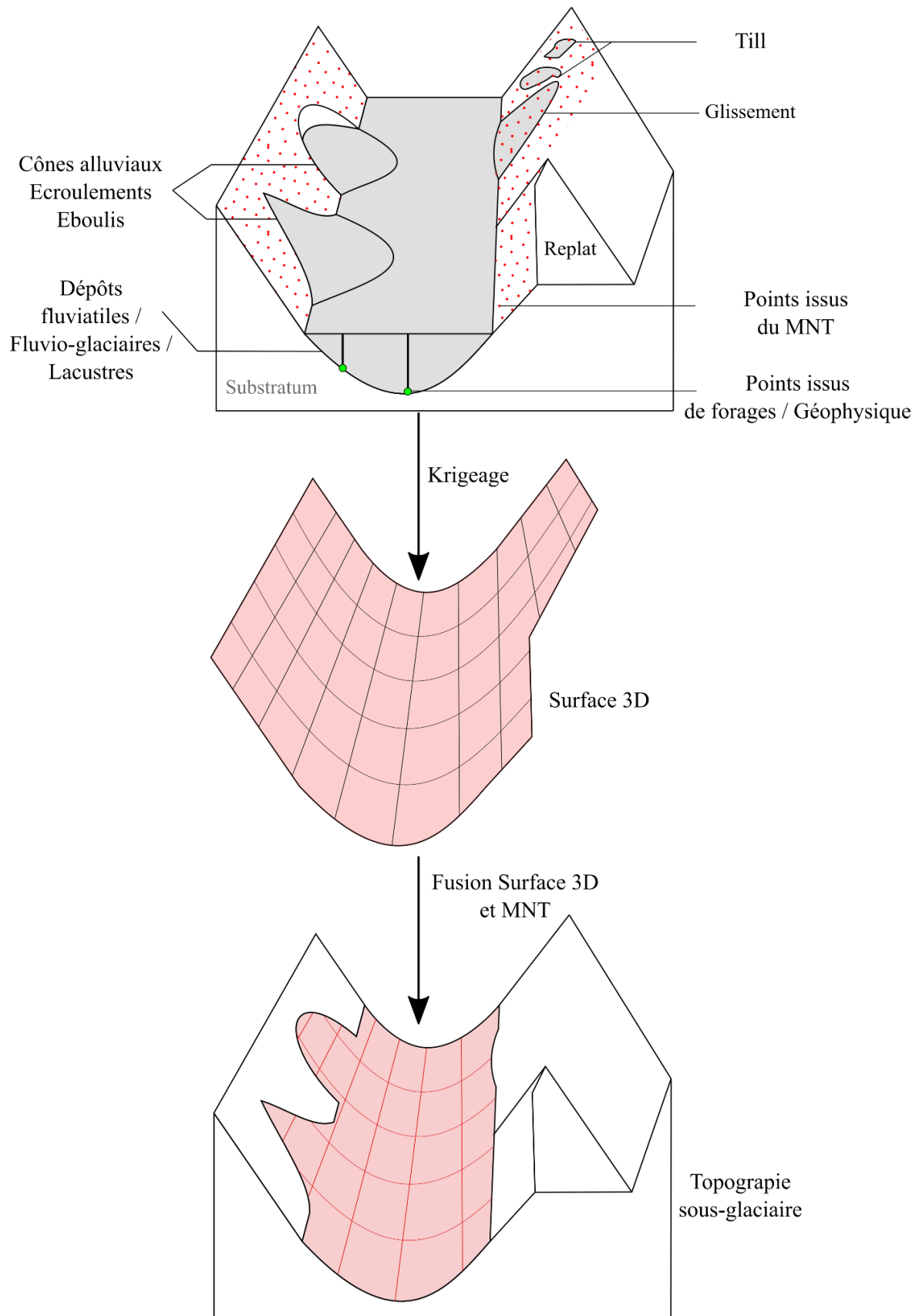


Figure 3.11: Schéma récapitulant les différentes étapes de reconstitution de la topographie sous-glaciaire à partir de l'extrapolation des versants, de l'analyse de forages et de données issues de méthodes géophysiques.

3.4.2 Modélisation des paléoglaciers

La reconstitution des glaciers souhaitée est géométrique, sans considérer d'entrées paléoclimatiques. La reconstitution de la surface des paléoglaciers a été réalisée grâce à la toolbox GlaRe développée pour le système d'information géographique ArcGis (Pellitero, et al., 2016). Cette toolbox permet de réaliser des modèles diagnostiques se concentrant sur les lois de l'écoulement de la glace. Les modèles obtenus sont des reconstitutions géométriques de la surface de la glace de paléoglaciers à un instant donné. Plus précisément, la toolbox permet de calculer une épaisseur de glace à partir de la topographie sous-glaciaire, en suivant les lignes de flux de glace du paléoglacier. La toolbox considère une rhéologie de la glace parfaitement plastique (Benn & Hulton, 2010). La modélisation des paléoglaciers utilise plusieurs données d'entrée : 1- le modèle numérique de terrain (MNT) de la topographie sous-glaciaire, 2- les lignes de flux de glace du paléoglacier, 3- la contrainte de cisaillement basale et 4- le facteur de forme F.

3.4.2.1 Le MNT utilisé

Le MNT utilisé est celui dont la topographie sous-glaciaire a été reconstituée (voir paragraphe « Krigeage »). La suppression virtuelle des dépôts quaternaires du MNT permet : 1- d'éviter une surestimation de l'altitude de la surface de la glace lors des reconstitutions glaciaires ; 2- de ne pas biaiser la morphologie du glacier reconstitué à cause du fond plat actuel de la vallée et des dépôts post-glaciaires ; 3- de simplifier le calcul des volumes de glace. Ce MNT a été rééchantillonné pour obtenir une résolution horizontale de 20 m. Cette résolution permet un temps de calcul des reconstitutions des paléoglaciers raisonnable et une résolution des reconstitutions suffisante.

3.4.2.2 Lignes de flux

Les lignes de flux correspondent au flux de glace des paléoglaciers modélisés, l'extrémité aval d'une ligne de flux débute au front du paléoglacier. La toolbox génère des points sur les lignes de flux puis pour chaque point, l'altitude de glace est calculée. Ces points d'altitude sont ensuite interpolés pour produire une surface 3D par la méthode développée par Hutchinson (1989). Cette méthode d'interpolation passe par tous les points d'altitude de glace générés par la toolbox (Pellitero, et al., 2016). En zone d'accumulation d'un glacier, la forme concave est liée aux lignes d'écoulement de la glace à l'origine d'un mouvement d'abaissement suivant une vitesse dite de submergence. En zone d'ablation, la forme convexe est liée aux lignes d'écoulement de la glace à l'origine d'un mouvement d'élévation, c'est la vitesse d'émergence (Cuffey & Paterson, 2010). L'interpolation n'est pas capable de générer les effets des vitesses submergentes et émergentes à l'origine de la forme typique concave et convexe de la surface d'un glacier retrouvée respectivement en zone d'accumulation et d'ablation (Pellitero, et al., 2016).

3.4.2.3 Le cisaillement basal

L'écoulement des glaciers est permis grâce à la pente du substratum et grâce aux gradients de pression dans la glace, liés à la variation d'épaisseur du glacier entre sa zone d'accumulation et son front. L'écoulement de la glace est freiné au contact de son lit par frottement, cette trainée est appelée cisaillement basal. Des expérimentations indiquent des valeurs de cisaillement basal comprises entre environ 50 et 150 kPa pour les glaciers de vallées (Nye, 1952b). D'autres modélisations plus récentes indiquent des valeurs comprises entre 100 et 200 kPa toujours dans le cas de glaciers de vallée (Braedstrup, et al., 2015). Des valeurs mesurées pour des glaciers de vallée sur le continent nord américain indiquent des cisaillements basaux entre 50 et 150 kPa pour le glacier Athabasca au Canada (Paterson, 1970), 160 et 80 kPa pour les glaciers McCall et Worthington respectivement, en Alaska (Joel, et al., 2001; Rabus & Echelmeyer, 2017) et 170 kPa pour le glacier Blue dans l'état de Washington (Meier, et al., 1974). En Europe, un cisaillement basal de 130 kPa a été mesuré pour le glacier Storglaciären en Suède (Hanson & Hooke, 1994). Des valeurs entre 100 et 65 kPa ont été utilisées pour des reconstitutions de la surface de paléoglaciers de la vallée de Dora

Baltea depuis le LGM jusqu'au Dryas récent, basées sur des contraintes géomorphologiques et chronologiques (Serra, et al., 2022). Sans contrainte permettant de fixer la pente de la surface des paléoglaciers reconstitués, la valeur choisie de cisaillement basal est de 100 kPa. Elle est la valeur par défaut de la toolbok GlaRe et correspond à une valeur moyenne rencontrée pour les glaciers de vallée.

3.4.2.4 *Facteur de forme F*

Dans le cas de glaciers de vallée, une trainée latérale liée aux frottements du glaciers contre les versants va s'ajouter au cisaillement basal (Nye, 1952b; Shilling & Hollin, 1981; Benn & Hulton, 2010). Pour prendre en compte cette trainée latérale, le modèle de reconstitution glaciaire utilise le facteur de forme F. Ce facteur est un coefficient décrivant la forme d'une section transversale d'une vallée. Il est compris entre 0 et 1 et permet d'estimer la proportion du cisaillement basal par rapport à la trainée latérale. Lorsque F est proche de 0, la vallée est encaissée et la trainée latérale est importante par rapport au cisaillement basal. A l'inverse, pour un F proche de 1, la vallée est très ouverte et la trainée latérale est négligeable.

4 RÉSULTATS : CHRONOLOGIE ABSOLUE DES FLUCTUATIONS DU LOBE LYONNAIS

Ce chapitre présente 3 articles publiés : “Geometry of glaciofluvial deposits and dynamics of the Lyonnais lobe ice front during the last glacial period (France, Northern Alps)”, “Out-of-phase Late Pleistocene glacial maxima in the Western Alps reflect past changes in North Atlantic atmospheric circulation” et “Palaeogeographical reconstruction of the western French Alps foreland during the LGM using cosmogenic exposure dating”.

Dans ces articles, les méthodes de datation par exposition ^{10}Be et par luminescence (OSL) ont été appliquées sur le piémont des Alpes occidentales françaises. Plus précisément, les datations par luminescence ont été réalisées sur les épandages fluvioglaciaires au front du complexe morainique du lobe lyonnais. Les datations par exposition ont été réalisées sur blocs erratiques et glaciaires localisés sur le piémont. Ces 3 études visent à établir un cadre chronologique absolu des fluctuations glaciaires du lobe lyonnais au cours du Pléistocène supérieur.

4.1 Geometry of glaciofluvial deposits and dynamics of the Lyonnais lobe ice front during the last glacial period (France, Northern Alps).

Les épandages fluvioglaciaires au front du complexe morainique du lobe lyonnais constituent une opportunité de dater indirectement les extensions du lobe lyonnais. Avant toute datation, la géométrie, la dynamique et les corrélations entre les morphologies fluvioglaciaires et morainiques doivent être connues.

Les trois principaux couloirs fluvio-glaciaires ont été étudiés d'un point de vue géomorphologique à l'aide de MNT haute résolution afin d'analyser les relations entre les terrasses fluvioglaciaires et les différents ensembles de moraines. Des analyses sédimentologiques et des reconstitutions de la géométrie de ces épandages fluvioglaciaires à l'aide de forages ont permis de reconstituer leur dynamique au cours du dernier cycle glaciaire.

Ces travaux ont fait l'objet d'un article publié en anglais dans le Bulletin de la Société géologique de France en 2021.

Geometry of glaciofluvial deposits and dynamics of the Lyonnais lobe ice front during the last glacial period (France, Northern Alps).

ROATTINO Thibault: Université Savoie Mont-Blanc, Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, IFSTTAR, ISTERRE, Chambéry, France

Thibault.Roattino@univ-savoie.fr

CROUZET Christian: Université Savoie Mont-Blanc, Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, IFSTTAR, ISTERRE, Chambéry, France

BUONCRISTIANI Jean-Francois: Biogéosciences, UMR 6282 CNRS / Université Bourgogne Franche-Comté, Dijon, France

TISSOUX Hélène: BRGM, Unité Géologique de l'Aménagement des Territoires, Orléans, France

4.1.1 Abstract

Previous studies in the foreland of the French Western Alps, based on the analysis of geomorphological criteria for the internal moraine complex, show several stages of retreat or stagnation of the Lyonnais ice lobe during marine isotopic stages 4 and 2. Based on chronological data of the literature, the age of the Würmian maximum extension of the Lyon ice lobe must have occurred during MIS 4 but this result is still debated. At the Last Glacial Maximum, in the western part of the Lyonnais ice lobe, glaciofluvial corridors were active during flash floods draining glacial meltwater. Today, these corridors are dead valleys and display a series of terraces. In this paper, we analyse the sedimentary geometries and dynamics of three glaciofluvial corridors (Moidieu, Septeme and Heyrieux) located at the front of the internal moraine complex of the Lyonnais ice lobe. Upstream, the Moidieu corridor splits into three branches called North Moidieu, Central Moidieu and South Moidieu. Glaciofluvial deposits in the corridors are composed of pebbles and gravels in a sandy matrix. Sedimentary structures show mass flow events and the migration of river bars in braided channels which is characteristic of proximal glaciofluvial rivers in a proglacial environment. According to a new geomorphological map built using a high-resolution digital elevation model and an isopach map of the Quaternary deposits created from a compilation of the borehole data, we suggest that these corridors correspond to 'tunnel valleys' built during the most extensive Riss glaciation. Then during the Würm maximum glacial extension, these 'tunnel valleys' show complex infilling by glaciofluvial sediments during the Würmian maximal extent. In the three corridors, the number of river terraces can be better defined by using new geomorphological analyses. A total of three Würm terraces can be observed: two in the north and three in the south. This difference between the south and north is probably a result of climatic and tectonic forcing.

Key words: Lyonnais lobe, Würm, Geomorphology, Sedimentology, glaciofluvial, Moraines

4.1.2 Introduction

Quaternary glacial extent in the French Alps has been studied since the 19th century. These studies have primarily focused on the identification of erratic boulders and the mapping of moraine structures (Falsan and Chantre, 1879). Two moraine complexes have been identified in the marginal zone around the Alps and the Jura Mountains (Penck and Buckner, 1909). The external moraines complex is attributed to the Riss glaciation in the Northern French Alps, probably corresponding to marine isotopic stages (MIS) 8 to 6. A more internal moraines complex records the Würm glaciation corresponding to MIS 4 and 2 (Buoncristiani and Campy, 2011). Alpine glaciers flowed down to their foothills forming piedmont glaciers with several ice lobes during the Last Glacial Maximum (LGM). Very large ice lobes are located north of the Alps, which are from the west to east the Lyonnais, Rhône, Reuss, Rhine and Isar-Loisach ice lobes. These ice lobes are much smaller in the southern part of the Alps, e.g. the Ivrea, Ticino, Oglio, Garda and Tagliamento ice lobes (Ehlers and Gibbard, 2004) (Figure 4.1).

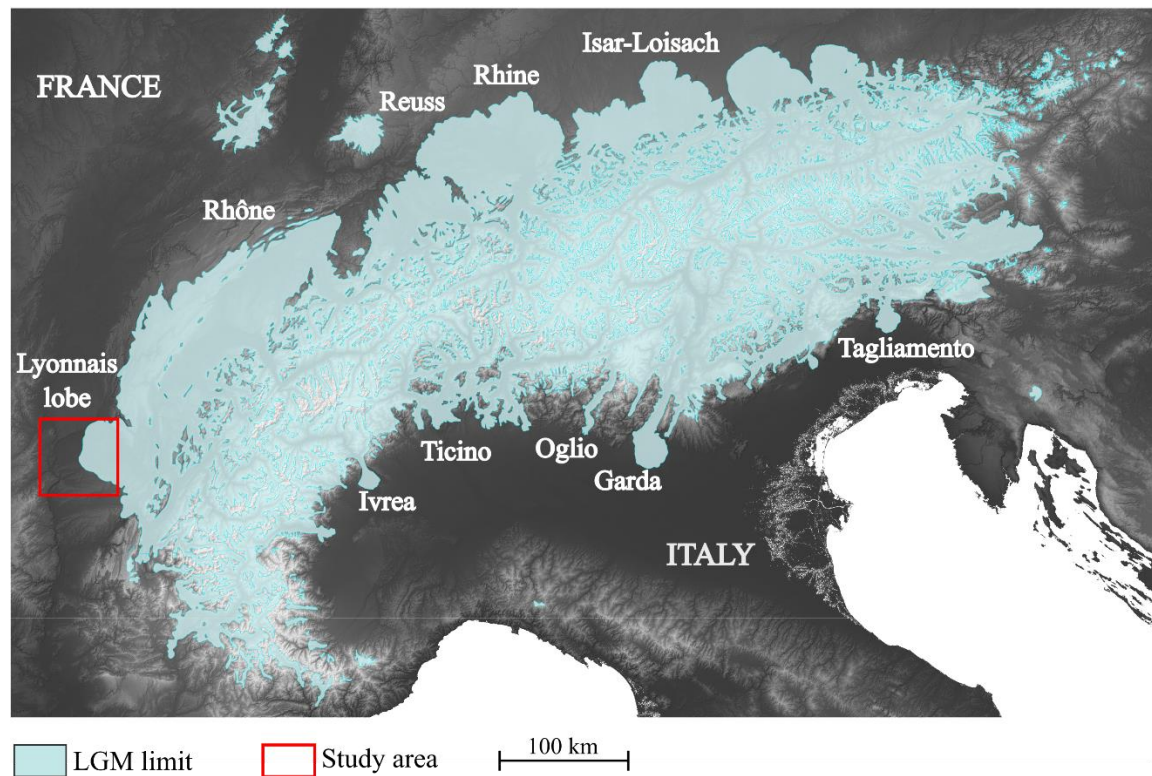


Figure 4.1: Map of the extension of the Alpine glaciers during the Last Glacial Maximum (Ehlers *et al.*, 2011) showing the ice lobes on the main piedmonts.

Several studies carried out in Switzerland, Austria and Italy have dated the age of the LGM as between 30 and 18 ka (Heiri *et al.*, 2014b; Wirsig *et al.*, 2016b). The age of the LGM is dated as between 25 and 22 ka in the Jura Massif (Buoncristiani and Campy, 2004). Radiocarbon (^{14}C) ages on wood fragments in the southern French Alps, more precisely in the Durance glacial deposit, show a maximal glacial extension close to 18 ka (Jorda *et al.*, 2000). Previous studies in the western Alps suggest two correlation hypotheses for the last maximal glacial extent with the Greenland isotopic record. First hypothesis based on the radiocarbon dating on plant remains and lacustrine paleomagnetic secular variations profiles suggests the beginning of the LGM between the isotopic stage 4 and 5. The second hypothesis rely on collagen of bones and tusks dating deem the beginning of the last maximal glacial extent between the isotopic stage 2 and 3 (Schoeneich, 1998). In this last hypothesis, the last maximal glacial extent in the western Alps would correspond to the global LGM.

Glaciofluvial corridors exist at the front of the Lyonnais ice lobe, displaying several glaciofluvial terraces built during the last maximal glacial extent and the different glacial retreats stages (Mandier, 1984). These palaeo-sandurs are currently dead valleys in which fresh outcrops can be accessed via several gravel pits. The goal of this study is to determine the geometry and to analyse the sedimentology of these three glaciofluvial corridors which are geomorphologically associated with the moraines of the Lyonnais ice lobe. This research will provide new geomorphological and sedimentological data so as to better understand interactions between climate and uplift, in order to determine how these factors, control glaciofluvial sedimentation and incision.

4.1.3 Geological setting

The Lyonnais ice lobe is located in the lower ‘Dauphiné’ region in the western part of the French Alps. The study area corresponds to the southern part of the Lyonnais ice lobe, and it integrates the Moidieu, Septeme and Heyrieux palaeo-fluvial corridors (Figure 4.2). The pre-Quaternary substratum in this area corresponds mainly to Miocene sediment deposited within the Rhône Graben and in the western part to the Paleozoic basement (Sissingh, 2001). Two Miocene lithologies are described. The most abundant facies contains silt and micaceous sand which are locally cemented in sandstone. The second facies is a very discontinuous continental conglomerate with eastward increasing occurrence and thickness. The pre-Quaternary basement, close to the Rhône Valley, corresponds to metamorphic and plutonic Palaeozoic rocks. They are only exposed in areas downstream from the corridors (Chenevoy *et al.*, 1969; Chenevoy *et al.*, 1971; Elmi *et al.*, 1986; Sissingh, 2001).

According to the petrography of the erratic blocks and the various paleogeographic reconstructions, the ice that feeds the Lyon ice lobe would have flowed from the Mont-Blanc and Beaufortain massifs (Mandier, 2003; Buoncristiani and Campy, 2011), but also probably from the Tarentaise and part of the Maurienne accumulation zone (Mandier, 2003; Coutterand *et al.*, 2009; Coutterand, 2010). Quaternary deposits correspond to the LGM internal moraine complex and glaciofluvial outwash deposits (Delafond, 1889; Gigout, 1960; David, 1967). The glaciofluvial bodies are located in three corridors, Moidieu, Septeme and Heyrieux (Figure 4.2), where fluvial terraces are geomorphologically connected to frontal moraines. Using both fluvial terraces and frontal moraines, five stages of retreat are identified (labelled A to E) (Mandier, 1984). Stage A, called ‘old Würm’, is older than 35 ka (beyond the ¹⁴C analytic limit) (Vilain *et al.*, 1988) and represents the maximal extension of the Lyonnais ice lobe during the Würm period (Mandier, 2003). Stages B and C result from the limited recession of the glacier. During stage D, the glacier has retreated enough eastward, and glaciofluvial corridors are no longer supplied by glacial meltwater. Stage E corresponds to a decay stage of the glacier (Mandier, 1984) that left deposits on the downslope of the Alpine and Jura massifs. This last stage probably occurred at around 18,250 cal. BP (Mandier *et al.*, 2003).

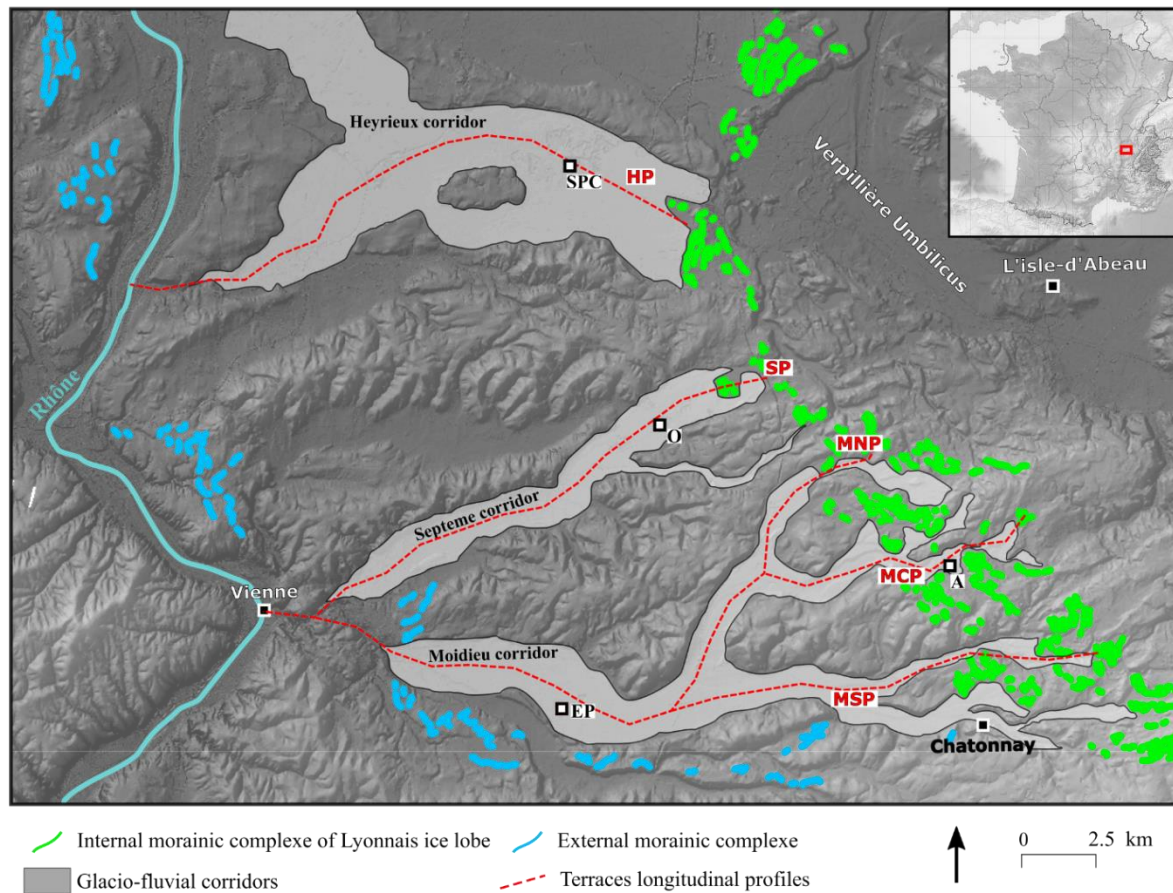


Figure 4.2: Map of the external (Riss) and internal (Würm) moraine complexes of the Lyonnais ice lobe including the three studied corridors: the Moidieux, Septeme and Heyrieux corridors. The squares with black borders show the location of the studied gravel pits. A: Artas gravel pit; EP: Eyzin-Pinet gravel pit; SPC: St Pierre-de-Chandieu gravel pit; O: Oytier gravel pit. The longitudinal profiles of the terraces shown in Figure 4.6 are indicated by red dotted lines. MSP: Moidieu south profile; MCP: Moidieu central profile; MNP: Moidieu north profile; SP: Septeme profile; HP: Heyrieux profile

4.1.4 Methods

4.1.4.1 Geomorphological map

A new geomorphological map of the glaciofluvial corridors is established using a high-resolution digital elevation model (DEM) RGE ALTI® 5 m published by the French National Institute of Geographic and Forest Information (IGN®). The DEM have a resolution of 5 m, and the Lambert 93 projection system and RGF93 local geodesic system are used.

Würmian moraines and fluvial terraces are identified either based on their morphology on the DEM and new field observations or by using geological maps and previous studies (Mandier, 1984). Moreover, fluvial terraces and erosion channels are identified based on slope analysis, and more precisely two slope ranges defined with Qgis. The first span, between 1.5 and 5°, is used to show erosional channels and erosional bank. The second slope interval (between 4 and 16°) highlights the margins of the terraces. Terraces are correlated from one side of the valley to the other one using transverse topographic sections. Along a valley, longitudinal topographic sections are used to make correlations both between the terraces and with the moraines. Longitudinal profiles of the terraces are constructed for the Moidieu corridor (three profiles), Septeme corridor (one profile) and Heyrieux corridor (one profile). Longitudinal profiles are

calculated as a dimensionless curve in order to better compare the three corridors. The standardization is carried out from altitude H at the point of measurement normalized by the altitude from the outlet river to headwaters H_0 . The length of a stream from the river head to a measured point L is normalized by the total river length L_0 (Demoulin, 1998). The Langbein concavity index (CI) is calculated to quantify the differential concavity for each profile. It is defined as follows:

$$CI = \frac{2A}{H}$$

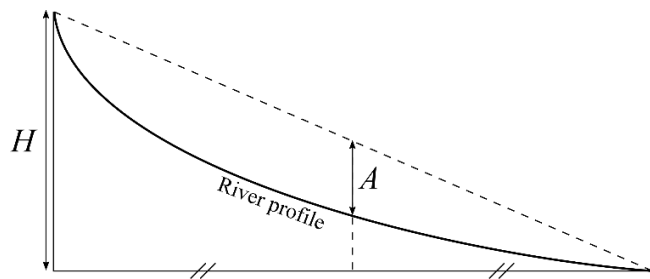


Figure 4.3: Variables A and H of the Langbein concavity index represented on a schematic river profile.

where A is the difference of altitude measured between the profile at the middle of the corridor length and a straight line linking the two endpoints of the profile, and H is the altitude between the headwaters and the outflow (Figure 4.3) (Langbein, 1964).

4.1.4.2 Field investigations

In the field area, the best outcrops for sedimentological investigations are gravel pits. Therefore, we studied four quarries located at Artas, Eyzin-Pinet, Oytier and St Pierre de Chandieu (Figure 4.2). Fresh outcrops in gravel pits provided the opportunity to identify the lithological, textural and structural characteristics of glaciofluvial deposits with very good outcropping conditions. It was also possible to identify the underlying Miocene molassic sandstones and conglomerates at the bottom of the excavations in particular at St Pierre de Chandieu. By describing faciès in the field, it was possible to define the characteristics of the very upper part of the Miocene and of the Quaternary deposits. These characteristics were then used in this study when reinterpreting the borehole data.

A composite synthetic log (Figure 4.4) was built from two sections observed in two gravel pits. Basal parts (A, B and C) come from the St Pierre de Chandieu gravel pit and the upper parts (C and D) come from Eyzin-Pinet gravel pit. Contact between basal and upper part was also observed.

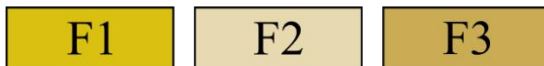
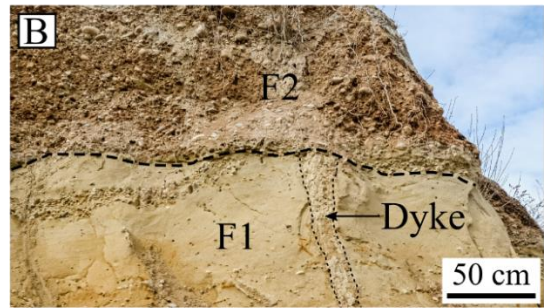
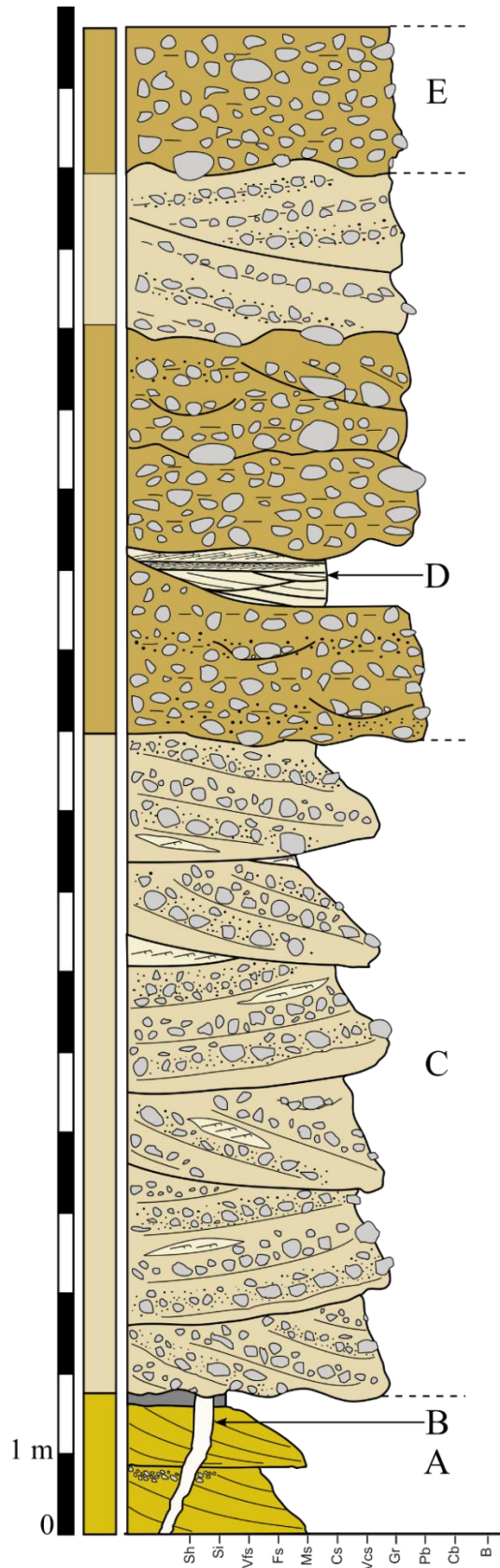


Figure 4.4: Summary log representative of the Würmian terraces showing the three sedimentological faciès (F1, F2 and F3) found in four gravel pits. Photos A, B, C, D and E illustrate the lithologies. Notice that faciès F3 is a combination of massive gravel beds (D) and sandy lenses (C).

4.1.4.3 Borehole data

Stratigraphical and petrographical descriptions of the boreholes are available on Infoterre's website (<http://infoterre.brgm.fr/viewer/MainTileForward.do>) from the French geological survey (BRGM) database (Banque du Sous Sol). In the study area, 152 boreholes were used to construct geological sections. Borehole descriptions can be used to identify the Quaternary deposits. The depth of the Miocene molasse is generally determined from drilling data well as petrographical characteristics defined during field observations. However, in the database, some borehole descriptions are sometimes imprecise and it was possible to correct several misinterpretations through observations made on the quarry sections. Therefore, it is sometimes difficult to identify the various different quaternary faciès and to determine the depth of the top of the Miocene. Thus, boreholes that cannot provide obvious distinctions between quaternary faciès and the Miocene were not used. Finally, enough boreholes provided relevant data to construct geological sections in the Moidieu and Heyrieux corridors. There were not enough available boreholes in the Septeme corridor.

4.1.4.4 Isopach map

An isopach map of the Quaternary deposits in the studied corridors is obtained from the analysis and re-interpretation of the 110 boreholes in our database. To complete this map, 32 Miocene outcrop points are also added when they are identified from field observations and geological maps around the corridors. All of the outcrop points used to construct the isopach map are located in the area encompassing the glaciofluvial corridors as well as on their hillside. Using the points displaying the depth of the Miocene, the interpolation surface, corresponding to the footwall of the Quaternary, is calculated by ordinary kriging using SAGA. When this surface is subtracted from the DEM, the isopach map of the Quaternary deposit is generated. An isopach map of the Septeme corridor was not created due to a lack of boreholes reaching the molassic bedrock in this area.

4.1.5 Results

4.1.5.1 *Geomorphological map*

Maximal length and width of the three corridors is 35 km long and 2.5 km wide for Moidieu corridor, 20 km long and 2 km wide for Septeme corridor and lastly 20 km long and 4.5 km wide for Heyrieux corridor.

In the Moidieu, Septeme and Heyrieux corridors, the geomorphological map shows the following four terraces (from high to low altitude): FgR, FgW1, FgW2 and FgW3, which are respectively geomorphologically connected to four different groups of moraines MR, MW1, MW2 and MW3. The other morphologies that can be observed are erosional channels and non-glacial deposits such as colluviums and post-glacial fluvial deposits (Figure 4.5).

The FgR terraces are the highest of all the evidenced terraces in the studied area. They cannot be geomorphologically connected to any moraines of the internal morainic complex. They also cannot be linked with the external morainic complex as this latter is far to the west. These FgR terraces are probably built during retreat phase of the penultimate glaciation and therefore they lie above the erosional surface of the Rissian glacier.

Terraces FgW1, FgW2 and FgW3 are correlated with moraines belonging to the internal moraine complex. Among them, the FgW1 terraces are the highest terraces and are associated with the most external MW1 moraines. The FgW2 terraces, found at mid-altitude, are connected to intermediate-position MW2 moraines. The FgW3 terraces are the lowest terraces correlated with the innermost MW3 moraines. The FgW1, FgW2 and FgW3 terraces gradually change from being well expressed and become unidentifiable toward the downstream part of the whole palaeosandur.

In the Moidieu corridor, the four terraces, FgR, FgW1, FgW2 and FgW3, have been identified. All of the moraines associated with the different branches of the Moidieu corridor are located at an altitude of approximately 500 m on the westward slope. In the downstream part, starting from the first confluence of the corridor, FgW1, FgW2 and FgW3 terraces are merged (Figure 4.5, Figure 4.6A, B and C).

The Septeme corridor show a small-sized FgW1 terrace upstream of the palaeosandur connected to a few poorly-preserved MW1 moraines located at an altitude of approximately 320 m. This terrace is surrounded by a FgW2 terrace connected to a set of MW2 moraine ridges at an altitude of approximately 250 m and is located on the edge of Verpillère trough (Figure 4.5, Figure 4.6D).

The Heyrieux corridor shows a broad FgW1 terrace connected to a NNE-SSW oriented MW1 moraine and a FgW2 terrace correlated with a NW-SW oriented MW2 moraine. FgW2 is delimited by a discontinuous and poorly preserved slope representing erosional gash. FgW1 and FgW2 merge roughly six kilometres downstream from the moraines. MW1 and MW2 are located at an altitude of approximately 280 m and directly border the Verpillère trough (Figure 4.5, Figure 4.6E).

The longitudinal profiles of the terraces connected to the moraines of the three corridors show distinct characteristics that are highlighted by their concavity index (CI). In the present work, this index was calculated from longitudinal profiles of FgW1 and FgW2 terraces that are present in all three corridors. The three profiles of the Moidieu corridor show a relatively straight shape (Figure 4.6A, B and C) which is confirmed by the low CI values (Figure 4.6F). The Septeme and Heyrieux profiles are more concave (Figure 4.6D and E) with relatively high CI values (Figure 4.6F). Downstream knickpoints (K) located on all profiles correspond to a lithological transition between the Miocene sands and the metamorphic and plutonic Palaeozoic basement rocks.

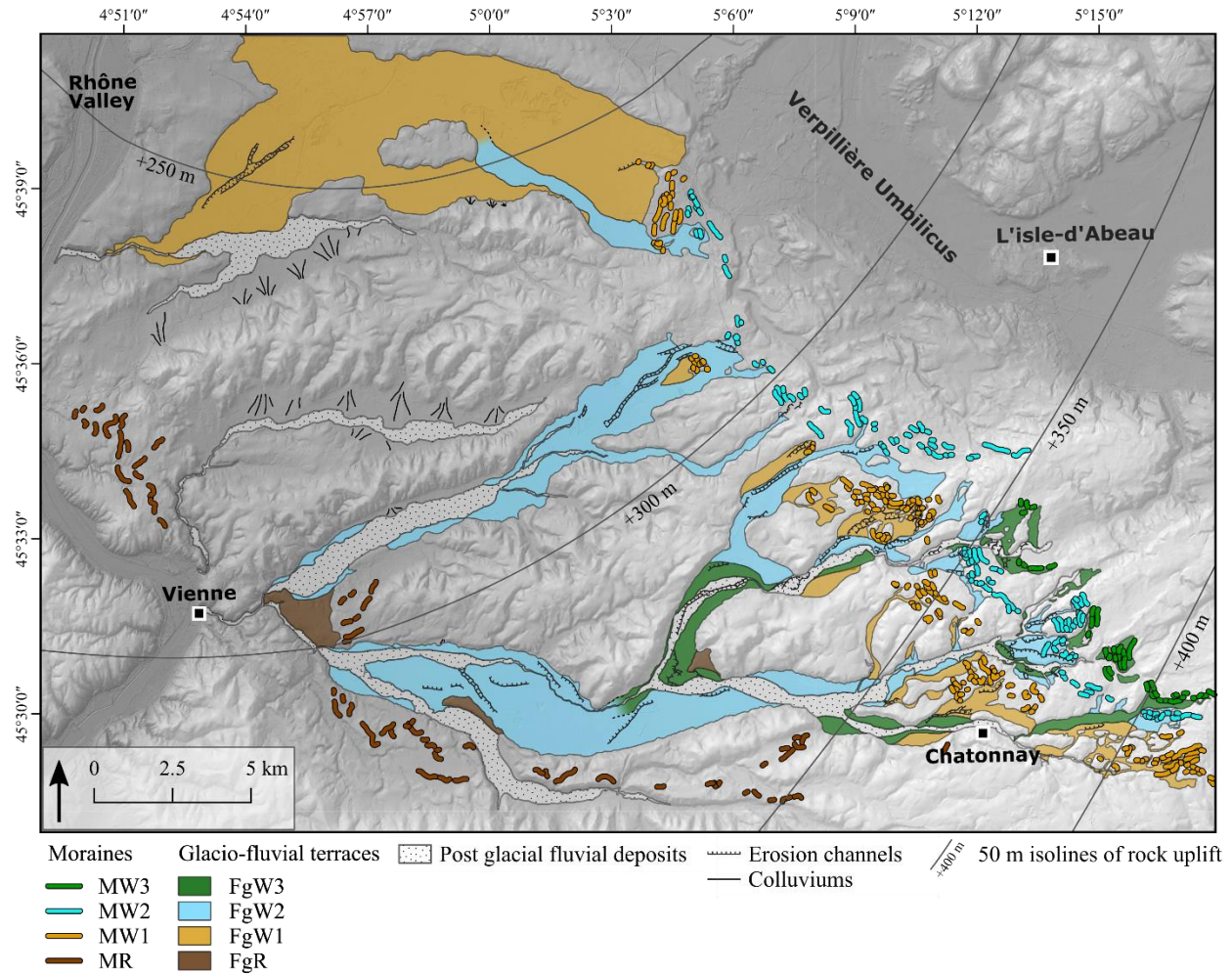


Figure 4.5: Geomorphological map showing the fluvial terraces and erosional channels of the Moidieu, Septeme and Heyrieux corridors at the front of the internal moraine complex of the Lyonnais ice lobe and the main post-glacial fluvial and colluvium deposits found in the study area. 50 m isolines of rock uplift come from numerical modelling of Quaternary erosion-induced alpine isostasy from Champagnac et al. (2007). Geodesic system used: WGS84, Projection system used: Lambert 93, Graticule units: Degrees minutes seconds.

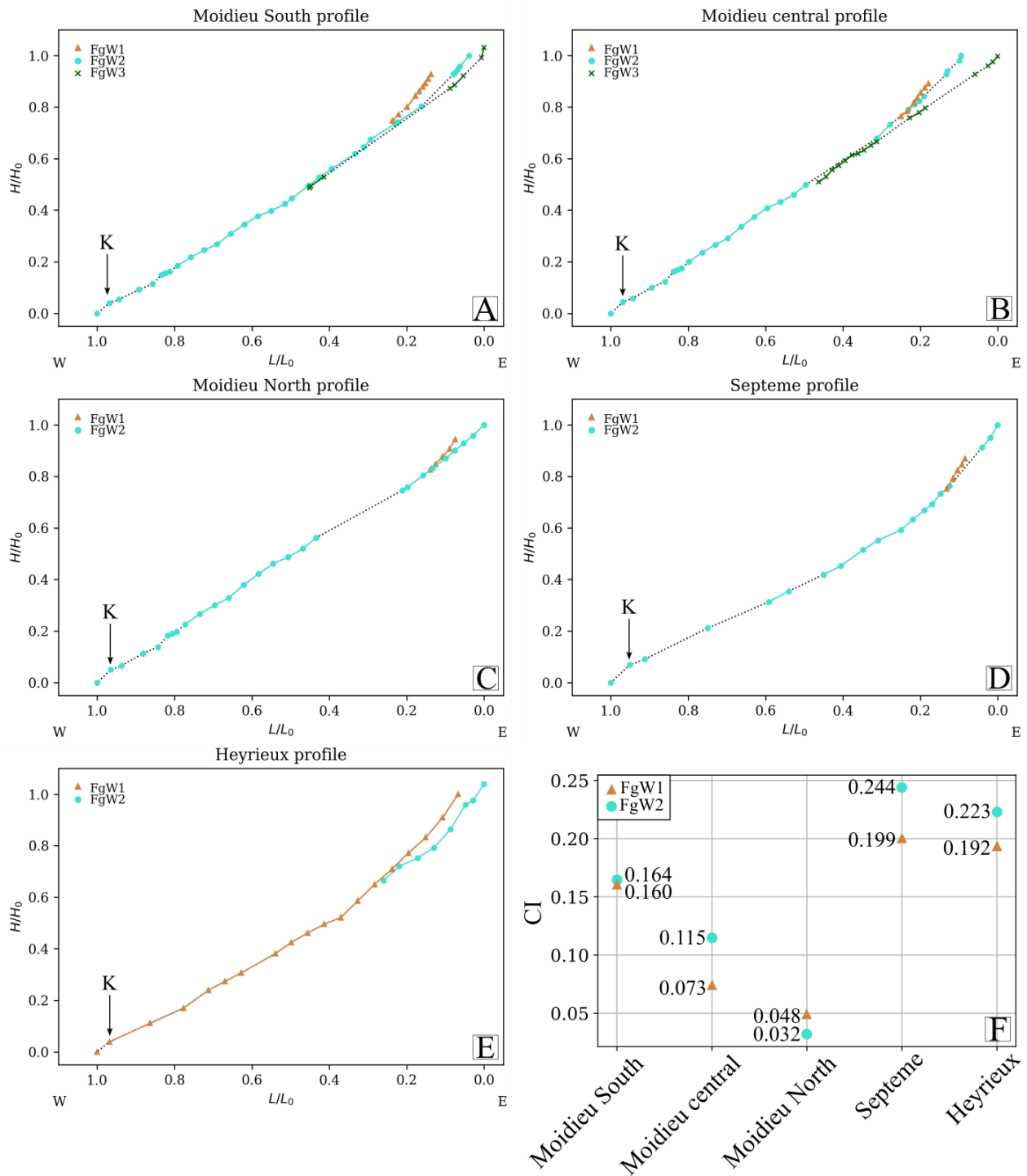


Figure 4.6: Dimensionless curves of the longitudinal profiles of the terraces and the CI values for the FgW1 and FgW2 terraces for the three studied glaciofluvial corridors. The full line connects the points taken at the site of each terrace, and each terrace is linked to the others by dotted lines. The triangles, circles and cross represent the points of the FgW1, FgW2 and FgW3 terraces, respectively. K: Downstream knickpoint position. A: Longitudinal profile for the South Moidieu branch. B: Longitudinal profile of the Central Moidieu branch. C: Longitudinal profile of the North Moidieu branch. D: Longitudinal profile of the Septeme corridor. E: Longitudinal profile of the Heyrieux corridor. F: CI values for the FgW1 and FgW2 terraces in all corridors. The location of the profiles is given in Figure 4.2

4.1.5.2 Isopach maps

The thickness of the Quaternary deposits in the Heyrieux corridor is greater in the upstream part (approximately 50 m) than in the downstream part (only a few meters; Figure 4.7). The same pattern is also displayed in the upstream part of the northern branch of Moidieu corridor but not in the southern branch. The Moidieu and Heyrieux corridors do not show comparable Quaternary depositional thicknesses.

Thickness displaying the highest absolute frequency for Moidieu corridor is approximately 25 m compared to 16 m for Heyrieux corridor. The longitudinal and transversal geological sections (Figure 4.8) show an irregular morphology of the top of the Miocene with slight overdeepening between 10 and 20 m in both corridors. The Quaternary erosion surface shows the existence of steeply sloping valleys, as shown by the south-eastern edge of section 2 (Figure 4.8), and the flanks of these valleys show slopes more than 20°. Finally, the width of each corridor is clearly smaller when the lithology of the pre-quaternary substratum changes, and thus corresponds to the Palaeozoic and Miocene boundary (Figure 4.8).

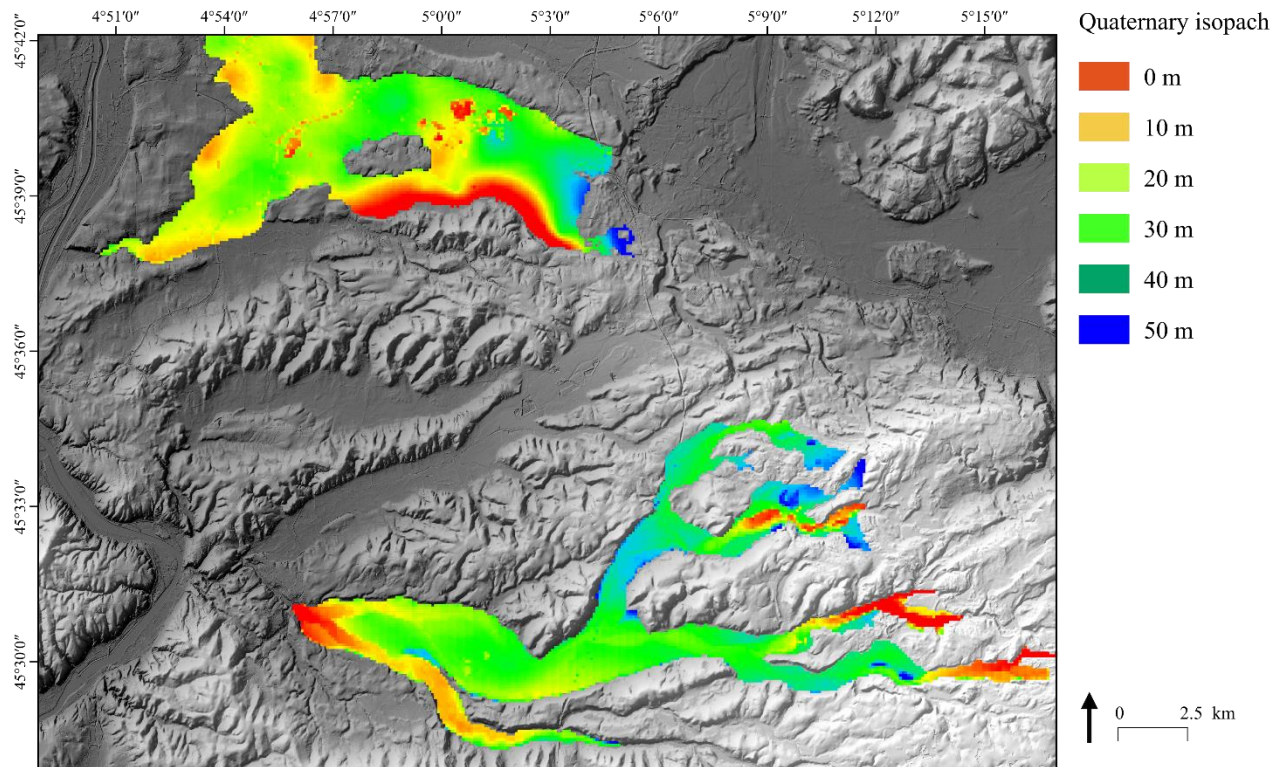


Figure 4.7: Isopach maps of the Moidieu and Heyrieux corridors. Geodesic system used: WGS84, Projection system used: Lambert 93, Graticule units: Degrees minutes seconds.

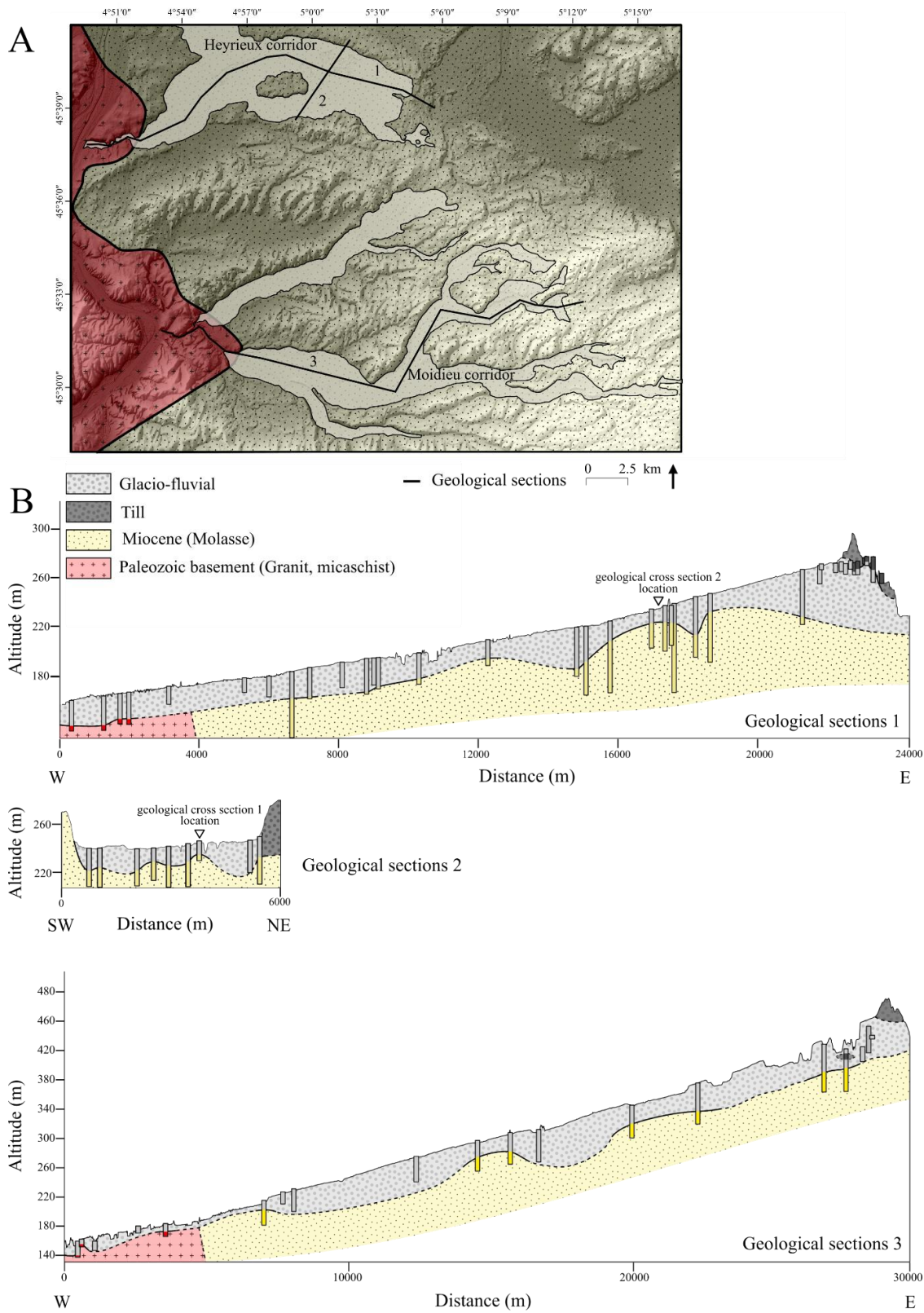


Figure 4.8: Location of the geological cross-sections (black lines) and position of the Palaeozoic and Miocene boundary (red dashed line). B: Longitudinal and transversal geological sections of the Heyrieux corridor (geological sections 1 and 2) and

longitudinal section of the Moidieu corridor (geological section 3) from borehole data showing the main Quaternary lithologies and the Miocene and Palaeozoic basement.

4.1.5.3 Sedimentological analysis

The sedimentary successions are divided into three sedimentary faciès, each defined on the basis of their grain-size, sedimentary structures and geometries (Figure 4.4).

F1: Micaceous sand with sigmoidal cross-strata

F1 is primarily comprised of well-sorted medium sand with yellow-to-brown micaceous and mud clasts showing sigmoidal cross-stratification within one-meter thick sequences. Sandy sequences are intercalated by horizontal silty layers measuring several tens of centimetres thick, and by rare gravel levels. Mud clasts sometimes contain marine gastropod shells. This F1 faciès is locally consolidated into sandstone due to diagenetic processes.

F2: Trough cross-bedded gravels to pebbles with small sandy lenses

F2 is composed of a polygenic gravels to pebbles with a sandy matrix. The observed thickness varies between 3 and 35 m. The clasts are slightly spherical, sub-angular to well-rounded. This faciès is poorly sorted, the cross-stratification is clearly visible and there are abundant alternating clast-supported and matrix-supported beds. Trough cross-bedded sequences are fining upward, sometimes grading into thin sand with current ripples. There are abundant small sandy lenses measuring several metres in length and several decimetres in thickness including current ripples.

F3: Massive gravels to cobbles including metric sandy lenses

F3 is mainly composed of polygenic gravels, pebbles and cobbles with a sandy matrix. The observed thickness varies between 8 and 10 m. Rare striated pebbles are only observed at the Eyzin-Pinet gravel pit. The clasts are slightly spherical and angular to well-rounded. The faciès is poorly sorted and sequences starting with erosional surfaces show diffuse horizontal planar bedding or crude massive stratification, and clast-supported beds prevail. Some rare sequences exhibit a fining-upward trend in a large-scale trough shaped erosion structure with planar cross-bedding filling. Few sandy lenses in trough-shaped erosion based are described; they are approximately 10 to 5 m long and are several metres thick. These lenses show oblique tangential bedding to trough- bedding, with some current ripples sometimes showing climbing-ripple assemblages.

4.1.6 Interpretation and discussion

4.1.6.1 Sedimentary analysis

F1: Micaceous sand with sigmoidal cross-strata

The faciès is composed of sand dunes with sigmoidal cross-stratification interpreted as the result of migrating tidal dunes (Reynaud and Dalrymple, 2012). Silty horizontal beds result from ebb flow conditions and mud clasts result from the erosion of clay layers during tidal flood cycles (Allen and Homewood, 1984). Gravel beds represent drainage channels infilling. These deposits are interpreted as a signature of tidal environment. They represent the Serravalian faciès (Miocene Molasse) found in the Heyrieux area (Lesueur *et al.*, 1990).

F2: Trough cross-bedded gravels to pebbles with small sandy lenses

Clast-supported and matrix-supported alternations in the gravel to pebble bar deposit indicate migration bars during high flow periods (Rust, 1972; Carling, 1990). These faciès correspond to cut-and-fill deposits

interpreted as a filling of erosion troughs (Maizels, 1993). Sandy lenses occur as a result of a lower flow regime and records bar depositions in chutes minor channels (Siegenthaler and Huggenberger, 1993). Current ripples in sandy lenses result from unidirectional low current velocity. The fining-upward sequences indicate deposition through the waning stages of high flow (Miall, 1983). This facies is typical of the deposits of superposed bars from unidirectional current in a proglacial braided channel river (Boothroyd and Ashley, 1975).

F3: Massive gravels to cobbles including metric sandy lenses

Horizontal bedding result from the migration of gravel deposits with a high velocity current during flood periods (Brodzikowski and Van Loon, 1991). Flood events usually generate erosion of the top of the underlying sequences. The presence of clast-supported beds corresponds to the progressive deposition of the bedload during flood phases (Rust, 1978). Massive and poorly-sorted gravels with sequences including cobbles result from hyperconcentrated flows. The gravel to cobble deposit with trough structures and oblique planar bedding represent the migration of 3D and 2D dunes linked to unidirectional current in lower flow regime (Maizels, 1993). The fining upward of some sequences are deposit through the waning stages of high flow (Miall, 1983). Sandy lenses are usually interpreted as channel abandonment infills under a low velocity current. Sand dunes and ripples result from low current velocity deposition (Miall, 1978). Therefore, F3 shows hyperconcentrated flow deposits and some rare striated pebbles, characterizing a proximal braided fluvial proglacial environment (Boothroyd and Ashley, 1975).

For F2 and F3, the polygenic nature and granulometry of the clasts, and the presence of few rare striated pebbles and sedimentary structures are characteristic of a Scott type sandur (Miall, 1978). The Scott type succession is named after the Scott outwash fan in Alaska studied by Boothroyd and Ashley (1975) and is typical of braided fluvial dominated proximal proglacial river recording aggradation and migration of gravel bars and deposition of sand lenses in abandoned channel.

4.1.6.2 *Isopach map*

The thickness of the glaciofluvial deposits in the studied area is similar to the glaciofluvial outwash of the Durance River beyond the Durance glacier, between 50 and 18 m thick (Gabert, 1984). The higher Quaternary thickness towards the upstream part corresponds to a proximal glaciofluvial fan. The isopach map and geological sections highlight the absence of significant pre-LGM glacial erosion. Comparatively, many alpine valleys are overdeepened such as the 'Grésivaudan' Valley which has been eroded by the Würm glaciers up to 314 m below sea level (Nicoud *et al.*, 2002). In the studied corridors, the morphology of the valley shows an abrupt beginning and termination and an irregular Quaternary erosion surface on top of the Miocene visible on the isopach map (Figure 4.7) and the geological sections (Figure 4.8). This typical morphology of the valley, may correspond to the tunnel valleys described under continental ice sheets (Van Der Vegt *et al.*, 2012 and references therein) or under alpine glaciers (Moscariello *et al.*, 1998; Dürst Stucki *et al.*, 2010). Considering the dimensions of the three corridors, the tunnel valleys interpretation is favoured, instead of glacials overdeepenings. Tunnel valley are excavated in relatively soft sediments such as the Miocene strata and overdeepening take place rather in consolidated rocks (Magrani *et al.*, 2020). Tunnel valleys are oriented parallel to the ice flow and have flanks with high slope values more than 20° (Cofaigh, 1996; Dürst Stucki *et al.*, 2010; Van Der Vegt *et al.*, 2012). This is in agreement with the high values measured for the slopes of the Miocene outcrops at the edges of the glaciofluvial corridors. The formation of porewater pressure-driven tunnel valleys can occur in the Miocene Molasse basement. The alternation of sand and sandstone layers with different permeabilities enables the processes involved in the formation of the tunnel valley to take place. According to the porewater pressure-driven model, ball-structures and dykes constitute the main deformations within preglacial sediment (Ravier *et al.*, 2015). Outcrops affording observation of such deformation are uncommon, but some dykes were observed in St Pierre de Chandieu gravel pit intersecting the Miocene basement and capped by glaciofluvial sediment (Figure 4.4). Tunnel

valley formation is inhibited on crystalline basements (Clark and Walder, 1994; Boulton *et al.*, 2009). This can explain the narrower width of the valleys and the disappearance of the corridors downstream, near the contact between the crystalline and the sedimentary pre-Quaternary basement. These tunnel valleys were probably formed during the most extensive glacier advance in the area (Riss glaciation).

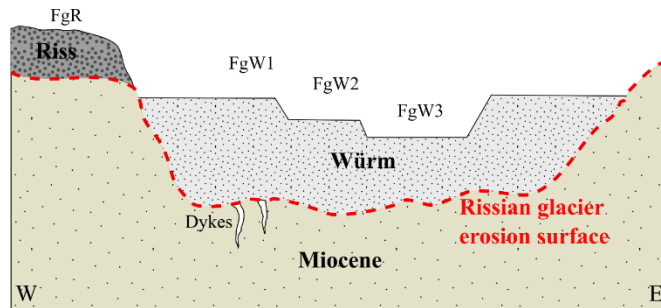


Figure 4.9: Orthogonal schematic section of one studied corridor summarising the chronological relation between the Miocene basement, the Rissian glacier erosion surface, the Rissian terraces and the Würmian proglacial deposits.

The FgR terraces are pre-LGM preserved deposits assumed to be contemporaneous from an older glaciation, probably the Riss glaciation as suggested by several authors (Chenevoy *et al.*, 1969; Chenevoy *et al.*, 1971; Mandier, 1984; Elmi *et al.*, 1986). In the studied area, FgR terraces constitute probably remains of kame terrace deposits built by meltwater floods during the first stage of the retreat of the Rissian glaciation. Thereafter during the Würm glaciation extent, tunnel valleys form the main proglacial corridor and are filled above the Riss

glacial erosion surface by a proglacial sediment wedge showing now the different FgW1, FgW2 and FgW3 terraces (Figure 4.9).

4.1.6.3 Terrace formation

The terraces that are connected to the internal moraine complex were therefore formed during the Würm glaciation. In the studied corridors, two possible hypotheses can explain the observations and the formation of those terraces hereafter developed: a climatic hypothesis and a tectonic hypothesis.

Climatic hypothesis:

In present-day proglacial systems, such as those in Iceland, the formation of glaciofluvial terraces occurs during glacial retreat (Marren, 2008; Marren and Toomath, 2013). Successive glacial retreats recede headwater position and river equilibrium profile. This shift results in the erosion of the upstream part of the glaciofluvial outwash (Thompson and Jones, 1986). This model applied to the Lyonnais ice lobe retreat stage explains the formation of terraces in the upstream part of the three corridors. The difference in the number of terraces between the three corridors is explained by the frontal position of the paleo-glaciers and by topography. The moraines in the Moidieu corridor are located on a west-facing slope, thereby enabling the supply of meltwater during each glacial retreat phase, and the formation of the FgW1, FgW2 and FgW3 terraces. Moreover, narrow valleys in the upstream part of the Moidieu corridors allowed for the deep erosion of palaeo-river beds and good terrace expression.

The location of the MW1 and MW2 moraines in the Septeme and Heyrieux corridors involves meltwater supply only during two glacial retreat phases forming the FgW1 and FgW2 terraces. Later, the glacial front is located far below within the Verpillère trough and meltwater no longer feeds the glaciofluvial corridors.

In the Heyrieux corridor, the large width of the valley does not allow for substantial erosion phases, thereby explaining the good conservation of the FgW1 terrace and thus the poor expression of the FgW2 terrace. In addition, the close proximity between MW1 and MW2 limits the shifting of the river equilibrium profile between the glacial retreat stages and inhibits the formation of terraces. The presence of two glacial retreat stages can only be justified by the different orientation of the MW1 and MW2 moraines.

Significant anthropization in the study area interferes with geomorphology of the three corridors. In addition, the position of the different moraines does not allow for good terrace formation, and it becomes difficult to identify the glacial retreat stages, as observed in the Heyrieux corridor.

Tectonic hypothesis:

The proglacial palaeo-rivers of the three corridors evolved under similar conditions in terms of basement lithology, climate and probably sediment availability. The different CI values between the three corridors underline the different shapes of the longitudinal profiles between the Moidieu, Septeme and Heyrieux corridors. The low CI values for the Moidieu corridor could be evidence of a disequilibrium profile linked to a vertical shift of the river equilibrium profile (Strahler, 1952; Whipple, 2004). In the western French Alps, a differential uplift generating a tilting is related to glacioeustatic and erosional effects (Champagnac *et al.*, 2007; Norton and Hampel, 2010; Nocquet *et al.*, 2016; Sternai *et al.*, 2019). Alternative geodynamic processes such as a mantellic upwelling (Lyon-Caen and Molnar, 1989), slab break-off (Kuhlemann, 2007) or mineralogical transformations in the lower crust (Kuhlemann *et al.*, 2002) may also be involved in this possible tilting as deduced from the formation of the terraces in the three corridors. The modelled, Quaternary erosion-induced, alpine isostatic uplift deduced from Champagnac *et al.* (2007) may have generated differential response between the three corridors as illustrated by the isolines of rock uplift drawn on Figure 4.5. In addition, during the LGM period, an important glacioeustatic rebound could have occurred over a short period of time (Norton and Hampel, 2010). Tilting mainly raise the upstream part of the Moidieu corridor. In this corridor, palaeo-rivers dig their beds deeper and therefore the terraces are better expressed. This cut does not happen in the downstream part of the Moidieu corridor and in other corridors where there is not as much raised. Weak tilting affecting the Septeme and Heyrieux corridors explain the weak expression of their terraces (Figure 4.5). At time, further work is needed to estimate the proportion of both climatic and tectonic forcings for the terraces formation.

4.1.7 Conclusion

This study provides new data about glacial and proglacial features during the Middle to Late Pleistocene in the Lyonnais ice lobe at the front of the Western Alps. The thickness of the Quaternary deposits is approximately ten metres in the Heyrieux corridor and 25 m in the Moidieu corridor. The irregular shape of the longitudinal profiles of the valleys and their slight deepening in the Miocene is attributed to the genesis of the tunnel valleys prior to the last glacial maximum extent. In the three glaciofluvial corridors, sedimentary processes were related to hyperconcentrated flow and cut-and-fill deposits, resulting in the superposition of bar-shaped deposits found in braided proglacial river systems (such as Scott-type channels), which are characteristic of a proximal proglacial environment. New geomorphological analyses can be used to better define the levels of the river terraces expressed mainly upstream of the palaeosandurs. The number of terraces differs from south to north. Three terraces are present in the Moidieu corridor, and two are found in the Septeme and Heyrieux corridors. The formation of terraces and their differences in number most likely results from both climatic and tectonic forcing.

4.1.8 Acknowledgements

This study was possible thanks to several grants provided by the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) program RGF Alpes, the Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) and the Savoie Mont-Blanc University (USMB) project DIEGO. The companies Gachet SA (Artas), Cemex Granulats Rhône Méditerranée (Oytier and St Pierre de Chandieu), Nord Isère Matériaux (Eyzin-Pinet) are sincerely thanked for giving us access to active gravel pits.

4.2 Out-of-phase Late Pleistocene glacial maxima in the Western Alps reflect past changes in North Atlantic atmospheric circulation

Cette étude est dédiée à la datation par luminescence des systèmes fluvioglaciaires géomorphologiquement corrélés au front du complexe morainique du lobe lyonnais. Le but est de déterminer l'âge absolu de l'activité fluvioglaciaire et de l'extension maximum de ce lobe de piémont. Cette chronologie des extensions du lobe lyonnais doit également permettre de reconstituer la circulation atmosphérique dans l'Atlantique nord au Pléistocène supérieur.

Ces travaux ont fait l'objet d'un article publié en anglais en 2021, dans le journal *Geology*.

Out-of-phase Late Pleistocene glacial maxima in the Western Alps reflect past changes in North Atlantic atmospheric circulation.

Natacha Gribenski¹, Pierre G. Valla^{2,1}, Frank Preusser³, Thibault Roattino², Christian Crouzet², Jean-François Buoncristiani⁴.

1: Institute of Geological Sciences, University of Bern, Bern, Switzerland

2: ISTerre, Université Grenoble Alpes, Université Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, IFSTAR, Grenoble, France

3: Institute of Earth and Environmental Sciences, University of Freiburg, Freiburg, Germany

4: UMR 6282 Biogéosciences, CNRS/Univ Bourgogne Franche-Comté, Dijon, France

4.2.1 Abstract

Paleoglacier reconstructions in the northern and southern forelands of the European Alps indicate a synchronous Late Pleistocene glacial maximum during Marine Isotope Stage (MIS) 2, in phase with global ice volume records. However, strong controversy remains in the western foreland, where scarce and indirect dating as well as modelling studies suggest out-of-phase glacial maxima with the rest of the Alps. New luminescence dating brings the first direct Late Pleistocene glacial chronology for the western Alpine foreland and reveals two major glacier advances of similar maximum extent, at ca. 75-60 and ca. 40-30 ka, coinciding with MIS 4 and late MIS 3. We propose that asynchrony in glacial maxima between the western and the northern/southern Alpine forelands results from a progressive spatial reorganization of the atmospheric circulation over the North Atlantic, in response to Northern Hemisphere ice-sheet fluctuations. While such feedback mechanism has emerged from general circulation models, our Late Pleistocene paleoglacial reconstruction permits to track the spatio-temporal evolution of moisture advection patterns over Western Europe.

4.2.2 Introduction

Ice-core and marine paleoclimate archives show two main periods of global temperature minima during the Late Pleistocene (LP; the last ca. 130 kyr; NGRIP, 2004), coinciding with Marine Isotope Stage (MIS) 4 and 2 (71-57 and 29-14 ka; Lisiecki and Raymo, 2005). Marine records indicate the main peak in global ice volume, also largely reported from terrestrial glacier archives, during the Last Glacial Maximum (LGM; ca. 27-19 ka; Clark et al., 2009). However, local glacial maxima well before the LGM are increasingly recorded in polar and mountain regions (Hughes et al., 2013; Batchelor et al., 2019). The emerging picture of variable ice expansion in both time and space likely reflects the regional effect of dynamic atmospheric circulations (Löffverström et al., 2014). Accurate glacial reconstructions across the globe are thus crucial to constrain past atmospheric circulation and paleo-precipitation patterns (e.g. Kuhlemann et al., 2008).

In the European Alps, major LP glaciations are recorded in prominent morainic lobes spreading over several tens of kilometers in the forelands (Ehlers et al., 2011; Figure 4.10). In the northern and southern forelands, synchronous LP glacial maxima at ca. 26-23 ka have been documented (Monegato et al., 2017). On the western side, the most extensive LP glaciation occurred in the Lyon area (Figure 4.10a), where an ice lobe draining the Arve (western Mont Blanc massif) and the Isere catchments developed ~50 km westward into the piedmont (Coutterand et al., 2009). In contrast to other Alpine forelands, scarce and indirect radiocarbon data in this area suggest older LP ice-maxima than the global LGM (Mandier et al., 2003). Such asynchronous paleoglacial activity is supported by numerical simulations suggesting transgressive glacier dynamics across the Alps, with the observed maximum ice extent in the Western Alps only reached when considering paleo-precipitation partitioning or older (i.e. MIS 4) glacier advance (Becker et al., 2016; Seguinot et al., 2018).

To further examine the hypothesis of asynchronous paleoglacial dynamics across the Alps, a robust chronology in the Western Alps is now critical. Radiocarbon and cosmogenic nuclide exposure dating are challenging in this area due to the scarcity of organic material incorporated within glacial deposits and in-place moraine boulders, respectively. Here, we present the first direct chronology of LP ice-maximum extent in the Lyon area, using optically stimulated luminescence (OSL) dating of glaciofluvial sediments. These results not only enlighten the debate around the paleoglacial history of the Western Alps, but also have major implications in terms of past atmospheric circulation over the North Atlantic and Western Europe.

4.2.3 Setting and methods

Two main moraine complexes, separated by ~25 km, define the Middle (\geq MIS 6; External Moraine Complex, EMC) and Late (Internal Moraine Complex, IMC) Pleistocene ice-maximum extents in the Lyon area (Buoncristiani and Campy, 2011; Figure 4.10a). While the EMC presents discrete, highly-degraded and discontinuous moraine crests, the IMC is characterized by a series of well-defined frontal moraine ridges (Figure 4.10a).

Glaciofluvial valleys (i.e. inactive today) expand over several tens of kilometers westward from the IMC (Figure 4.10a), containing large sediment infills organized in step terraces. In the western and southern sectors, the IMC lays on a bedrock topographic step rising abruptly >200 m above the present-day lowland (Figure 4.10b). This topographic configuration allows to unambiguously relate glaciofluvial sediment deposition and terraces formation to major ice-extent periods (i.e. IMC ridges), when ice and meltwater could overtop this escarpment. Previous geomorphic and sedimentological studies identified at least three main terrace levels which, from high (T1/T2) to low (T4), directly connect to external (M2) to internal (M4) moraine ridges from the IMC (Mandier, 1988b; Roattino et al., 2021; Figure 4.10a), and thus were formed by aggradation during periods of glacial advances (Marren, 2005). Typical coarse braided-river faciès exposed along the terraces do not permit to argue for major discontinuity in terrace construction. Discrete outermost IMC ridges (M1) are visible only in the NW sector, suggesting an additional glacial stage hardly preserved through subsequent glacial periods (overridden moraine patterns; Fig. S8 in the Supplemental Material), and with possible remnants in the east and south sectors of the IMC indistinguishable from the

M2 deposits. In the absence of direct numerical dating, it remains challenging to quantitatively relate the observed glacial stages to distinct glaciations or short-term glacier oscillations.

We targeted the three main terrace levels (T1/T2 to T4; Figure 4.10a), with six samples collected from well-sorted sand lenses exposed in quarry sections (Table 4.1; see the Supplemental Material). Samples were taken as close as possible to the terrace surfaces to capture the last depositional period related to a glacial stage. Two additional samples were collected from a glaciofluvial unit underlying till from an M1 ridge in the NW sector (PIZ site; Figure 4.10a, Table 4.1), providing maximum age constraints of the LP outermost ice extent.

Luminescence signals and equivalent doses (D_e) were measured from quartz (green OSL) and feldspar (infra-red stimulation at 50°C and 225°C, IR₅₀ and post-IRIR₂₂₅) single grains (SG, 200-250 μm fraction). Methodological details are given in the Supplemental Material. Total burial dose since sample deposition was determined using the Central Age Model (CAM D_e) or Finite Mixture statistical model (FMM D_e) in case of partial bleaching diagnosis (Galbraith and Roberts, 2012). Feldspar burial doses were corrected for anomalous fading (20-30% increase) and final ages were calculated using sample-specific dose rate (2-3 Gy ka⁻¹ range), derived from element concentrations measured by laboratory gamma spectrometry.

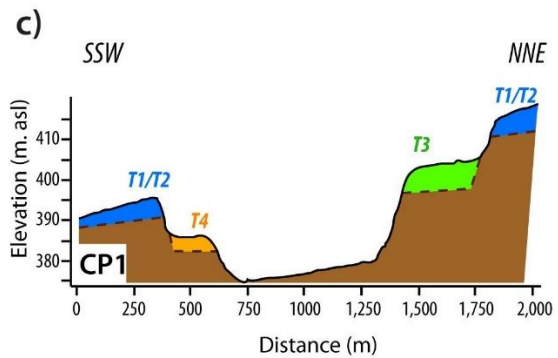
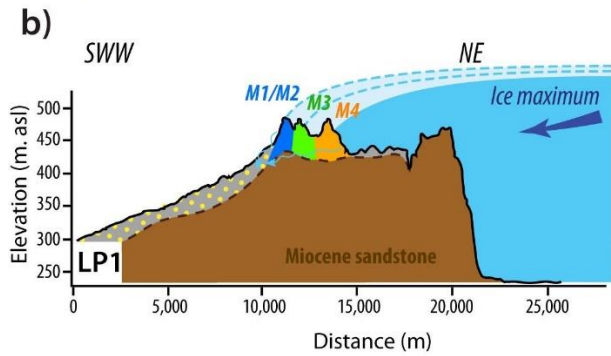
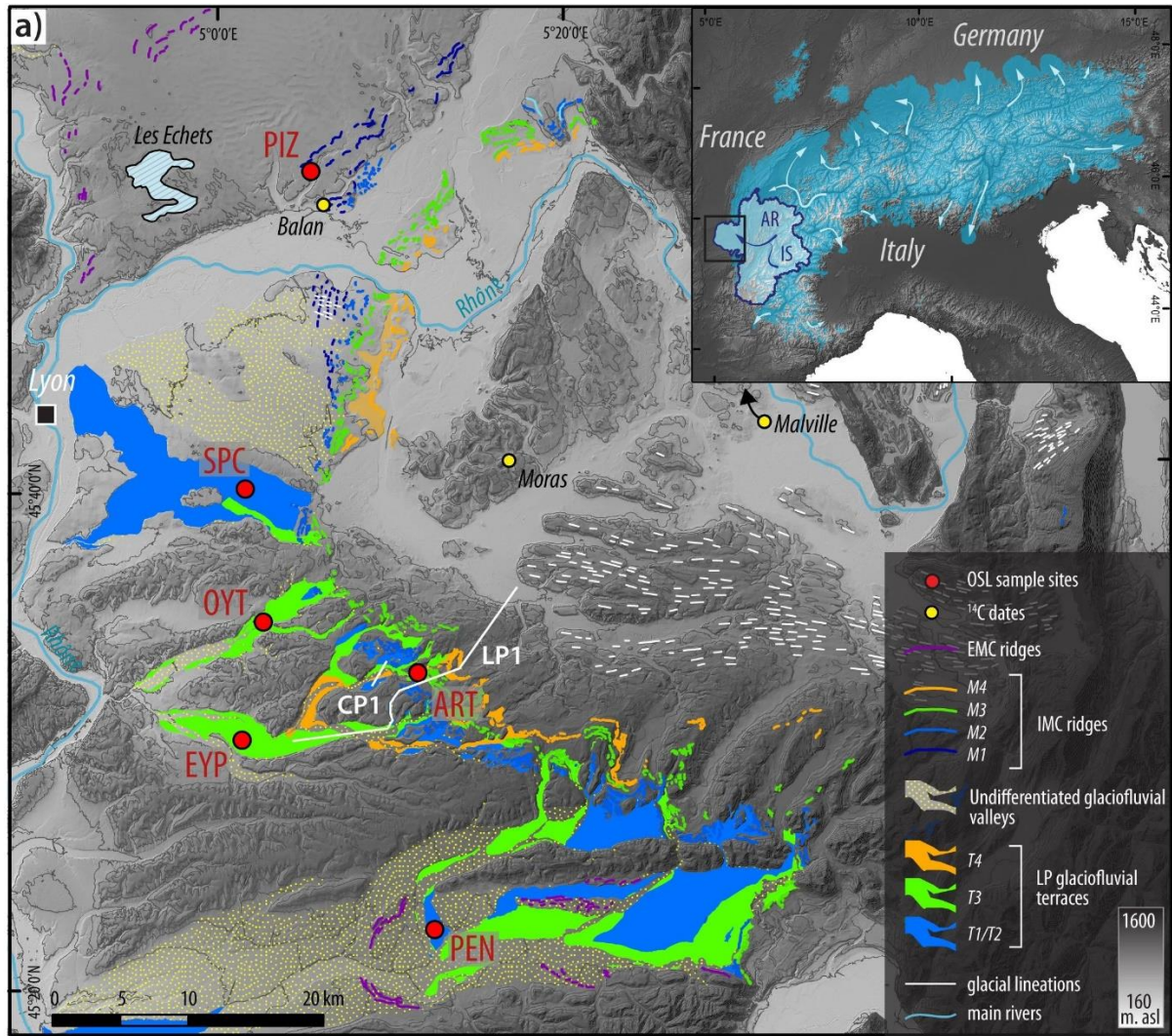


Figure 4.10 : (a) Glacial geomorphology of the study area (Mandier, 1988; Roattino et al., 2021). Inset: geomorphic limits of the LP ice maximum in the Alps (Ehlers et al., 2011) with main LGM ice flows (light blue arrows; Wirsig et al., 2016b), and location of the study area (black box) with main ice-drainage catchments (dark blue limit, AR: Arve, IS: Isère). (b) Longitudinal topographic profile (LP1) showing bedrock escarpement underlying the IMC ridges and downstream glaciofluvial sediments (undifferentiated), when the glacier reached its LP maximum extent. (c) Topographic cross-profile (ART site; CP1) showing the main three terrace levels. The bedrock/sediment contact is extrapolated from borehole data (Roattino et al., 2021).

4.2.4 Results

SG quartz OSL data could only be acquired for three samples (EYP1, OYT1, SPC5; Table 4.1), for which ~2% of measured grains emit a suitable luminescence signal. This is consistent with low luminescence sensitivity typically observed in quartz from crystalline bedrock and/or with limited transport (Sakawuchi et al., 2011). All eight samples reveal good feldspar luminescence characteristics (20-40% suitable grains).

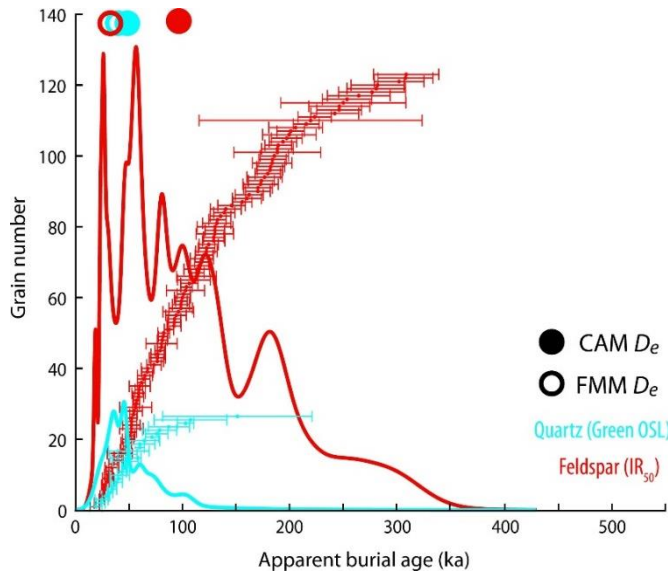


Figure 4.11: Quartz normal-like and feldspar (no fading correction) complex single-grain burial age distributions for a representative sample (SPC5). Consistent quartz and feldspar sample burial ages are obtained using the CAM and FMM models respectively, based on the different partial bleaching diagnosis.

SG quartz D_e distributions exhibit normal-like to moderately-skewed shapes, while SG feldspar D_e distributions are widely spread, asymmetric and multimodal, with a significant fraction of saturated grain for post-IRIR₂₂₅ (Figure 4.11). In addition, feldspar CAM D_e are significantly larger (>50%) than for quartz. Both complex SG D_e distributions and CAM D_e differences between feldspar and quartz are strong indicators for limited pre-depositional exposure to light, typical for proximal glaciofluvial sediments (Duller, 2006). Partial bleaching, leading to age overestimate, was diagnosed for most of the samples and especially for feldspar signals. We thus applied statistical techniques (i.e. FMM model) to extract D_e from the best-bleached grain sub-populations, giving more accurate age determination. For final age calculation, quartz OSL and feldspar IR₅₀ were selected, based on their best bleaching potential.

Quartz OSL and feldspar IR₅₀ ages obtained from the highest terrace in the central part of the study area (T1/T2: SPC5; Figure 4.10a) and from the intermediate (T3: ART2, OYT1, EYP1) to lower (T4: ART1) terrace levels overlap between ca. 42 and 39 ka (Figure 4.12b; Table 4.1). Where both available, quartz OSL and feldspar IR₅₀ ages agree within uncertainties, bringing further

confidence in the statistical treatment applied to complex feldspar IR₅₀ D_e distributions. The southern highest terrace level (PEN1) resulted in a distinctly older IR₅₀ age of 63.0 ± 11.4 ka, coinciding with two IR₅₀ ages of 60.8 ± 12.3 and 76.4 ± 15.1 ka obtained for the glaciofluvial unit underlying the north-western M1 ridge (PIZ1 and PIZ2; Table 4.1).

Table 4.1 : Sample locations and luminescence ages

Sample ID	Latitude, longitude (°N/°E)	Elevation (m asl)	Depth (m below surface)	Geomorphic unit (Fig. 1)	Quartz (OSL) age (ka)	Feldspar (IR ₅₀) age (ka)
EYP1	45.496, 5.009	262	5	T3	32.9 ± 2.3	29.4 ± 2.8
OYT1	45.575, 5.030	265	3.2	T3	36.4 ± 3.8	32.4 ± 4.3
SPC5	45.666, 5.015	250	5	T1-T2	38.6 ± 4.5	41.6 ± 7.9
ART1	45.537, 5.182	430	3	T4	–	33.8 ± 7.3
ART2	45.536, 5.182	420	12	T3 or T4	–	40.6 ± 4.2
PEN1	45.363, 5.186	313	12	T1-T2	–	63.0 ± 11.4
PIZ1	45.876, 5.088	250	13	Underlying M1	–	60.8 ± 12.3
PIZ2	45.876, 5.088	256	2	Underlying M1	–	76.4 ± 15.1

Note: asl—above sea level; OSL—optically stimulated luminescence; IR₅₀—infrared stimulation at 50 °C. Dashes indicate samples for which no Quartz OSL age could be obtained due to unsuitable luminescence signal.

4.2.5 Discussion

Luminescence dating indicates two periods of glaciofluvial aggradation beyond the IMC: between ca. 60-75 ka and ca. 30-40 ka, coinciding with MIS 4 and late MIS 3 respectively. This result strongly suggests that western Alpine glaciers reached the IMC at least twice during the LP, with similar maximum ice-extent configuration. The main terrace-moraine sequence (T2/T3/T4 - M2/M3/M4) observed in the area would hence result from glacier margin oscillations during a single glaciation period (i.e. late MIS 3), whereas scarce and outer remnant deposits (T1 - M1) were preserved from an earlier MIS 4 glacial maxima.

Our new MIS 4 chronology further corroborates earlier studies based on scarce chronological data in the Swiss Alpine foreland (Gaar et al., 2019 and references therein), and in the nearby Pyrenees (Delmas et al., 2011), as well as results from numerical simulations (Figure 4.12a; Seguinot et al., 2018), all of which proposed significant glaciations in the Western European mountain ranges at that time. The late MIS 3 glaciation clearly predates the last glacial maxima recorded in the northern and southern Alpine forelands during MIS 2 (Monegato et al., 2017). However, an extended MIS 3 ice advance has been suggested in the southwestern Alpine foreland (e.g. Ivy-Ochs et al., 2018), while valleys and forelands in the northern and central Alps were reported to be ice-free before 30 ka (Preusser et al., 2011; Barret et al., 2017). The absence of MIS 2 ages in our dataset, in particular for the lowest (T4) terrace level (ART 1, 33.8±7.3 ka), suggests that no glacier advance reached the IMC after late MIS 3. This is further supported by radiocarbon ages (Figure 4.12a; Mandier et al., 2003) of ca. 27 to >35 ka from a paleosol above till (i.e. minimum ages) in the NW sector of the IMC (Balan) and of 28-30 ka from glacio-lacustrine deposits 10-20 km upstream of the IMC (Moras and Malville), which suggest shorter glacier extent in the area during MIS 2. It is unlikely that the time lag (ca. 10 kyr) observed for the last major advance between the Lyon and northern/southern central Alpine forelands is caused by methodological uncertainties, as the applied dating approaches have shown age consistency on such timescales in similar glacial settings (e.g. Smedley et al., 2016; Gribenski et al., 2018).

In addition to multiple and similar LP glacial maxima in the western Alpine foreland predating the global LGM, our data indicates spatially and temporarily variable paleo-glacier extent patterns across the European Alps, which likely reflect differential precipitation distribution combined with periods of global cooling. In contrast to the modern dominance of north-west atmospheric circulation, it has been proposed that south-dominated moisture advection prevailed across the Alps during the LGM (Florineth and Schlüchter, 2000; Luetscher et al., 2015; Monegato et al., 2017). The southward latitudinal shift of the North Atlantic storm track, as far as 40°N, was forced by the development of large ice masses and sea ice in the North Hemisphere (NH; Figure 4.12c), as indicated by atmospheric general circulation models (e.g. Hofer et al., 2012). The extensive MIS 4 glaciation in the western Alpine foreland coincides with a major cooling period observed

at the global and regional scales (NGRIP, 2004; Helmens, 2014; Moseley et al., 2020). Further elaborating on the above circulation model, we propose that the moderate expansion of the NH ice sheets during MIS 4, as indicated by deep-marine sediment records (Lisiecki and Raymo, 2005), could have similarly initiated a more discrete storm-track migration southward (Löfverström et al., 2014). Moisture was thus dominantly brought from the west and promoted high precipitation in the west-facing massifs of the Western Alps, enabling favourable conditions (i.e. wet and cold) for large piedmont glaciers. While cold MIS 4 conditions are expected across the entire Alps, limited precipitation in the Central and Eastern Alps may have resulted in more restricted ice extents in the main northern/southern central forelands, with glacial deposits likely eroded during the greater MIS 2 extent.

During MIS 3, global ice records indicate a decrease of temperatures already at 40 ka before reaching minima at 25-20 ka (NGRIP, 2004). Few existing long-term regional records suggest similar trends in SW Europe, even with a potentially earlier cooling onset at 45 ka (Moreno et al., 2014; Moseley et al., 2020). After significant shrinkage during early MIS 3, NH ice sheets started to expand again from ca. 40 ka (Batchelor et al., 2019). Similar to our proposed MIS 4 scenario, dominant western moisture advection would have been maintained throughout mid/late MIS 3 with a progressive southward shift of the polar storm track, again favoring glacier extent in the Western Alps. This configuration changed with the ongoing growth of NH ice sheets towards the LGM, which further pushed the polar storm track southward and led shortly after 30 ka to the main southerly moisture advection over the European Alps (Luetscher et al., 2015). Interestingly, the lacustrine record at Les Echets (Figure 4.10a) also points towards a major change in lake productivity at ca. 28-30 ka, with a climatic transition from highly-oscillating to relatively stable, dry and cold conditions (Veres et al., 2009). We propose that this change in atmospheric circulation resulted in significant moisture decrease over the Western Alps, while enabling maximum glacier extent in the southern and northern Alpine forelands during MIS 2.

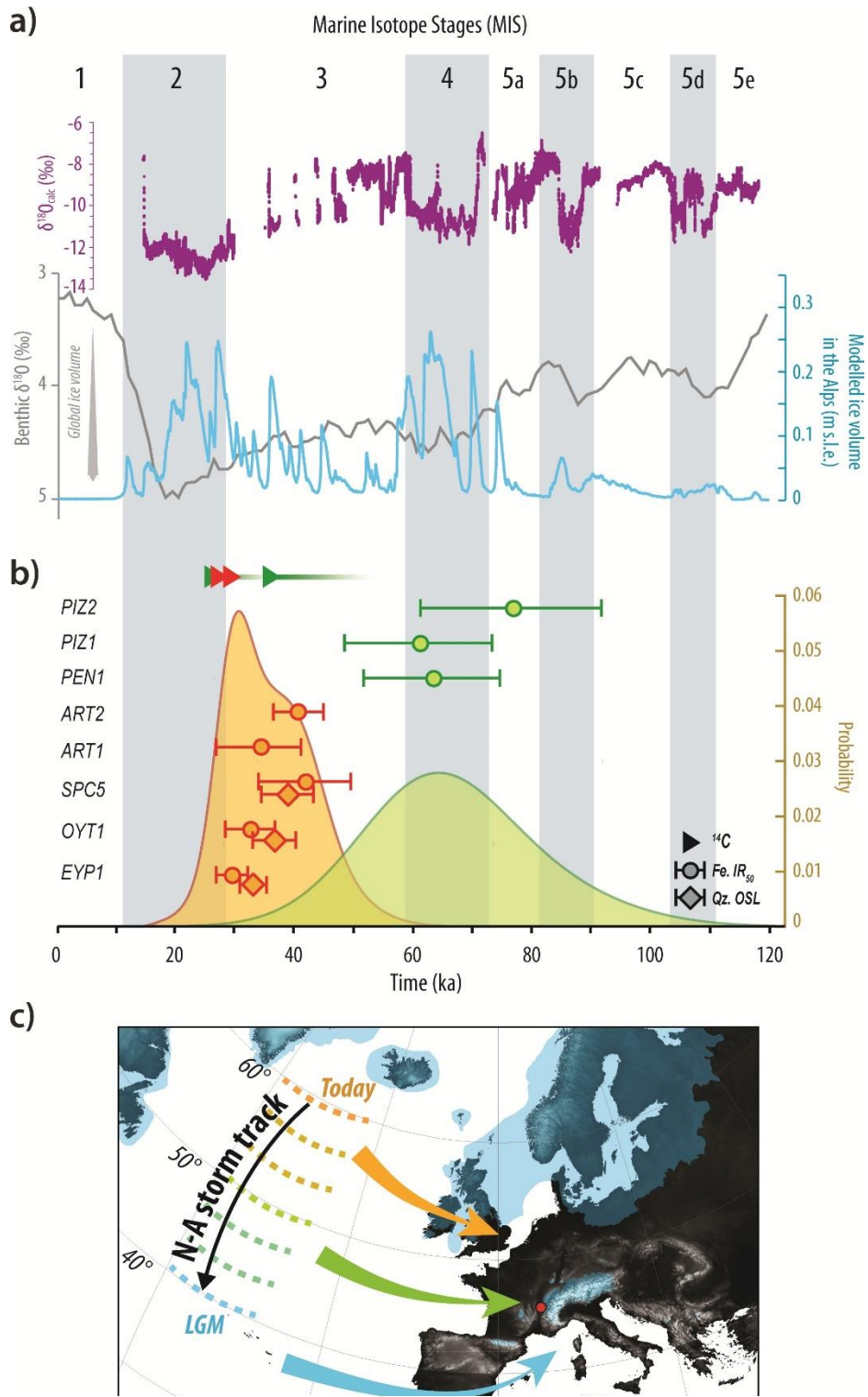


Figure 4.12: (a) Late Pleistocene Northern Alpine speleothems $\delta^{18}O$ (purple; Moseley et al., 2020) and global marine sediments $\delta^{18}O$ (grey curve with MIS in shaded bars; Lisiecki and Raymo, 2005) records, with modelled Alpine ice volume (blue, GRIP paleoclimate forcing; Seguinot et al., 2018). (b) Luminescence ages showing two main groups around MIS 4 (green) and late MIS 3 (orange), consistent with existing radiocarbon ages from the NW sector (green) and upstream (red) of the IMC (Mandier et al., 2003). (c) Conceptual sketch illustrating the southward shift of the North Atlantic storm track forced by gradual NH ice sheet growth (LGM extent in blue), with impact on the paleo-atmospheric circulation (coloured arrows). Red dot indicates location of the study area.

4.2.6 Conclusion

Our luminescence chronology constitutes the first direct evidence of two major Late Pleistocene glaciations reaching similar maximum extents in the western Alpine foreland, during MIS 4 (76-60 ka) and late MIS 3 (42-29 ka). These multiple and early glacial maxima revealed in the western foreland contrast with MIS 2 maximum ice extent recorded in the northern and southern sides of the European Alps, in phase with the global LGM. Such spatial variability in glacier fluctuations has been observed elsewhere around the globe and likely translates swaying atmospheric circulation and precipitation partitioning during the last glacial cycle. We propose that such configuration may be related to the gradual migration of the polar storm track, forced by the progressive development of NH ice sheets. This study further highlights the importance of regional paleo-glacier reconstructions and numerical chronologies for quantifying past changes in atmospheric circulation patterns.

4.2.7 Acknowledgments

This work was supported by the SNSF (PP00P2_170559), INSU and USMB (AAP Montagne). We thank Gachet TP, Eiffage, Cemex Granulat Rhône Méditerranée, Nord Isère Matériaux and Vicat Granulat for providing access to gravel pits. We thank the four anonymous reviewers for their valuable suggestions.

Supplemental Material

Content:

I. Geomorphic context and sedimentology

- General geomorphic classification and detailed information per sampling sites
- Table S1: sample location details
- Figures S1 to S7: Detailed geomorphic and sedimentological context per sampling site
- Figure S8: Geomorphic mapping of overridden moraine ridges

II. Optically stimulated luminescence dating

- Sample preparation, measurement and data analysis
- Figure S9: dose recovery tests
- Figure S10, S11: fading measurements (multi and single grain scale)
- Figure S12: comparison of FMM burial equivalent doses for varying σ_b
- Figure S13, S14: single grain equivalent dose distributions (quartz and feldspar)
- Table S2: SAR measurement protocols
- Tables S3, S4: summary of luminescence dating (feldspar and quartz)
- Table S5: element concentrations for dose rate determination

I. Geomorphic context and sedimentology

Geomorphic terrace and moraine classification

Previous studies have been conducted in the Lyon area and distinguished several substages associated with the IMC, based on glaciofluvial and moraine ridges stratigraphic correlations.

Mandier (1988) identified four Late Pleistocene glacial stages, from A to D, within the IMC, based on geomorphology and morphostratigraphy relationships between moraine ridges and glaciofluvial terraces. Stage A corresponds to the maximum ice extent (outermost and highest moraine ridge connected with the highest terrace level), and stage D corresponds to the smallest ice extent (inner and lowermost moraine ridge connected with the lowest terrace level).

Roattino et al. (2021) identified three main glaciofluvial terraces, from FgW1(highest) to FgW3 (lowest), connected with moraine ridges from the IMC, based on remote sensing cross checked with borehole data and on field sedimentological and geomorphological investigations.

In the present study, we mainly followed the classification of Roattino et al. (2021), such as terrace levels FgW1, FgW2 and FgW3 correspond to the high, middle and low terrace levels (T1/T2, T3 and T4), connected with the external, middle and internal moraine ridges (M2, M3 and M4). We however do recognise the presence of a fourth moraine ridge (M1) clearly visible in the NW part of the study area, uncovered by Roattino et al. (2021). As a consequence, we propose two possible (and geomorphologically very similar) high terrace levels T1/T2 for the rest of the study area, connected to the most external moraine ridge (M2, possibly including some remnants of M1 deposits).

In total, eight samples were collected in six sampling sites distributed across the study area, and from glaciofluvial geomorphic units representative of the different substages identified in the area (Table S1).

OSL sampling sites: detailed geomorphic and sedimentological context

For each sampling site, detailed information about the geomorphological and sedimentological context are provided in the Figures S2 to S7, as follow:

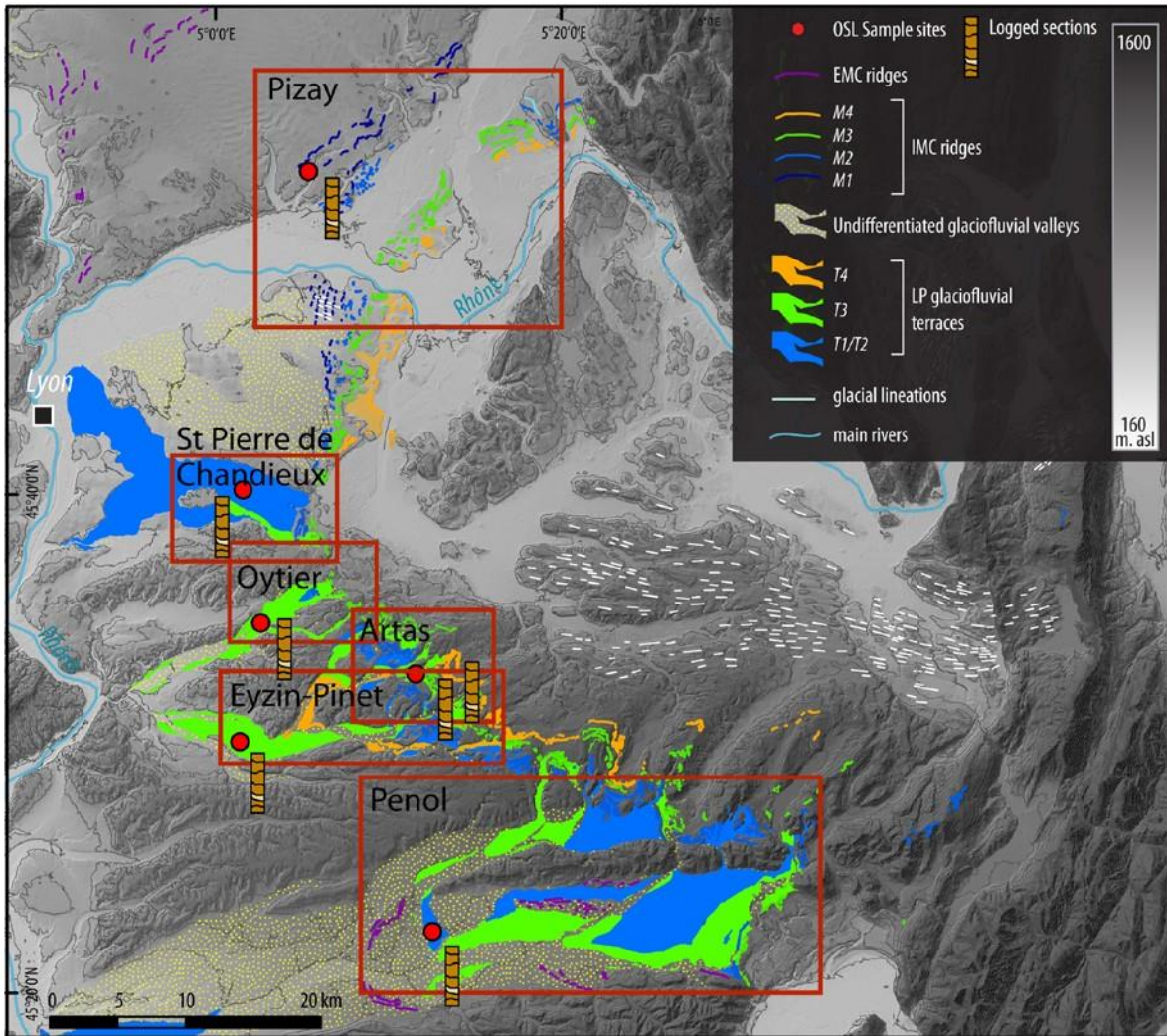
- 1) Geomorphological map (zoom locations as red boxes in the general geomorphological map below);
- 2) Representative longitudinal and transect profiles. These profiles do not directly intersect with the sampling site as they were first selected to best illustrate the general topographic/geomorphic context of the sampling area. However, the approximate location of the logged sedimentary section is indicated in the most relevant longitudinal/cross profile (note: the logged section symbol is not scaled and its absolute top elevation does not always fit within the elevation range of the topographic profile);
- 3) Detailed sedimentological log at the sampling site. Main sedimentary facies and sample location within the sedimentary section are indicated. The absolute elevation of the top of the log corresponds to the terrace surface at the sampling site.

Table S1: Sample locations and geomorphological information

Sample ID	Sampling site locality	Latitude/ Longitude (°N/°E)	Elevation (m a.s.l.)	Depth (m below surface)	Geomorphic unit (<i>Mandier, 1988</i>)	Geomorphic unit <i>Roattino et al. (2021)*</i>	Geomorphic unit This study***
EYP1	Eyzin Pinet (EYP)	45.496/5.009	262	5	Terrace level B	FgW2	T3
OYT1	Oytier (OYT)	45.575/5.030	265	3.2	Terrace level B/C	FgW2	T3
SPC5	St Pierre de Chandieux (SPC)	45.666/5.015	250	5	Terrace level B	FgW1	T1/T2
ART1	Artas (ART)	45.537/5.182	430	3	Terrace level D	FgW3	T4
ART2	Artas (ART)	45.536/5.182	420	12	Terrace level C	FgW2/3	T3 or T4
PEN1	Penol (PEN)	45.363/5.186	313	12	Terrace level A	FgW1	T1/T2
PIZ1	Pizay (PIZ)	45.876/5.088	250	13	Underlying till from the outermost moraine subset (stage A)	-	underlying M1
PIZ2	Pizay (PIZ)	45.876/5.088	256	2	Underlying till from the outermost moraine subset (stage A)	-	underlying M1

*This study was conducted across the area covering EYP, OYT, SPC, ART and PEN sampling sites.

Detailed geomorphic and sedimentological context per sampling site



Main sedimentary facies identified in the sedimentary sections logged






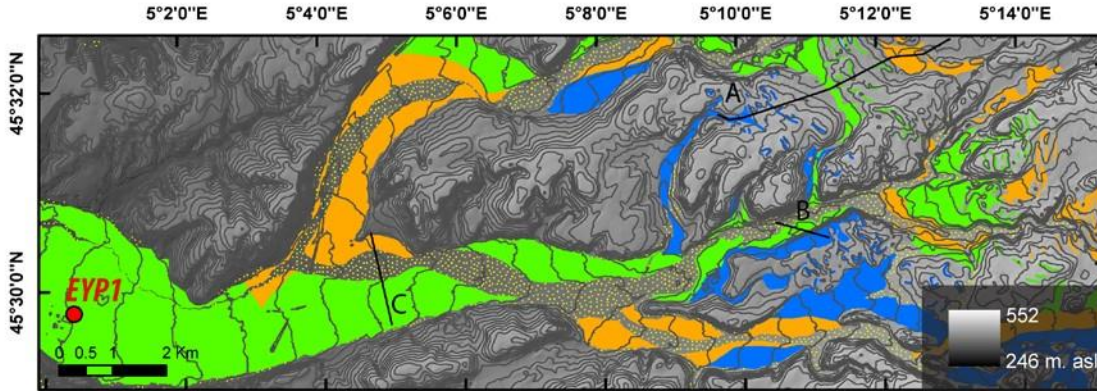
-  Sand-gravel, massive to coarsely stratified (horizontal bedding)
-  Sand-gravel, coarsely stratified (trough/planar cross-bedding)
-  Sand, trough/planar cross-bedded
-  Sand, ripple cross-laminated
-  Diamicton

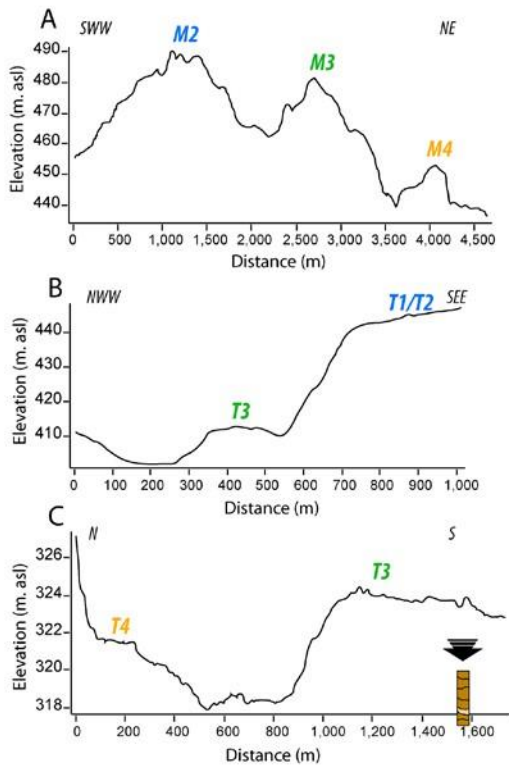
Figure S1: Up: Geomorphological map of the study area. The red boxes correspond to the zoomed areas for each sampling site, and for which a detailed sedimentological log was also recorded in the field. Down: Legend of symbols used to record lithological and structural data (see sedimentological logs after; *SE* indicates observed erosion surfaces).

Eyzin-Pinet

Geomorphological map



Topographic profiles



Sedimentological log

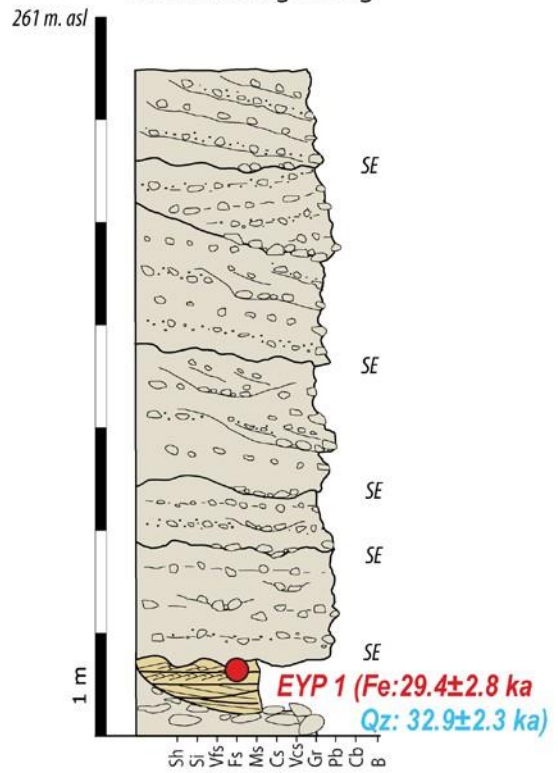


Figure S2: Eyzin-Pinet (EYP) sampling site: detailed geomorphological map (up), longitudinal and cross profiles representative of the glacial/glacio-fluvial geomorphological context (down left), and sedimentological log (down right) with sample measured feldspar (IR₅₀) and quartz (green OSL) single-grain ages.

St Pierre de Chandieux

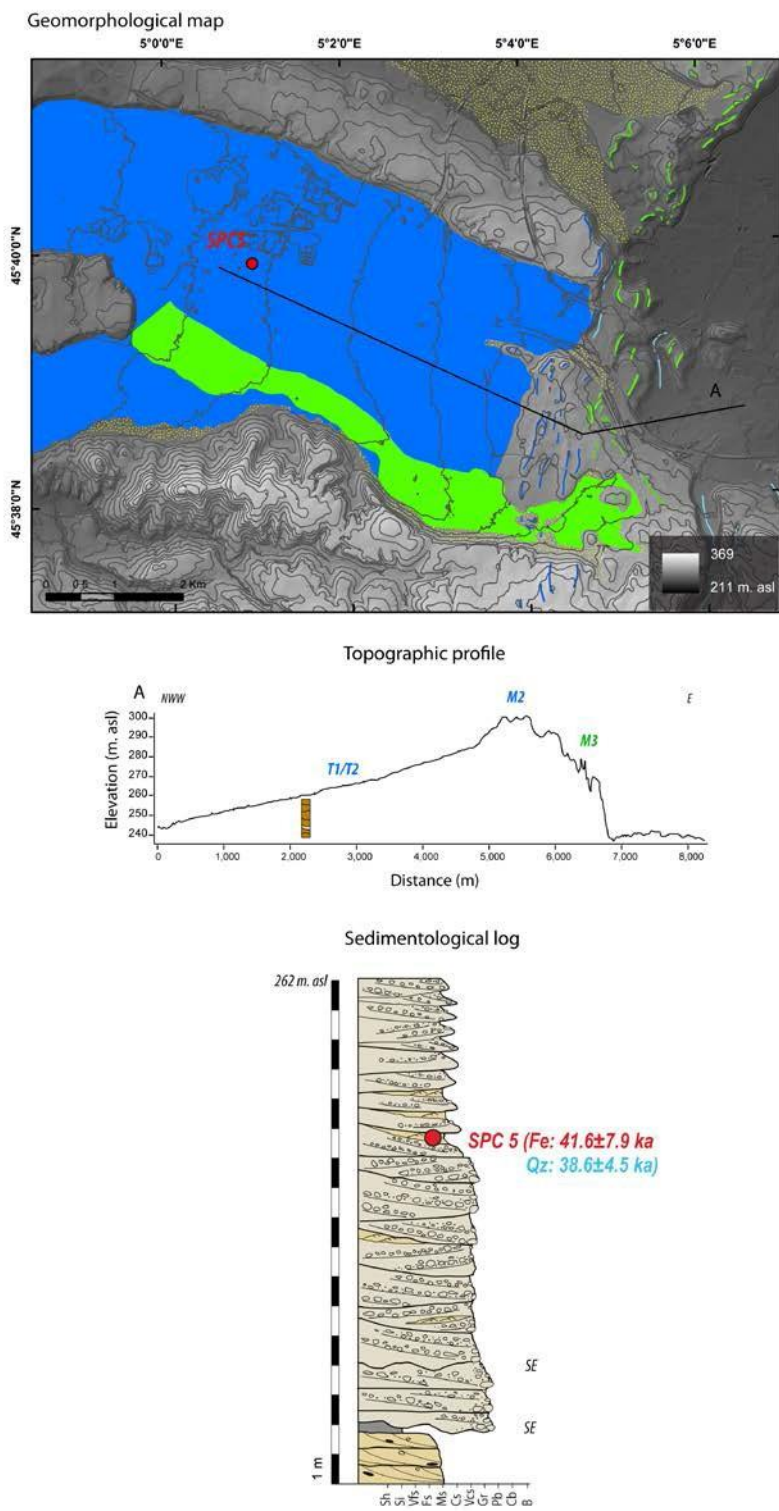


Figure S4: Saint Pierre de Chandieux (SPC) sampling site: detailed geomorphological map (up), longitudinal profile representative of the glacial/glacio-fluvial geomorphological context (down left), and sedimentological log (down right) with sample measured feldspar (IR₅₀) and quartz (green OSL) single-grain ages.

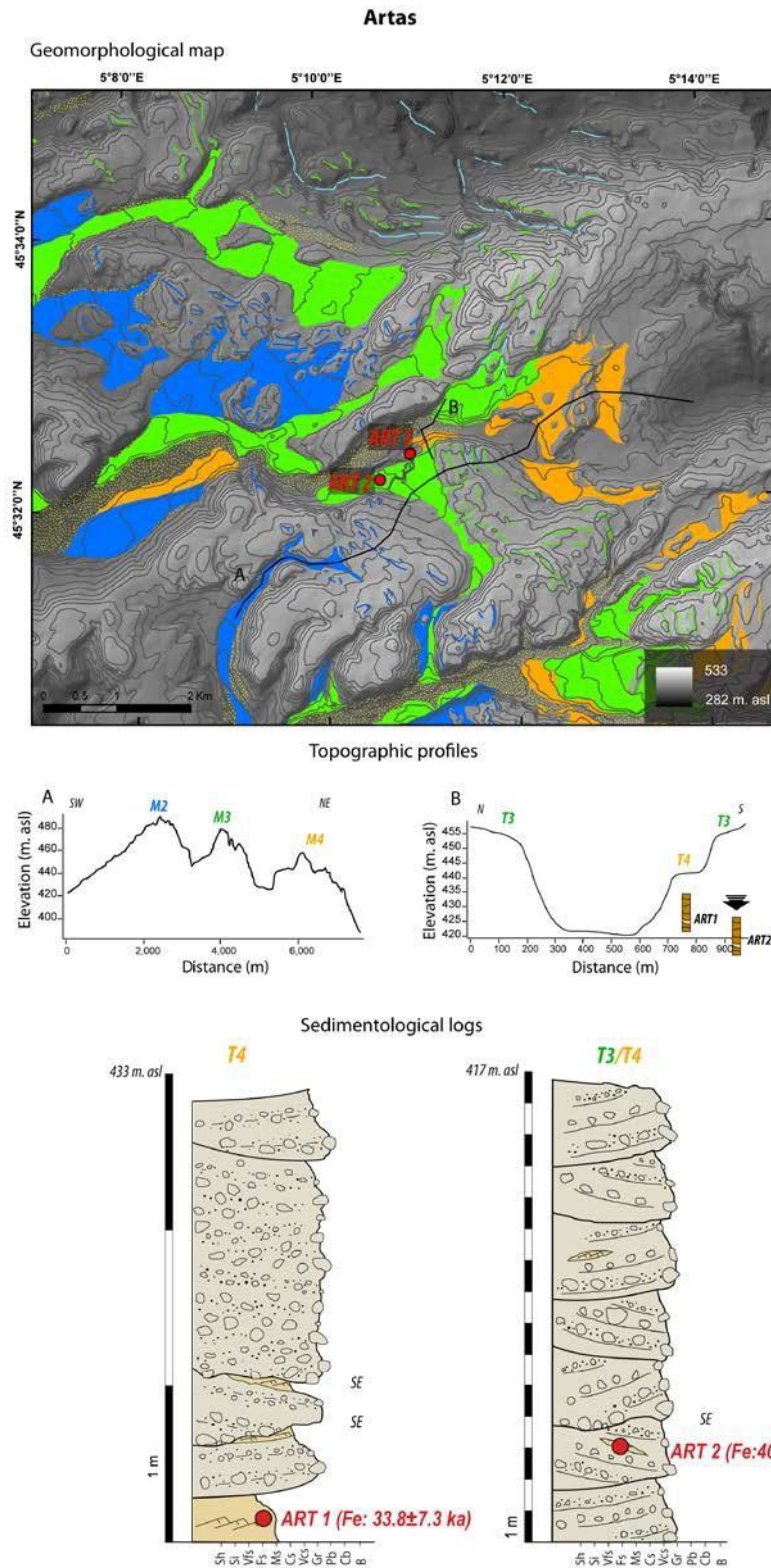
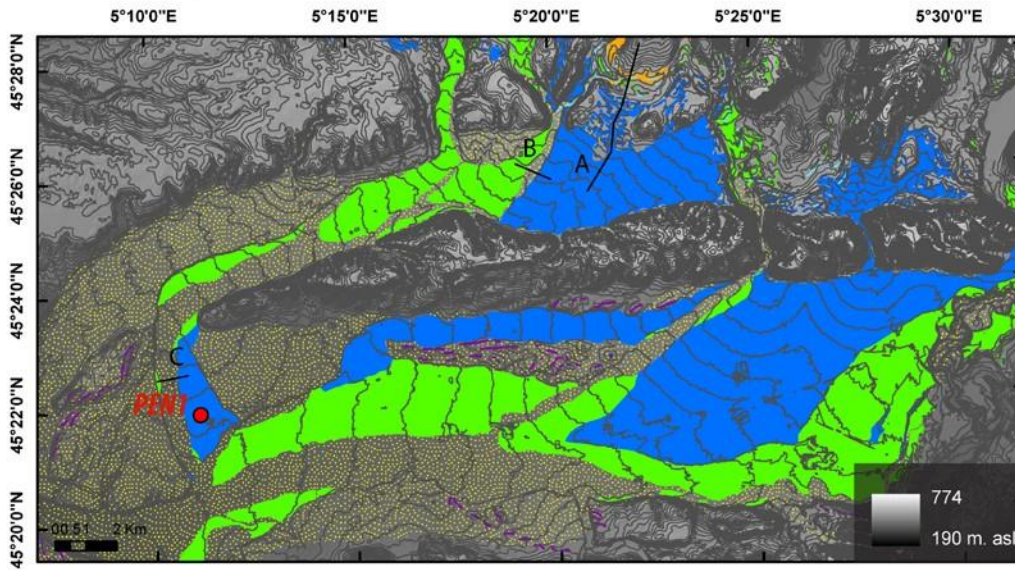


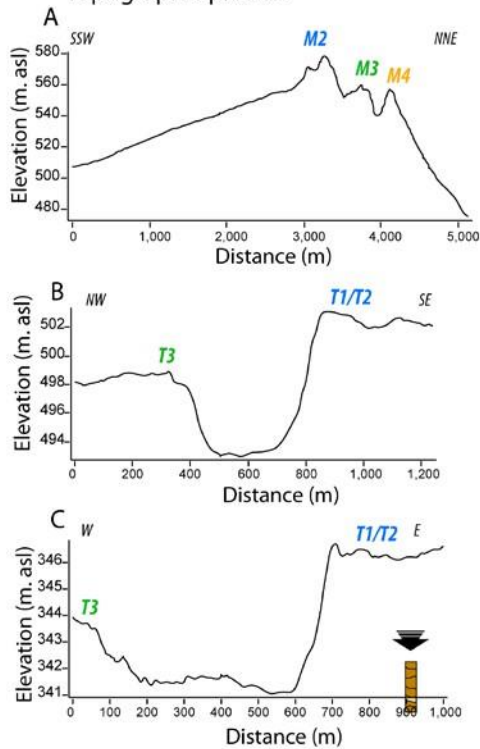
Figure S5: Artas (ART) sampling site: detailed geomorphological map (up), longitudinal and cross profiles representative of the glacial/glacio-fluvial geomorphological context (middle), and sedimentological logs (down) with sample measured feldspar (IR_{50}) single-grain ages.

Penol

Geomorphological map



Topographic profiles



Sedimentological log

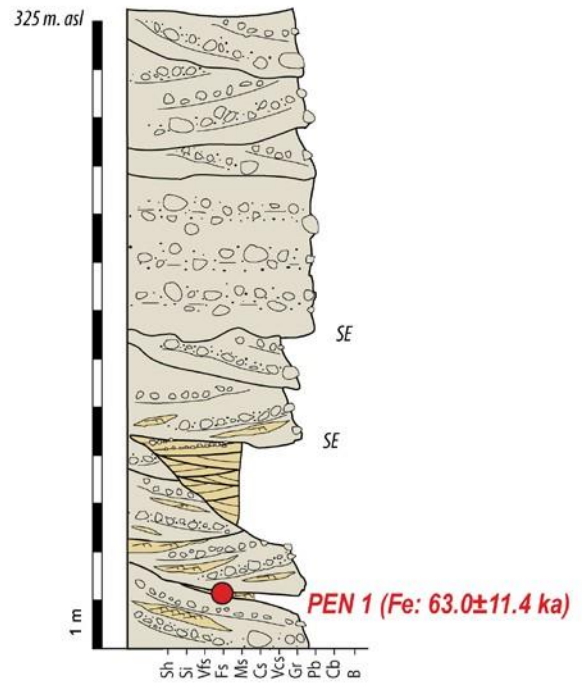
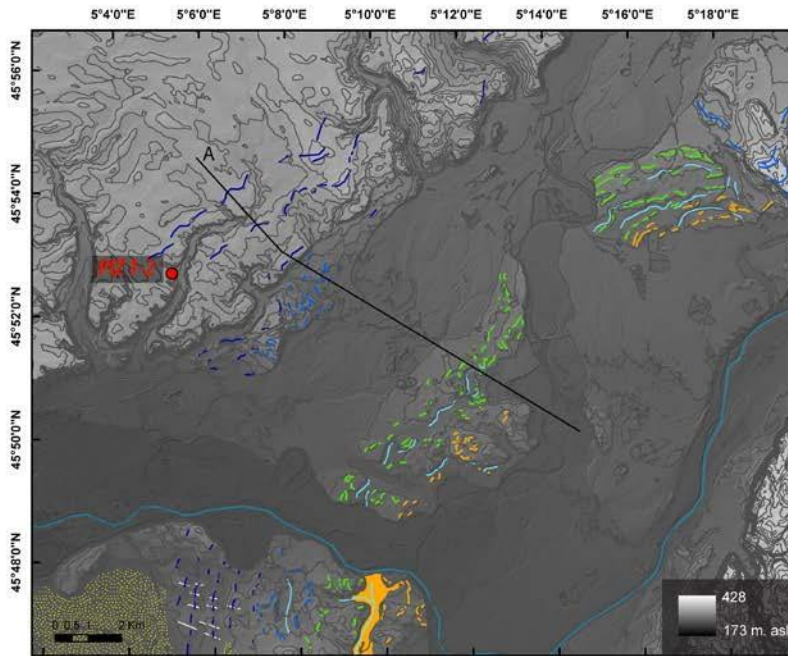


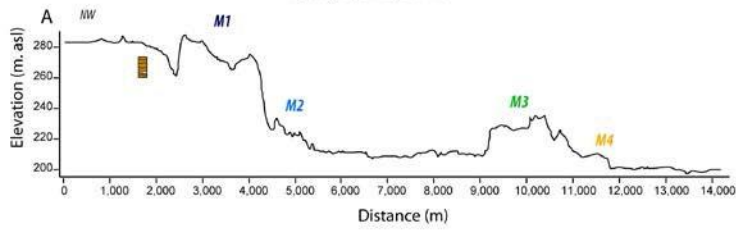
Figure S6: Penol (PEN) sampling site: detailed geomorphological map (up), longitudinal and cross profiles representative of the glacial/glacio-fluvial geomorphological context (down left), and sedimentological log (down right) with sample measured feldspar (IR₅₀) single-grain age.

Pizay

Geomorphological map



Topographic profile



Sedimentological log

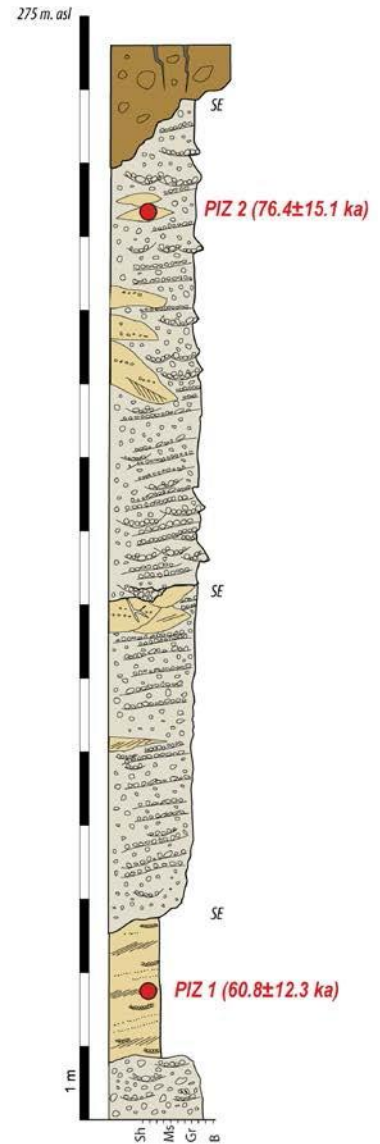


Figure S7: Pizay (PIZ) sampling site: detailed geomorphological map (up), longitudinal profile representative of the glacial/glacio-fluvial geomorphological context (down left), and sedimentological log (down right) with sample measured feldspar (IR_{50}) single-grain ages.

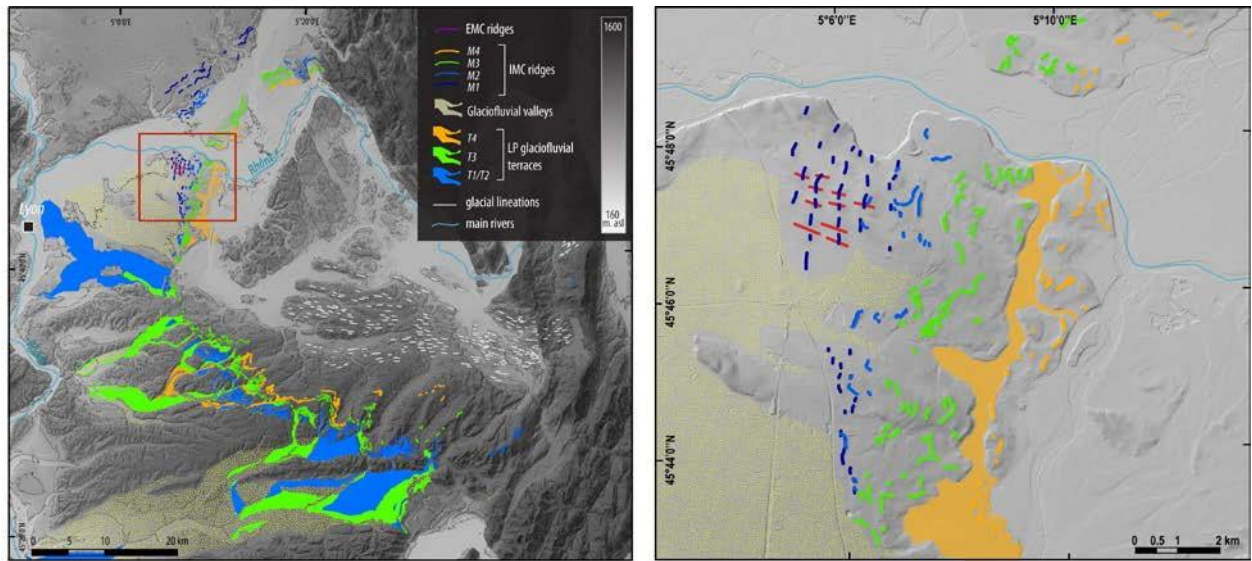


Figure S8: DEM observations (5-m resolution, confirmed by field observations) of overridden moraines (right panel), in the NW of the study area (red box in the left panel), indicated by the presence of subtle lines (straight red lines on the right panel) cross-cutting perpendicularly sinuous positive topographic features (dark blue lines on the right panel) that are aligned with the general IMC ridges pattern (although more discrete). We interpret the latter as older moraine ridges (M1) which have been overridden by subsequent glacier advance.

ii. Optically stimulated luminescence dating

Sample preparation, instrumentation and measurement protocols

Coarse-sand samples were collected in black tubes and prepared in the laboratory under red-light conditions following standard procedures (e.g. Lowick et al., 2015). The 200-250 μm fraction was sieved and treated with HCl and H₂O₂ to remove carbonates and organic components, respectively. Heavy-liquid density separation (sodium heteropolytungstate solution) was applied to isolate feldspar and quartz minerals, and the quartz fraction was etched using HF (40% for 40 min). Individual feldspar and quartz grains were placed in separated holes (100 holes of 300 μm diameter) drilled in a 9.8 mm diameter aluminium disk for single-grain luminescence measurements, or mounted on 4-mm aliquots for large-aliquot measurements.

All luminescence measurements were performed at the Institute of Geological Sciences of the University of Bern, Switzerland, on a Risø TL/OSL DA-20 reader equipped with an internal ⁹⁰Sr/⁹⁰Y beta-source, and with a single-grain attachment (Bøtter-Jensen et al., 2003). The OSL signal was stimulated with a green laser (single grain) or blue LEDs (large aliquot) and detected in the near-UV spectrum (Hoya U-340 filter). The infra-red stimulated luminescence (IRSL) signals were stimulated with at 140-mW with a 830-nm IR laser (90%) power (single-grain aliquot) or with IR LEDs (large aliquot) or and were detected in the blue wavelength (Schott BG-39 with a 410-nm interference filter and with an additional RG-780 filter for single-grain measurements).

Modified single-aliquot regenerative (SAR) protocols (Murray and Wintle, 2000) were applied to measure single-grain quartz (OSL; Table S2) and feldspar (post-IRIR₂₂₅; Buylaert et al., 2012; Table S2) equivalent doses (D_e). The OSL (quartz) signal was integrated over the first 0.1s minus a background averaged over the last 2s, and IR₅₀ and post-IRIR₂₂₅ (feldspar) signals over the first 0.5s minus a background averaged over the last 2s. Dose-response curves were reconstructed using an exponential fitting, including 2.5% instrumental uncertainty for single-grain D_e calculation. Single-grain D_e measurements were kept for further analysis with the following criteria: recycling ratio within 10%, recuperation ratio < 5%, and $D_e < 2D_0$. The suitability of each SAR protocol was checked by conducting dose-recovery and residual tests for each sample at the single-grain level for feldspar IRSL measurement, and for one representative sample using large aliquots for quartz OSL measurement (due to the very low proportion, i.e. $\leq 2\%$, of quartz grains, emitting suitable luminescence signal). For all samples, recovered dose after removal of the residual signal was within 10% of the given dose (within uncertainty), except for the post-IRIR₂₂₅ signal of one sample (PIZ2 within $19 \pm 5\%$; Fig. S9).

Data analysis: partial bleaching evaluation and burial dose determination

Quartz OSL single-grain data could be collected for only three out of eight samples (EYP1, OYT1, SPC5), due to the very low luminescence sensitivity of quartz. Feldspar (IR₅₀ and post-IRIR₂₂₅) single-grain data were collected for all samples. However, analysis for burial dose determination were conducted using the IR₅₀ signal only, as the post-IRIR₂₂₅ natural signal was systematically saturated for a large grain proportion (>30-50%; Fig. S14).

Burial doses used for age determination were calculated from single grain D_e distributions using the Central Age Model (CAM; Galbraith et al., 1999), or the Finite Mixture Model (FMM; Galbraith and Green, 1990) in case of partial bleaching (i.e. incomplete reset of luminescence signal prior deposition) diagnosis. The FMM was run for multiple components (testing 2, 3, and 4 components), assuming a sigma-b (σ_b) value of

0.25 (quartz) or 0.35 (feldspar-IR₅₀) for well-bleached sediments in glaciofluvial environments (Gaar et al., 2014; 2019; Gribenski et al., 2018; Smedley et al., 2016; 2019). Final selection of the FMM component and associated burial dose (FMM D_e) was based on statistical indicators (BIC and likelihood; Bailey and Arnold, 2006; Jacobs et al., 2008), the significance of the identified “youngest” D_e subpopulation ($p_0 > 0.05$), and on visual inspection of the single-grain D_e distributions. The robustness of the approach was investigated by testing the sensitivity of the FFM D_e to varying σ_b values (0.30-0.40; tests run on IR₅₀ distribution; Fig. S12) and by checking the consistency between burial doses obtained using the FMM and other sub-statistical models (e.g. Minimum Age Model - 4 parameters; Galbraith et al., 1999).

Samples collected in such proximal glaciofluvial environment (Fig. S1) are typically prone to partial bleaching issue, due to the characteristic sediment transport mode over short distances and in turbid waters, limiting the grain exposure to natural light (Duller, 2006; Fuchs and Owen, 2008). The significant increase in CAM D_e values and/or in the saturated-grain proportion between the signals with different bleaching rates (i.e. decreasing resetting probability going from quartz OSL, IR₅₀, to post-IRIR₂₂₅; Buylaert et al., 2012; Murray et al., 2012; Colarossi et al., 2015) suggest limited light exposure of grains prior deposition. Final partial bleaching diagnostic was established for all the quartz and feldspar single-grain dataset but one (quartz OSL signal for EYP1 sample), based on the complex (asymmetrical and multimodal) and largely-spread (overdispersion OD>30% for quartz and OD>40% for feldspar) single-grain D_e distributions.

Fading measurements (IR₅₀) were conducted following two different protocols: at the single-grain level and using 4-mm aliquots. Both approaches provided similar outcomes when comparing single-grain (weighted average) and 4-mm aliquots (arithmetic mean) g-values within two standard errors, except for PIZ1 (Fig. S10). No relationship could be identified between single-grain D_e and g-value (Fig. S11). Based on the lower inter-aliquot variability and the higher signal magnitude (better counting statistics), sample-individual g-values from 4-mm aliquot were used for correction of burial doses (following Huntley and Lamothe, 2001).

Sample-individual dose rates for age calculation were calculated using U, Th and K concentrations measured by high-resolution gamma spectrometry (Table S5) on bulk sediment using the online DRAC calculator (Durcan et al., 2015). A water content of 10±5% was assumed to take in account large variations over the considered time. For feldspar (IR₅₀) dose rate calculation, an internal K-content of 12.5±0.5% (Huntley and Baril, 1997) and an alpha efficiency value of 0.15±0.05 (Balescu and Lamothe, 1994) were used.

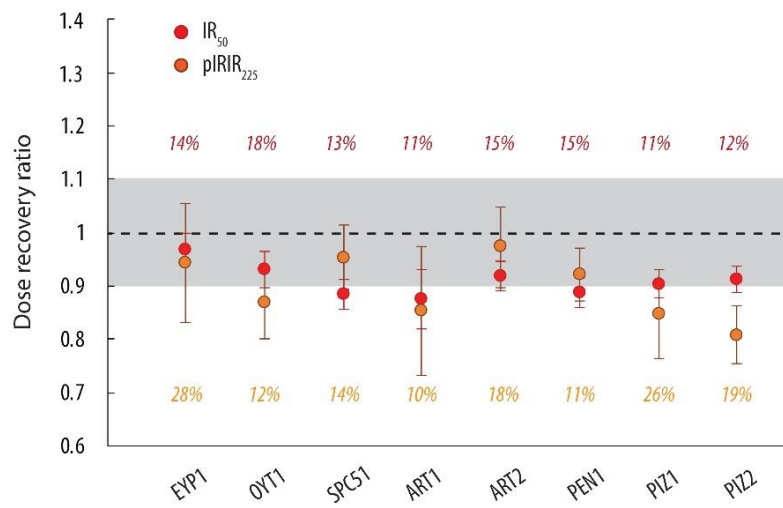


Figure S9: Dose recovery tests for feldspar IR₅₀ and post-IRIR₂₂₅ protocols (CAM recovery dose from single-grain measurements, 1 SG disc for each sample) with intrinsic overdispersion values (given in %).

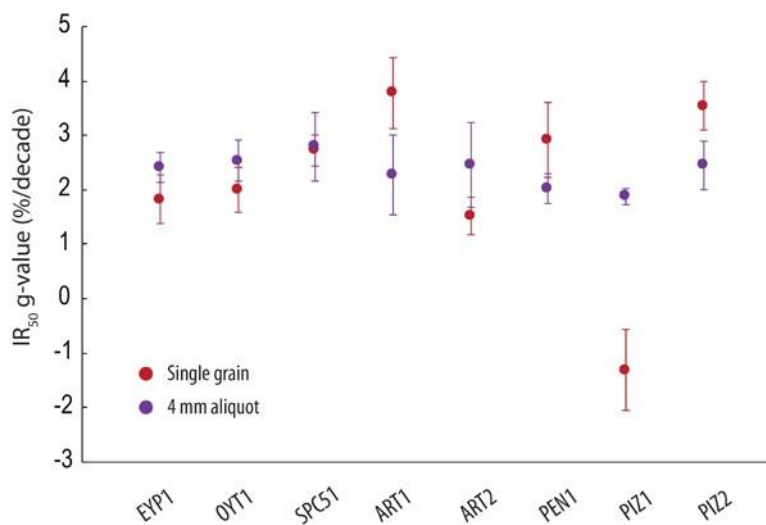


Figure S10: Individual sample g-values (two standard error) for IR₅₀ feldspar from single-grain measurements (1-2 SG discs for each sample; weighted average, in red) and from 4-mm aliquot measurements (3 discs for each sample; arithmetic mean, in purple).

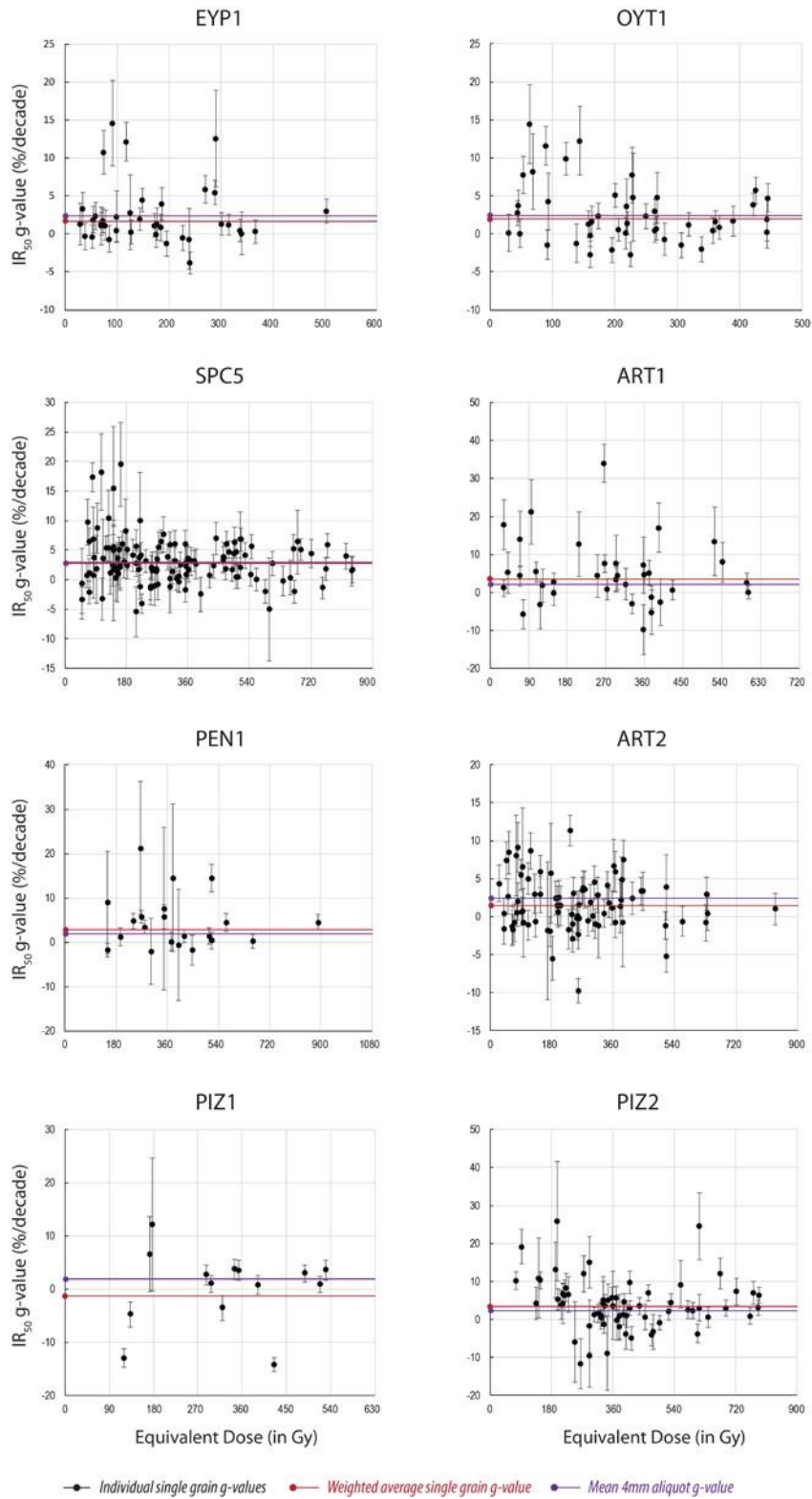


Figure S11: Individual single-grain IR₅₀ g-values plotted against corresponding single-grain D_e (black dots). Sample g-values from single-grain (weighted average; red line) and 4-mm aliquot (arithmetic mean; purple line) are also indicated. Some samples count significantly less single-grain g-values due to the non-measurable fading at an acceptable level of sensitivity and /or the absence of corresponding single-grain D_e .

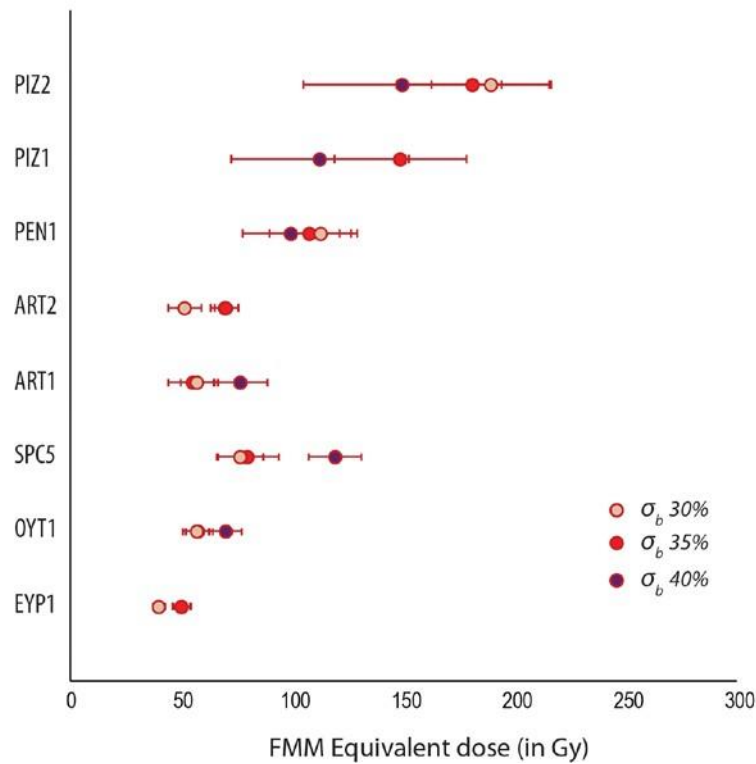


Figure S12: IR₅₀ feldspar burial dose (one sigma error; non-fading corrected) obtained when applying the FMM model (FMM D_e) using σ_b values at 30, 35, 40%. In most cases, FMM D_e agree within 1 σ error using different σ_b values. For ART2 and EYP1, FMM D_e agree within 2 σ error. Only for SPC5, a significant difference persists between 30-35% and 40% σ_b values. However, IR₅₀ feldspar-age using 30-35% σ_b value agrees within error with the associated OSL quartz age, hence we selected σ_b of 35% for IR₅₀ feldspar age calculation. For PIZ1, the proportion of the minimum subpopulation extracted when applying the FMM model with 30% σ_b is not significant ($p_0 < 0.05$), hence no FMM D_e is provided.

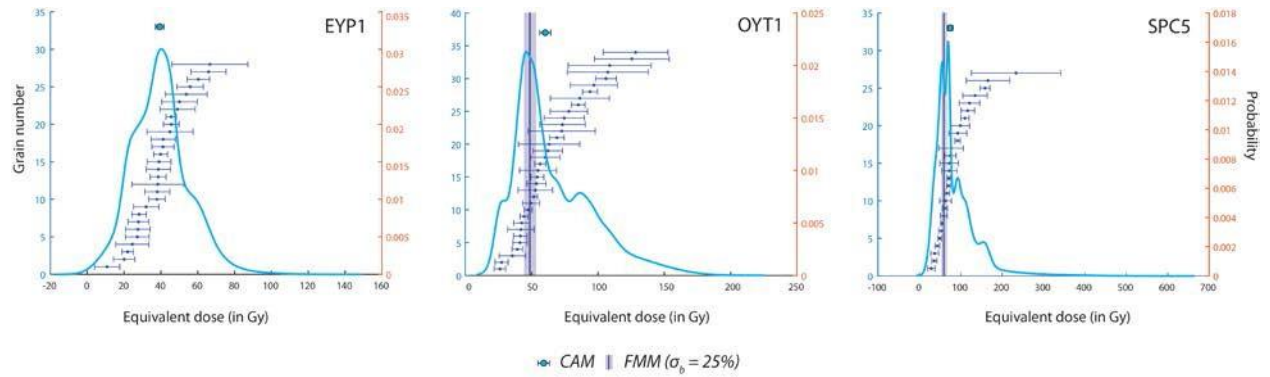


Figure S13: Single-grain OSL quartz D_e distribution for EYP1, OYT1 and SPC5 samples (suitable signals/statistics), and burial doses obtained using the CAM (top circle) and FMM (vertical line/envelope) models. No FMM model was run for EYP1 due the limited overdispersion of this dataset ($OD < 25\%$).

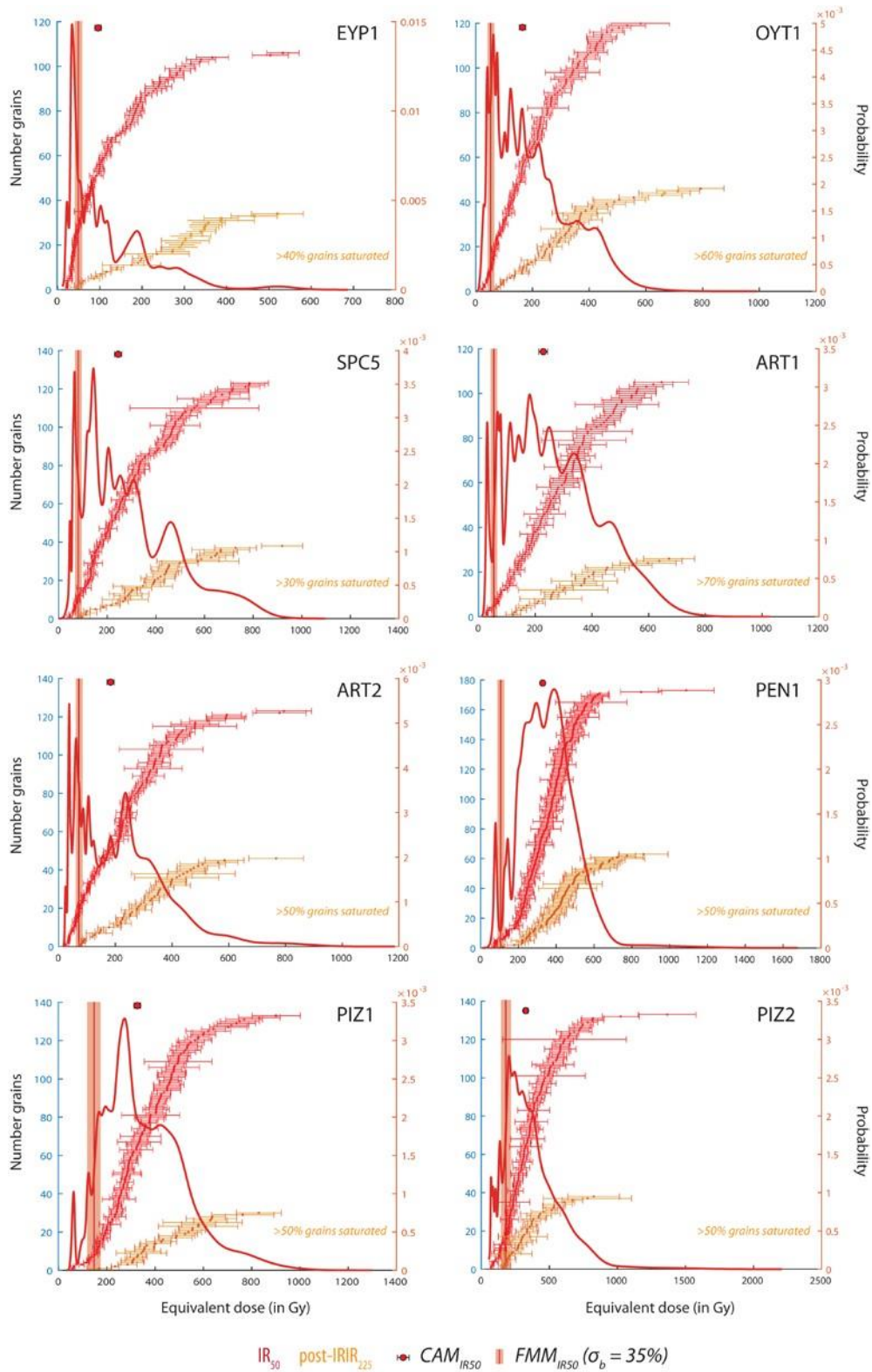


Figure S14: IR_{50} and post- $IRIR_{225}$ single-grain D_e distribution (non-fading corrected) for all samples. Probability distribution and burial doses (non-fading corrected) obtained using the CAM (top circle) and the FMM (vertical envelope) models are only provided for the IR_{50} signal, as a large proportion of grains were saturated when considering the post- $IRIR_{225}$ signal.

Table S2: SAR protocols used for feldspar and quartz single-grain equivalent doses

Feldspar post-IRIR ₂₂₅	Quartz OSL
Dose	Dose
Preheat at 250°C for 60s	Preheat at 220°C for 10s
SG IRSL (laser) at 50°C for 5s	IRSL (diodes) at 125°C for 40s
SG IRSL (laser) at 225°C for 5s	SG Green OSL (laser) at 125°C for 5s
Test dose (500s)	Test dose (500s)
Preheat at 250°C for 60s	Preheat at 220°C for 10s
SG IRSL (laser) 50°C for 5s	IRSL (diodes) at 125°C for 40s
SG IRSL (laser) at 225°C for 5s	SG Green OSL (laser) at 125°C for 5s

Table S3: Details of single-grain IR₅₀ feldspar measurements and age determination

Sample ID	n grains (n/N, % ¹)	Total OD (%)	CAM D_e (Gy)	skewness	kurtosis	FMM D_e^2 (Gy; σ_b 0.35)	g-value ³ (% per decade)	Dose rate (Gy/ka)	Age (ka)
EYP1	106 (35%)	78	96.0±7.3	1.44	5.33	49.9±3.7 (FMM 2)	2.4±0.1	2.14±0.12	29.4±2.8
OYT1	120 (40%)	73	164.8±11.1	0.65	2.52	57.5±6.8 (FMM 3)	2.5±0.2	2.27±0.12	32.4±4.3
SPC5	123 (41%)	68	244.8±15.1	0.75	2.72	79.7±14.0 (FMM 3)	2.8±0.3	2.53±0.13	41.6±7.9
ART1	105 (12%)	68	228.6±15.4	0.37	2.29	55.2±11.1 (FMM 3)	2.3±0.4	2.03±0.12	33.8±7.3
ART2	123 (41%)	75	182.8±12.6	1	4.37	70.2±5.3 (FMM 3)	2.5±0.4	2.20±0.12	40.6±4.2
PEN1	173 (29%)	43	328.2±11.0	0.9	6.42	107.9±18.1 (FMM 2)	2.0±0.1	2.09±0.12	63.0±11.4
PIZ1	133 (22%)	48	325.9±13.9	0.75	3.49	148.6±29.5 (FMM 2)	1.9±0.1	2.94±0.14	60.8±12.3
PIZ2	133 (22%)	52	326.4±15.3	1.45	6.83	181.2±34.4 (FMM 2)	2.5±0.2	3.05±0.13	76.4±15.1

¹Percentage of grains used for analysis (n) compared to the total number of measured grains (N). ²FMM D_e used for age calculation. For each sample, the number of components of the selected FMM model is indicated; ³mean and standard error g-value from fading measurements using 4-mm aliquots.

Table S4: Details of single-grain OSL quartz measurements and age determination

Sample ID	n grains (n/N,%)	Total OD (%)	CAM D_e (Gy)	skewness	kurtosis	FMM D_e (Gy; σ_b 0.25) ¹	Age model	Dose rate (Gy/ka)	Age (ka)
EYP1	28 (2%)	24	39.4±2.3	0.11	2.48	-	CAM	1.20±0.05	32.9±2.3
OYT1	34 (2%)	36	60.2±4.1	0.67	2.45	48.7±4.6	FMM 2	1.34±0.06	36.4±3.8
SPC5	27 (2%)	39	74.6±6.3	1.38	4.77	60.2±6.4	FMM 2	1.56±0.07	38.6±4.5

¹using a σ_b of 0.3 results in FMM D_e with less than 5% difference.

Table S5: Element concentrations from high-resolution gamma spectrometry used for dose-rate calculation (see Tables S3 and S4 for output dose rates)

Sample ID	U (ppm)	Th (ppm)	⁴⁰ K (%)
EYP1	0.89±0.11	3.97±0.08	0.79±0.01
OYT1	0.53±0.17	3.02±0.02	1.07±0.01
SPC5	1.26±0.31	5.91±0.13	0.98±0.01
ART1	0.79±0.1	3.73±0.11	0.90±0.01
ART2	0.85±0.23	2.63±0.08	0.78±0.01
PEN1	0.6±0.11	2.34±0.08	1.01±0.01
PIZ1	1.27±0.16	7.1±0.24	1.43±0.02
PIZ2	1.20±0.13	6.16±0.2	1.57±0.02

4.3 Palaeogeographical reconstruction of the western French Alps foreland during the LGM using cosmogenic exposure dating.

Afin d'obtenir une chronologie directe du complexe morainique du lobe lyonnais, des datations par exposition ^{10}Be de blocs erratiques et glaciaires ont été réalisées. Ces âges doivent permettre de contraindre l'âge du maximum d'extension du lobe lyonnais ainsi que de dater des étapes de recessions glaciaires. A partir de ce cadre chronologique, des reconstitutions paléogéographiques du glacier seront réalisées afin de reconstituer la géographie du maximum d'extension et des étapes de retrait glaciaire sur le piémont des Alpes occidentales françaises.

Ces travaux ont fait l'objet d'un article publié en anglais en 2022, dans le journal *Quaternary Research*.

Palaeogeographical reconstruction of the western French Alps foreland during the LGM using cosmogenic exposure dating.

Thibault ROATTINO ¹, Christian CROUZET ¹, Riccardo VASSALLO ¹, Jean-François BUONCRISTIANI ², Julien CARCAILLET ³, Natacha GRIBENSKI ⁴, Pierre VALLA ^{3,4}.

1: Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, Univ. Gustave Eiffel, ISTERre. Batiment Belledonne – Campus Scientifique, 73376 Le Bourget du Lac, France.

2: Biogéosciences, UMR 6282 CNRS/Bourgogne Franche-Comté University. 6 Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France.

3: Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, Univ. Gustave Eiffel, ISTERre. 1381 rue de la Piscine, 38400 Saint Martin d'Hères, France.

4: Bern University, Institute of Geological Sciences. Baltzerstrasse 3, 3012 Bern, Switzerland.

4.3.1 Abstract

The extent of glaciers in the western French Alps foreland during the Last Glacial Maximum (LGM, 26.5-19 ka) has not yet been determined, so understanding glacial palaeogeography during the LGM remains an open question. This study focuses on the glacial chronology in the western French Alps piedmont using ¹⁰Be surface exposure ages on 9 glacial boulders and 12 erratic boulders. Results indicate an LGM glacier advance between ca. 24 and 21 ka. During the Late LGM, a smaller glacier readvance or stabilization phase occurred at ca. 19 ka, and was then followed by a withdrawal phase between ca. 19 and 16.5 ka. Our outcomes show that the LGM extent in the western French Alps was similar or slightly less extensive than the pre-LGM ice extents during the last glacial period. Such palaeogeography has also been suggested in the western Italian Alps, which share the same accumulation zone with the western French Alps glaciers. The LGM dynamic of the western French Alps foreland glaciers highlighted by our exposure ages is consistent with the timing of the LGM glacier advances and deglaciation with the western Italian ice lobes.

Keywords: LGM, Glacier, Cosmogenic nuclides, western French Alps, Palaeogeography.

4.3.2 Introduction

For the Late Pleistocene (i.e. the last 129 ka), $\delta^{18}\text{O}$ variations in planktonic fossils from oceanic cores have been used as a proxy for the continental ice volume (Emiliani, 1955; Shackleton, 1987), reflecting global palaeoclimatic variations and defining marine isotope stages (MIS). Ice cores from Greenland (Grootes et al., 1993) and Antarctica (Petit et al., 1999) have also provided high-resolution temperature reconstructions mainly from ice isotopic records. From these palaeoclimate proxies, it was shown that Late Pleistocene temperature minima occur during the MIS 4 and mainly during the MIS 2 (Bond et al., 1993; Lisiecki & Raymo, 2005). The last glacial maximum (LGM), which occurred during the MIS 2, between 26.5 and 19 ka (Clark et al., 2009) or between 30 and 16.5 ka (Lambeck et al., 2014), refers to the most recent cold period when the global ice sheet volume reached its maximum.

In the marginal areas of the European Alps, morainic complexes have been recognized and well mapped (Penck & Brückner, 1909; Ehlers et al., 2011 and references therein), indicating the large extent of the Alpine Late Pleistocene glaciers forming broad piedmont lobes. Two main glacier advance phases have been recorded during the LGM in the European Alps. The first one occurred between 24 and 22 ka in the Italian foreland (Monegato et al., 2007; Gianotti et al., 2008; Gianotti et al., 2015; Ravazzi et al., 2012a; Fontana et al., 2014; Scapozza et al., 2014; Braakhekke et al., 2020; Ivy-Ochs et al., 2018; Kamleitner et al., 2022) and in the northern Swiss foreland (Ivy-Ochs et al., 2004; Akçar et al., 2011; Reber et al., 2014; Graf et al., 2015; Ivy-Ochs, 2015) followed by a simultaneous retreat of the northern Swiss foreland lobes from their maximum positions (Ivy-Ochs et al., 2004; Akçar et al., 2011; Reber et al., 2014; Graf et al., 2015; Ivy-Ochs, 2015). The second glacier advance phase happened around 21-19 ka on the northern and southern sides of the Alps (Jorda, 1988; Lister, 1988; Monegato et al., 2007; Starnberger et al., 2011; Federici et al., 2012; Ravazzi et al., 2012a; Fontana et al., 2014; Reber et al., 2014; Ivy-Ochs, 2015; Federici et al., 2016; Ivy-Ochs et al., 2018; Braakhekke et al., 2020; Kamleitner et al., 2022). For the western French Alps, until recently, only scarce radiocarbon dates were available (Loebell, 1980; Evin et al., 1985; Mandier, 1988; Mandier & Piegay, 1991; Bossuet et al., 1996; Bintz & Evin, 2002; Mandier et al., 2003; Doyen et al., 2015) and two hypotheses were proposed for the chronology of the Late Pleistocene maximum glacier extent, mainly based on a correlation with isotopic data from Greenland. The first hypothesis proposes a glacial maximum around 27 ka and the second hypothesis suggests a glacial maximum around 22 ka (Schoeneich, 1998). Studies about the LGM palaeogeography of the western French Alps glaciers were then mainly based only on a morphostratigraphical approach (Enay, 1981; Mandier, 1984; Monjuvent, 1988; Kerrien & Monjuvent, 1990) and are not supported by quantitative chronology. More recently, an earlier timing for the glacial maximum has been proposed in the western French foreland (Gribenski et al., 2021). The dated deposits by Optically Stimulated Luminescence (OSL) techniques, are well-developed glacio-fluvial sediments, still preserved today and geomorphologically connected to the morainic landforms associated with the Late Pleistocene maximum glacier advances (Mandier, 1984; Roattino et al., 2021). The results indicate two geometrically similar maximum advances during the MIS 4 and late MIS 3, whereas MIS 2 ages were not recorded (Gribenski et al., 2021). Finally, numerical simulations of the last glacial cycle (120-0 ka) in the European Alps indicated the absence of glacier advance on the western French Alps foreland during the LGM (Seguinot et al., 2018), or that the glacier may have spread to a limited extent without reaching the maximum MIS 4/late MIS 3 configurations (Mey et al., 2016; Becker et al., 2016; Visnjevic et al., 2020). The current lack of quantitative data for the LGM period raises the question of the glacier palaeogeography in the western French Alps foreland during this period. In the western French Alps, ^{10}Be surface-exposure dating spanning the Late-glacial and the Holocene period has only been applied on the inner valleys (Coutterand & Nicoud, 2005; Cossart et al., 2008; Cossart et al., 2012; Perret, 2014; Schwartz et al., 2017; Wirsig et al., 2016a; Wirsig et al., 2016b; Le Roy et al., 2017; Protin, 2019; Protin et al., 2019; Prud'homme et al., 2020) and not in the foreland area.

In this context, this study aims to address two main questions: Did the glacier reached the foreland during the LGM? And if yes, was the LGM advance similar or significantly less extensive than the earlier advances recorded in the Lyon foreland during the last glacial period? Here we present new ^{10}Be surface exposure dating results that in concert with geomorphological evidence, we used to define the LGM palaeogeography of the western French Alps foreland.

4.3.3 Geological setting

4.3.3.1 Geography and bedrock geology

This study focuses on the western French Alps foreland (east of the city of Lyon, Figure II.1). The highest topographic reliefs in this area belong to the southern Jura (around 1100 m a.s.l.), the Chat Mountain (around 1400 m a.s.l.) and the subalpine Chartreuse massif (around 1800 m a.s.l.). The Rhône Valley is a wide valley that separates the southern Jura and the Chat Mountain before reaching the foreland. In the southern part of the foreland (Terres Froides, Figure II.1), the highest hills reach ~800 m a.s.l. are comprised of Miocene molasses. The rest of the foreland topography is a low-relief area with an average elevation of 300 m a.s.l., mainly formed by Miocene sandstone and conglomerate and by the monoclinical limestone series of the Crémieu plateau (Gigout et al., 1976; David et al., 1978; Monjuvent et al., 1980; Elmi et al., 1986; Kerrien & Monjuvent, 1990).

4.3.3.2 Glacial geomorphology and palaeogeography

The last glacial cycle maximum extent in the study area is characterised by a range of moraine landforms known as the Internal Moraine Complex (IMC) (Buoncristiani & Campy, 2011), delimiting the extent of a wide piedmont lobe so called the Lyonnais ice lobe. At the scale of the Lyonnais ice lobe, three main morainic domains can be distinguished. The western morainic domain close to the Dombes plateau, the intermediate morainic domain mainly constituted by the IMC, and the eastern morainic domain located in the Crémieu Plateau and southern Jura (Figure II.1).

A new geomorphological map (Figure II.1) of the morainic domains was done using high-resolution digital elevation model (DEM) RGE ALTI® with 5m resolution from French National Institute of Geographic and Forest Information (IGN®), in southern Jura, Terres Froides, Southwestern foreland, Est Lyonnais (Steiner, 2020; Roattino et al., 2021).

According to the provenance of the pebbles, Lyonnais ice lobe is fed by glaciers flowing from Mont-Blanc, Beaufortain (Mandier et al., 2003; Buoncristiani & Campy, 2011), Tarentaise and part of the Maurienne accumulation zone (Mandier et al., 2003; Coutterand et al., 2009; Coutterand, 2010), (Figure II.1). Before reaching the piedmont, the ice flowed through the Rhône Valley between the southern Jura and the Chat mountain (Coutterand, 2010).

During its maximum extent, the Lyonnais ice lobe was approximately 55 km wide and stretched over 40 km into the piedmont. It was bounded to the north by the southern part of the Jura Mountains and to the south by the Terres Froides where the ice flowed in narrow valleys (Figure II.1). In the southern Jura, the moraine deposits are mainly arcuate with multiple ridges characteristic of ice marginal deposits. In this area, several longitudinal ridges correspond to lateral and frontal moraines (Kerrien & Monjuvent, 1990). In the Terres Froides, the morphology of the moraines is constrained by local topography (Figure II.1). Overall, several arcuate moraine ridges can be observed, reflecting several episodes of marginal glacial deposition (Steinfatt, 1975). In the foreland plain, the Lyonnais ice lobe has built well-preserved moraines in the Est Lyonnais area (Figure II.1). These glacial landforms are constituted by several sets of crests highlighting several glacial stages of the Lyonnais ice lobe identified and correlated from a morpho-stratigraphic and pedological point of view (Mandier et al., 2003; Steiner, 2020; Roattino et al., 2021).

In the southern Jura, glacial retreat moraines were recognized as frontal and arcuate frontal moraines in valleys behind or topographically below the morainic front attributed to the IMC (Kerrien & Monjuvent, 1990). During the retreat phases of the Lyonnais ice lobe, several series of morainic landforms, generally oriented NE-SW, with single, multiple, long-linear ridges were also deposited on the Crémieu plateau (Figure II.1) (Monjuvent, 1988; Steiner, 2020).

4.3.3.3 Available chronological data

Available ages, obtained in an attempt to date glacier advances in the study area, come from radiocarbon and OSL techniques. Sampling has focused only on glacio-fluviatile and postglacial deposits and no direct dating of the moraines exists (Loebell, 1980; Vilain et al., 1988; Mandier & Piegay, 1991; Bossuet et al., 1996; Bintz & Evin, 2002; Gribenski et al., 2021), mainly due to the general lack of in place boulders on moraine crests, especially along the IMC margins in the Lyon foreland.

OSL dating of glacio-fluviatile outwash terraces associated with the most external IMC moraines reveal two geometrically similar glacier extents. The earliest of these two glacier extents happened between ca. 70 and 60 ka (MIS 4) and is found locally in the Est Lyonnais area and southwestern foreland. The youngest of these two glacier advances occurred between ca. 42 and 29 ka (late MIS 3) (Gribenski et al., 2021), consistent with radiocarbon dating collected above the till near the Dombes plateau (Figure II.1) (Evin et al., 1985; Vilain et al., 1988).

Radiocarbon ages in the study area are found for the postglacial lacustrine, fluviatile and karst deposits (Table II.1). In Est Lyonnais, near the Dombes plateau (Figure II.1), sampled peat deposits above the outer IMC moraine provided a radiocarbon age of 30.41 -26.87 cal ka BP (Evin et al., 1985; Vilain et al., 1988). In the Eastern Crémieu plateau, radiocarbon dating was performed at a depth of 66 m within a lacustrine deposit (Mandier, 1988) yielding a radiocarbon age of 33.15-28.98 cal ka BP. Other organic samples (Figure II.1) below lacustrine deposit of Moras lake provide radiocarbon ages of 33.72-31.22 cal ka BP (Mandier et al., 2003).

A radiocarbon age for human occupation remains yielded an age of 16.30-15.26 cal ka BP (Bintz & Evin, 2002). In the north-east part of the Crémieu plateau, radiocarbon dating within a fluviatile terrace yielded an age of 17.43-16.77 cal ka BP (Mandier & Piegay, 1991). In the southern Jura, a lacustrine deposit yielded radiocarbon ages of 18.35-14.79 cal ka BP (Bossuet et al., 1996). Other lacustrine deposits in the Terre Froides and Crémieu areas provided radiocarbon ages of 14.04-13.80 and 13.31-13.16 cal ka BP respectively (Doyen et al., 2015). Lastly, in the very inner zone (Rhône Valley, Figure II.1), radiocarbon dating suggested the first human settlements at 18.33 -16.49 cal ka BP (Table II.1) (Loebell, 1980).

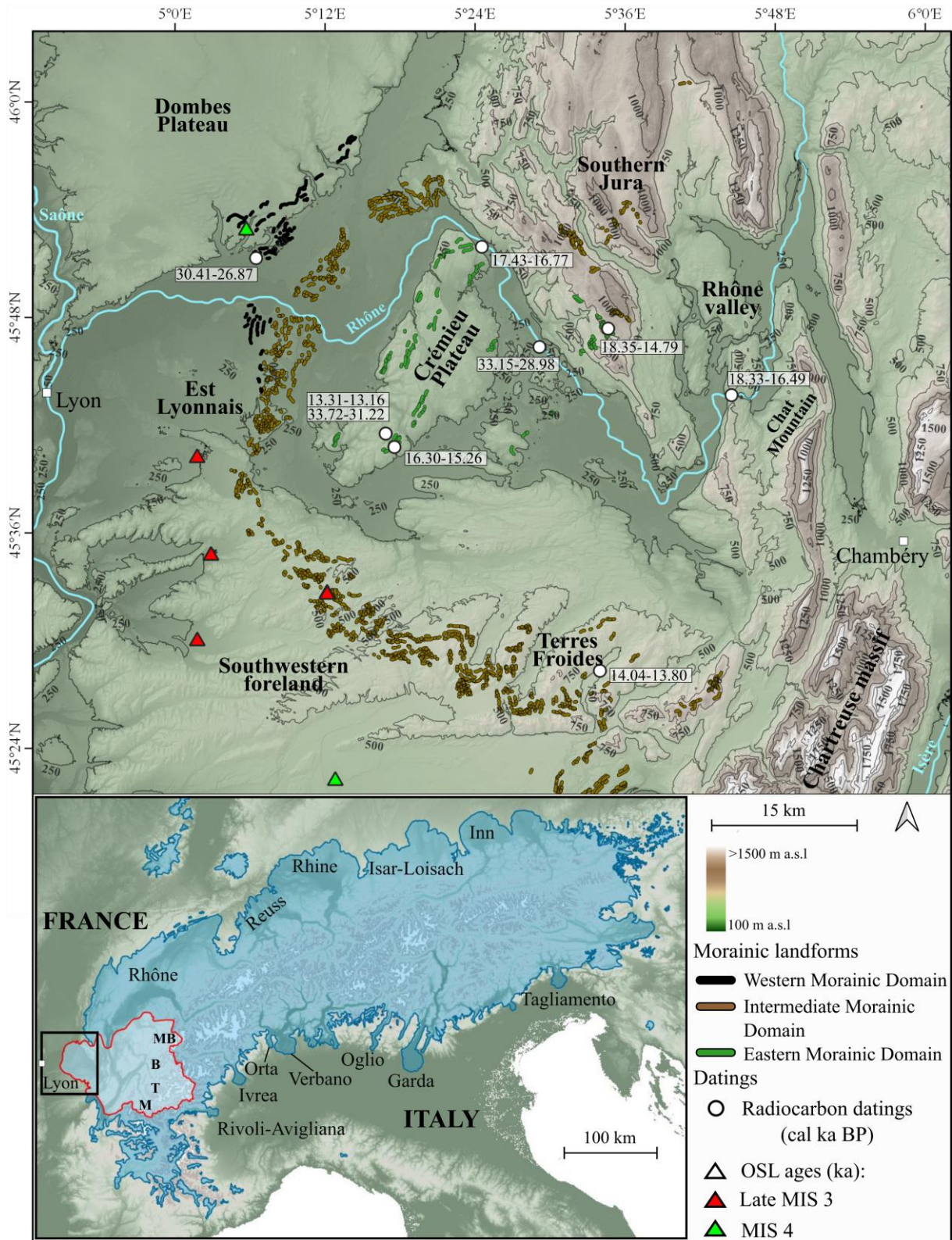


Figure II.1 : Topographic map showing the main reliefs, the rivers and geomorphological sectors of the study area. The mapping of the western morainic domain (black ridges), intermediate morainic domain (brown ridges) and the eastern morainic domain (green ridges) is a synthesis of the different works carried out in this area. (Steinfatt, 1975; Mandier, 1984; Monjuvent, 1988; Monjuvent & Nicoud, 1988; Kerrien & Monjuvent, 1990; Steiner, 2020; Roattino et al., 2021). The locations of the available radiocarbon dates presented in Table II.1 are identified with white dots. The locations of the OSL dating (Gribenski et al., 2021) are marked by the red triangles for the Late MIS 3 ages and by the green triangles for the MIS 4 ages. The inset in the lower left corner shows the main European Alpine ice lobes during their maximal extent updated from Ehlers et al. (2011). The study area is delimited by a black square and the catchment of the Lyonnais ice lobe (Coutterand, 2010) is 26

demarcated by the red polygon with the main accumulation areas (MB: Mont Blanc; B: Beaufortain, T: Tarentaise, M: Maurienne).

Table II.1 : Summary of the radiocarbon dates available in the study area. Ages taken from previous studies are given in ka. These data are calibrated into ka Cal BP with IntCal 20 calibration curve (Reimer et al., 2020) along with the associated uncertainty. For each location, the oldest reliable age is presented.

Location	Sample	Lat (° N)	Long (° E)	Elev (m)	Age (ka BP)	Uncertainty (ka BP)	Age (cal ka BP)	Geological Setting	Dated material	Source
Cerin lake	Ly-5082	45°46,50'	5°33,87'	754	13.68	0.72	18.35-14.79	lacustrine deposit	Peat	Bossuet et al. 1996
Creys-Malville	Ly-3814	45°45,60'	5°28,36'	142	26.47	0.92	33.15-28.98	lacustrine deposit	Wood	Mandier, 1988
Garenne cave	Ly 702 / OxA 8163	45°40,27'	5°16,60'	336	13.15	0.18	16.30-15.26	Cave, Human occupation	Reindeer bone	Bintz et Evin, 2002
Moras Lake	Ly-1773	45°41,03'	5°15,93'	283	28.16	0.52	33.72-31.22	Lacustrine deposit	Pollen	Mandier et al, 2003
Moras Lake	SacA-12347	45°41,03'	5°15,93'	250	11.34	0.05	13.31-13.16	Lacustrine deposit	Charcoal	Doyen et al, 2015
Paladru Lake	SacA-20698	45°27,46'	5°32,38'	441	12.02	0.05	14.04-13.80	Lacustrine deposit	Charcoal	Doyen et al, 2015
Porcieu-Amblagnieu	Ly-4814	45°51,27'	5°24,02'	205	14.09	0.12	17.43-16.77	Fluviatile deposit	Horse bone	Mandier et Pigeay, 1991
Pugnieux	Ly-2318	45°51,17'	5°5,73'	200	24.11	0.90	30.41-26.87	Lacustrine deposit	Peat	Evin et al, 1985
Romains cave	Ly-16	45°42,56'	5°43,50'	280	14.38	0.38	18.33-16.49	Cave, Human occupation	Charcoal	Loebell, 1980

4.3.4 Materials and methods

4.3.4.1 Sites and sampling strategy for the Terrestrial Cosmogenic Nuclide analyses

The timing of the glaciations was constrained by cosmogenic exposure dating on erratic and glacial boulders using Terrestrial Cosmogenic Nuclides ^{10}Be . Nine glacial boulders and twelve erratic boulders were described and sampled with the aim to track the LGM glacial deposits. On this basis, the investigated areas are located on the intermediate and eastern morainic domains and also in more internal regions of the foreland (Figure II.1). However, on the southwestern foreland and Est Lyonnais sectors, the glacial and erratic boulders for ^{10}Be exposure dating are very scarce. Indeed, the dense urbanization and agriculture on this area are probably responsible for the destruction or displacement of boulders that further reduces the opportunities for sampling. Only one large boulder (ART 18-01) is still preserved within the intermediate morainic domain and is located in the Southwestern foreland (Figure II.1, Figure II.2). Better preserved glacial morphologies and/or boulders were surveyed in less anthropized areas: the southern Jura, the Terres froides and the Rhône Valley (Figure II.3). Nevertheless, large boulders ($> 1 \text{ m}^3$) are sparse limiting the number of samples per location and requiring to select the best boulders. In the field, the biggest, well-anchored and quartz-rich boulders were in priority chosen to minimize potential late remobilization, post-abandonment displacement, as well as sustainable burial. The glacial boulders sampled are located on moraine ridges, while erratic boulders are located on bedrock or till deposits (Figure II.2, Figure II.3). A hammer, chisel, and angle grinder were used to sample rock chips measuring 4 cm thick. Sampling strategy targeted the top of the boulders to minimize the effect of the snow and/or the sediment burial through time. Topographic shielding values were measured using a clinometer and a compass.

4.3.4.2 Analytical procedure

Rock samples were prepared at the GTC platform (ISTerre, Grenoble, France). Samples were crushed and sieved to keep the grain size between 200 and 500 μm . The magnetic fraction was first isolated

using a Frantz[®] magnetic separator, and the quartz was isolated from the other minerals by selective dissolution with several etchings by H₂SiF₆/HCl mixture (2/3-1/3). Quartz grains were etched three times with concentrated hydrofluoric acid (HF) in order to remove the atmospheric ¹⁰Be fraction. ~ 0,5 g of the Be standard solution was used to spike the quartz samples (See Table II.3 for details).

The ¹⁰Be target was prepared following the protocol of Brown et al. (1991) modified by Merchel and Herpers (1999). After total dissolution by concentrated HF, ¹⁰Be was extracted using chromatography techniques using anionic and cationic exchange resins (Dowex 1X8 and Dowex 50WX8). Before the conditioning for the AMS analysis, the Be target was oxidized to beryllium oxide (BeO) by heating to 900°C. The beryllium ratio (¹⁰Be/⁹Be) was measured using accelerator mass spectrometry at the ASTER AMS facility (Aix en Provence, France) (Arnold et al., 2010). The ¹⁰Be/⁹Be ratio was normalized with in-house CEREGE Standard Reference material called STD-11 (Braucher et al., 2015) with a theoretical ratio of 1.191.10⁻¹¹.

4.3.4.3 Age calculation

The online calculator Cosmic Ray Exposure Program (CREP, univ-lorraine.fr) (Martin et al., 2017) was used to calculate the surface ¹⁰Be exposure ages. The production rate scaling scheme used is the LSD model (Lifton et al., 2014), with the ERA-40 database (Uppala et al., 2005), used to calculate an atmospheric pressure and the VDM geomagnetic record described by Lifton (2016). Scaled production rate based on the Chironico landslide production rate calibration was used (Claude et al., 2014). These parameters were corrected for the sample thickness (4 cm) and the sample density (2.65 g.cm⁻³), and were scaled with the sample elevation, latitude, longitude and the topographic shielding correction (Table II.2). The surface-exposure ages were calculated with the null erosion rate, therefore the ages are the minimum estimates. No correction for snow effect was applied since no information about the snow cover record over time is available for the studied area. The present-day snow-covered period at the study area is short (1-2 weeks) and insignificant (< 20 cm). Therefore, the snow effect on the surface-exposure ages can be considered as negligible.

Table II.2: Geographic coordinates of the sampled boulders, site information and apparent size of the boulders.

Sample	Areas	Latitude	Longitude	Elevation	Samplig year	Lithology	Géomorphological position	Sample informations
		° N	° E	m a.s.l.				Apparent size (length*width*height, m)
HIL 20-01	Crémieu plateau	45°40,25'	5°16,63'	346	2020	Polygenic conglomerate	Boulder on morainic crest	4.2*1.1*2.7*
TRB 18-01		45°41,69'	5°18,27'	339	2018	Polygenic conglomerate	Boulder on morainic crest	9.0*3.7*3.5
TRE 18-01		45°41,61'	5°18,26'	340	2018	Polygenic conglomerate	Boulder on morainic crest	6.5*4.0*3.0
BIL 19-01	Rhône Valley	45°42,76'	5°48,65'	410	2019	Micaschist	Boulder on till	2.5*1.5*0.5
CRV 20-01		45°42,11'	5°50,90'	824	2020	Granite	Boulder on till	2.5*1.2*0.7
CUL 19-01		45°50,71'	5°46,55'	300	2019	Schist	Boulder on the bedrock	4.0*2.0*2.0
LAT 19-01		45°36,73'	5°43,46'	856	2019	Granite	Boulder on till	1.5*0.8*0.7
YEN 19-01		45°42,16'	5°44,44'	350	2019	Schist	Boulder on the bedrock	2.0*1.0*0.5
INN 18-01		Southern Jura	45°47,34'	5°35,36'	1113	2018	Schist	Boulder on till
INN 18-02	45°47,29'		5°35,38'	1099	2018	Schist	Boulder on till	1.2*0.9*0.8
INN 18-03	45°47,24'		5°35,40'	1087	2018	Schist	Boulder on till	1.0*0.5*0.5

INN 18-04		45°47,18'	5°35,02'	972	2018	Quartzite	Boulder on morainic crest	5.0*2.4*2.0
ORD 18-02		45°51,83'	5°30,50'	826	2018	Schist	Boulder on morainic crest	1.3*1.2*0.8
ORD 18-03		45°51,90'	5°30,47'	817	2018	Quartzite	Boulder on morainic crest	1.5*1.2*0.9
ORD 18-04		45°52,12'	5°30,47'	807	2018	Schist	Boulder on morainic crest	1.3*1.2*0.5
THZ 18-01		45°52,84'	5°35,21'	864	2018	Flysch	Boulder on morainic crest	1.2*1.0*0.9
ART 18-01	Southwestern foreland	45°32,78'	5°9,12'	439	2018	Micaschist	Boulder on morainic crest	12.0*6.0*3.5
MIR 20-01	Terres Froides	45°26,13'	5°42,27'	696	2020	Micaschist	Boulder on till	2.0*1.7*1.5
MIR 20-02		45°27,30'	5°41,61'	788	2020	Granite	Boulder on till	4.1*3.4*3.1
PAL 20-01		45°26,11'	5°32,84'	795	2020	Amphibolite	Boulder on till	3.0*1.2*1.0
RAT 19-01		45°21,57'	5°39,66'	670	2019	Granite	Boulder on till	1.5*1.3*1.0



Figure II.2 : Examples of sampled boulders on the southern Jura: INN 18-04 (A), Rhône Valley: CUL 20-01 (B) and CRV 20-01 (C), Crémieu plateau: TRE 18-01 (D), Southwestern foreland: ART 18-01 (E) and Terres Froides: MIR 20-02 (F).

4.3.5 Results

Exposures ages are grouped into five sectors; Southern Jura, Terres Froides, Southwestern foreland, Crémieu plateau and Rhône Valley (Figure II.4). We obtain 21 terrestrial cosmogenic nuclides dates, 20 of them are distributed between 23.81 ± 1.12 and 2.91 ± 0.20 ka with one much older sample at 496.91 ± 19.20 (Table II.3).

Eight boulders were sampled in the southern Jura area, at altitudes between 800 and 1100 m a.s.l (Table II.2) and located on or close to well-preserved arcuate moraines. ORD 18-02, ORD 18-03 and ORD 18-04 glacial boulders are located on a frontal morainic crest (Figure II.4A) and give respectively 23.81 ± 1.12 , 14.08 ± 1.01 and 14.83 ± 0.64 ka (Table II.3 and Figure II.4). THZ 18-01 glacial boulder lies on a lateral morainic crest (Figure II.3) and provides 16.86 ± 0.75 ka (Table II.3 and Figure II.3).

INN 18-01, INN 18-02 and INN 18-03 erratic boulders are located on a till deposit and provide surface-exposure ages of 16.56 ± 0.68 , 15.79 ± 0.75 and 2.91 ± 0.20 ka respectively. INN 18-04 glacial boulder lies

within a well-preserved frontal moraine (Figure II.4B) and yields 21.32 ± 0.80 ka (Table II.3 and Figure II.3).

Four erratic boulders were sampled in the Terres Froides, between 670 and 800 a.s.l. Erratic boulders, MIR 20-01, MIR 20-02, PAL 20-01 and RAT 19-01 are located on till. They are not associated with a clear morphologic feature. Nevertheless, the area corresponds to the intermediate morainic domain (Figure II.4). These erratic boulders provide surface exposure ages of respectively 12.94 ± 0.85 , 22.72 ± 0.96 , 14.00 ± 0.59 and 16.96 ± 0.87 ka (Table II.3 and Figure II.4).

ART 18-01 is the only glacial boulder sampled in the Southwestern foreland. It lies further west, at 440 m a.s.l, on a hummocky moraine (Table II.2 and Figure II.4D), and yields an age of 20.71 ± 0.80 ka (Table II.3 and Figure II.4).

Glacial boulders on the Crémieu plateau are located near the southern margin of this topographic high. Three glacial boulders TRB 18-01, TRE 18-01 and HIL 20-01 were sampled on a linear morainic ridge (Figure II.4E), at an altitude of 340 m a.s.l (Table II.2). These three samples yield ages respectively 17.08 ± 0.84 ; 18.81 ± 0.93 and 496.91 ± 19.20 ka (Table II.3 and Figure II.4).

The last five sampled erratic boulders CUL 19-01, YEN 19-01, CRV 20-01, BIL 19-01 and LAT 19-01 are not in the foreland and located in a more internal zone to the east, within the Rhône Valley, located between 300 and 850 m a.s.l (Table II.2). Two boulders (CUL 19-01 and YEN 19-01) lie directly on the bedrock. The three other boulders (CRV 20-01, BIL 19-01, and LAT 19-01) are associated with glacial deposits, but without clear landforms (Table II.2, Figure II.3). They provide surface-exposure ages of respectively 16.50 ± 1.08 , 21.80 ± 0.85 , 15.28 ± 0.65 , 4.99 ± 0.40 and 7.33 ± 0.43 ka (Table II.3 and Figure II.3).

Table II.3 : Cosmogenic-exposure data. The surface-exposure ages are calculated with a zero-erosion rate. The scale scheme used for the in-situ cosmogenic nuclide production rates is the LSD scaling scheme given by Lifton et al (2014). The atmospheric model considered is the ERA40 model (Uppala et al., 2005). The geomagnetic database used is the VDM provided by Lifton (2016). Last, production rates are scaled from the reference Chironico production rate (Claude et al., 2014). The thickness is ~4 cm for all the samples. Spike (a): Scharlau beryllium standard solution, 998 mg.l⁻¹; (b): LN2C, 3025mg.l⁻¹.

Sample	Areas	Blank ¹⁰ Be/ ⁹ Be	Blank ¹⁰ Be/ ⁹ Be uncertainty	¹⁰ Be/ ⁹ Be (blank corrected)	¹⁰ Be/ ⁹ Be uncertainty	Mass dissolved quartz	Mass spike ⁹ Be	Spike concentration	Shielding factor	Scaled production rates		¹⁰ Be concentration		Ages with null erosion rate		
										Value	Uncertainty	Value	Uncertainty	Value	External uncertainty	Internal Uncertainty
			%	at.g ⁻¹	%	g	mg	mg.l ⁻¹		atoms/g/yr		x10 ³ atoms/gQtz		ka		
HIL 20-01	Crémieu plateau	8.32E-15	9.80	3.567E-13	3.088	5.21	0.5240	998 ^(a)	1.000	5.4912	0.132	2333.5	74.43	496.91	19.20	15.07
TRB 18-01		2.64E-15	13.66	4.959E-14	4.200	17.69	0.1542	3025 ^(b)	1.000	5.3248	0.128	87.39	3.93	17.08	0.84	0.74
TRE 18-01		2.64E-15	13.66	6.329E-14	4.313	20.38	0.1538	3025 ^(b)	1.000	5.3248	0.128	96.56	4.38	18.81	0.93	0.82
BIL 19-01	Rhône Valley	8.32E-15	9.80	1.716E-14	4.240	37.42	0.5136	998 ^(a)	0.996	5.4496	0.131	26.16	2.07	4.99	0.40	0.38
CRV 20-01		8.32E-15	9.80	1.399E-13	3.221	64.19	0.5133	998 ^(a)	0.994	8.1952	0.197	124.99	4.32	15.82	0.65	0.54
CUL 19-01		8.32E-15	9.80	1.853E-14	4.330	19.74	0.5112	998 ^(a)	1.000	5.1584	0.124	81.68	5.14	16.50	1.08	1.01
LAT 19-01		8.32E-15	9.80	1.859E-14	4.945	25.04	0.5001	998 ^(a)	1.000	8.2784	0.199	58.60	3.43	7.33	0.43	0.39
YEN 19-01		8.32E-15	9.80	1.260E-13	3.098	58.66	0.5131	998 ^(a)	0.998	5.4080	0.130	113.44	3.84	21.80	0.85	0.69
INN 18-01	Southern Jura	2.64E-15	13.66	1.470E-13	3.400	27.39	0.1546	3025 ^(b)	1.000	10.5248	0.253	167.69	5.84	16.56	0.68	0.56
INN 18-02		2.64E-15	13.66	1.328E-13	4.156	26.30	0.1547	3025 ^(b)	1.000	10.4000	0.250	157.91	6.72	15.79	0.75	0.65
INN 18-03		2.64E-15	13.66	2.224E-14	5.565	25.19	0.1550	3025 ^(b)	1.000	9.8592	0.237	27.67	1.78	2.91	0.20	0.19
INN 18-04		2.64E-15	13.66	1.565E-13	3.092	25.40	0.1546	3025 ^(b)	0.997	9.4016	0.226	192.48	6.10	21.32	0.80	0.64
ORD 18-02		2.64E-15	13.66	6.604E-14	4.050	10.73	0.1535	3025 ^(b)	0.999	8.3616	0.201	190.93	8.13	23.81	1.12	0.97
ORD 18-03		2.64E-15	13.66	1.046E-13	6.848	29.60	0.1543	3025 ^(b)	0.999	8.1120	0.195	110.21	7.75	14.08	1.00	0.95
ORD 18-04		2.64E-15	13.66	7.159E-14	3.623	19.19	0.1529	3025 ^(b)	1.000	8.0704	0.194	115.28	4.38	14.83	0.64	0.54
THZ 18-01		2.64E-15	13.66	9.243E-14	3.757	20.97	0.1550	3025 ^(b)	0.999	8.5280	0.205	138.04	5.38	16.86	0.75	0.63
ART 18-01	Southwestern foreland	2.64E-15	13.66	1.090E-13	3.200	28.85	0.1525	3025 ^(b)	1.000	5.7810	0.141	116.52	3.85	20.71	0.80	0.65
MIR 20-01	Terres Froides	8.32E-15	9.80	1.050E-14	4.369	39.85	0.5067	998 ^(a)	0.998	7.2384	0.174	89.92	5.63	12.94	0.85	0.80
MIR 20-02		8.32E-15	9.80	1.090E-14	4.239	22.54	0.5045	998 ^(a)	0.994	8.0288	0.193	174.03	6.49	22.72	0.96	0.81
PAL 20-01		8.32E-15	9.80	1.403E-14	4.221	48.48	0.5128	998 ^(a)	1.000	7.9040	0.190	106.66	3.93	14.00	0.59	0.50
RAT 19-01		8.32E-15	9.80	1.653E-14	4.950	25.53	0.5140	998 ^(a)	0.993	7.1136	0.171	115.35	5.50	16.96	0.87	0.78

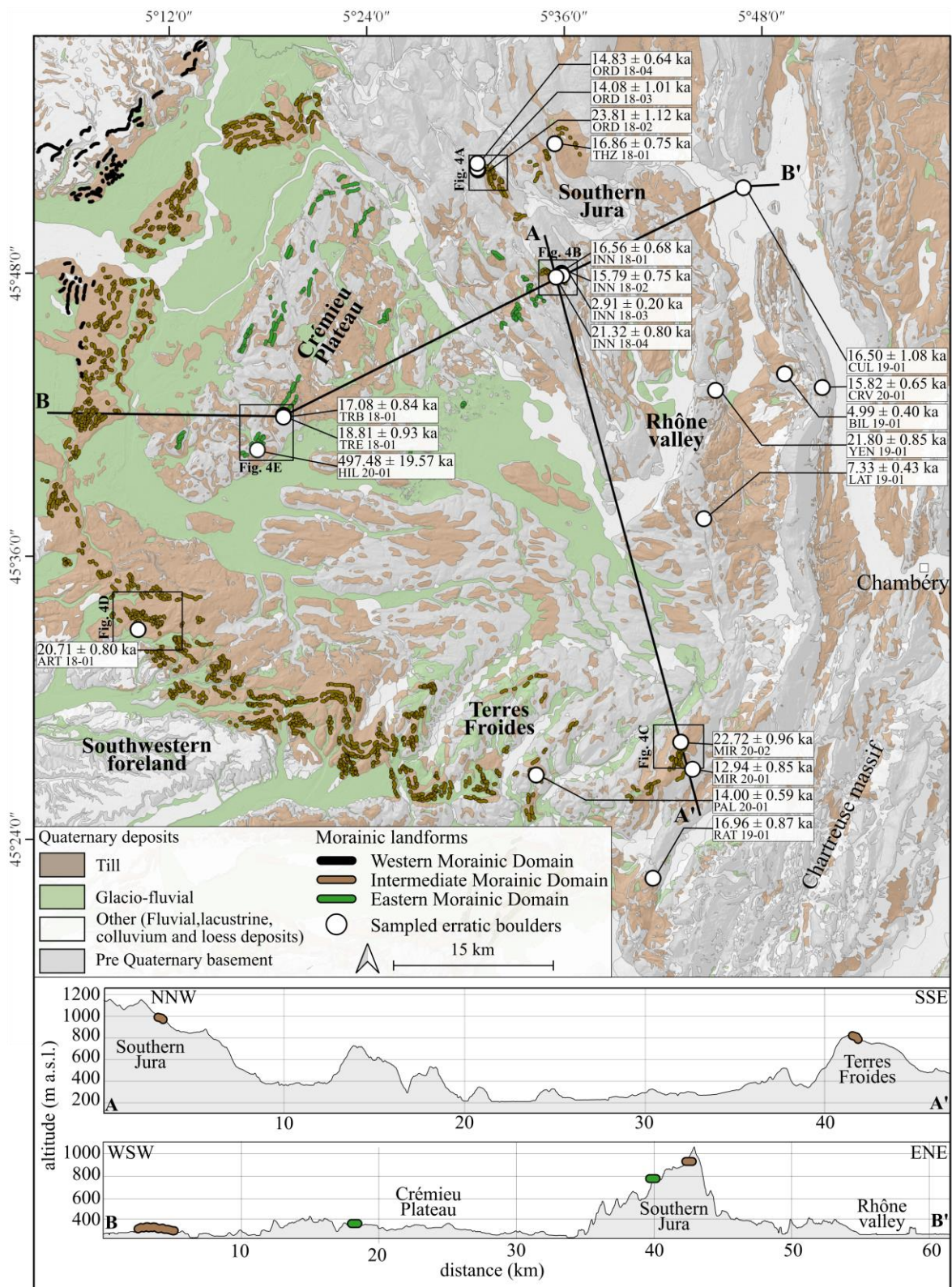


Figure II.3: Simplified geological map with Quaternary units from the French geological survey (BRGM) (Gigout et al., 1976; David et al., 1978; Elmi et al., 1986; Kerrien & Monjuvent, 1990; Monjuvent et al., 1980) and location of the western morainic domain (black), intermediate morainic domain (brown) and eastern morainic domain (green) annotated with sampling locations (white circles, with their respective labels and ^{10}Be surface-exposure ages). Topographical sections AA' and BB' showing the main sampling sectors and the location of the moraines.

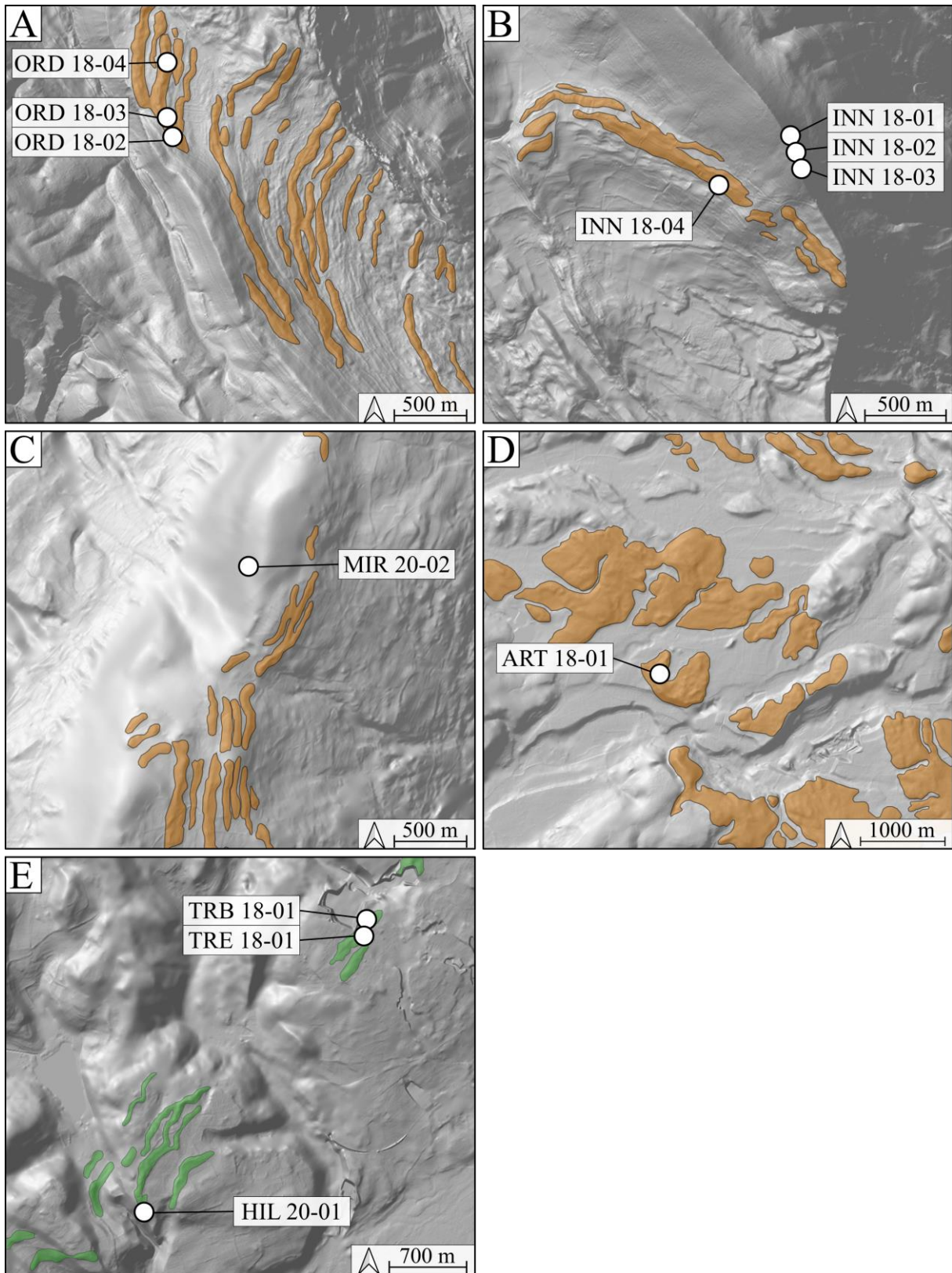


Figure II.4: Extract from the DEM showing morainic landforms (black arrows) of ORD (A) and INN (B) boulders sites in southern Jura, of MIR 20-02 (C) in Terres froides, of ART 18-01 (D) in southwestern foreland and of TRB 18-01, TRE 18-01, HIL 20-01 in Crémieu plateau. Location of each extract is given on the Figure II.3.

4.3.6 Discussion

4.3.6.1 Terrestrial cosmogenic nuclides dating

Two types of geological processes may alter interpretation of the exposures ages on erratic and glacial boulders and induce subsequent erroneous chronological conclusions (Brown et al., 2005; Chevalier et al., 2005; Applegate et al., 2007; Barrows et al., 2007). The first process is the prior exposure to the cosmic rays inducing additional cosmogenic nuclides concentration, also called inheritance. This inherited concentration produces an apparent exposure age older than the true deposition age of the target moraine. The other process, is the incomplete post-depositional exposure because of shielding due to burial into a moraine or till. The subsequent exhumation yields reduced cosmogenic nuclides concentration with respect to a full exposure at the surface since deposition. This incomplete exposure induces apparent younger exposure age than the true deposition age. Boulders with significant pre-exposure inheritance are not predominant in glacial contexts because of significant glacier erosion and ice shielding. Incomplete exposure is much more frequent and is the principal source of error in age interpretation (Putkonen & Swanson, 2003; Briner et al., 2005; Heyman et al., 2011; Heyman et al., 2016). Considering this assumption, the surface-exposure age can be assessed as a minimum age for the deposition. This assumption is classically used in similar glacier contexts in the Alpine foreland (Ivy-Ochs et al., 2018; Kamleitner et al., 2022). For each site with multiple samples, the oldest exposure age is retained and considered as closest to the real age of the deposit. The preferred age is often derived from the tallest boulder in the most stable position (Putkonen & Swanson, 2003; Heyman et al., 2016; Tomkins et al., 2021). We consider the calculation of mean ages as not reliable in this case. For each site with a single sample, the exposure age is considered as a minimum age unless contradictory with the morpho-stratigraphical position of the boulder at the regional scale.

Southern Jura:

According with their geological and geomorphological setting, the three sites (INN, ORD and THZ) of this area belong to the same glacial stage (Monjuvent, 1988). For the multi sampled INN site (Figure II.3), the retained age of INN 18-04 at 21.32 ± 0.80 ka corresponds to the oldest sample, even if it is not the highest in elevation (~140 m difference with highest boulder). INN 18-04 is the tallest erratic boulder sampled on the southern Jura (Figure II.2 and Table II.2), thus limiting incomplete exposure by burial. For ORD site (Figure II.3), the three boulders have a similar size, are located on the top of a well-defined morainic crest and not exceed 1 m height above the ground (Table II.2). The retained age corresponds to the oldest sample ORD 18-02 at 23.81 ± 1.12 ka. The THZ site (Figure II.3) contains only one boulder. It is located on the internal slope of the moraine and does not protrude much from the ground (~1 m) (Table II.2), making it susceptible to an incomplete exposure by burial or gravitational processes. According to morphostratigraphical relationship of INN, ORD and THZ sampled sites, the age of THZ 18-01 at 16.86 ± 0.75 ka may be considered as underestimated. For the southern Jura area, the two dated boulders sites (ORD and INN) provide a similar oldest exposure ages of 23.81 ± 1.12 ka and 21.32 ± 0.80 ka respectively in accordance with the LGM. These dated glacial landforms are the outermost moraines of the southern Jura. No morainic landform attributable to older glacier advances is occurring beyond the dated moraines complex, only patches of undated till exist.

Terres Froides

The oldest exposure age of the Terres Froides (Figure II.3) is MIR 20-02 (Figure II.2F) at 22.72 ± 0.96 ka and correspond to the tallest boulder (Figure II.2 and Table II.2), limiting incomplete exposure by burial. Similarly to the southern Jura area, this age correspond to the LGM. MIR 20-02 is not directly located on a morainic landform but a few hundred metres from a moraine of the same altitude (Figure II.4C). The age of the closest moraine should be comparable to the exposure age of the boulder. The elevation of this moraine is between 140 and 50 m below the highest and oldest moraines of the Terres

Froides (Steinfatt, 1975). This geomorphological evidence proves a preservation of prior older moraines located topographically above the LGM moraines dated by our exposure ages. According to Steinfatt (1975) and Mandier (1984), these higher moraines are correlated with glacio-fluvial deposits dated MIS4 by Gribenski et al. (2021).

Southwestern foreland

Sample ART 18-01 (Figure II.2E, Figure II.4D) is the only large boulder preserved on the IMC in the East Lyonnais and southwestern foreland (Figure II.3). It is also the largest (252 m³) and tallest (~3.5 m) sampled boulder in the study (Figure II.2 and Table II.2). It yields an exposure age of 20.71 ± 0.90 ka. It is however placed on the internal slope of the moraine rendering it vulnerable to incomplete exposure by partial burial or gravitational processes. Because of a lack of robustness due to the small amount of data, this age should be considered, with caution, as a minimum age of a glacier advance in southwestern foreland during the LGM. The glacio-fluvial deposits dated as pre-LGM (Gribenski et al., 2021) in this area are correlated with IMC. The exposure age of ART 18-01 suggests that this glacial morphology is more complex and constituted by a stack of several glacier advances, the latest being LGM.

Crémieu plateau

In this sector (Figure II.3), the three samples have the same lithology (ie. polygenic conglomerate, Table II.2). Therefore, they come from the same polygenic conglomerate source located in the internal Alps and probably from a same rockfall on the glacier surface. According to Coutterand et al., (2009) and Coutterand, (2010), this source corresponds to the "Flysch de Tarentaise". The oldest exposure age of the Crémieu plateau sector is HIL 20-01 at 497.48 ± 19.57 ka. This age is older than the oldest exposure age recorded from any sample issued from the Alpine glaciations at 144.0 ± 5.3 ka (Graf et al., 2015). The ¹⁰Be concentration measured for HIL 20-01 (~2330 x10³ atoms/g, Table II.3) is of the same magnitude order than a ¹⁰Be concentration found on rock wall scars in the Mont Blanc Massif at an elevation above 3400 m a.s.l (Gallach et al., 2018). We hence interpret that the ¹⁰Be concentration of HIL 20-01 is inherited from a prior exposure to cosmic rays on the original outcrop. TRB 18-01 and TRE 18-01 boulders protrude respectively 3.5 and 3.0 meters from the ground (Table II.2), and lie on a low elevated morainic landform (Figure II.4E), limiting incomplete exposure by burial or gravitational processes. These two samples yield similar exposure ages, and the oldest exposure age is TRE 18-01 at 18.81 ± 0.93 ka. This exposure age does not overlap within uncertainty with the other LGM exposure ages of the other sectors. It is therefore significantly younger and suggests a readvance or stabilization of the glaciers during the Late LGM.

Rhône Valley

The oldest exposure age of the Rhône Valley sector (Figure II.3) is YEN 19-01 at 21.80±0.85 ka corresponding to the LGM period. YEN 19-01 sample is located on a bedrock ridge at 350 m a.s.l, similar to the elevation of the Crémieu plateau boulders. Considering YEN 19-01 internal position and low elevation, the apparent exposure age is too old in regard with the other samples giving an LGM exposure ages located at higher elevation and/or further in the foreland. Therefore, its overestimated age is probably explained by inheritance. Excluding YEN 19-01 sample, the oldest boulder on the Rhône Valley is CUL 19-01 at 16.50±1.08 ka. This erratic boulder is the tallest (2.0 meters high, Figure II.2, Table II.2) sampled in the Rhône Valley sector. Despite the absence of significant geomorphological evidence allowing to reconstitute the glacial front associated with CUL 19-01, inner position and very low elevation (300 m a.s.l) of this sample indicate that the lobe lyonnais glacier remained in the foreland at least until 16.50±1.08 ka during the Late-glacial period. This interpretation is supported by the ¹⁴C ages (Figure II.1 and Table II.1) of human settlement in the same area (Romains cave 18.33-16.49 cal ka BP) and the Cerin Lake sediments (18.35-14.79 cal ka BP).

4.3.6.2 Reconstruction of extent and timing of the western French Alps glacier

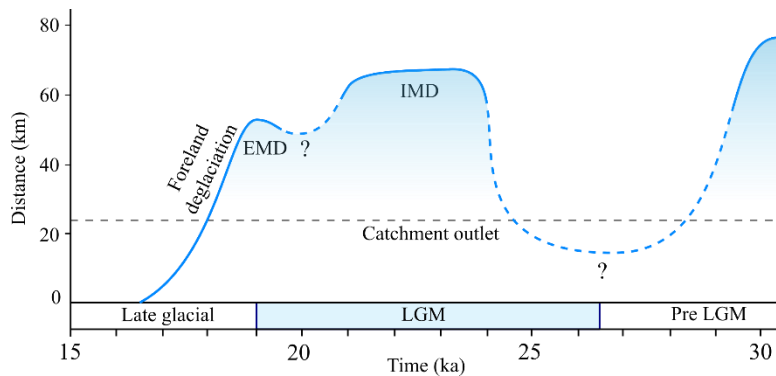


Figure II.5 : Time-relative distance diagram for the last glacial cycle glacier advances and retreat of the Lyonnais ice lobe according to OSL, ^{14}C and our exposure ages. IMD; Intermediate Morainic Domain. EMD; Eastern Morainic Domain. Distance origin is located at the level of CUL 19-01 boulder.

Previous studies on glacial landforms in the French Alps foreland were only based on relative chronology approach (Mandier, 1984; Roattino et al., 2021). Well-developed glacio-fluviatile sediments were dated by Optically Stimulated Luminescence (OSL) techniques (Gribenski et al., 2021), providing MIS 4 and late MIS 3 ages. Glacio-fluviatile deposit associated with the western morainic domain (Figure II.1) belong to the MIS 4. These moraines have never been directly dated because of the lack of

boulders. In the same area, Vilain et al., (1988) studied paleosoil above the same till providing consistent pre-LGM ^{14}C dates (Figure II.1 and Table II.1). These results evidence important pre-LGM glacier extent during the last glacial period (Figure II.5 and Figure II.6).

According to our results, dated moraines are at ca. 24-21 ka in Southern Jura, at ca. 23 ka in Terres Froides and at ca. 21 ka in Southwestern foreland. These exposure ages are considered as minimum ages. Theoretically, they could be much younger than the real glacier advance age. In this case, they would belong to pre-LGM glacier advances, and the LGM glacier may have not reached the front of the IMC.

However, the absence of older boulders in our dataset belonging to the last glacial period strongly suggests that these ages are representative of a major glacier advance in the region during the LGM. This glacial stage should therefore be associated with main morphological features at the Lyonnais ice lobe scale. This is the case of the moraines from which come the sampled glacial boulders. In the foreland, the intermediate morainic domain is a continuous geomorphic feature running over a length of several tens of kilometers from Terres Froides to Southwestern foreland and Est Lyonnais (Figure II.1). In the Southern Jura, the outermost frontal moraines of Ordonnaz and Innimond are the locally best-preserved geomorphic expression of a glacier advance (Figure II.4). The LGM exposure ages therefore coincide with the major glacier advance features both in the foreland and in the surrounding relief. The spatio-temporal correlation among these morainic domains appears as the most plausible hypothesis.

These results do not allow a direct correlation between these morainic landforms and the glacio-fluviatile deposits dated using OSL in the Southwestern area. However, they imply that at least in this area the two glacier extents (LGM and pre-LGM) are superimposed and confounded in the morphology. Several hypothesis may then be considered to explain why LGM ages were not recorded in the OSL based dating: 1) the LGM ice front was not thick enough to overcome the topographic step allowing glacio-fluviatile terrace aggradation observed beyond the intermediate morainic domain on southwestern foreland; 2) considering that the ice front was thick enough, because OSL sampling targets were limited to sand lenses embedded in the glacio-fluviatile sequences, a time delay between the levels sampled and the upper terrace surfaces could be possible; 3) potential partial bleaching, common in glacial environment, would result in overestimated OSL ages. However, the resolution (single grain) to which the measurements were undertaken as well as the use and concordance of multiple signals (quartz and feldspar) with varying bleaching properties suggest the reliability of the OSL ages.

On Crémieu plateau, dated moraines at ca. 19 ka are significantly younger than the dated moraines on Southern Jura, Terres Froides and Southwestern foreland. They are included into a more internal series

of frontal moraines located on the Crémieu plateau and associated with a glacier readvance or stabilisation phase (Enay, 1981; Steiner, 2020). This Late LGM age can be extended to the whole eastern morainic domain.

In the Rhône Valley sector, exposure ages indicate the retreat of the glacier from the foreland at ca. 16.5 ka. The age of the deglaciation of the western French Alps foreland is supported by the radiocarbon data in the study area associated with post-glacial lacustrine, fluvial and karst deposits (Figure II.1 and Table II.1).

Deglaciation of the western French Alps foreland between ca 19 and ca. 16.5 ka is consistent with the initiation of ice thinning in the western French Alps accumulation zones, more precisely in the Mont Blanc area at ca. 18.5 ka (Wirsig et al., 2016b; Lehmann et al., 2020).

Our results are also in agreement with previous dating of the glaciers position at the entrance of the Romanche and Arc valleys at 17.5 and 15 ka, respectively (Schwartz et al., 2017; Prud'homme et al., 2020), and between 17.5 and 16 ka in the Arve valley (Coutterand & Nicoud, 2005; Perret, 2014).

4.3.6.3 *The Lyonnais ice lobe dynamics in the Alpine context*

Our results can be used to establish a palaeogeographic comparison between the Late Pleistocene advances of the Lyonnais ice lobe and the other Alpine foreland glaciers.

Pre-LGM glacier advances during the MIS 4 have been documented in the Swiss Alps from OSL dated fluvial and glacio-fluvial deposits (Preusser & Degering, 2007; Gaar & Preusser, 2019). The Italian foreland glaciers also shows an interesting geometric relationship between the LGM moraines and earlier morainic landforms. An apparent smaller LGM advance than the pre-LGM extent had been also suggested for the Ivrea glacier lobe and Rivoli-Avigliana lobe which shares the Mont Blanc/Tarentaise and Maurienne accumulation zones, with the Lyonnais ice lobe (Gianotti et al., 2008; Coutterand, 2010; Ivy-Ochs et al., 2018). Similarly, to the western morainic domain of the Lyonnais ice lobe, the pre-LGM during the last glacial period dates of the Rivoli-Avigliana glacier moraines are more external than the LGM moraines (Ivy-Ochs et al., 2018). Conversely, the other ice lobes in Italy and Switzerland reached their maximum extent during the LGM in the Alpine foreland (Wirsig et al., 2016b; Monegato et al., 2017; Braakhekke et al., 2020).

LGM moraines in the western French Alps foreland dated between ca. 24 and 21 ka (Figure II.5 and Figure II.6A) are consistent with the available chronology of the LGM foreland glaciers across the entire Alps. This result points a synchronous LGM glacier extent of the western French Alps glacier with respect to the other alpine glacier systems.

Glacier readvance or stabilization phase of the Late LGM highlighted by the Crémieu plateau exposure age (ca. 19 ka) (Figure II.5 and Figure II.6B) is also documented in the Italian foreland for the Rivoli-Avigliana glacier at 19.6 ± 0.9 ka (Ivy-Ochs et al., 2018), for the Ivrea glacier at 20.1 ± 3 (Gianotti et al., 2015) and for the Orta glacier at 19 ± 1 ka (Braakhekke et al., 2020). Innermost ice margin of the Verbano foreland glacier dated at 19.7 ± 1.1 ka, have been correlated to a short-lived glacier readvance (Kamleitner et al., 2022). A Late LGM advance has been evidenced between 22 and 17.5 ka on the Garda ice lobe (Monegato et al., 2017). In Switzerland, recessional moraines of the Reuss glacier have been dated at 18.6 ± 0.9 ka (Reber et al., 2014). These results show that the glacial landforms of the eastern morainic domain represent the impact of a major climatic stage at least at the scale of the western Alps.

Western French Alps foreland deglaciation between ca. 19 and 16.5 ka (Figure II.5 and Figure II.6C) is consistent with the initiation of ice thinning in the Alps accumulation zones between 18.5 and 14 ka (Dielforder & Hetzel, 2014; Hippe et al., 2014; Scapozza et al., 2014; Wirsig et al., 2016b; Lehmann et al., 2020). Parallel to this ice surface lowering in the alpine accumulation zones deglaciation of the Po plain foreland take place between 18 and 17 ka (Gianotti et al., 2008; Gianotti et al., 2015; Ravazzi et al., 2012a; Ravazzi et al., 2014; Lauterbach et al., 2012, Serra et al., 2022). In the north-eastern part of the Alps, the withdrawal seems to be slightly older between 20-18 ka (Lister, 1988; van Husen, 1997;

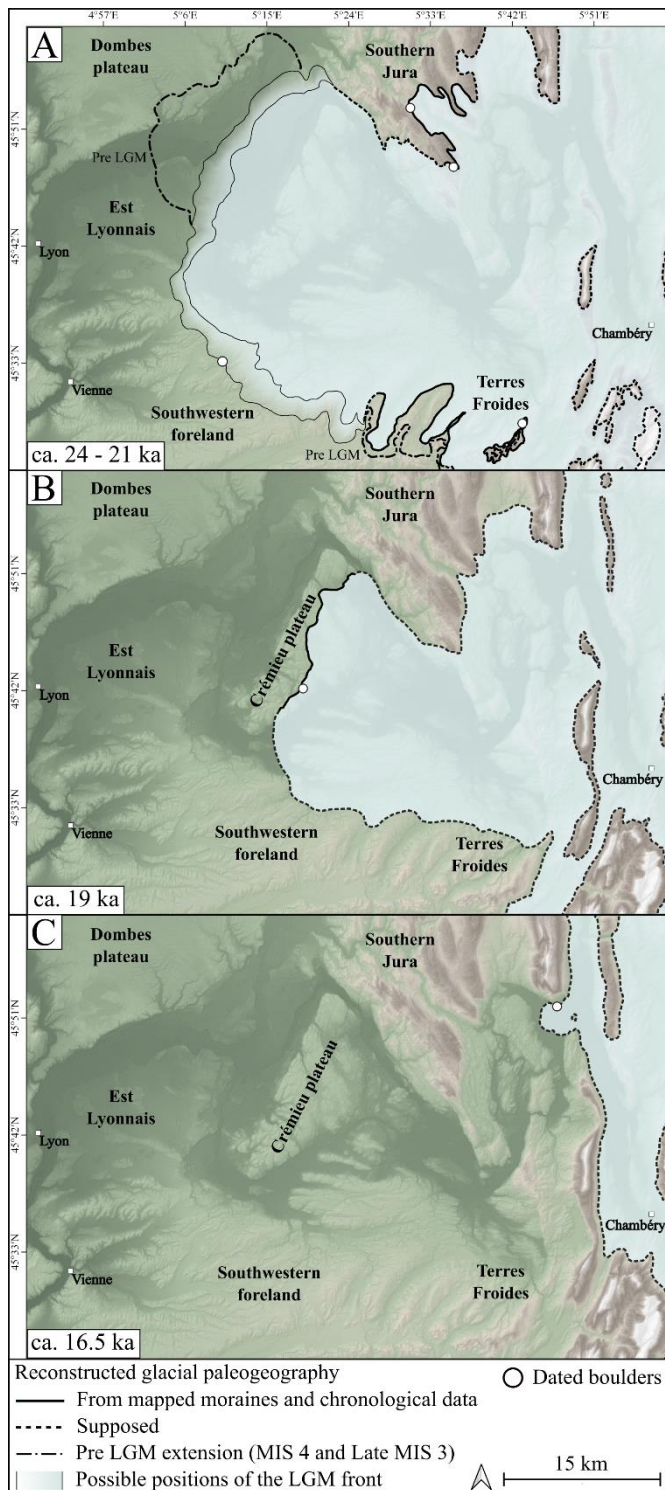


Figure II.6 : Reconstructed palaeogeography of the Lyonnais ice lobe during the LGM. A: Reconstruction between ca. 24 and 21 ka, solid lines are a glacial front based on the sets of moraines recognized and considered synchronous according to morphostratigraphical, pedological and geological arguments by the previous studies and dated by our exposure ages. The gradient area delimited by thin solid lines represents the width of the intermediate morainic complex in the Southwestern foreland and Est Lyonnais where the position of the LGM front is not known precisely. Dotted line represents a supposed glacial front.

Reitner, 2007; Schmidt et al., 2012; Fontana et al., 2014). Finally, our results will improve the modelling of alpine glacier dynamics during the last glacial cycle. Contrarily to the results of previous models that lack datings in our study area (Seguinot et al., 2018), our findings show that the Lyonnais ice lobe returned to the piedmont during the LGM.

4.3.7 Conclusion

^{10}Be surface-exposure dating of 9 glacial boulders and 12 erratic boulders allowed to investigate the glacial palaeogeography of the western French Alps foreland during the global LGM. Our results provide first evidences of the Lyonnais ice lobe extension in the piedmont area during the LGM. More precisely, our data suggest that the intermediate morainic domain corresponds to a glacier advance between ca. 24 and 21 ka. Palaeogeography highlighted by our dating and geomorphological mapping implies that the Lyonnais ice lobe extended over the foreland during the LGM, reaching the pre-LGM glacier extents in Southwestern foreland and Southern Jura areas. This palaeoglacial extension of the Lyonnais ice lobe during the LGM is similar to that of the Ivrea and Rivoli-Avigliana glaciers (Italian Alps), which share similar accumulation areas. At ca. 19 ka, the eastern morainic domain was deposited by a readvance or stabilization phase. This phase is synchronous of the western Italian and Switzerland forelands ice lobes. According to our exposure ages and radiocarbon datings, after this phase, the Lyonnais ice lobe starts a withdrawal phase and leaves the western French Alps foreland at ca.16.5 ka. This is in agreement with the timing of the deglaciation of the western Italian foreland ice lobes. This synchronicity of glacial phases at least at the scale of the Western Alps suggests a climatic forcing in glacier dynamics.

4.4 Synthèse

Dans ce chapitre, trois études ont permis de reconstituer la chronologie des différentes avancées glaciaires du lobe lyonnais sur le piémont des Alpes occidentales françaises au cours du Pléistocène supérieure et de répondre à la première problématique de ce projet de thèse: Quelle est la chronologie absolue des fluctuations du lobe lyonnais ?

Les terrasses retrouvées dans les couloirs fluvioglaciaires au front du complexe morainique du lobe lyonnais nous ont permis de déterminer à la fois la géométrie et l'âge des positions des fronts glaciaires des Alpes occidentales françaises au cours du dernier cycle glaciaire. Ces terrasses sont issues d'un environnement proglaciaire proximal et sont topographiquement corrélées à différents ensembles de moraines. Les datations par luminescence réalisées sur les dépôts qui constituent ces terrasses indiquent deux périodes majeures d'activité fluvioglaciaire : la plus ancienne associée aux terrasses corrélées aux moraines les plus externes du complexe des moraines internes (domaine morainique ouest) à 75-60 ka et la plus récente associée aux terrasses corrélées aux moraines intermédiaires de ce même complexe (domaine morainique intermédiaire) à 30-40 ka. Ces résultats suggèrent deux avancées géométriquement proches du lobe lyonnais au cours du MIS 4 et au MIS 3. Ces résultats permettent de mieux connaître la paléogéographie du lobe lyonnais au cours du dernier cycle glaciaire, mais ne nous renseignent pas sur les extensions relatives au LGM.

Pour étudier la période du LGM dans cette région nous avons utilisé une méthode chronologique qui vise directement les morphologies associées aux fluctuations glaciaires. 21 datations par âges d'exposition ^{10}Be sur blocs erratiques et glaciaires ont été réalisées sur le complexe morainique du lobe lyonnais et sur le reste du piémont des Alpes occidentales françaises. Les résultats indiquent un abandon de blocs à 24-21 ka et suggèrent que la réavancée glaciaire au LGM a atteint à nouveau le domaine morainique intermédiaire. Cette avancée LGM est moins étendue que l'extension du MIS 4, et montre une extension très similaire à l'avancée glaciaire du MIS 3. Des âges d'exposition sur des blocs glaciaires localisés sur le domaine morainique est indiquent une réavancée/stabilisation du lobe lyonnais à ~19 ka. Enfin, le lobe lyonnais disparaît définitivement à ~16,5 ka du piémont des Alpes occidentales françaises.

5 RÉSULTATS : DYNAMIQUE DE LA DÉGLACIATION TARDIGLACIAIRE DES GLACIERS SAVOISIENS

5.1 INTRODUCTION

Les fluctuations (avancées et retraits) des glaciers de vallées sont le témoin des variations climatiques. En effet, le bilan de masse des glaciers est influencé par les températures et précipitations qui jouent un rôle majeur dans l'ablation et l'accumulation de glace. Cependant, des facteurs locaux non climatiques tels que la topographie et l'orientation peuvent générer des fluctuations différentes pour des glaciers voisins (Oerlemans, 2001; Mackintosh, et al., 2017). Ainsi la reconstitution de paléoglaciers et la comparaison de leurs caractéristiques à l'échelle régionale constitue un proxy des conditions climatiques du passé (Kerschner & Ivy-Ochs, 2008). Ces fluctuations glaciaires peuvent être mises en évidence par l'étude de morphologies et de dépôts glaciaires couplée à des datations absolues.

Le tardiglaciaire (19,0-11,7 ka, Ivy-Ochs, et al., 2007; Schmidt, et al., 2012) est une période où le climat de l'hémisphère nord suit une tendance au réchauffement, entrecoupé par des événements froids brefs (Rasmussen, et al., 2014). Dans les Alpes européennes, la première détérioration climatique à lieu après le réchauffement de l'oscillation du Långsee à 19-18,5 ka (Schmidt, et al., 2012), et est associée à l'événement de Heinrich 1 (17,5-15,4 ka, Stanford, et al., 2011). Cet événement est caractérisé dans les Alpes par des températures estivales inférieures de 10°C par rapport à la valeur moyenne du 20^{ème} siècle et par des précipitations inférieures de 30% par rapport aux valeurs actuelles (Kerschner & Ivy-Ochs, 2008). L'événement de Heinrich 1 est suivi d'un réchauffement pendant l'interstade du Bølling-Allerød à 14,6-12,8 ka (Heiri, et al., 2014b). Pendant cet interstade, l'augmentation des températures estivales (Juillet) estimée à partir de proxy biologiques varie entre 2 et 5°C sur le plateau suisse (Lotter, et al., 2012; Heiri, et al., 2014b) et entre 3 et 6°C en Suisse centrale (Grafenstein, et al., 2013; Bolland, et al., 2020). L'interstade du Bølling-Allerød est suivi du refroidissement du Dryas récent (YD ; 12,7-11,7 ka) (Ivy-Ochs, et al., 2007). Les températures moyennes annuelles sont alors comprises entre -5 et -10°C par rapport aux températures de la fin du 20^{ème} siècle (1961-1990), et les paléoprécipitations sont très variables à l'échelle du massif alpin (Baroni, et al., 2021). Le climat du tardiglaciaire est donc très fluctuant avec des périodes de réchauffement sur de brèves périodes de temps, rappelant de manière moins extrême, le réchauffement climatique actuel. En effet, les Alpes européennes sont fortement impactées par le dérèglement climatique actuel et se sont réchauffées deux fois plus vite que la moyenne mondiale entre le 19^{ème} siècle et le début du 21^{ème} siècle (Auer, et al., 2005; Ceppi, et al., 2012).

Des études de morphologies et de dépôts glaciaires couplées à des datations absolues à travers les Alpes européennes ont mis en évidence une réponse des glaciers alpins à ces variations climatiques du Tardiglaciaire. En effet, après la disparition des grands lobes de piémont, plusieurs réavancées ou stagnations glaciaires au tardiglaciaire ont été corrélées avec des événements climatiques enregistrés dans les forages de glace de l'hémisphère nord. Le stade du Gschnitz défini entre ~17 et 16 ka (Ivy-Ochs, et al., 2006) correspond à la première avancée glaciaire après le LGM, corrélée à l'événement de Heinrich 1. Le stade de Daun (~14 ka ; Ivy-Ochs, 2015) correspond à une réponse au petit refroidissement pendant l'interstade Bølling-Allerød (Lotter, et al., 1992; Samartin, et al., 2012; Lih, et al., 2021). Enfin, le stade d'Egesen (~13,5-12,0 ka; Ivy-Ochs, 2015) est la dernière grande avancée du Tardiglaciaire mise en évidence sur l'ensemble du massif des Alpes en Autriche (Kerschner, 1980; Ivy-Ochs, et al., 2006; Ivy-Ochs, et al., 2009; Moran, et al., 2016), en Italie (Ivy-Ochs, et al., 2008; Ivy-Ochs, et al., 2009; Federici, et al., 2008; Federici, et al., 2017; Baroni, et al., 2014; Baroni, et al., 2017; Reitner, et al., 2016; Spagnolo & Ribolini, 2019), en Suisse (Ivy-Ochs, et al., 2009; Boxleitner, et al., 2019a) et en France (Darnault, et al., 2011; Cossart, et al., 2012; Chenet, et al., 2016; Protin, 2019).

Dans les Alpes occidentales françaises, la chronologie de la déglaciation au Tardiglaciaire est parcellaire. En outre, les moraines sont mal préservées ce qui ne permet pas d'avoir une vision exhaustive des fluctuations glaciaires. Ainsi, une analyse approfondie de dépôts proglaciaires mieux préservés est une opportunité de mettre en évidence ces fluctuations.

Dans ce travail nous allons analyser les modalités du retrait durant le Tardiglaciaire des glaciers des Alpes occidentales françaises depuis leur maximum d'extension (le lobe lyonnais) sur le piémont, jusque dans la vallée de la Maurienne. Parmi les grands bassins versants qui alimentent le lobe lyonnais, c'est dans celui de l'Arc que l'on retrouve le plus d'objets datables et les dépôts les mieux préservés nous

renseignant sur l'histoire du retrait glaciaire. Le retrait glaciaire sera reconstitué en définissant différentes étapes de retrait ou stades d'avancée, où la chronologie de la déglaciation sera contrainte en utilisant de nouvelles données de chronologie absolue (âges d'exposition ^{10}Be et OSL) et des datations publiées. Des études sédimentologiques nouvellement acquises sur des dépôts proglaciaires bien préservés en Maurienne permettront de mettre en évidence de nouvelles fluctuations glaciaires à haute résolution temporelle. Enfin une modélisation géométrique des glaciers pour les différentes fluctuations glaciaires définies en Maurienne permettra de calculer la variation du volume et du bilan de masse moyen d'un glacier de vallée pendant le réchauffement du Bølling-Allerød. Ces résultats seront ensuite comparés avec les bilans de masse des glaciers actuels en réponse au réchauffement climatique sous forçages anthropiques.

5.1.1 Contexte géographique

La zone d'étude de ce chapitre correspond à un secteur s'étendant du piémont des Alpes occidentales françaises jusqu'à la Maurienne (Figure 5.1). En amont du piémont, le relief est caractérisé par de larges vallées dont celle de l'Isère séparant le massif de Belledonne des massifs des Bauges (culminant à 2200 m) et de la Chartreuse (culminant à 2082 m). Plus à l'ouest, la Cluse de Chambéry sépare le massif des Bauges et de Chartreuse-Mont du Chat et passe au nord-ouest au Val du Bourget accueillant le lac du Bourget. Ce lac est le plus grand lac naturel de France avec une surface de 44,5 km². La zone d'étude passe ensuite au bassin versant de l'Arc d'une surface de 1975 km². L'Arc est une rivière d'environ 116 km de long s'écoulant de l'est vers l'ouest à partir du massif des Alpes graies pour confluer en aval avec l'Isère. Les principaux sommets culminent à plus de 3500 m, le plus haut étant la Grande Casse à 3855 m. Les glaciers actuels présents dans le bassin-versant de l'Arc couvrent une surface de 98 km² et sont principalement développés sur les sommets orientaux (BRGM, 2005).

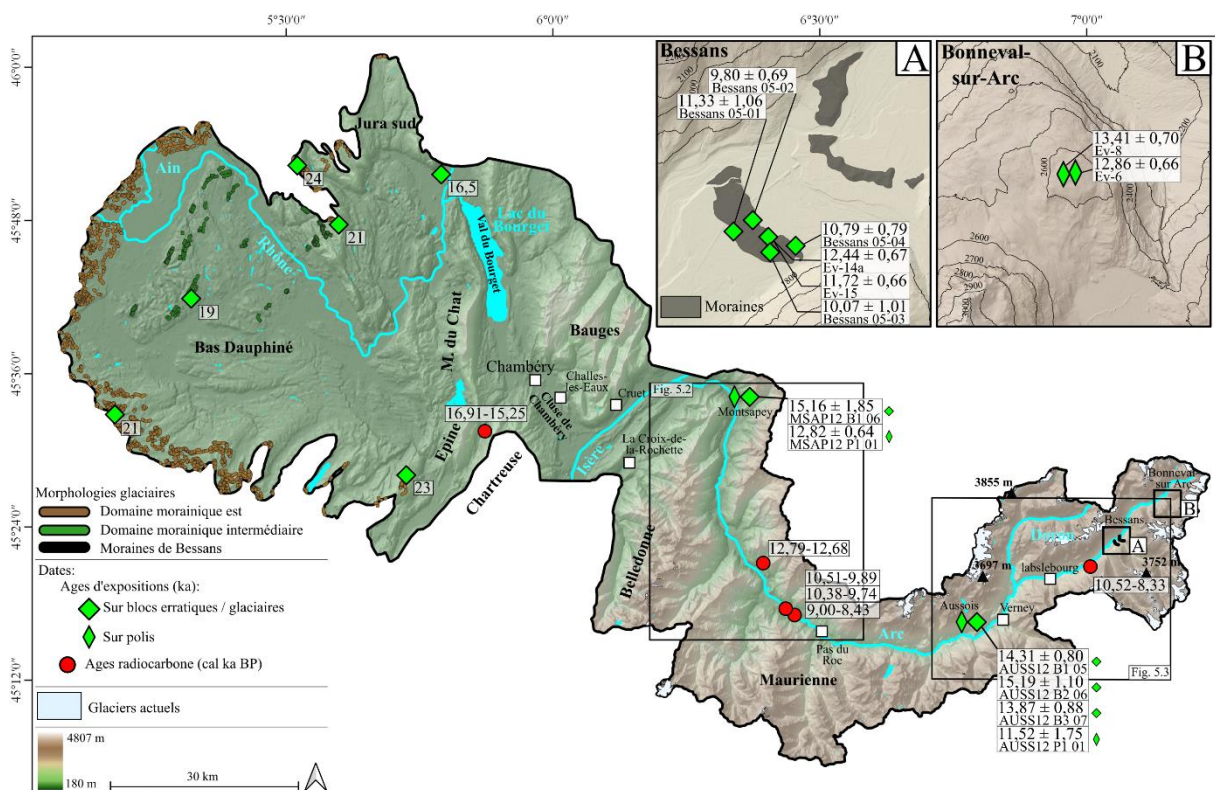


Figure 5.1: Carte topographique montrant les principaux reliefs, rivières et lacs de la zone d'étude. La localisation des âges d'exposition publiés sur blocs erratiques et glaciaires est indiquée par les diamants verts, les âges d'exposition publiés sur polis sont indiqués par les losanges verts. Enfin, les âges radiocarbone publiés sont indiqués par les ronds rouges. Ces âges sont introduits dans le chapitre état de l'art. Dans le piémont, les âges d'exposition sont présentés dans le chapitre 4.B. Les zooms A et B montrent la position détaillée des blocs de Bessans et de Bonneval-sur-Arc.

5.1.2 Géologie du Quaternaire

Le paysage de la zone d'étude a fortement été modelé par l'action des glaciers des Alpes occidentales françaises au cours des glaciations du pléistocène. Sur le piémont, le complexe morainique du lobe lyonnais est divisé en trois domaines datés dans le chapitre 4. Le domaine morainique ouest est daté au MIS 4, les extensions du MIS 3 et du LGM (24-21 ka) sont confondues au niveau du domaine morainique intermédiaire (DMI) et enfin le domaine morainique est (DME) est daté à 19 ka (Figure 5.1).

Après le LGM, les glaciers alimentant le lobe lyonnais occupent le Val du Bourget, la cluse de Chambéry et la vallée de l'Isère. Toutes ces vallées englacées montrent de grands surcreusements séparés par des seuils de substratum (Nicoud, et al., 1987; Monjuvent & Nicoud, 1988). Un surcreusement affecte une grande partie de la vallée de l'Isère et est rempli principalement de faciès lacustres déposés après le retrait glaciaire, et dans une moindre mesure de dépôts grossiers fluviaux (Fourneaux, 1976; Fourneaux, 1979; Nicoud, et al., 1987; Nicoud, et al., 2002). Des analyses géophysiques et des analyses de sondages ont montré une morphologie du substratum caractérisée par des sillons parallèles à la direction d'écoulement de la glace (Fourneaux, 1976; Fourneaux, 1979).

Les massifs présents dans le bassin versant de l'Arc forment une des zones d'accumulation alimentant le glacier de l'Arc constituant un tributaire du lobe lyonnais. Après le LGM, le glacier de l'Arc forme un glacier de vallée se retirant pendant tout le Tardiglaciaire (Coutterand, 2010). Des dépôts et morphologies hérités de l'action de ce glacier et de son retrait sont donc localement préservés dans le bassin versant de l'Arc.

Le till est plaqué sur l'ensemble du bassin versant et forme des dépôts atteignant localement plus de 50 m d'épaisseur (Hugonin, 1988; Marnezy, 1999). Les moraines sont présentes uniquement à partir de 1000 m d'altitude et principalement sur les versants de la vallée de l'Arc. Les moraines en fond de vallée sont très rares et sont localisées uniquement en partie très amont de la vallée à Bessans (Figure 5.2 et Figure 5.3) (Barbier, et al., 1973; Barféty, 1980; Hugonin, 1988; Debelmas, 1989; Fudral, et al., 1994; Crouzet, et al., 1999; Doudoux, et al., 1999; Barféty, et al., 2006).

Les mouvements et dépôts gravitaires sont abondants sur l'ensemble de la surface du bassin versant de l'Arc. Ils sont représentés par de grands glissements pouvant affecter les versants sur des surfaces de plusieurs dizaines de kilomètres carrés (Figure 5.2 et Figure 5.3). Ces glissements affectent principalement des versants constitués de schistes (Martin-Cochet, 1984; Hugonin, 1988; Fudral, et al., 1994; Fudral, 1998; Marnezy, 1999). De grands glissements sont encore actifs aujourd'hui (Martin-Cochet, 1984; Marnezy, 1999). Les mouvements et dépôts gravitaires sont également représentés par des écroulements parfois très importants. Le volume de l'un de ces écroulements affectant des schistes lustrés et localisé en partie amont de la vallée de l'Arc au niveau du col de la Madeleine (Figure 5.3) a été estimé à 10^8 m³ (Couture, et al., 1997). Les écroulements sont parfois anciens, d'âge tardiglaciaire (Couture, et al., 1997) ou plus récent (Moyen âge) ou encore actuels comme certains ayant eu lieu en 1990 (Marnezy, 1999). Les éboulis sont plus rares et forment de petits cônes au pied des versants. Certains de ces éboulis sont encore actifs aujourd'hui (Marnezy, 1999).

La plupart des cônes alluviaux sont localisés en zone de confluence des vallées latérales avec la vallée principale de l'Arc (Barbier, et al., 1973; Barféty, 1980; Hugonin, 1988; Debelmas, 1989; Fudral, et al., 1994; Crouzet, et al., 1999; Doudoux, et al., 1999; Amelot, et al., 2003; Barféty, et al., 2006). Ces cônes sont constitués d'éléments mal triés de taille allant jusqu'aux blocs dans une matrice argileuse (Hugonin, 1988; Crouzet, et al., 1999) indiquant un dépôt par des coulées de débris (Mulder & Alexander, 2001). La majorité de ces cônes sont actuellement végétalisés et anthropisés, certains sont encore actifs aujourd'hui comme par exemple à Modane.

Le remplissage du fond de la vallée de l'Arc est assez mal connu. Des analyses de forages ont mis en évidence la présence de dépôts gravitaires, de coulées de débris, de cônes alluviaux, d'écroulements et enfin lacustres. En partie aval de la vallée, ces dépôts sont recouverts par des épandages fluviaux, comme montré par l'analyse de forage montrant un remplissage lacustre et un cône alluvial recouvert d'un dépôt fluvial issu de l'Arc (Coupe A, Figure 5.4) (Marnezy, 1999). Une succession montrant des

dépôts à lithologie hétérogène attribuable à un dépôt fluviatile à fluvio-glaciaire surmontés par des dépôts de coulées de débris, d'écroulements et issus de cônes alluviaux ont été reconnus par des forages (Coupe B, Figure 5.5) (Crouzet, et al., 1999). Les dépôts gravitaires, lacustres et de cônes alluviaux en Maurienne deviennent de plus en plus incisés par l'Arc et par les rivières issues des versants en direction de l'amont (Hugonin, 1988; Marnezy, 1999). Des bassins accueillant des dépôts lacustres et deltaïques ont été identifiés principalement en amont de la vallée au Verney, à Lanslebourg et à Bessans (Figure 5.3), dont l'origine a été attribuée à des événements gravitaires, à la présence de verrous ou encore à des barrages glaciaires. Ces dépôts sont recouverts de dépôts fluviaux, de cônes de déjection ou encore par des alluvions d'origine glaciolacustres ou encore fluvio-glaciaires (Letourneur, et al., 1983; Hugonin, 1988; Debelmas, 1989; Fudral, et al., 1994).

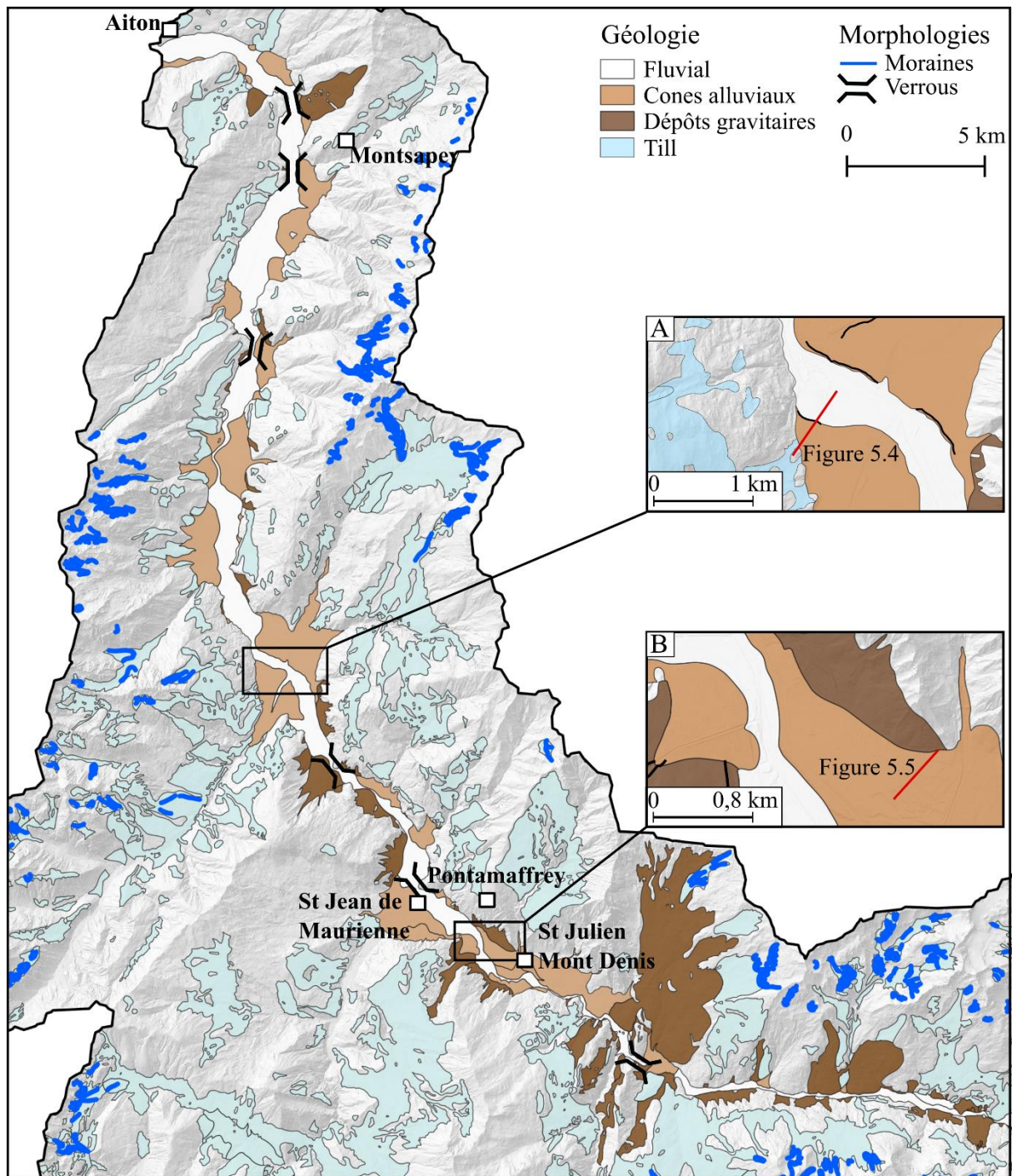


Figure 5.2: Carte des morphologies et dépôts quaternaires de la partie aval du bassin versant de l'Arc (BRGM, 2005). Seules les incisions, les cônes alluviaux, les dépôts gravitaires et lacustres en fond de vallée sont représentés. Les emprises A et B indiquent la localisation des coupes des Figure 5.4 et Figure 5.5.

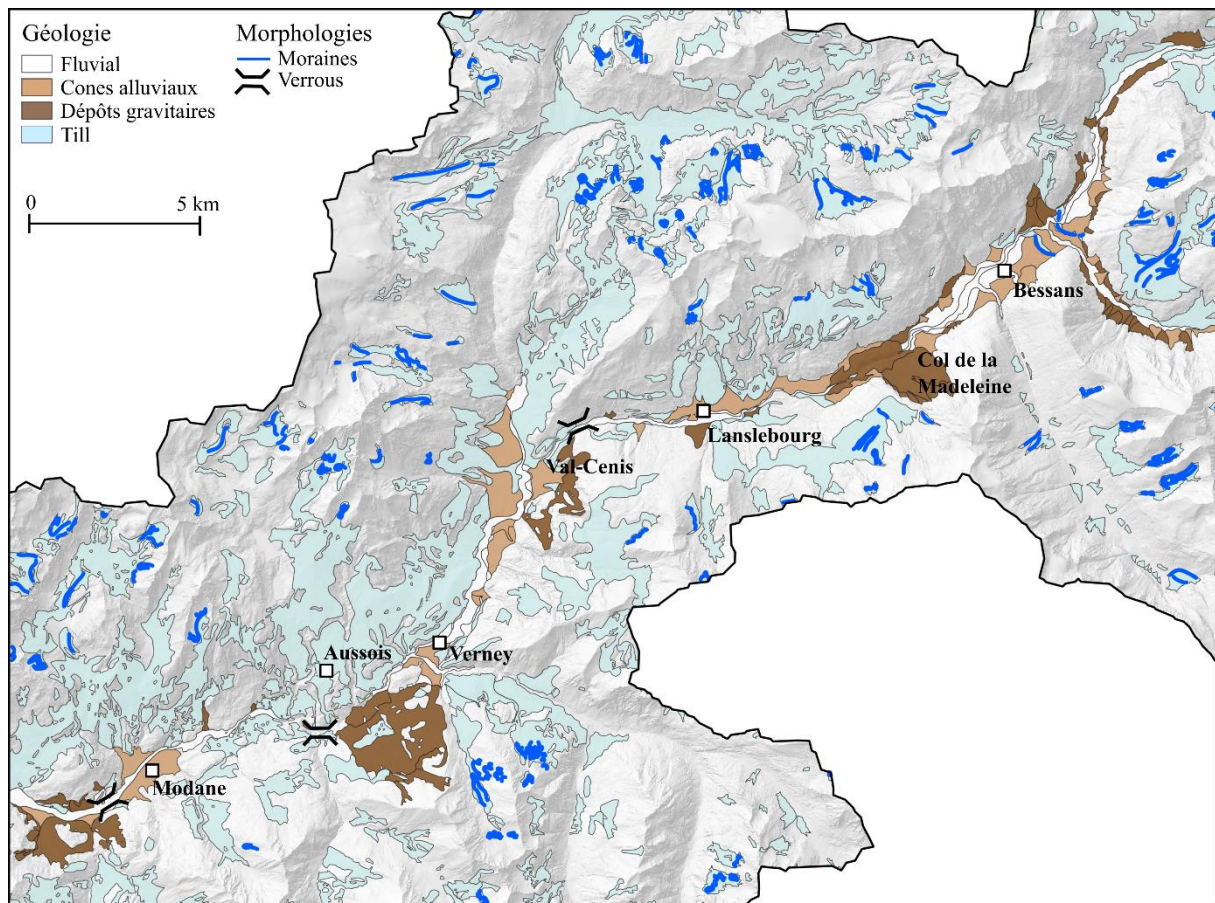


Figure 5.3: Carte des morphologies et dépôts quaternaires de la partie amont du bassin versant de l'Arc (BRGM, 2005). Seules les incisions, les cônes alluviaux, les dépôts gravitaires et lacustres en fond de vallée sont représentés.

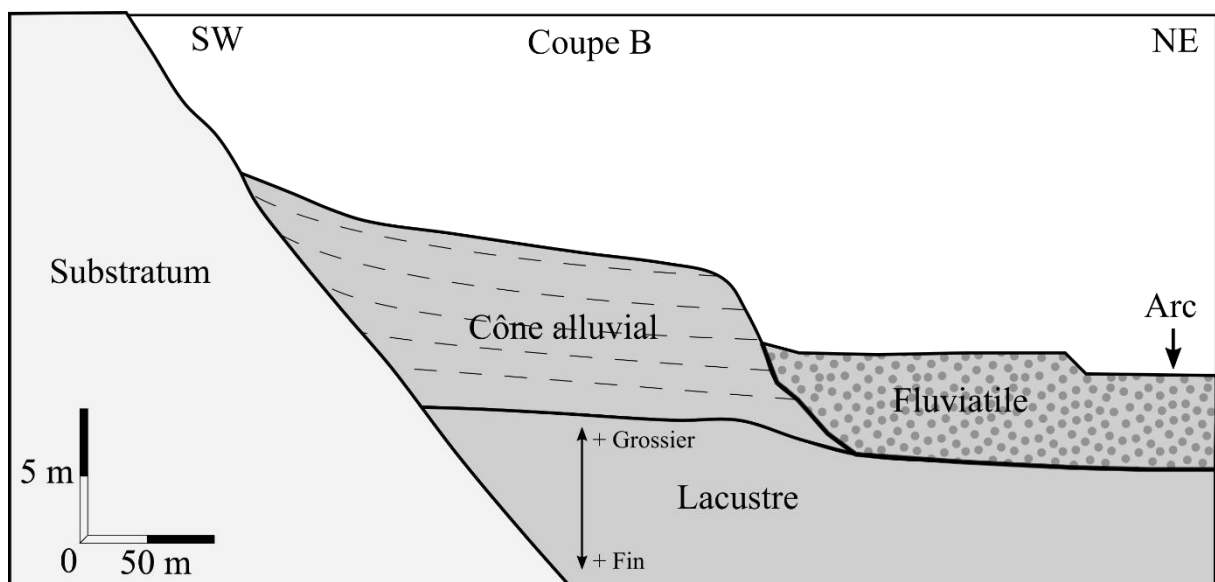
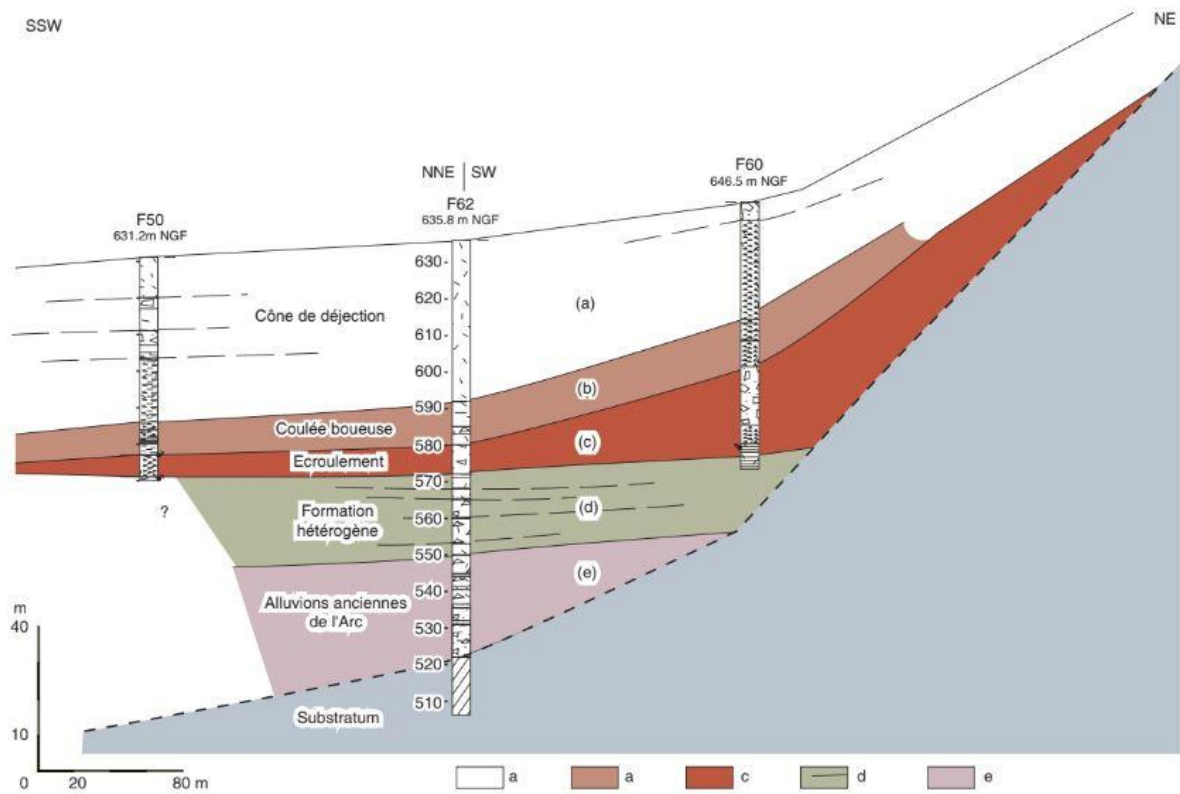


Figure 5.4: Coupe A d'après Marnezy 1999 représentant les relations entre des dépôts de cônes alluviaux, lacustres et fluviatiles dans le bassin versant de l'Arc. La localisation est donnée dans la Figure 5.2.



Le remplissage torrentiel dans le secteur de Saint Barthélémy

(a): Cône de déjection, (b): Coulées boueuses, (c): Eroulement, (d): Formation hétérogène, (e): Alluvions "anciennes" de l'Arc.

Figure 5.5: Coupe B d'après Crouzet et al (1999) représentant les relations entre des dépôts de coulées de débris, d'éroulements, issus de cônes alluviaux et fluviatiles dans le bassin versant de l'Arc. La localisation de la coupe est donnée dans la Figure 5.2.

5.2 DATATION ^{10}Be DE LA DÉGLACIATION POST-LGM ENTRE CHAMBÉRY ET LA VALLÉE DE LA MAURIENNE

Cette partie vise à reconstituer les différentes positions occupées par les glaciers des Alpes occidentales françaises depuis le LGM jusqu'au Dryas récent. Ces positions glaciaires seront reconstituées à partir de l'analyse de nouveaux âges d'exposition sur blocs erratiques et d'âges d'exposition publiés.

5.2.1 Échantillonnage et calcul des âges d'exposition

En plus des datations déjà existantes dans la littérature (§ 2.5.4.4), plusieurs blocs erratiques ont été échantillonnés. Trois blocs erratiques CHA 20-01, LCR-1, CRU-1 entre Chambéry et l'entrée de la Maurienne et trois blocs erratiques ROC 20-01, ROC 20-02 et ROC 20-03 localisés en Maurienne (Tableau 5.1) ont été décrits et échantillonnés dans le but d'obtenir de nouvelles contraintes chronologiques absolues. Les échantillons ont été traités et les âges d'exposition ^{10}Be calculés en suivant le protocole décrit dans le chapitre 3 « Matériel et Méthode ». De même, les âges d'exposition publiés localisés à Montsapey, Aussois, Bessans et Bonneval-sur-Arc ont été recalculés suivant la méthode de calcul détaillée dans le chapitre 3 « Matériel et Méthode ».

Tableau 5.1: Coordonnées et informations sur les blocs erratiques échantillonnés sur les sites de Cruet, de la Croix-de-la-Rochette, de Challes les eaux et du pas du Roc.

N° échantillon	Type d'échantillon	Localisation	Lat (°dec)	Long (°dec)	Altitude (m. snm)	Taille (m)
CRU_1	Bloc erratique	Cruet	45,5346	6,0932	472	5,6*4,7*4,7
LCR-1	Bloc erratique	La Croix-de-la-Rochette	45,4739	6,1029	752	6,5*6,0*5,0
CHA-20-01	Bloc erratique	Challes les eaux	45,5400	5,9830	350	2,0*1,5*1,0
ROC-20-01	Bloc erratique	Pas du Roc	45,2240	6,4549	911	3,3*2,6*1,4
ROC-20-02	Bloc erratique	Pas du Roc	45,2260	6,4546	947	1,6*1,7*0,9
ROC-20-03	Bloc erratique	Pas du Roc	45,2305	6,4559	918	2,0*1,3*0,45

5.2.2 Résultats

CHA 20-01, LCR-1 (Figure 5.6) et CRU-1 sont trois blocs erratiques de schiste, de migmatite et de quartzite respectivement. CHA 20-01 est localisé à 350 m d'altitude sur le fond de vallée de Chambéry (Figure 5.7 et Tableau 5.1), sur un petit drumlin. LCR-1 est situé à 752 m d'altitude (Tableau 5.1), sur un plaquage de till posé sur un massif de substratum allongé surplombant la vallée de l'Isère. CRU-1 est localisé à 472 m d'altitude (Tableau 5.1), sur du till localisé sur le versant nord de la vallée de l'Isère. Les âges d'exposition de ces trois blocs indiquent respectivement $16,91 \pm 1,10$, $15,35 \pm 0,58$ et $16,31 \pm 1,04$ ka (Figure 5.7, Tableau 5.2).

ROC 20-01 (Figure 5.6), ROC 20-02 et ROC 20-03 sont trois blocs erratiques de grès conglomératiques localisés respectivement à 911, 947 et 918 m d'altitude (Tableau 5.1). Ces blocs sont localisés sur un massif rocheux (Pas du Roc) surplombant d'environ 250 m un étroit verrou (Figure 5.7A). Les âges d'exposition de ces trois blocs erratiques donnent respectivement $15,06 \pm 0,86$; $14,47 \pm 0,58$ et $16,17 \pm 0,70$ ka (Figure 5.7, Tableau 5.2). Les âges d'exposition recalculés pour Bessans 05-01 (Figure 5.6), Bessans 05-02, Bessans 05-03 et Bessans 05-04 indiquent respectivement $13,67 \pm 1,00$; $12,20 \pm 0,56$; $12,37 \pm 1,03$ et $13,23 \pm 0,64$ ka (Figure 5.7, Tableau 5.2). Concernant les datations issues de Couette et Ghienne (in prep.), les âges d'exposition des polis donnent $11,84 \pm 0,52$ et $11,21 \pm 0,51$ ka. L'âge de la moraine la plus externe de Bessans est donc contraint par 6 âges d'exposition. En amont des moraines de Bessans à Bonneval-sur-Arc, 2 polis (Ev-6 et Ev-8) donnent respectivement $11,66 \pm 0,45$ et $12,19 \pm$

0,51 ka (Figure 5.7, Tableau 5.2). Ces polis sont localisés à environ 2635 m d'altitude, soit 965 m au-dessus de la moraine externe de Bessans. Ensuite, les âges d'exposition recalculés pour MSAP12_P1_01 et MSAP12_B1_06 donnent respectivement $12,65 \pm 0,50$ et $14,89 \pm 1,76$ ka. Enfin, après le recalcul de AUSS12_P1_01, AUSS12_B1_05, AUSS12_B2_06 et AUSS12_B3_07, les âges d'exposition sont respectivement $11,54 \pm 1,65$; $14,25 \pm 0,64$; $15,10 \pm 1,03$ et $13,86 \pm 0,75$ ka (Figure 5.7, Tableau 5.2).

Tableau 5.2: Données sur les âges d'exposition entre le piémont des Alpes occidentales françaises et la Maurienne. Les âges d'exposition publiés et issus de cette étude (CRU, LCR, CHA et ROC) ont été respectivement recalculés et calculés avec le calculateur en ligne CREp et avec les mêmes paramètres : Le taux d'érosion utilisé est nul. Le facteur d'échelle utilisé pour les taux de production des nucléides cosmogéniques in situ est le LSD issu de Lifton et al (2014). Le modèle atmosphérique considéré est le modèle ERA40 (Uppala et al., 2005). La base de données géomagnétique utilisée est la VDM fournie par Lifton (2016). Enfin, les taux de production sont échelonnés à partir du taux de production de référence du glissement de Chironico (Claude et al., 2014).

N° échantillon	Epaisseur (cm)	Densité (g/cm ³)	Ecrantage	Concentration ¹⁰ Be (at/g)	Incertitude ¹⁰ Be (at/g)	¹⁰ Be-std	Année d'échantillonnage	Age ¹⁰ Be publié (ans)	Incertitude publiée (ans)	Age ¹⁰ Be (ans) CREp	Incertitude externe (ans) CREp	Incertitude interne (ans) CREp
CRU_1	4.0	2,65	0,991	93164	5695	NIST_27900	2018			16310	1040	970
LCR-1	4.0	2,65	1,000	113142	3626	NIST_27900	2018			15350	580	470
CHA-20-01	4.0	2,65	0,998	87051	5471	NIST_27900	2020			16910	1100	1030
ROC-20-01	4.0	2,65	0,992	125789	6842	NIST_27900	2020			15060	860	780
ROC-20-02	4.0	2,65	0,992	124446	4251	NIST_27900	2020			14470	580	470
ROC-20-03	4.0	2,65	0,992	136091	5094	NIST_27900	2020			16170	700	590
MSAP12_P1_01	2.0	2,70	0,997	120400	3920	NIST_27900	2012	12820	640	12650	500	410
MSAP12_B1_06	2.0	2,70	0,997	142450	17160	NIST_27900	2012	15160	1850	14890	1760	1730
AUSS12_P1_01	2.0	2,70	0,998	156160	22830	NIST_27900	2012	11520	1750	11540	1650	1630
AUSS12_B1_05	2.0	2,70	0,994	192730	7830	NIST_27900	2012	14310	800	14250	640	560
AUSS12_B2_06	2.0	2,70	0,994	204740	13670	NIST_27900	2012	15190	1100	15100	1030	970
AUSS12_B3_07	2.0	2,70	0,994	187370	9490	NIST_27900	2012	13870	880	13860	750	670
Bessans 05-01	4.0	2,65	0,972	219716	15997	NIST SRM 4325 2.79.10-11	2007	11327	1064	13670	1000	950
Bessans 05-02	4.0	2,65	0,972	196737	7658	NIST SRM 4325 2.79.10-11	2007	9798	691	12200	560	480
Bessans 05-03	4.0	2,65	0,972	198966	16150	NIST SRM 4325 2.79.10-11	2007	10066	1008	12370	1030	980
Bessans 05-04	4.0	2,65	0,972	213644	9443	NIST SRM 4325 2.79.10-11	2007	10794	792	13230	640	550
Ev-14a	2.0	2,70	0,950	192238	7163	STD11	2021	12440	670	11840	520	440
Ev-15	2,5	2,70	0,940	176498	7293	STD11	2021	11720	660	11210	510	430
Ev-6	2.0	2,70	0,993	382603	12176	STD11	2021	12860	660	11660	450	360
Ev-8	2.0	2,70	0,993	397595	13446	STD11	2021	13410	700	12190	510	420

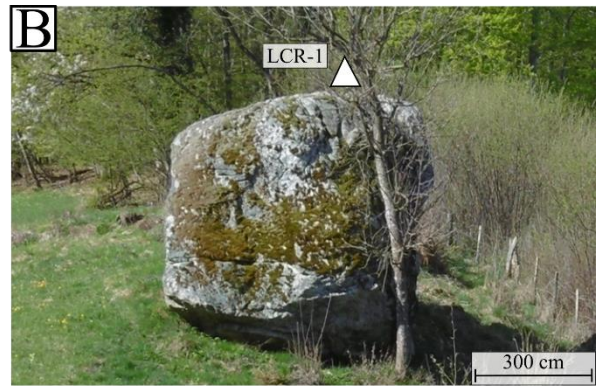
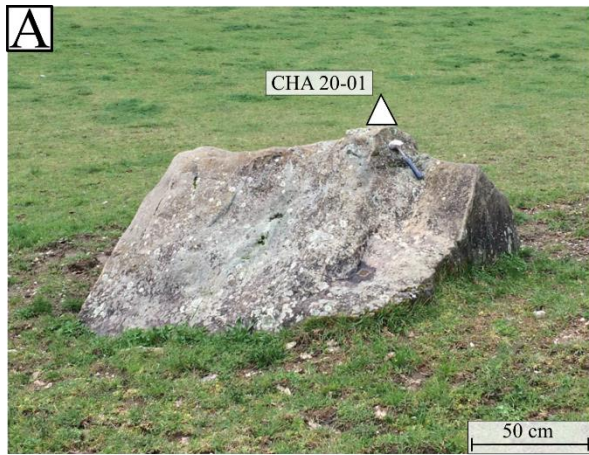


Figure 5.6: Photographies des blocs erratiques échantillonnés A : A Challes les eaux (CHA 20-01), B : A La Croix-de-la-Rochette (LCR-1), C : Au Pas du Roc (ROC 20-02) et D : A Bessans (Bessans 05-01).

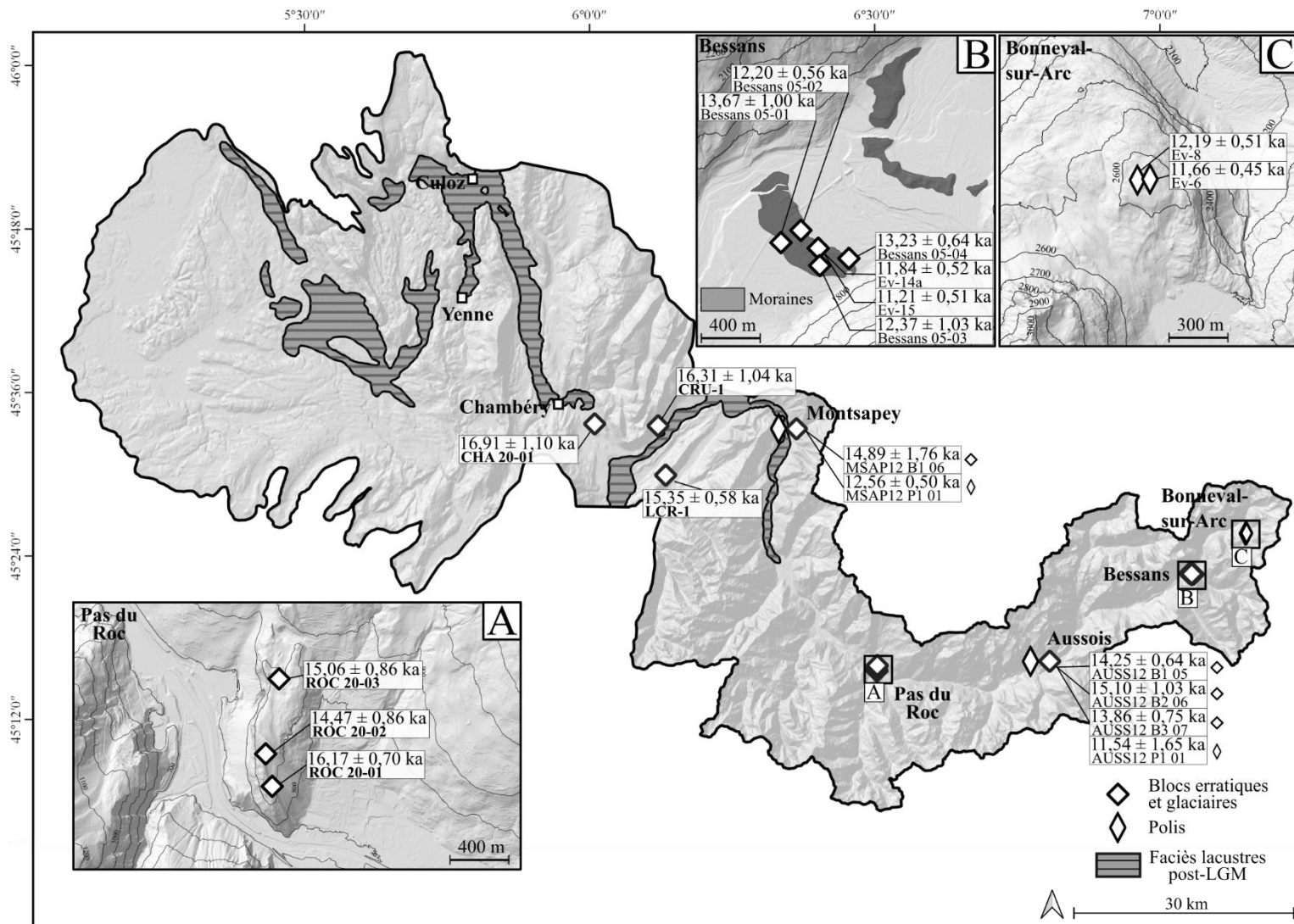


Figure 5.7: Carte de la zone d'étude du chapitre 5, montrant les âges d'exposition ^{10}Be des blocs erratiques et glaciaires échantillonnés, ainsi que les âges d'exposition ^{10}Be recalculés à partir de données sur blocs erratiques, glaciaires et polis glaciaires déjà publiés (Nicoud, et al., 2009; Prud'homme, et al., 2020; Couette et Ghienna, in prep.). Les diamants blancs indiquent la position des blocs erratiques et glaciaires. Les losanges blancs indiquent la localisation des polis. La carte A localise les blocs erratiques échantillonnés au Pas du Roc. La carte B localise les blocs erratiques par rapport aux moraines de Bessans. La carte C indique la localisation des polis de Bonneyal-sur-Arc. Les noms d'échantillon inscrits en gras indiquent les blocs échantillonnés lors de cette étude.

5.2.3 Interprétation et discussion

Dans le cas des échantillons situés à Montsapey et Aussois, les âges d'exposition sur polis glaciaires (Tableau 5.2) sont systématiquement plus jeunes que les âges issus de blocs erratiques. Ces âges sur polis sont facilement soumis à un enfouissement par un sédiment ou par de la neige et donnent des âges minimum du retrait glaciaire (Prud'homme, et al., 2020). Comme l'hypothèse de l'enfouissement est difficile à mettre en évidence, nous avons choisi de garder uniquement les âges d'exposition sur blocs erratiques.

CHA 20-01, LCR-1 et CRU-1 sont des blocs erratiques isolés qui seront traités individuellement. A l'inverse, les blocs erratiques datés sur les sites du Pas du Roc et d'Aussois, sont localisés très proches les uns des autres et à des altitudes similaires, ce qui suggère que l'abandon sur chaque site a eu lieu sur un intervalle de temps très court. Les moyennes et écarts types des âges des échantillons de ces deux sites indiquent donc respectivement l'âge et l'incertitude associée de l'abandon des blocs lors du retrait glaciaire. Les abandons des blocs du Pas du Roc et d'Aussois sont donc datés respectivement à $15,26 \pm 0,68$ et à $14,49 \pm 0,55$ ka (Figure 5.8). La datation de l'unique bloc de Montsapey à $14,89 \pm 1,76$ ka est caractérisée par une grande incertitude et l'âge central est plus jeune que l'âge moyen de l'abandon des blocs du Pas du Roc. L'âge du bloc de Montsapey peut être réestimé entre le maximum analytique à 16,65 ka ($14,89 + 1,76$) et le minimum de l'âge du Pas du Roc à 14,58 ka ($15,26 - 0,68$). Les âges d'exposition à Montsapey à 16,65-14,58 ka, au Pas du Roc à $15,26 \pm 0,68$ ka et à Aussois à $14,49 \pm 0,54$ ka ne sont associés à aucune morphologie ou aucun dépôt attestant de réavancées ou de stabilisations glaciaires (Prud'homme, et al., 2020). Les blocs erratiques de ces trois localités témoignent ainsi d'un retrait du glacier de l'Arc entre 16,7 et 14,5 ka.

Les blocs de Bessans (Bessans 05-01, Bessans 05-02, Bessans 05-03, Bessans 05-0, Ev-14a, Ev-15) sont localisés sur un même cordon morainique et sont donc issus d'une même réavancée glaciaire. La moyenne et l'écart type des âges des blocs de Bessans, indique donc l'âge et l'incertitude associée de la moraine de Bessans à $12,58 \pm 0,82$ ka, correspondant au Dryas récent (Figure 5.8).

A Bonneval, les deux polis datés Ev-6 et Ev-8 donnent respectivement $11,66 \pm 0,45$ et $12,19 \pm 0,51$ ka. Compte tenu des incertitudes, les deux âges d'exposition de Ev-6 et Ev-8 recouvrent l'âge de la moraine de Bessans. Les âges des 2 polis de Bonneval et les âges d'exposition de la moraine de Bessans peuvent être considérés comme synchrones.

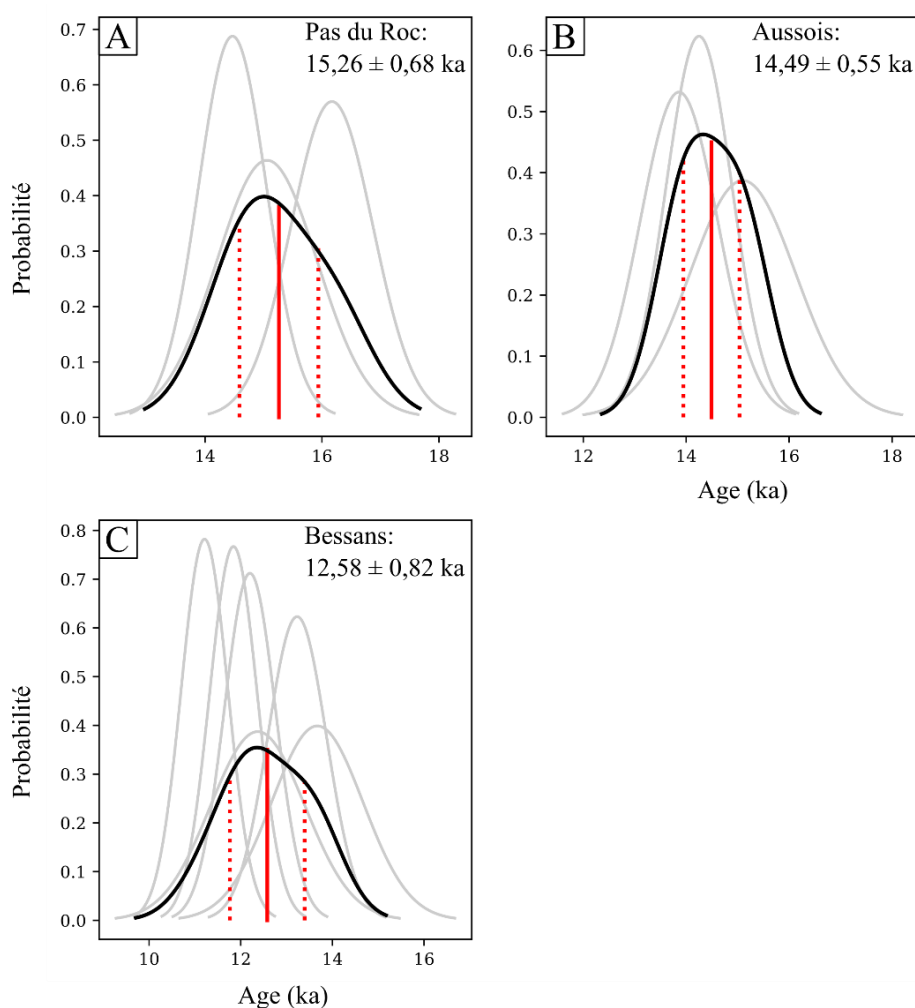


Figure 5.8: Distributions de probabilités des âges d'exposition et de leur incertitude externe associée en gris et distributions de probabilités sommées en noir des sites du Pas du Roc (A), d'Aussois (B) et de Bessans (C). Les moyennes sont représentées par les lignes pleines rouges et les écarts types (incertitudes) par les lignes rouges pointillées. Les âges et incertitudes associés des stades glaciaires sont indiqués en haut à droite.

Après le LGM, le piémont des Alpes occidentales françaises est déglacé à $\sim 16,5$ ka, avec un front situé à Culoz (Roattino, et al., 2022). En amont de ce point, cinq âges d'exposition sont disponibles (CHA 20-01, CRU-1, LCR-1, MSAP12_B1_06 et ROC) et donnent des âges d'exposition très proches les uns des autres à $16,91 \pm 1,10$, $16,31 \pm 1,04$, $15,35 \pm 0,58$, $16,65-14,58$ et $15,26 \pm 0,68$ ka respectivement et proches de l'âge de Culoz à $16,5 \pm 1,1$ ka. La cohérence des âges sur ~ 120 km entre Culoz et le Pas du Roc indique un recul rapide du glacier. La différence d'âge réelle entre ces blocs est du même ordre de grandeur que la résolution temporelle de la datation ^{10}Be (entre 500 et 1000 ans), ce qui ne permet pas d'avoir une meilleure précision sur le taux de recul du glacier lors de cette phase (Figure 5.9). Le retrait d'un glacier peut être significativement accéléré lorsque son front est localisé dans un lac proglaciaire par circulation d'eau chauffée en surface (Kääb & Haeberli, 2001). Entre Culoz et l'entrée de la Maurienne le retrait rapide du glacier delphino-savoisien a donc pu être favorisé par son vèlage dans les paléolacs proglaciaires du Bourget et de l'Isère.

5.2.4 Conclusion

L'ensemble des blocs erratiques et glaciaires du piémont et ceux localisés en fond de vallée ou sur des verrous (CHA, ROC et Bessans) permettent de positionner des fronts glaciaires. Les autres blocs erratiques (CRU, LCR, MSAP et AUSS) localisés sur des versants ne permettent pas d'indiquer la position d'un front glaciaire au sens strict. En effet, pour ces blocs, le front glaciaire est localisé à quelques kilomètres en aval de la position du site daté (Figure 5.10). Ainsi, les âges d'exposition issus de la littérature recalculés et ceux inédits présentés dans cette étude (Figure 5.9) permettent de reconstituer la position et l'âge de 7 positions glaciaires entre le piémont des Alpes occidentales

françaises et la partie amont de la Maurienne (Figure 5.10). Plus précisément, 2 fronts du lobe lyonnais indiquent la position du glacier au LGM à 24-21 ka sur le domaine morainique intermédiaire et à 19 ka au niveau du domaine morainique est. Un front du glacier delphino-savoisien peut être positionné à Culoz à environ 16,5 ka et enfin 4 positions glaciaires indiquent le retrait du glacier de l'Arc entre environ 16,7-14,6 et 12,5 ka. Ces résultats montrent un retrait rapide entre Culoz et le site du Pas du Roc en Maurienne à environ 16,5 ka.

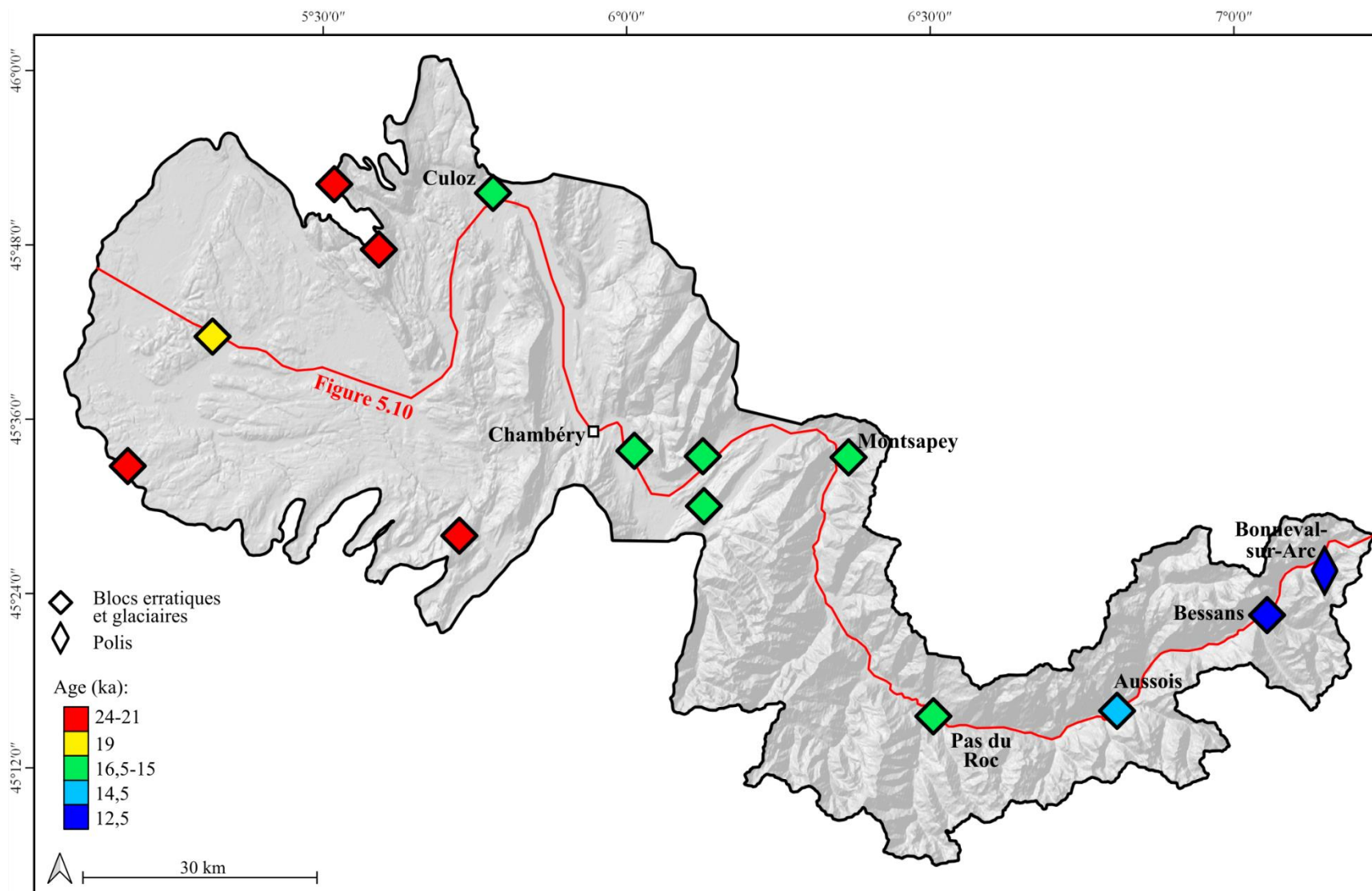


Figure 5.9: Classification des âges d'exposition du piémont des Alpes occidentales françaises jusqu'en Maurienne. Le tracé du profil topographique de la Figure 5.10 est indiqué en rouge.

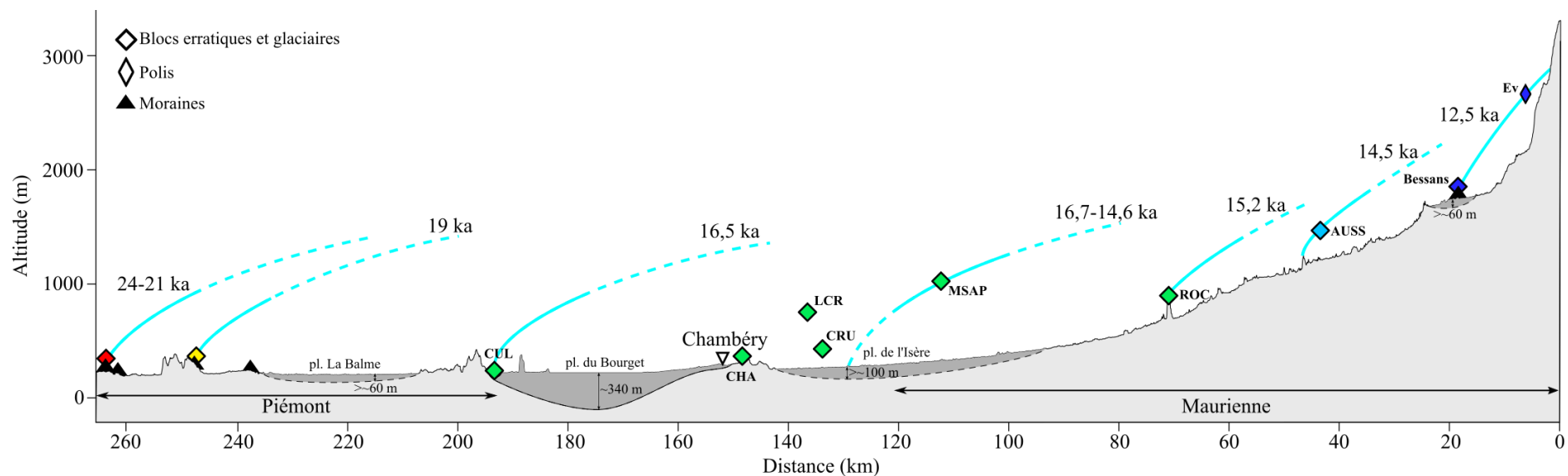


Figure 5.10 : Coupe passant par le piémont des Alpes occidentales françaises jusqu'à la source de l'Arc, montrant la position des fronts glaciaires datés par des publications précédentes (Nicoud, et al., 2009; Prud'homme, et al., 2020; Roattino, et al., 2022) et par les âges d'exposition présentés dans cette étude. La position de la coupe est présentée dans la Figure 5.9. Les blocs erratiques et glaciaires sont indiqués par les diamants et les polis par les losanges. Les âges d'exposition sont classés par couleur dont l'échelle est donnée par la Figure 5.9. Les polygones gris foncé indiquent la position des dépôts lacustres post LGM des paléolacs de la Balme (pl. La Balme), du Bourget (pl. du Bourget) et de l'Isère (pl. de l'Isère). La géométrie et la profondeur du paléolac du Bourget a été reconnue par géophysique (Finckh, et al., 1984). La profondeur minimum des paléolacs de la Balme et de l'Isère est également indiquée (Nicoud, et al., 1987).

5.3 SÉDIMENTOLOGIE ET DATATIONS PAR LUMINESCENCE

Cette partie se consacre à l'étude sédimentologique détaillée d'affleurements proglaciaires localisés en partie amont de la vallée de l'Arc. Cette étude sera réalisée sur deux affleurements (Verney et Lanslebourg) dont les analyses réalisées dans des études antérieures, ont soulevé des questionnements sur leurs mises en place. En effet, ces dépôts montrent parfois des structures sédimentaires et des déformations particulières dont l'origine faisant intervenir des processus glaciaires, gravitaires et même tectoniques (Hugonin, 1988; Marnezy, 1999; Champagnac, et al., 2006), n'a pas été clairement identifiée.

Cette analyse sédimentologique va permettre de définir des fluctuations tardiglaciaires du glacier de l'Arc n'ayant pas été enregistrées par des morphologies morainiques. Une fois caractérisés, ces dépôts seront datés par luminescence afin de compléter le cadre chronologique de la déglaciation du glacier de l'Arc.

5.3.1 Matériels et méthodes

5.3.1.1 Affleurements étudiés

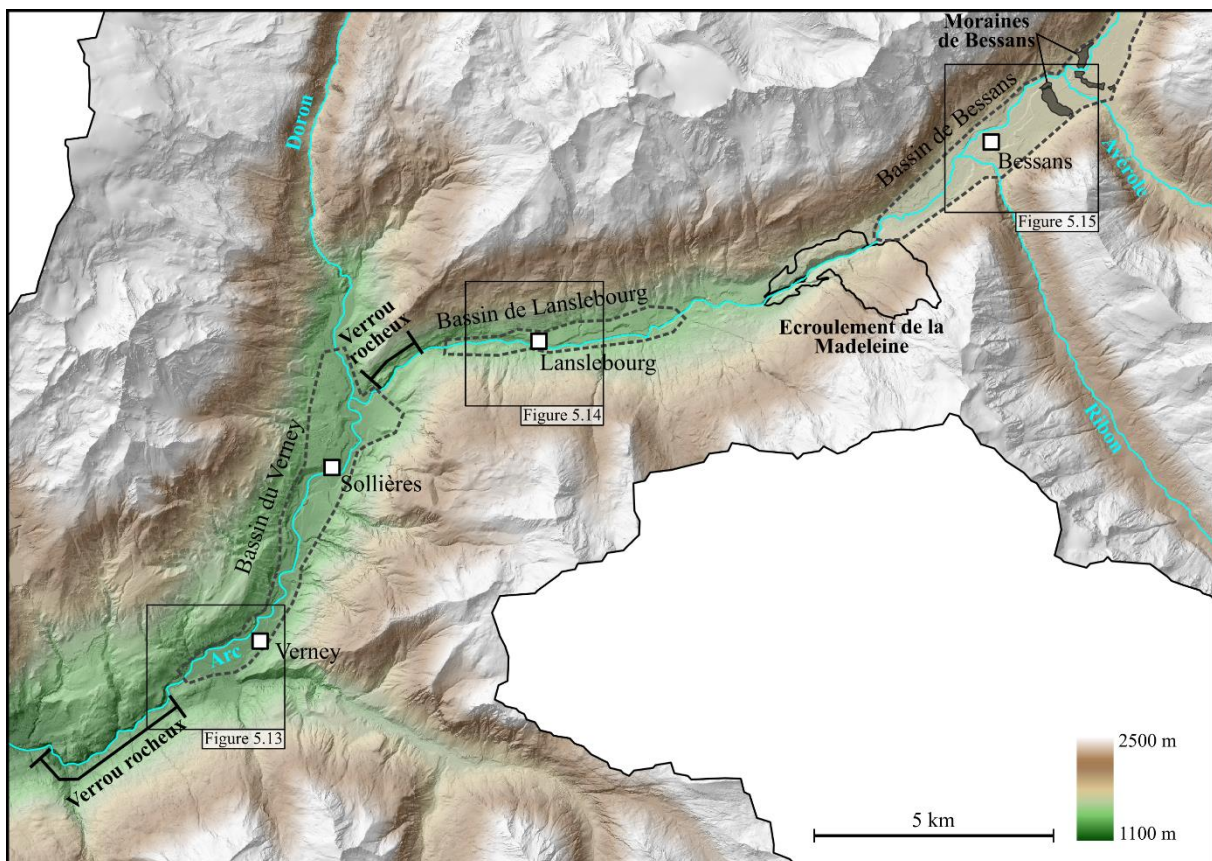


Figure 5.11 : Carte de localisation des affleurements du Verney, de Lanslebourg et de Bessans, des principaux verrous rocheux, de l'écroulement de la Madeleine et des moraines frontales de Bessans. La localisation de la Figure 5.13, de la Figure 5.14 et de la Figure 5.15 est indiquée.

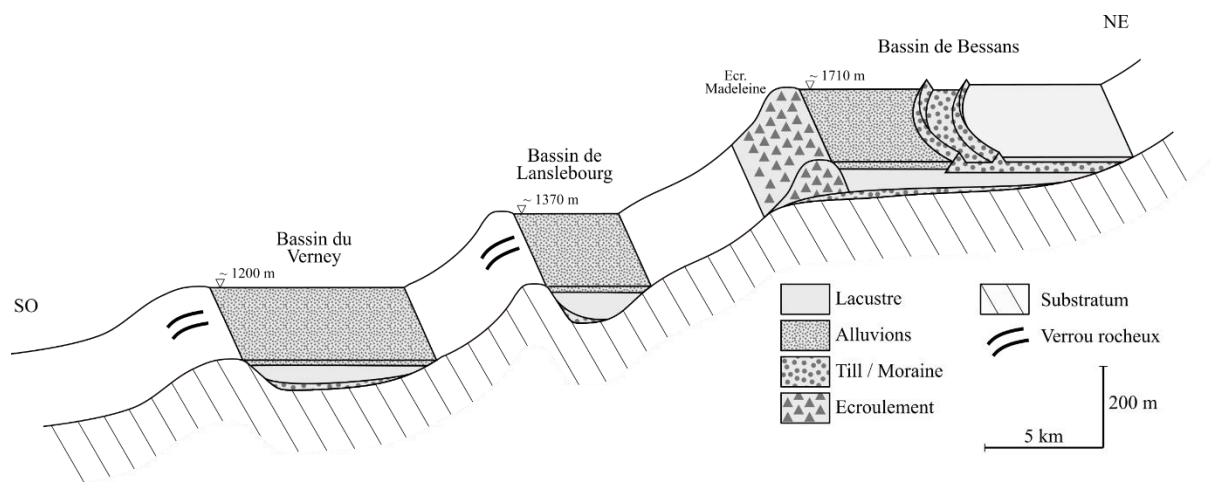


Figure 5.12 : Coupe schématique résumant la géologie des bassins du Verney, de Lanslebourg et de Bessans (Letourneur, et al., 1983; Hugonin, 1988; Debelmas, 1989; Fudral, et al., 1994).

Trois affleurements localisés respectivement dans les bassins du Verney, de Lanslebourg et de Bessans (Figure 5.11 et Figure 5.12) ont été étudiés afin de reconstituer les environnements de dépôts et pour prélever des échantillons dans le but de réaliser des datations par luminescence.

L’affleurement du Verney est localisé dans un bassin situé à environ 1200 m d’altitude et plus précisément, dans une ancienne carrière au nord du village du Verney, au pied du versant nord de la vallée de l’Arc. Cet affleurement est localisé dans une terrasse dont la surface est constituée d’alluvions anciennes (Debelmas, 1989) reposant sur des dépôts deltaïques (Hugonin, 1988). En aval de l’affleurement, on observe un cône alluvial et un grand dépôt gravitaire (glissement) ainsi que des gorges formant un verrou (Figure 5.11 et Figure 5.12) (Debelmas, 1989). Le fonctionnement de ce glissement associé au verrou est à l’origine du barrage de la vallée, ce qui a permis le développement des dépôts lacustres deltaïques. Ces dépôts lacustres sont recouverts d’alluvion (Figure 5.12). Ces dépôts lacustres et les alluvions ont plus tard été incisés par l’Arc et sont actuellement retrouvés sur des zones préservées de cette érosion fluviale, formant des replats (Figure 5.13) (Hugonin, 1988). L’affleurement est localisé dans l’un de ces replats. Deux échantillons pour des datations par luminescence ont été prélevés (BRA-01, BRA-02, Figure 5.13)

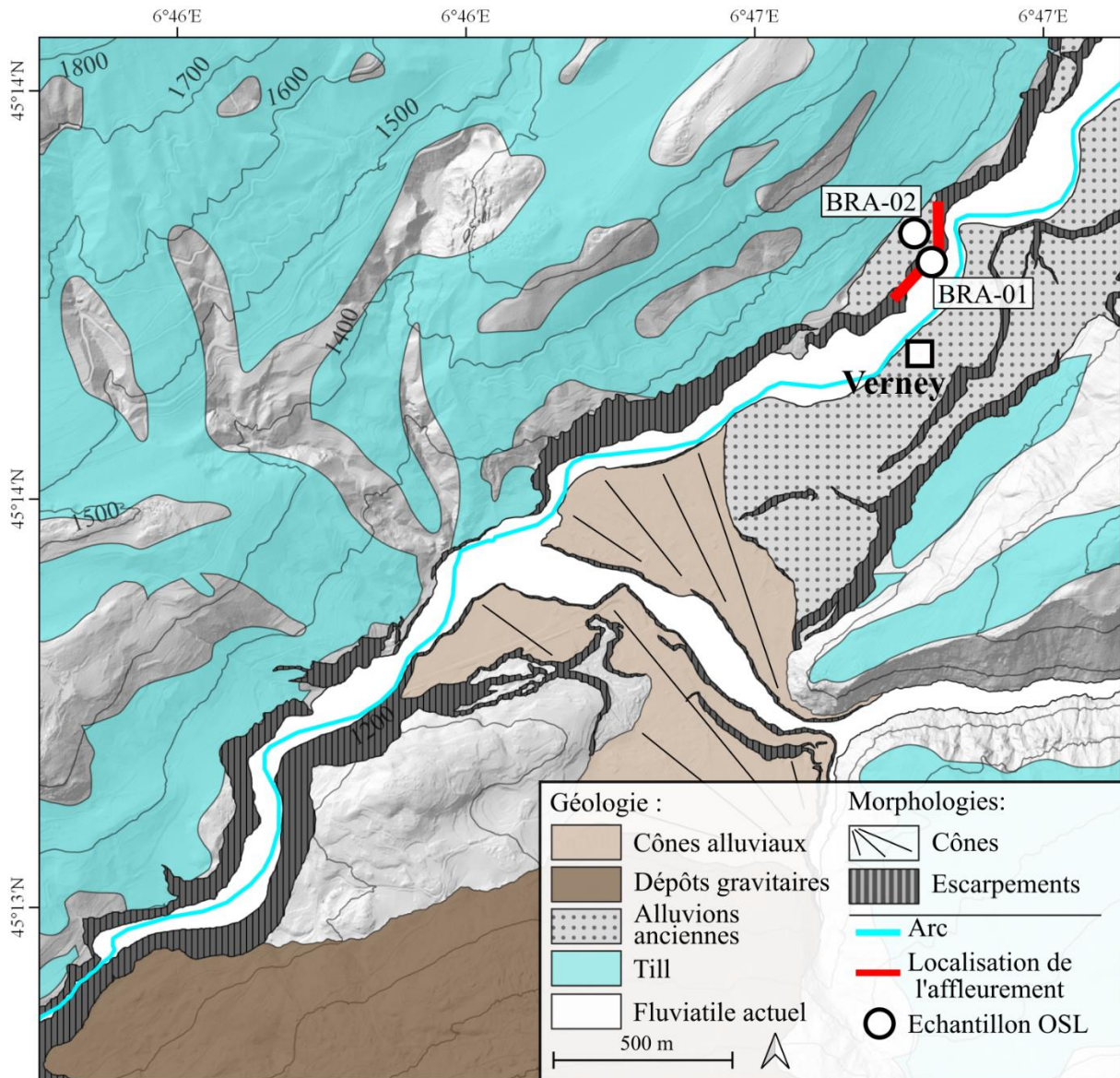


Figure 5.13 : Carte présentant le contexte géologique et géomorphologique (Hugonin, 1988; Debelmas, 1989) de l'affleurement du Verney, redessiné avec le RGE Alti 1m de l'IGN à partir de la carte géologique de la France harmonisée (BRGM, 2005). L'emprise de la carte est donnée dans la Figure 5.11.

Les affleurements étudiés à Lanslebourg sont localisés dans le bassin éponyme, situé à environ 1370 m d'altitude. Les affleurements se trouvent à l'ouest du village de Lanslebourg, au pied du versant nord de la vallée de l'Arc, au niveau d'une surface incisée par l'Arc. La partie basale de ces affleurements a initialement été attribuée à un dépôt deltaïque lié au barrage de la vallée par un verrou localisé en aval. Le glacier du Doron, s'écoulant dans la vallée de la rivière éponyme (Figure 5.11 et Figure 5.12), a également été désigné pour expliquer le barrage de la vallée. Le front du glacier du Doron devait arriver jusqu'au village de Sollières (Figure 5.11) (Hugonin, 1988). Au-dessus du dépôt deltaïque, des alluvions anciennes ont été décrites et attribuées à des environnements glaciolacustres ou fluvioglaciaires (Fudral, et al., 1994) ou encore à un dépôt de cône alluvial (Figure 5.12) (Hugonin, 1988). La zone contient des cônes alluviaux alimentés par des rivières venant du versant. Sur le versant nord, sont plaqués localement des dépôts de till. Un échantillon pour une datation par luminescence a été prélevé sur l'affleurement (LSB-01, Figure 5.14).

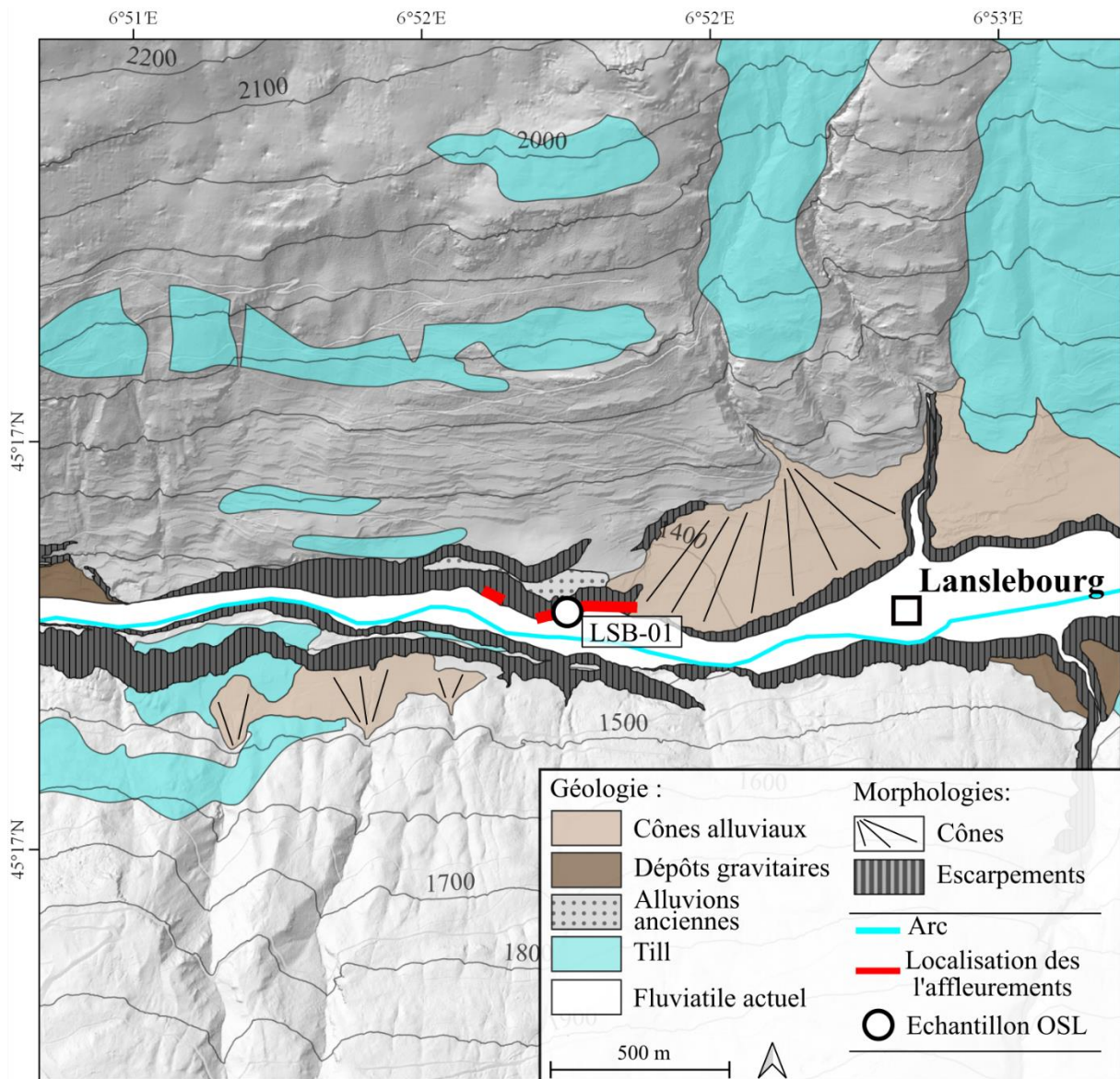


Figure 5.14: Carte présentant le contexte géomorphologique et géologique (Fudral, et al., 1994; Hugonin, 1988) de l'affleurement de Lanslebourg, redessiné avec le RGE Alti 1m de l'IGN à partir de la carte géologique de la France harmonisée (BRGM, 2005). L'emprise de la carte est donnée dans la Figure 5.11.

L'affleurement de Bessans est localisé dans un bassin sédimentaire situé à environ 1710 m d'altitude et montrant des dépôts lacustres argileux et deltaïques issus du barrement de la vallée de l'Arc (Couture, et al., 1997) par un écoulement situé en aval, au niveau du col de la Madeleine (Letourneur, et al., 1983; Hugonin, 1988). Ce bassin est caractérisé par la présence de deux moraines frontales (Figure 5.11 et Figure 5.12). Dans ce secteur, on observe de grands cônes localisés au débouché des vallées où s'écoule le Ribon et l'Avérole, deux affluents de l'Arc (Figure 5.15). Des analyses de forages indiquent que les dépôts fluviaux reposent sur des dépôts lacustres. Ces dépôts fluviaux ont ainsi été interprétés comme des dépôts de comblement d'un lac. De la même manière, des analyses de forages et d'affleurements ont montré que les deux cônes alluviaux du Ribon et de l'Avérole reposent sur des dépôts deltaïques (Figure 5.12) (Letourneur, et al., 1983; Fudral, et al., 1994; Hugonin, 1988). L'affleurement est localisé sur le cône du Ribon, dans une zone incisée par la rivière (Figure 5.15). Ce cône est issu d'un dépôt deltaïque bien caractérisé recouvert d'un cône alluvial (Hugonin, 1988). Un échantillon de sable (BES-01) a été prélevé dans ce dépôt deltaïque pour obtenir une datation par luminescence (Figure 5.15).

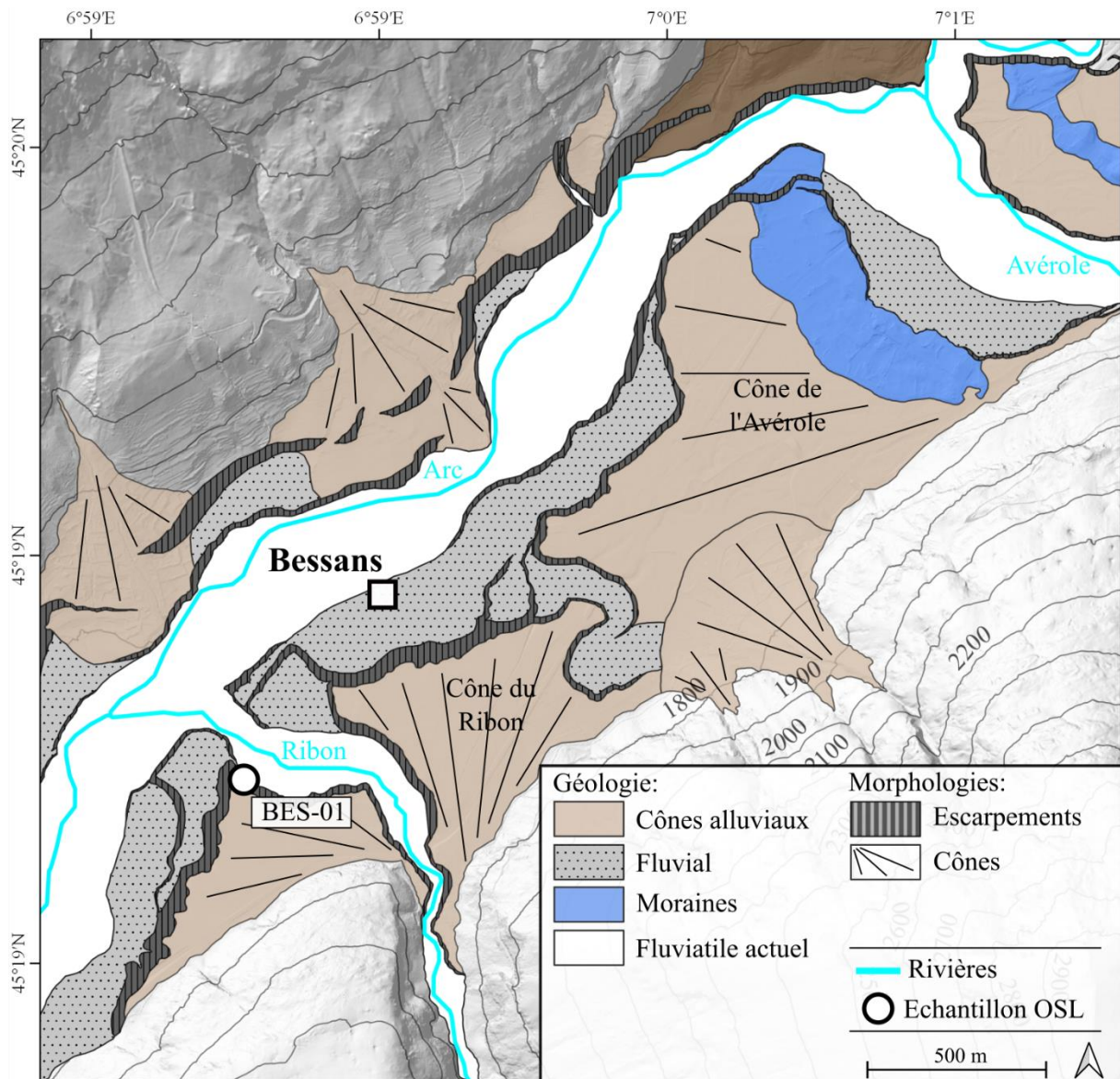


Figure 5.15: Carte présentant le contexte géomorphologique et géologique (Letourneur, et al., 1983; Fudral, et al., 1994; Hugonin, 1988) de l’affleurement de Bessans, redessiné avec le RGE Alti 1m de l’IGN à partir de la carte géologique de la France harmonisée (BRGM, 2005). L’emprise de la carte est donnée dans la Figure 5.11.

5.3.2 Résultats

5.3.2.1 Sédimentologie

5.3.2.1.1 Le Verney

L’affleurement mesure environ 330 m de longueur pour une épaisseur maximum d’environ 20 mètres. En partie nord-est, les dépôts reposent directement sur le substratum. Les dépôts sont globalement granocroissants, avec à la base des unités sableuses et au sommet, des unités de graviers, galets et blocs. Des déformations sont visibles dans la plupart de ces unités. Le sommet de l’affleurement forme une surface plane visible dans le paysage (Figure 5.16). Cet affleurement a été interprété comme un delta et les déformations que l’on y retrouve, à des effondrements liés à la dissolution du substratum gypseux, à de la cryoturbation ou encore à de la déstabilisation gravitaire pendant le dépôt (Hugonin, 1988). L’histoire de cet affleurement n’est donc pas clairement établie et justifie une étude approfondie.

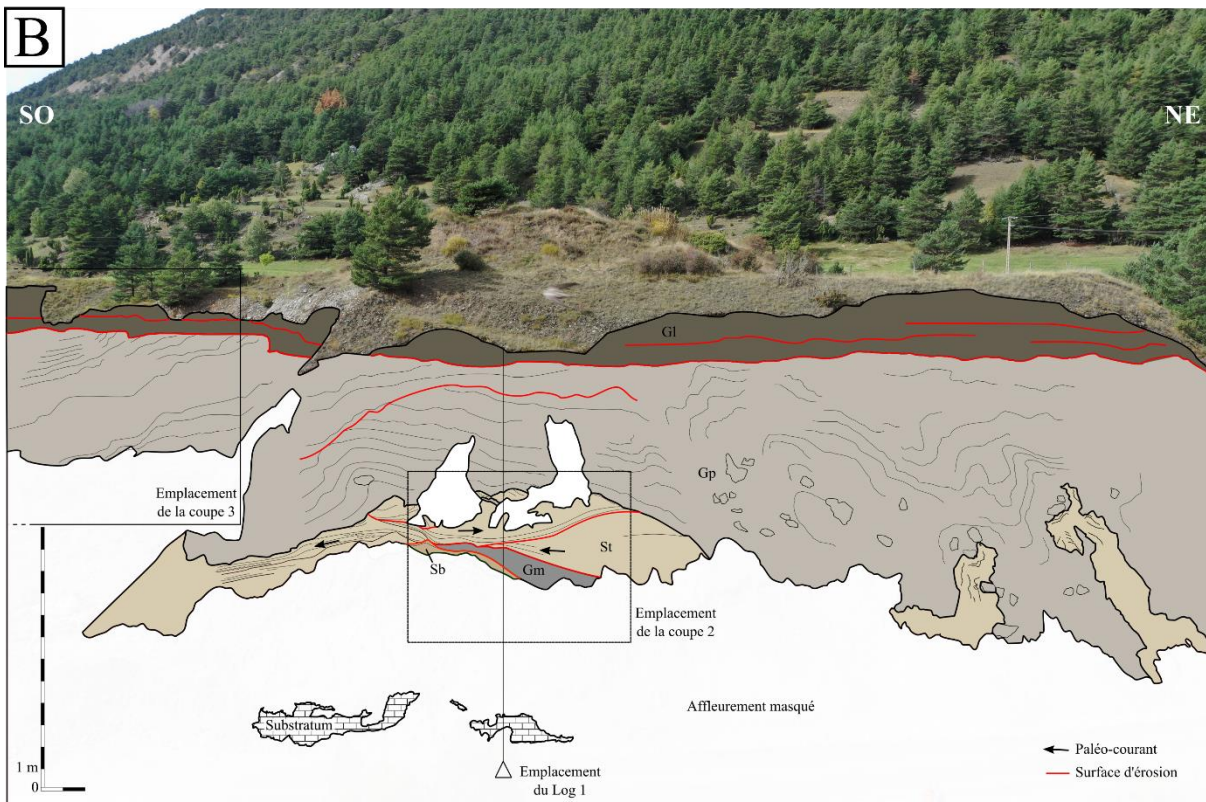


Figure 5.16: A : Photographie panorama et B : Photographie habillée montrant le substratum et les faciès Sb, Gm, St, Gp et Gl du Verney. La forme lenticulaire des faciès Gm et St est ici bien visible. Les clasts flottants de grande taille de Gp ont été représentés, à noter que ce faciès est dans cette partie de l'affleurement très déformé.

Description et interprétation des faciès :

La succession sédimentologique et stratigraphique dans la carrière Verney est composée de 5 faciès sédimentaires, chacun étant défini sur la base de sa granulométrie, de ses structures sédimentaires et de ses géométries, ces faciès seront interprétés en processus de dépôts. Ils ont été regroupés en trois associations de faciès (AF) représentant des environnements de dépôts.

Sable à stratifications sinusoïdales et « backsets » (Sb). Ce faciès est localisé directement sur le substratum carbonaté (Figure 5.17) et est constitué d'éléments allant du sable fin jusqu'aux granules bien triés. Les structures sédimentaires sont principalement représentées par une stratification sinusoïdale de longueurs d'ondes comprises entre 1 et 2 m pour une amplitude de 5 à 30 cm. On observe également des « backsets » peu pentés. Ces structures remplissent des structures en auges de 1 à 2 m de long, quelques contacts basaux sont érosifs (Figure 5.17). Ce faciès contient des clastes de grandes tailles allant des graviers jusqu'aux galets. Ces clastes suivent la stratification ou sont isolés (Figure 5.19D).

Interprétation. La stratification sinusoïdale provient de l'aggradation d'antidunes stationnaires sous un courant supercritique permettant la préservation des faces sous le courant et des faces face au courant de la morphologie (Cheel, 1990; Brennand, 1994; Russell & Arnott, 2003; Ito & Saito, 2006; Duller, et al., 2008; Ito, 2010). Les contacts érosifs indiquent que l'aggradation n'est pas continue (Duller, et al., 2008). Les « backsets » montrent un dépôt sur le côté face au courant d'antidunes migrant à contre-courant (Kennedy, 1963; Alexander, et al., 2001; Cartigny, et al., 2014). Les lits grossiers reflètent un dépôt lors de conditions de fortes énergies (Lee, et al., 2015). Les galets striés isolés sont issus de la fonte de glace basale riche en débris.

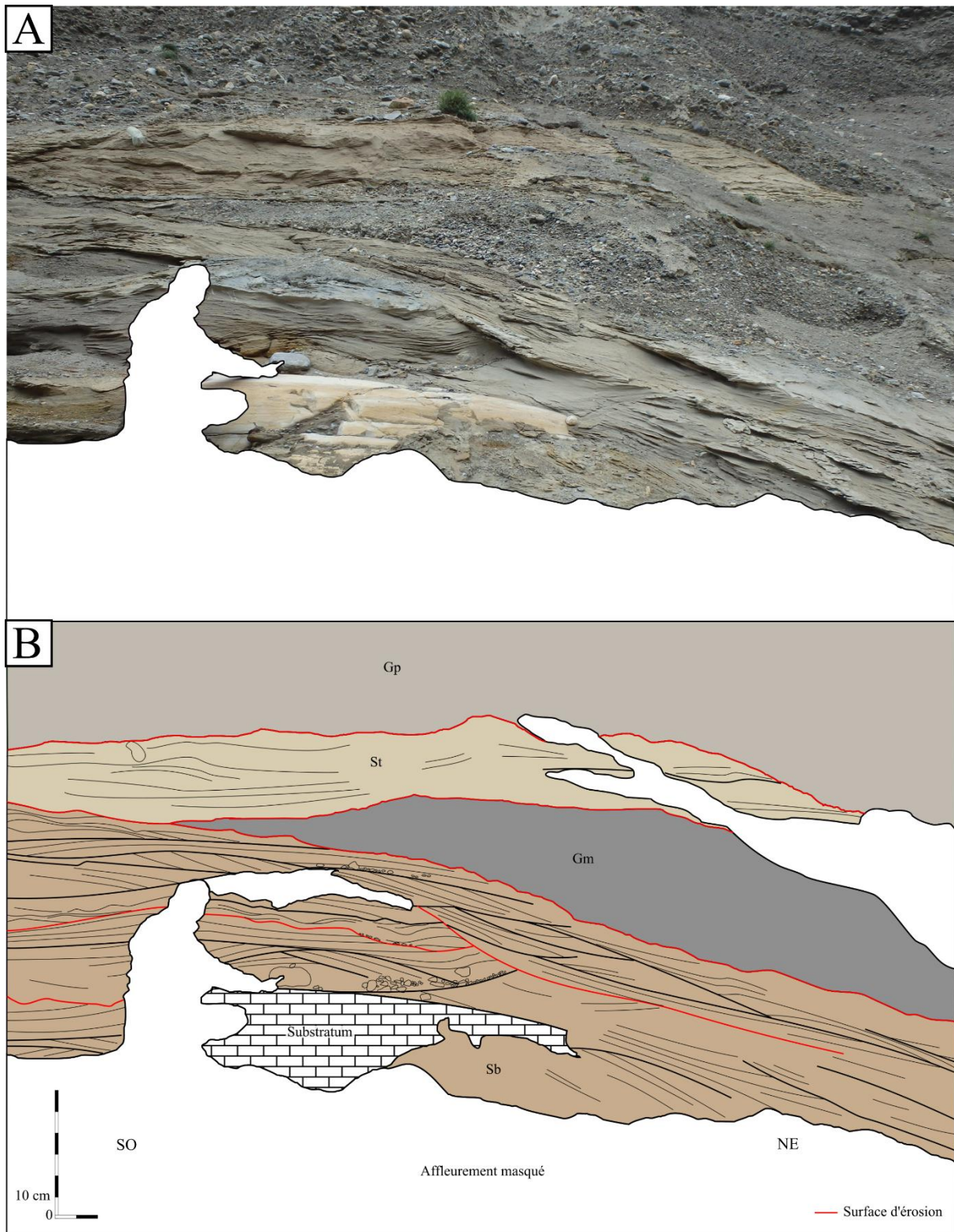


Figure 5.17: A : Photographie et B : Photographie habillée montrant le substratum et les faciès Sb, Gm, St et Gp du Verney. A noter que les structures sédimentaires de Gp sont ici très peu visibles.

Sable fin et moyen à lamination croisée (St). Ce faciès forme des unités lenticulaires de 20 cm à 3 m d'épaisseur, constituées de sable fin à moyen structuré en lamination entrecroisée (Figure 5.19A). Certains contacts basaux sont érosifs. Ce faciès montre des rides grimpantes de type A de 8 à 10 cm de longueur d'onde, pour 2 à 3 cm d'amplitude. On observe également dans ce faciès, des laminations

sinusoïdales correspondant à des rides grimpantes de type B entre 5 et 8 cm de longueur d'onde pour 1 à 2 cm de haut (Figure 5.19A) définis par Jopling et Walter (1968). Ce faciès est interstratifié avec des lits de 5 à 15 cm d'épaisseur à granoclassement normal, montrant à la base des silts ou des sables fins à lamination parallèle et se terminant vers le haut par des niveaux silto-argileux massifs ou à lamination parallèle et pouvant montrer des convolutes (Figure 5.19B). Des galets isolés sont visibles dans ce faciès.

Interprétation. La lamination entrecroisée à petite échelle est issue d'un dépôt par la migration de rides 3D sous un courant subcritique. La présence de rides grimpantes implique une sédimentation à partir d'un courant perdant sa capacité de transport. Ainsi les rides grimpantes de type A résultent d'un faible taux d'aggradation par rapport au taux de migration (Jopling & Walker, 1968; Ashley, et al., 1982). Inversement les rides grimpantes de type B sont produites par un taux d'aggradation important par rapport au taux de migration (Jopling & Walker, 1968; Ashley, et al., 1982; Allen, 1973; Fielding, 2006). Ces structures sont issues d'un courant turbiditique de faible densité (Ashley, 1995; Mulder & Alexander, 2001). L'épaisseur parfois importante de ces unités de rides et de rides grimpantes implique des courants turbiditiques relativement longs dans le temps (Mulder & Alexander, 2001). Les surfaces d'érosions correspondent à des chenaux ayant accueilli les courants turbiditiques. Les lits de matériaux fins granodécroissants sont issus d'un dépôt lors de la dissipation de l'énergie d'un écoulement turbiditique de faible densité (Mulder & Alexander, 2001). Les directions de paléocourant enregistrées indiquent un transport depuis le nord. Les galets isolés sont issus de chutes de débris à travers une colonne d'eau résultant de la fonte d'iceberg.

Graviers et galets massif (Gm). Ce faciès forme des lentilles de 10 à 100 cm d'épaisseur pour environ 10 m de large, remplies de graviers et galets polygéniques à matrice composée de sable fin. Le granoclassement est normal et faiblement marqué (Figure 5.19C).

Interprétation. Ce faciès est issu d'écoulements hyperconcentrés (Mulder & Alexander, 2001).

Graviers et galets à stratification plane parallèle (Gp). Ce faciès est constitué de graviers et galets polygéniques montrant une stratification plane parallèle avec un pendage d'environ 15° vers l'aval et incluant des galets imbriqués (Figure 5.18 et Figure 5.19F). On observe des lits massifs avec matrice, qui montrent un granoclassement inverse ou normal (Figure 5.19F) et contenant des clasts flottants de grandes tailles (50-100 cm long) alignés parallèlement à la stratification (Figure 5.16). Les lits à granoclassement normal se terminent fréquemment par des niveaux sableux de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur (Figure 5.19F). Localement, des structures en auges sont remplies par des graviers et granules suivant une stratification croisée (Figure 5.19E). Dans ces remplissages, des lits sans matrice sont présents.

Interprétation. La stratification plane parallèle oblique et les lits à granoclassement normal à inverse suggèrent un transport sédimentaire contrôlé par la gravité sur la pente d'un delta (Postma & Cruickshank, 1988; Nemeč, 1990). Les lits massifs ou à granoclassement normal ou inverse à matrice et à clastes flottants résultent d'un dépôt après un transport par des coulées de débris (Shanmugam, 2000). Les niveaux sableux indiquent un dépôt lors de la dissipation de l'énergie du courant par des écoulements concentrés ou turbiditiques (Mulder & Alexander, 2001). Le remplissage des structures en auges par une stratification croisée, indique un comblement de dépressions par la migration de dune 2D (Allen, 1982). La présence de lits sans matrices côtoyant des niveaux à matrice indique une séparation des sables et des graviers par des processus hydrauliques (Carling, 1990), probablement liée à un courant turbulent de forte énergie (Allen, 1982; Carling & Glaister, 1987).

Graviers et galets à lentilles sableuses (Gl). Ce faciès est constitué par des graviers et galets polygéniques, mal triés, parfois imbriqués et à matrice composée d'éléments allant de la taille d'un sable grossier à des granules (Figure 5.19G). Les lits sont massifs ou montrent un granoclassement normal et se terminent parfois par des niveaux de sable grossier (Figure 5.19H). Les niveaux de sable grossier sont structurés suivant une lamination croisée issue de rides grimpantes. Les limites basales sont subhorizontales et érosives (Figure 5.16 et Figure 5.18).

Interprétation. Ce faciès est issu d'un dépôt par des écoulements hyperconcentrés (Mulder & Alexander, 2001). Les niveaux sableux reflètent un dépôt pendant la phase de dissipation de l'énergie

du courant (Miall, 1983). Les rides grimpantes sont issues d'une forte sédimentation lors de la perte de la capacité de transport d'un courant turbiditique (Ashley, et al., 1982; Jopling & Walker, 1968; Mulder & Alexander, 2001).

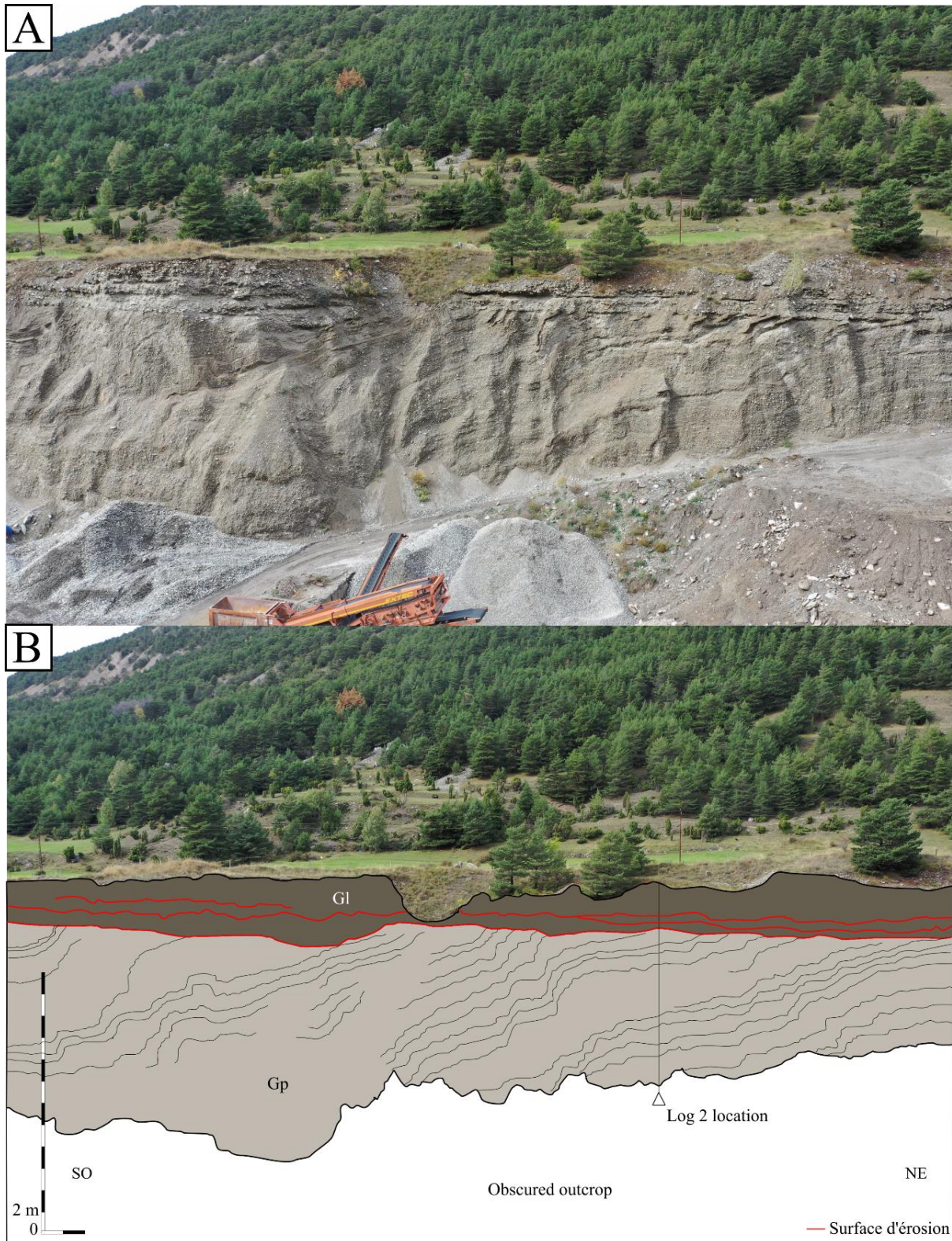


Figure 5.18: A : Photographie panoramique et B : Photographie habillée montrant les faciès Gp et G1 du Verney. La stratification parallèle et pentée de Gp est ici bien visible.

Tableau 5.3 : Classification des faciès sédimentaires et associations de faciès (AF) du Verney

AF	Faciès	Description	Interprétation
AF1	Sb, Sable à stratification sinusoïdale et "backsets"	Sables, granules à stratification sinusoïdale et à "backstes" remplissant des auges. Clasts striés de grandes tailles	Aggradation d'antidunes stationnaires ou migrant à contre-courant en milieu sous-glaciaire, proche de la marge du glacier
	Gm, graviers et galets massif	Lentilles de graviers et galets à matrice sableuse, granoclassement normal ou faiblement marqué	Faciès issus d'écoulements hyperconcentrés
AF2	St, Sable fin et moyen à lamination croisée	Sables fins à moyen structurés en lamination croisée, rides grimpantes de types A et B. Présence de lits silto-argileux à granoclassement normal, terminé vers le haut par des convolutes. "Dropstones"	Migration de ride de courant sous un courant turbiditique perdant sa capacité de transport en milieu lacustre
	Gp, Graviers et galets à stratification plane parallèle	Blocs, graviers et galets parfois imbriqués polygéniques à matrice sableuse et à stratification plane parallèle, penté vers l'aval à 15°. Lits massifs ou à granoclassement inverse ou normal se terminant par un niveau sableux. Présence d'auges remplis de graviers et granules parfois sans matrice à stratification croisée	Dépôts de foreset après un transport de coulées de débris, écoulements hyperconcentrés, turbiditiques et par migration de dune 2D
AF3	Gl, Graviers et galets à lentilles sableuses	Graviers et galets polygéniques mal triés à matrice de sable grossier et granules. Lits massifs ou à granoclassement normal se terminant par un niveau sableux. Limites basales subhorizontales et érosives	Dépôt après un transport par écoulements hyperconcentrés puis pendant une phase de dissipation de l'énergie du courant

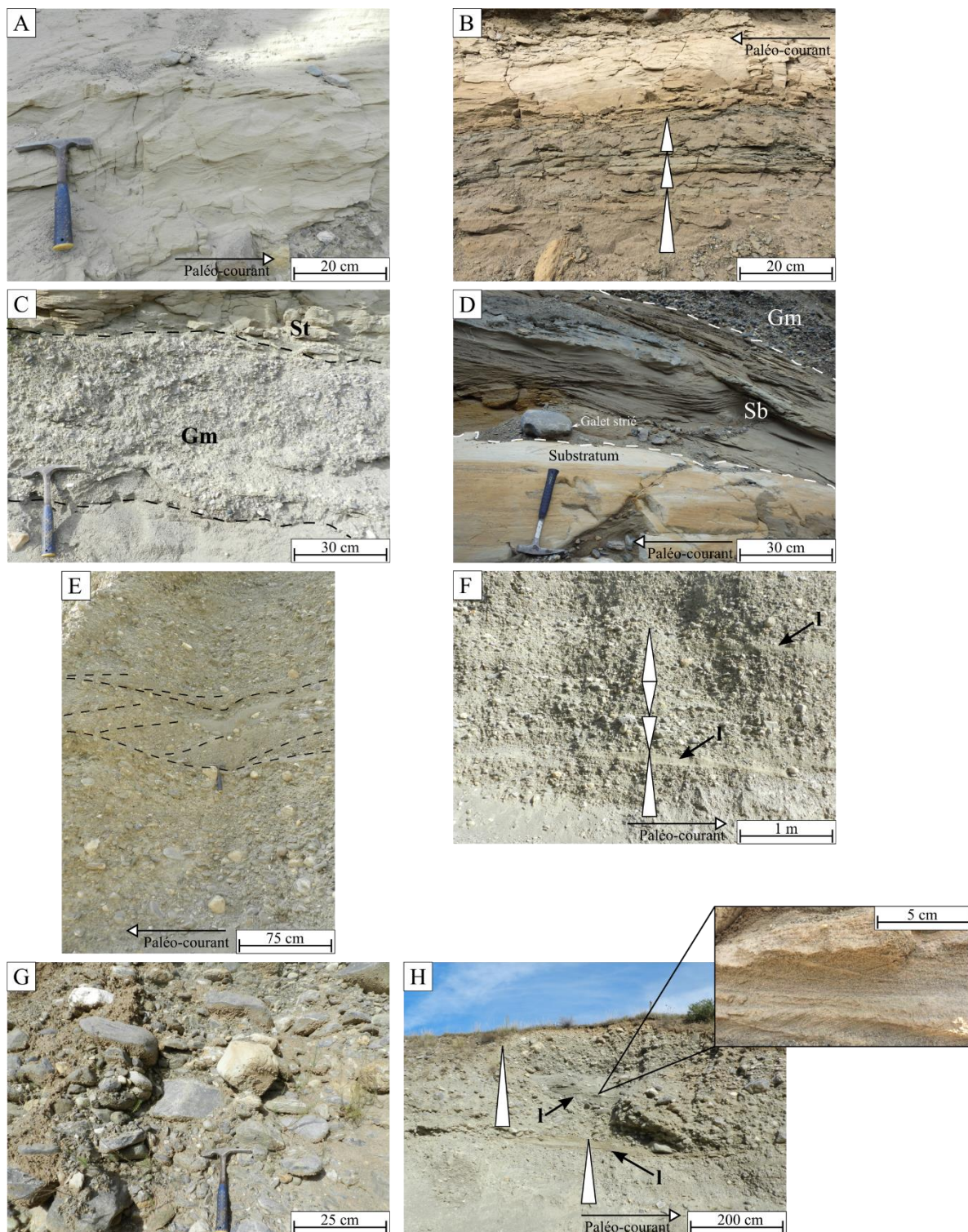


Figure 5.19: Photographies des faciès retrouvés à l’affleurement du Verney. A : Photographie des rides grimpantes de type B du faciès St. B : Photographie des lits de matériaux fins granodécroissants du faciès St. C : Photographie du faciès Gm. D : Photographie du substratum rocheux recouvert du faciès Sb dont la base contient des galets striés. Le faciès Sb est ici recouvert par le faciès Gm. E : Photographie du faciès Gp montrant des niveaux à stratification croisée remplissant une structure en auge. F : Photographie du faciès Gp montrant des lits plans parallèles massifs ou à granoclassement normal ou inverse. Certains niveaux granodécroissants se terminent par des niveaux sableux. G : Photographie du faciès Gl montrant un sédiment mal trié à matrice sableuse. H : Photographie du faciès Gl montrant des niveaux massifs et subhorizontaux granodécroissants parfois terminés par des lentilles sableuses. Les triangles symbolisent le granoclassement.

Déformations :

Description. Les déformations affectent les faciès St et Gp. St est injecté dans le faciès Gp (Figure 5.16 et Figure 5.20B), surtout au nord-est de l’affleurement où il peut former des intrusions de 5 à 10 m de haut. Les intrusions contiennent également des figures d’échappement de fluides millimétriques à centimétriques (Figure 5.20B). St est parfois injecté vers le sud-ouest dans Gp sous forme de coins de compression d’environ 1 m de longueur pour environ 30 cm d’épaisseur (Figure 5.20C). Ce faciès montre des failles inverses associées à des antiformes et synformes. Le pendage des failles à environ 45° est orienté vers le nord-est (Figure 5.20B). Au nord-est de l’affleurement, le faciès Gp montre des plis déjetés de vergence orientée vers le sud-ouest et localisés au-dessus des intrusions de St (Figure 5.16). Enfin, en partie aval, le faciès Gp montre des failles inverses à pendage vers le nord-est (Figure 5.20D).

Interprétations. Les coins se produisent lors d’un cisaillement simple, permettant à un sédiment de s’injecter dans un autre dépôt sus-jacent. Ce type de structures peuvent être le résultat d’une avancée glaciaire créant des conditions de cisaillement. Le pendage du coin vers le nord-est indique une avancée glaciaire en direction de l’aval (Rijsdijk, et al., 2010). Les synformes et antiformes associées aux failles inverses retrouvés dans le faciès Gp indiquent une déformation ductile liée à une contrainte en compression (Michaël, et al., 2009). Les figures d’échappement de fluides indiquent une expulsion d’eau contenue dans la porosité d’un sédiment. En milieu sous-glaciaire, les échappements de fluides sont le résultat d’une mise sous pression de l’eau pendant une avancée glaciaire ou une surcharge liée à la masse de la glace (Denis, et al., 2009). Les intrusions du faciès Sc dans le faciès Gp sont liées à une différence de densité et de viscosité entre les deux sédiments (Hindmarsh & Rijsdijk, 2000). La surpression de fluides issues d’une surcharge par de la glace génère une dilatation et une diminution de la densité du sédiment sous-jacent (Boulton & Caban, 1995). Dans le cas d’un sédiment sableux chargé en eau et de faible viscosité, cette diminution de densité peut générer une intrusion sableuse dans un sédiment sus-jacent de densité supérieure (Owen, 2003; Rijsdijk, et al., 2010). Les plis déjetés résultent d’une déformation ductile d’un sédiment chargé d’eau sous pression. La localisation des plis déjetés au-dessus des intrusions sableuses indiquent que le mouvement vertical ascendant à l’origine de ces intrusions est responsable de l’apparition des plis. La vergence des plis déjetés orientées vers le sud-ouest implique l’application d’une contrainte (McCarroll & Rijsdijk, 2003) venant du nord-est.

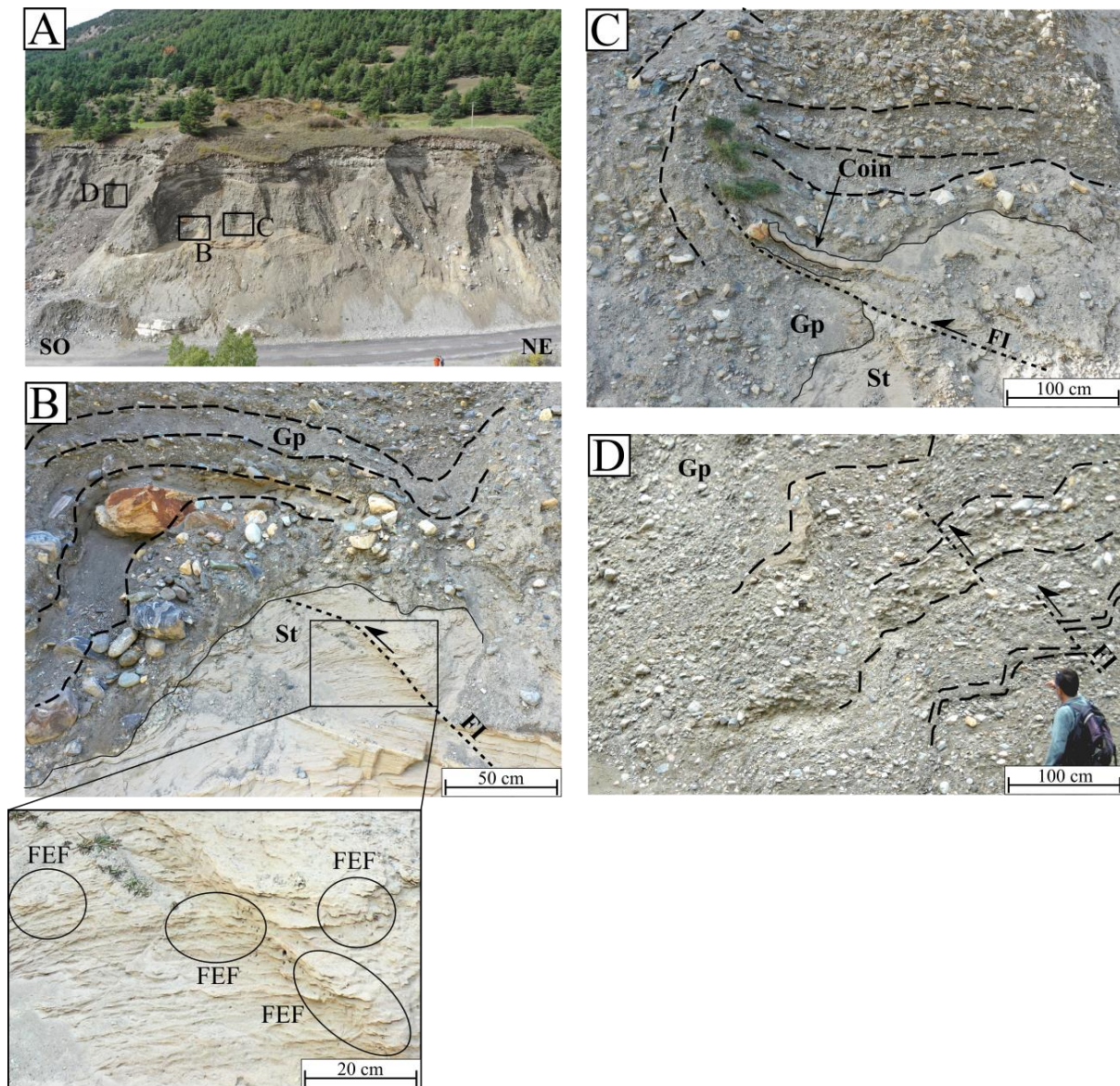


Figure 5.20: Photographies montrant les principales déformations affectant les faciès de l’affleurement du Verney. A : Localisation des photos B, C et D. B : photographie d’une intrusion sableuse du faciès St affecté par une faille inverse (FI) et d’un pli déjeté dans le faciès Gp. Le zoom du faciès St montre les figures d’échappement de fluide (FEF) retrouvés dans ce faciès. C : Photographie d’un coin de compression dans le faciès St s’injectant dans le faciès Gp. D : Photographie de failles inverses couplées à des synformes et antiformes affectant le faciès Gp.

Organisation des faciès et environnement de dépôt :

Association de faciès 1 (AF1) : Dépôts de cônes sous-aquatiques proglaciaires. L’association de faciès 1 (Tableau 5.3) forme un ensemble lenticulaire d’environ 5 m de long. Les faciès qui y sont contenus sont de forme lenticulaire. On y observe une association de sable à stratification sinusoïdale et à « backsets » (Sb) et les graviers et galets massifs (Gm). Le sable à stratification sinusoïdale et à « backsets » (Sb) repose directement sur le substratum carbonaté et forme une lentille de 4 à 5 m de longueur et est localement recouvert par une lentille de graviers et galets massifs (Gm) (Log. 1, Figure 5.21).

Interprétation. Le faciès Sb indique un dépôt d’antidune directement sur le substratum rocheux, la présence des galets striés indique un environnement proglaciaire très proximal. Les antidunes peuvent se développer en milieu proglaciaire lacustre au débouché d’un esker (Tracy & Brennand, 2000). Le faciès Gm correspond à des écoulements hyperconcentrés pouvant se développer dans des cônes sous-

aquatiques proglaciaires alimentés par des courants sortant d'un esker (Russell & Arnott, 2003; Hornung, et al., 2007) Les faciès Sb et Gm sont issus de dépôts dans un environnement proglaciaire lacustre très proximal alimenté par des courants de hautes énergies au débouché d'un esker.

Association de faciès 2 (AF2) : Dépôts glaciolacustres deltaïques. L'association de faciès 2 (Tableau 5.3) forme un ensemble s'étendant sur environ 200 m de longueur et atteignant une épaisseur maximum d'environ 25 m. A la base de AF2, on observe du sable fin et moyen à lamination croisée (St) formant des lentilles de 5 à 10 m de longueur, reposant sur les sables sous-glaciaires (AF1). Les structures sédimentaires du faciès St indiquent des paléo-courants variables en direction du sud-ouest ou du sud-est. Le sable fin et moyen à lamination croisée (St) est recouvert par des graviers et galets à stratification plane parallèle (Gp). Les graviers et galets à stratification plane parallèle (Gp) reposent localement sur les lentilles sableuses (AF2) suivant un contact érosif (Log. 1, Figure 5.21), mais leur base n'est parfois pas visible.

Interprétation. Le faciès St indique le passage à un milieu lacustre comme l'indique les galets isolés inclus dans ce faciès. Il prouve en outre la présence d'événements turbiditiques pouvant générer de petits lobes à l'origine de la variabilité des paléo-courants observés (Wisemann, et al., 2009). Les dépôts de turbidites sableuses sont communs dans les faciès prodeltaïques distaux. Ils sont générés par des courants hyperpycniaux relativement stables dans le temps, nourrit par des apports fluviaux (Mulder & Alexander, 2001; Wisemann, et al., 2009; Gruszka & Zielinski, 2021). Les turbidites peuvent aussi se développer en sortie d'un esker ou d'un chenal sous-glaciaire débouchant dans un milieu aquatique. En effet, des jets riches en sédiment relativement denses par rapport à la colonne d'eau peuvent générer des écoulements hyperpycniaux (Sharpe, 1988; Gorrell & Shaw, 1991; Spooner & Dalrymple, 1993; Tracy & Brennand, 2000). L'inclinaison de la stratification plane parallèle de Gp indique un faciès de foreset dans un environnement de dépôts deltaïques. Plus précisément, la pente importante des foresets à 15° est typique de Gilbert delta (Gruszka & Zielinski, 2021). Pour ce type de delta, le dépôt est gravitaire et le transport sédimentaire est issu de coulées de débris ou de courants turbiditiques (Gruszka & Zielinski, 2021), effectivement enregistrés par le faciès Gp. Quelques comblements de structures en auge correspondent à des remplissages de chenaux localisés sur la pente d'un delta (Bornhold & Prior, 1990; Nemeč, 1990).

Association de faciès 3 (AF3) : Dépôt fluvatile ou fluvio-glaciaire. L'association de faciès 3 (Tableau 5.3) forme une nappe subhorizontale d'environ 200 m de long pour 3-4 m d'épaisseur (Figure 5.16 et Figure 5.18). Elle est constituée des graviers et galets à lentilles sableuses (Gl) suivant un contact érosif avec l'association de faciès 2. Le sommet de cette association de faciès forme un replat (Figure 5.16 et Figure 5.18).

Interprétation. Le faciès Gl est constitué d'éléments polygéniques (Hugonin, 1988) et indique un dépôt fluvatile ou fluvio-glaciaire principalement issu de courants de hautes énergies formant des nappes subhorizontales (Ethridge & Wescott, 1984; Rohais, et al., 2008). L'association de faciès 3 est un événement fluvatile ou fluvio-glaciaire intervenu après le dépôt de l'association de faciès 2. En outre l'absence de déformations dans AF3 suggère qu'elle est également postérieure à l'avancée glaciaire.

Synthèse :

Les associations de faciès AF1 et AF2 indiquent le passage d'un environnement proglaciaire sous aquatique à un environnement de type Gilbert delta. Cette transition des environnements de dépôt témoigne du recul de la marge du glacier. Puis, les déformations enregistrées dans les faciès St et Gp montrent des surpressions de fluides, des déformations cisailantes et des contraintes en compressions générées par l'avancée d'un glacier. D'après les déformations enregistrées par le faciès Gp, cette ré-avancée glaciaire a lieu après la mise en place des foresets. AF3 marque le départ définitif du glacier de l'Arc du secteur du Verney attesté par un dépôt fluvial ou fluvio-glaciaire au-dessus de AF2.

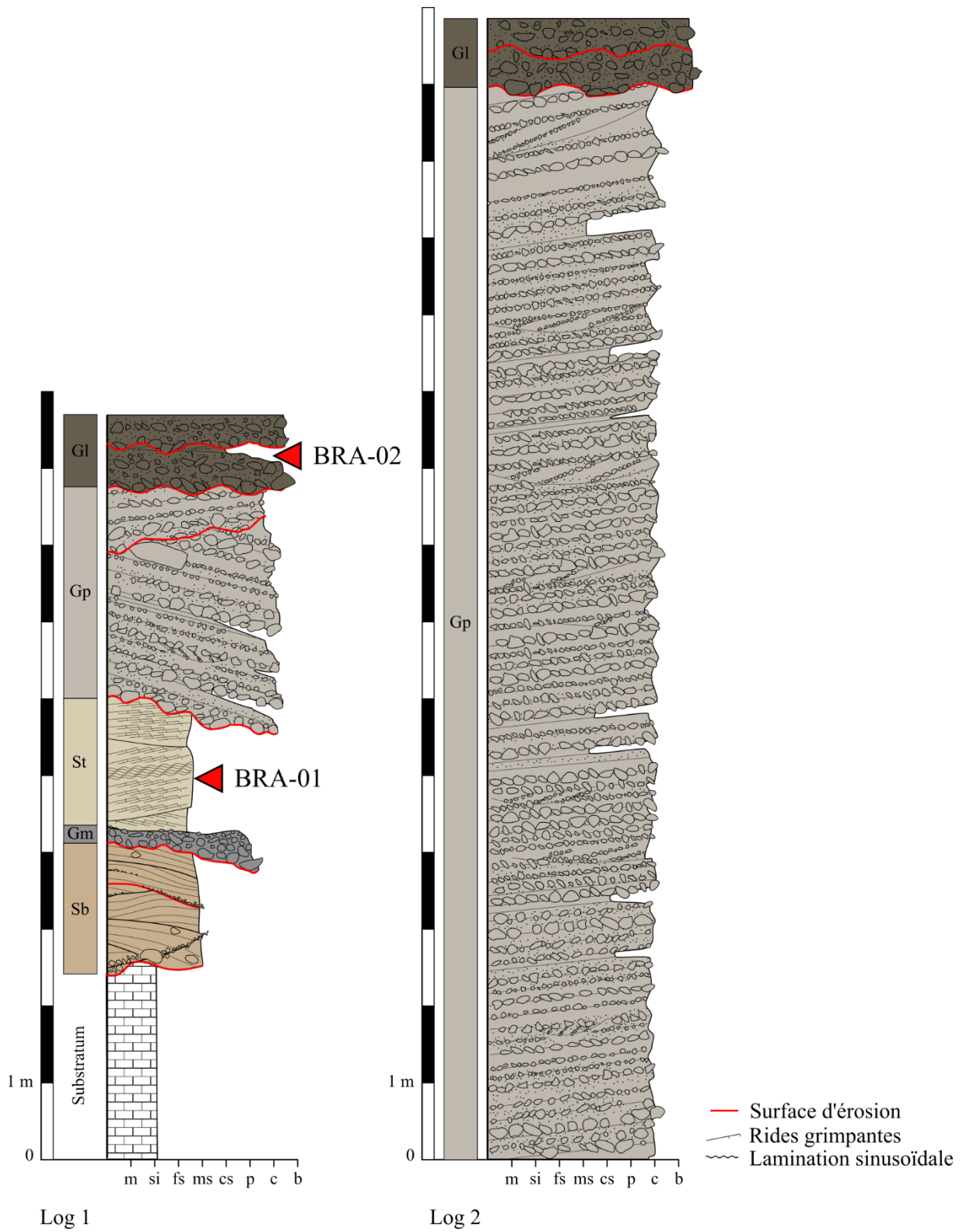


Figure 5.21: Log stratigraphique 1 (localisation en Figure 5.16) montrant le substratum et les faciès Sb, Gm, St, Gp et Gl et log stratigraphique 2 (localisation en Figure 5.18) montrant les faciès Gp et Gl. Les échantillons OSL prélevés sont indiqués par la flèche rouge.

5.3.2.1.2 *Lanslebourg*

L'affleurement principal (affleurement est, localisé dans la Figure 5.14) de Lanslebourg est situé dans une ancienne carrière (carrière des contaminines) et montre une longueur d'environ 200 m pour une hauteur maximale d'environ 40 m (Figure 5.22). On observe une très grande diversité de faciès sédimentaires. Les dépôts sont principalement graveleux et de plus en plus grossiers de la base vers le sommet. Au sommet de l'affleurement, on observe un replat convexe vers le haut (Figure 5.22). Le second affleurement (affleurement ouest, localisé dans la Figure 5.14) contient un seul faciès sédimentaire. L'affleurement ouest est beaucoup plus petit et les dépôts sont moins bien exposés. Ces affleurements sont considérés comme étant issus d'un environnement deltaïque (Hugonin, 1988). Cependant, ce modèle ne permet pas d'expliquer certaines structures sédimentaires et nécessite une analyse approfondie.

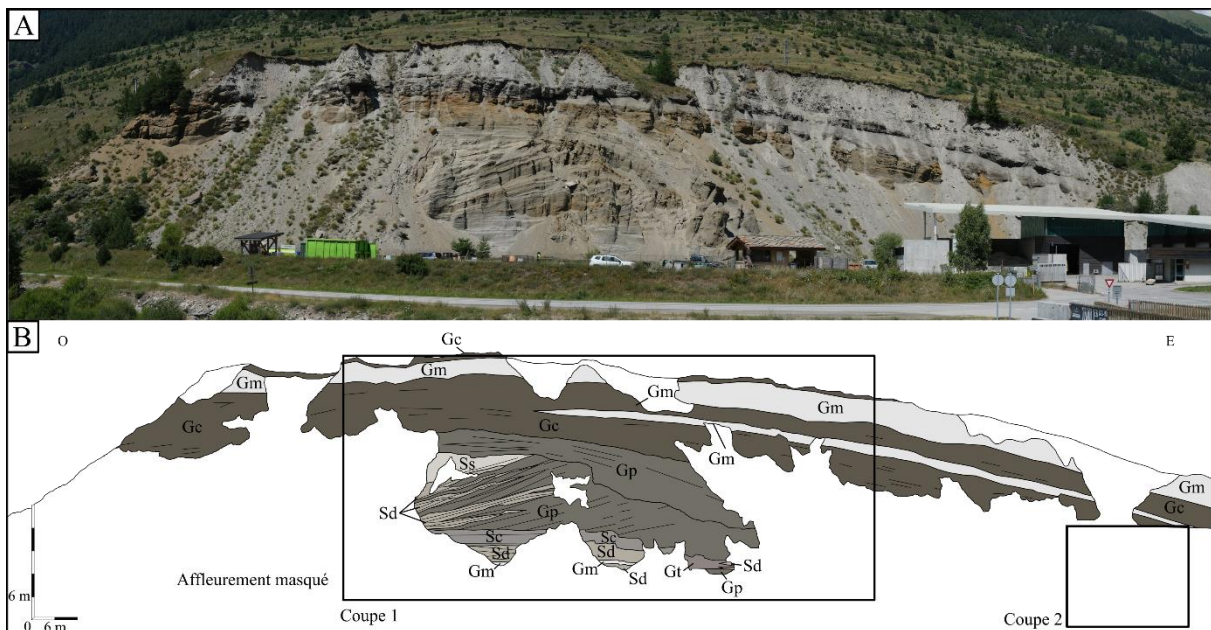


Figure 5.22: Panorama n°1 de l'affleurement principal de Lanslebourg. A : Photographie du panorama n°1 et B : Photographie habillée montrant les faciès Gc, Gm, Gp, Gp, Ss, Sd et Sc et les localisations des coupes 1 et 2.

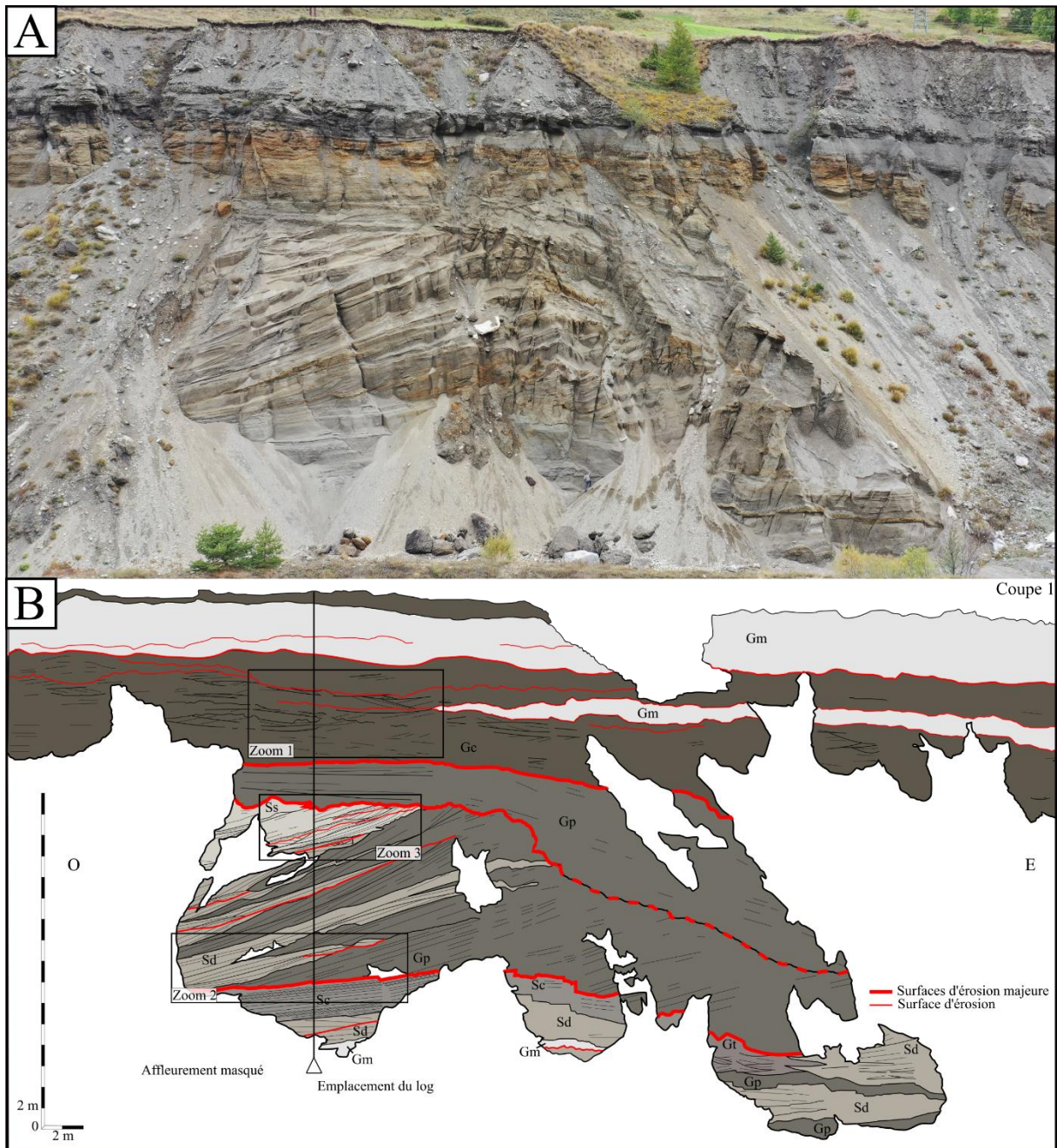


Figure 5.23: A : Photographie et B : Photographie habillée de la coupe 1 de Lanslebourg montrant les faciès Gc, Gm, Gp, Gp, Ss, Sd et Sc et l'emplacement des zooms 1, 2 et 3 ainsi que du log représenté en Figure 5.36. La localisation de cette coupe est donnée par la Figure 5.22.

Description et interprétation des faciès :

La succession sédimentologique et stratigraphique dans l'affleurement principale de Lanslebourg est composée par 7 faciès sédimentaires, chacun étant défini sur la base de sa granulométrie, de ses structures sédimentaires et de ses géométries, ces faciès seront interprétés en processus de dépôts. Ils ont été regroupés en deux associations de faciès (AF) représentant des environnements de dépôts

Graviers et galets à stratification entrecroisée (Gc). Ce faciès forme des nappes très étendues de plusieurs kilomètres de long, atteignant 15 à 20 m d'épaisseur et composées de graviers et de galets dans une matrice de sable grossier et de granules. Il contient des lits discontinus sans matrice de 5 à 15 cm d'épaisseur (Figure 5.24A). Les structures sédimentaires passent d'une stratification entrecroisée

fortement pentée (de 50 cm et 1 m d'épaisseur) à une stratification plane tabulaire. Les séquences sont d'épaisseur métrique et montrent un granoclassement normal allant jusqu'à des éléments de la taille d'un sable (Figure 5.24B). Les contacts basaux des séquences sont irréguliers et érosifs (Figure 5.23 et Figure 5.25).

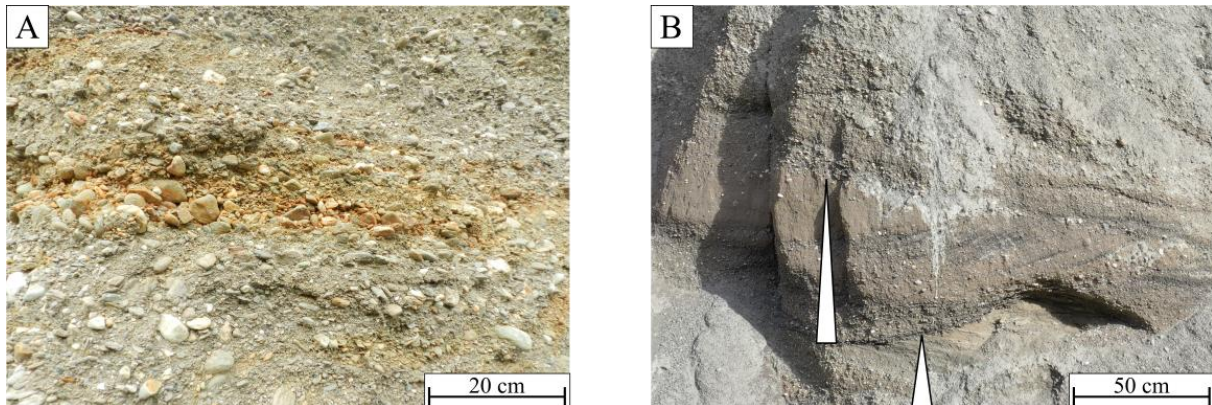


Figure 5.24: A : Photographie du faciès Gc de Lanslebourg montrant notamment les alternances de lits avec matrice et sans matrice. B : Photographie du faciès Gc montrant des séquences granodécroissantes se terminant par des lentilles sableuses remplissant une auge. Les triangles blancs indiquent le granoclassement.

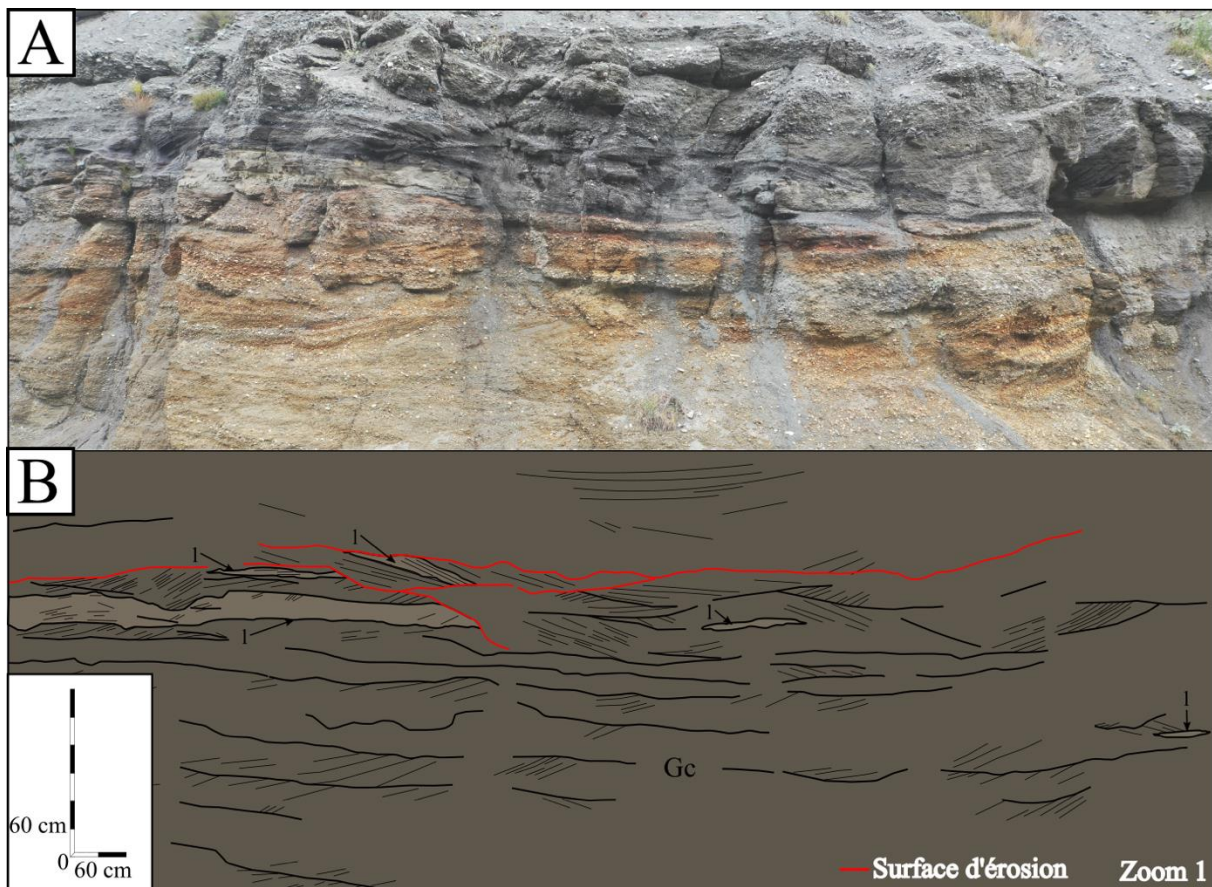


Figure 5.25: A : Photographie et B : Photographie habillée du zoom n°1 montrant les structures sédimentaires du faciès Gc de Lanslebourg. Les lentilles sableuses (l) sont indiquées par des flèches. La localisation de ce zoom est donnée par la Figure 5.23.

Interprétation. Les graviers et galets à stratification entrecroisée sont issus d'un dépôt par la migration de dune 2D et 3D liée à la migration de barres fluviales (Boothroyd & Ashley, 1975; Allen &

Homewood, 1984). La présence de lits sans matrice côtoyant des niveaux à matrice indique une séparation des sables et des graviers par des processus hydrauliques (Carling, 1990), probablement par un courant turbulent de forte énergie (Allen, 1982; Carling & Glaister, 1987). Les lentilles sableuses proviennent d'un dépôt durant la phase de dissipation de l'énergie d'un courant (Miall, 1983).

Graviers et galets massifs (Gm). Ce faciès prend la forme de nappes pouvant atteindre une centaine de mètres de long et allant de 10 cm à plusieurs mètres d'épaisseur (Figure 5.22). Il est constitué d'un sédiment mal trié, composé de graviers et galets et parfois de blocs plurimétriques dans une matrice sableuse ou argileuse (Figure 5.26). Ce faciès est parfois paraconglomératique et composé de graviers à matrice argileuse ou de sable grossier. Le granoclassement est inverse ou normal (Figure 5.26) et les limites basales sont érosives (Figure 5.23). Les niveaux grossiers à granoclassement normal forment parfois des séquences qui se terminent par des lits argileux dont certains montrent des déformations de type convolute. En partie orientale de l'affleurement, ce faciès est très plissé, basculé et chevauché par le faciès F (Figure 5.27).

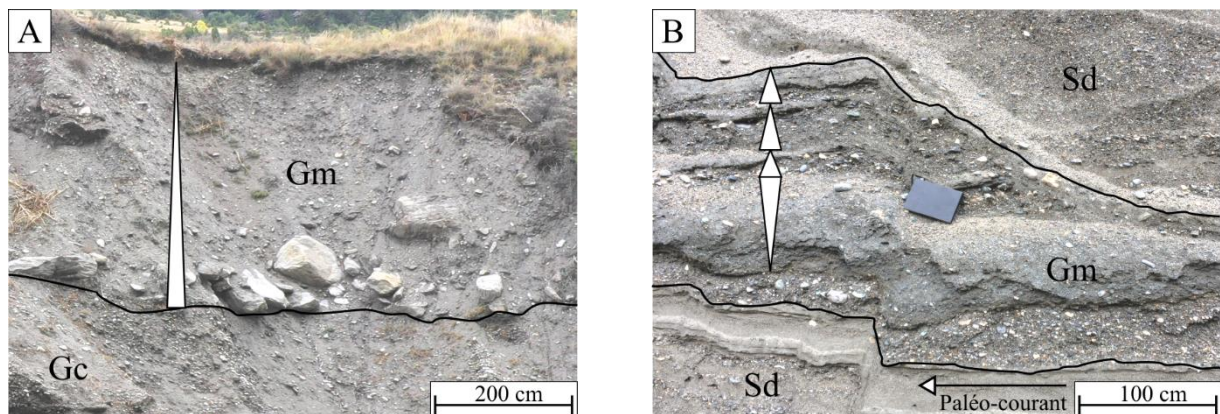


Figure 5.26: A : Photographie du faciès Gm à Lanslebourg montrant une base riche en blocs, puis passant à des galets et graviers. B : Photographie du faciès Gm à Lanslebourg montrant des niveaux de graviers à matrice sableuse ou argileuse à granoclassement inverse et normal. Gm repose et est recouvert par le faciès Sd. Les triangles blancs indiquent le granoclassement.

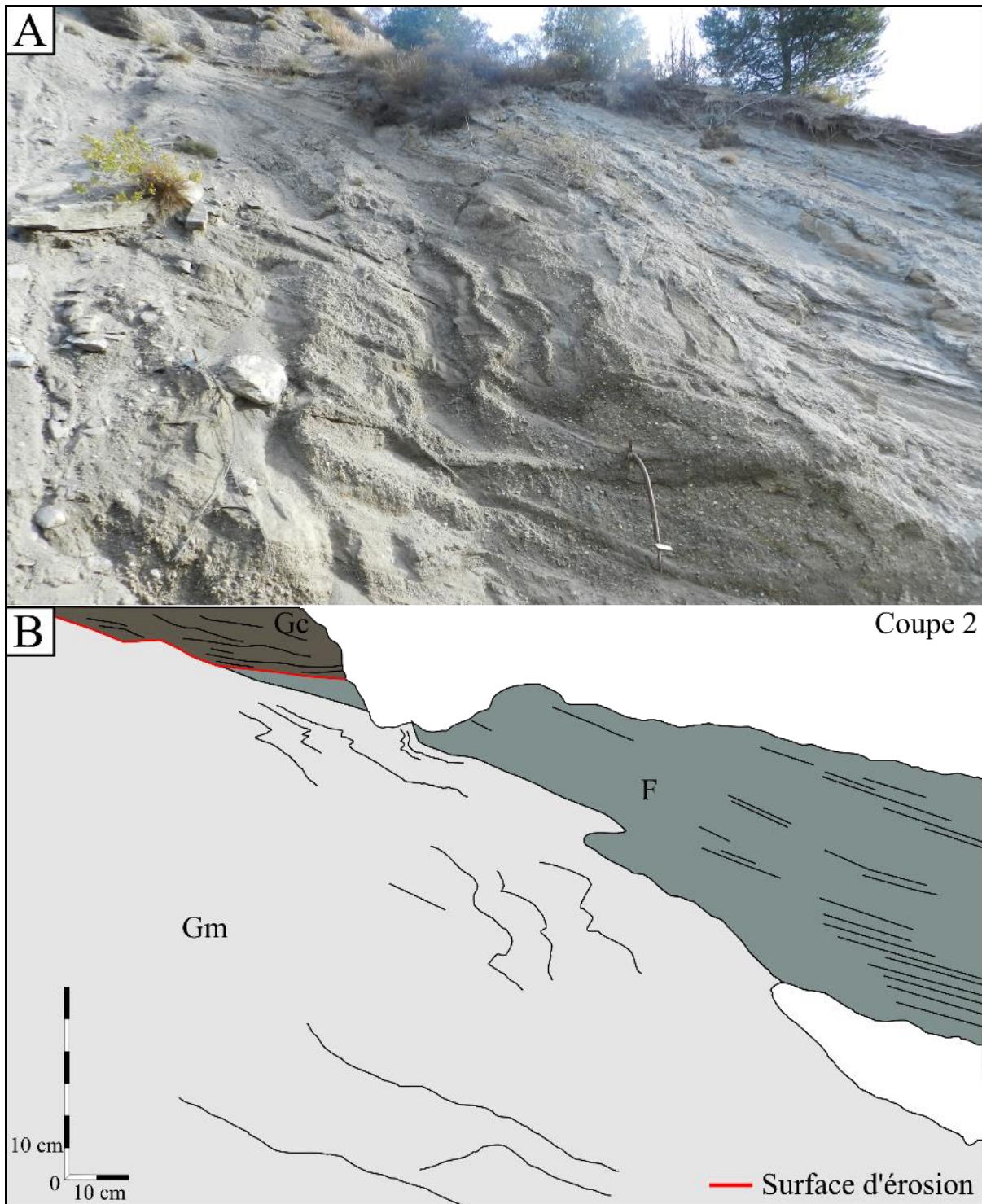


Figure 5.27: A : Photographie et B : Photographie habillée de la coupe 2 montrant le faciès Gm déformé et chevauché par le faciès F à Lanslebourg, ces deux faciès sont ici en contact érosif avec le faciès Gc. La localisation de cette coupe est donnée par la Figure 5.22.

Interprétation. Les niveaux à matrice argileuse et sableuse sont issus respectivement d'un dépôt après un transport par des coulées de débris et par des écoulements hyperconcentrés (Mulder & Alexander, 2001). Les niveaux fins proviennent d'un dépôt lors de la dissipation de l'énergie du courant.

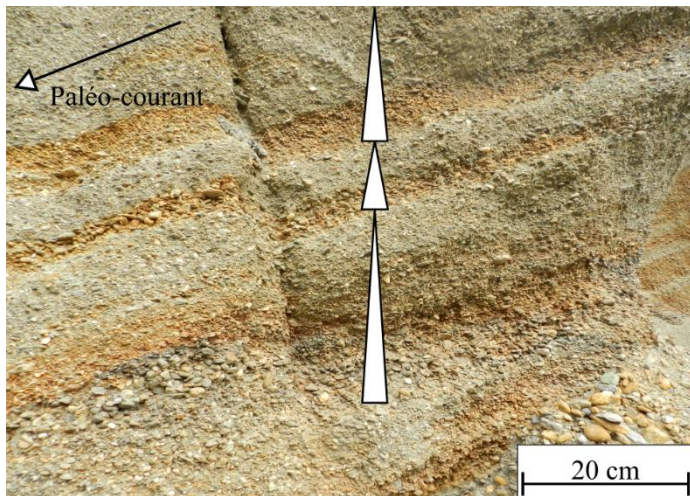


Figure 5.28 : Photographie du faciès Gp de Lanslebourg, montrant une stratification oblique plane parallèle soulignée par des alternances de séquences granodécroissantes dont la base est composée de niveaux de graviers sans matrice et se terminant vers le haut par des niveaux avec matrice. Les triangles blancs indiquent le granoclassement

Graviers à stratification plane (Gp). Ce faciès forme des séquences pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres de longueur pour 1 à 4 m d'épaisseur. Il est constitué de graviers à stratification entrecroisée à angle faible (environ 3°). Les contacts basaux sont irréguliers et peuvent former de grandes auges (Figure 5.23 et Figure 5.29). Ce faciès montre localement une stratification plane pentée vers l'amont passant vers l'aval à la stratification entrecroisée à angle faible (Figure 5.23). Les graviers forment des séquences granodécroissantes décimétriques composées d'un niveau sans matrice de 2 à 6 cm d'épaisseur à la base, passant vers le haut à des niveaux de 6 à 20 cm d'épaisseur, mal trié et contenant une matrice de sable grossier (Figure 5.28). Les séquences se terminant parfois par deux niveaux sableux.

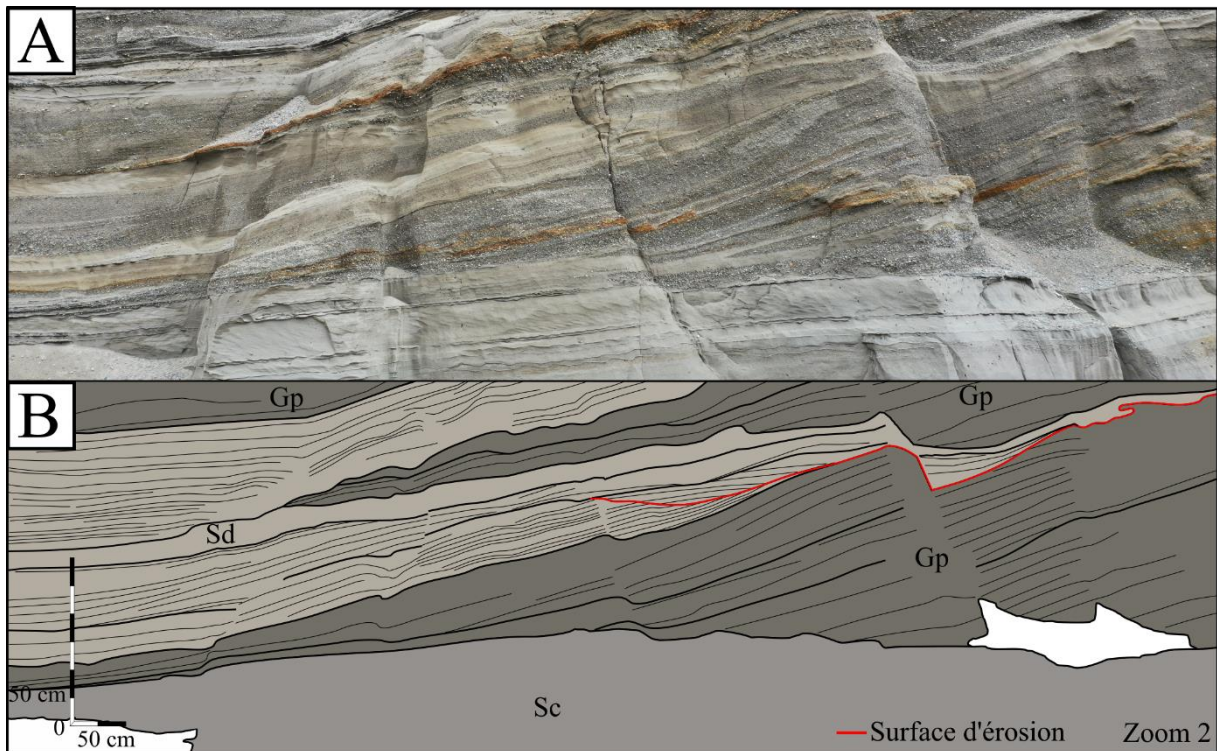


Figure 5.29: A : Photographie et B : Photographie habillée du zoom n°2 montrant les structures sédimentaires et l'interstratification des faciès Sd et Gp à Lanslebourg. La localisation de ce zoom est donnée par la Figure 5.23.

Interprétation. Les couples de niveaux sableux et les lits sans matrice indiquent un dépôt lors d'un écoulement supercritique (Collinson & Thompson, 1989; Carling, 1990; Blair, 2000). La stratification entrecroisée à angle faible résulte d'un dépôt par migration d'antidunes (Brennand, 1994; Blair, 2000; Russell & Arnott, 2003; Duller, et al., 2008; Lang & Winsemann, 2013; Froude, et al., 2017). L'absence de « backset » indique une migration prononcée des antidunes vers l'aval (Ito, 2010; Cartigny, et al., 2014; Fedele, et al., 2016; Lang, et al., 2017a; Lang, et al., 2017b). La stratification plane pentée vers l'amont est caractéristique d'une progradation à contre-courant sur le côté sous le courant des morphologies à grande échelle, formées dans un contexte de ressaut hydraulique. Plus en aval, la stratification entrecroisée à angle faible provient de la progradation sur le côté face au courant d'antidunes (MacDonald, et al., 2009; Lang & Winsemann, 2013).

Sable à tri diffu et à stratification croisée en auge (Gt). Ce faciès est constitué de sables et graviers triés de manière diffuse et montrant une stratification entrecroisée. Les séquences sont épaisses d'environ 1m (Figure 5.30). Ce faciès passe en direction de l'amont au faciès Sd.



Figure 5.30: Photographie montrant les structures sédimentaires du faciès Gt de Lanslebourg.

Interprétation. Le tri diffu est issu d'un dépôt rapide à partir d'un courant chargé en sédiment (Russell & Arnott, 2003). La stratification entrecroisée provient d'un dépôt par la migration de dune 3D (Allen & Homewood, 1984).

Sable à tri diffu (Sd). Ce faciès forme des séquences de 10 à 30 m de long (apparentes) pour 1 à 5 m d'épaisseur, à stratification subhorizontale (Figure 5.23). Il est composé de sables moyens et de graviers montrant un tri diffu (Figure 5.31A), on observe quelques lits de sable massif. Les limites basales des séquences sont planes ou forment des auges de formes irrégulières. Les auges sont remplies par des « backsets ». Ces backsets sont plans à convexes vers le haut et divergent vers l'amont (Figure 5.23 et Figure 5.29). Ce faciès contient des intraclastes sableux de 20 à 30 cm de longueur (Figure 5.31B).

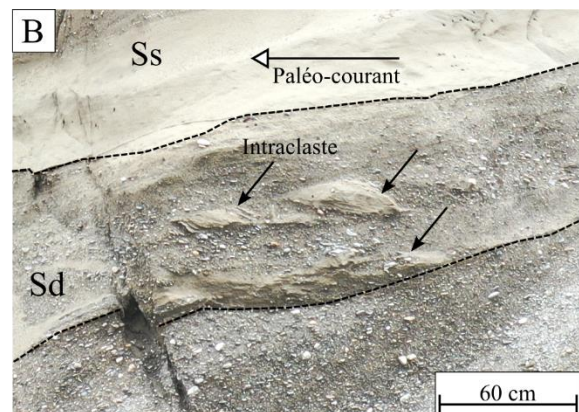
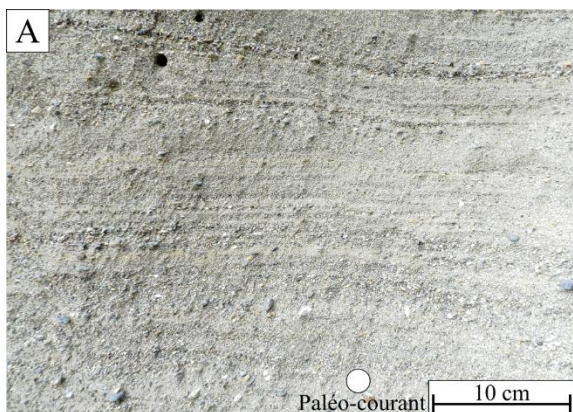
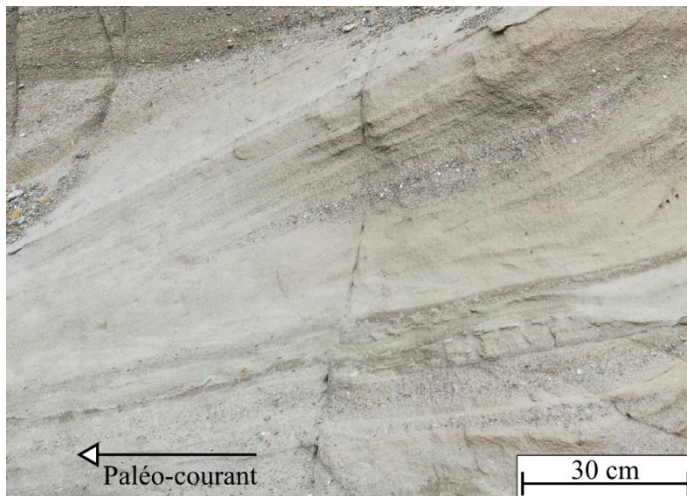


Figure 5.31: A : Photographie du faciès Sd montrant les alternances de niveaux sableux plus ou moins grossiers constituant le sable à tri diffus de Lanslebourg. B : Photographie des intraclastes de sable retrouvés dans le faciès Sd.

Interprétation. Les remplissages sableux triés de manière diffuse et les lits de sable massifs représentent un dépôt rapide à partir d'un courant chargé en sédiment (Russell & Arnott, 2003). Les unités remplissant les structures en auges proviennent d'un creusement puis d'un dépôt par un ressaut hydraulique (Alexander, et al., 2001; Fielding, 2006; Lang & Winsemann, 2013; Cartigny, et al., 2014). Les backsets convexes vers le haut et divergent vers l'amont et la stratification subhorizontale indiquent

un dépôt lors de la migration d'antidunes stables (Alexander, et al., 2001; Fielding, 2006; Duller, et al., 2008; Lang & Winsemann, 2013; Cartigny, et al., 2014). Les intraclastes sableux sont issus d'un creusement suivi d'un dépôt rapide de niveaux sableux par un ressaut hydraulique (Gorrell & Shaw, 1991; Brennand, 1994; Russel & Knudsen, 1999).



Sable à stratification sinusoïdale (Ss). Ce faciès est un sable bien trié passant à un sable graveleux moyennement trié (Figure 5.32) montrant une stratification sinusoïdale. La longueur d'onde est comprise entre 4 et 8 m. La stratification sinusoïdale devient vers l'amont une stratification concave vers le haut et divergente. Les contacts à la base sont plans ou encore érosifs. L'amplitude de la stratification sinusoïdale diminue vers l'aval et passe à une stratification subhorizontale (Figure 5.33).

Figure 5.32: Photographie du sable bien trié du faciès Ss de Lanslebourg.

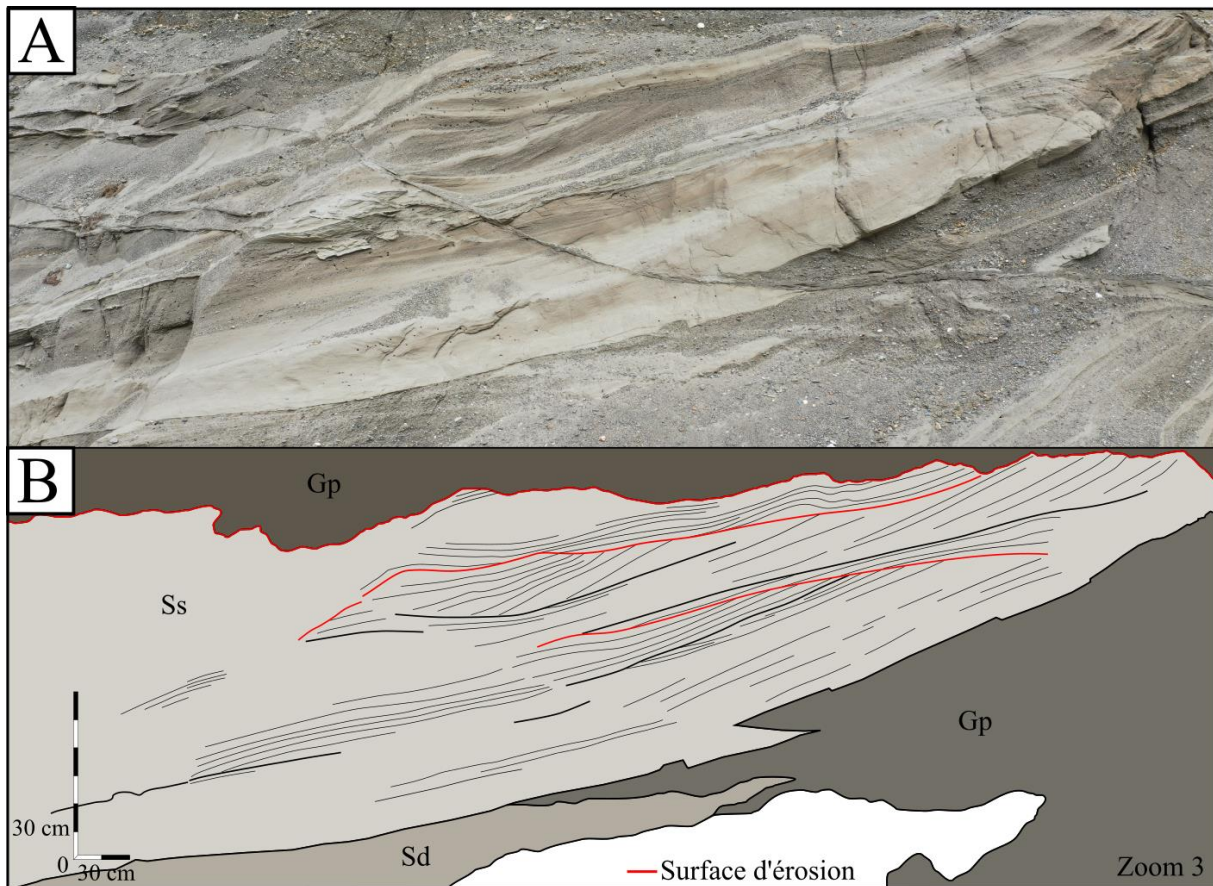


Figure 5.33 : A : Photographie et B : Photographie habillée du zoom n°3 montrant les structures sédimentaires du faciès Ss à Lanslebourg. La localisation de ce zoom est donnée par la Figure 5.23.

Interprétation. La stratification sinusoïdale résulte d'un dépôt par des antidunes stationnaires aggradantes sous un courant supercritique relativement stable. De plus, une telle stratification apparaît lors d'un taux de sédimentation important (Jopling & Walker, 1968; Allen, 1973; Fielding, 2006). De telles conditions permettent la préservation des faces sous le courant et des faces face au courant de l'antidune (Cheel, 1990; Brennand, 1994; Russell & Arnott, 2003; Ito & Saito, 2006; Duller, et al., 2008; Ito, 2010). Les limites érosives indiquent une aggradation non continue (Duller, et al., 2008). La stratification concave vers le haut et divergente est interprétée comme un dépôt par des antidunes aggradantes (Lang & Winsemann, 2013).

Sable à lamination entrecroisée (Sc). Ce faciès forme des unités de 2 à 4 m d'épaisseur (Figure 5.23) de sable moyen à lamination entrecroisée. Ce faciès montre des rides grimpanes sableuses de type A de 5 à 6 cm de long pour 1 à 2 cm de haut et des rides grimpanes sableuses à argileuses de type B entre 4 et 5 cm de long pour 1 cm de haut définies par Jopling et Walter (1968) (Figure 5.34A). Des graviers isolés (« dropstone ») sont visibles dans ce faciès (Figure 5.34B).

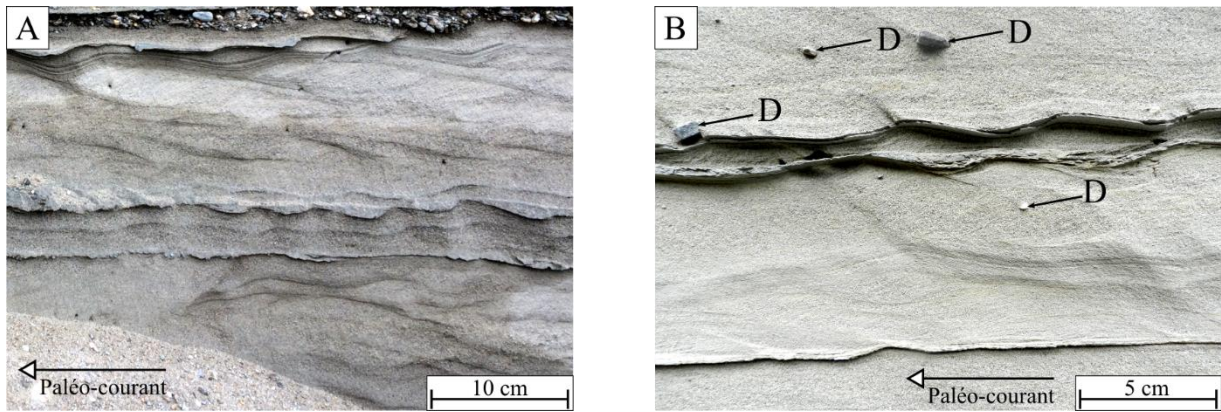


Figure 5.34: A : Photographie des rides de courants sableuses de type A et sableuses à silteuses de type B du faciès Sc de Lanslebourg. B : Photographie des rides de courant du faciès Sc et notamment des « dropstones » (D) indiqués par des flèches noires.

Interprétation. La lamination entrecroisée à petite échelle reflète un dépôt par la migration de rides sous un courant subcritique. Les rides grimpantes indiquent une forte sédimentation à partir d'un courant perdant sa capacité de transport. Ainsi, les rides grimpantes de type A résultent d'un faible taux d'aggradation par rapport au taux de migration et inversement les rides grimpantes de type B sont produites par un taux d'aggradation important par rapport au taux de migration (Ashley, et al., 1982; Jopling & Walker, 1968). Les dépôts sableux à lamination entrecroisée relativement épais sont communément retrouvés dans des environnements glaciolacustres (Jopling & Walker, 1968; Rust & Romanelli, 1975; Gorrell & Shaw, 1991). Les graviers isolés peuvent correspondre à des sédiments libérés lors de la fonte d'iceberg (« dropstone »).

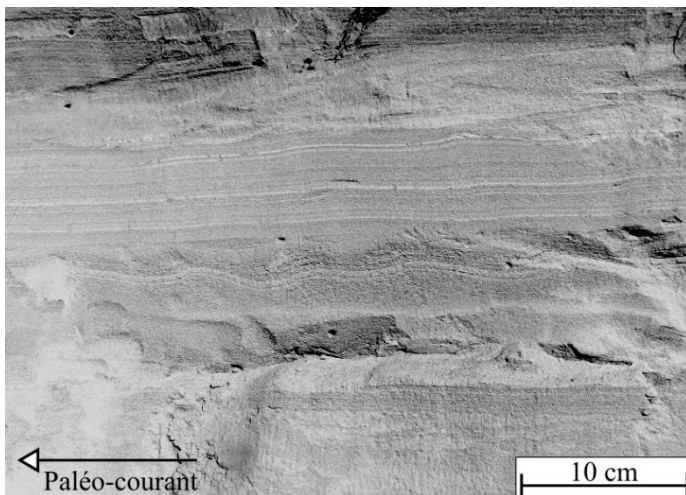


Figure 5.35: Rides de courant sablo-silteuses de type B et lamines silteuses rencontrées dans le faciès F à Lanslebourg.

Sable fin, silt et argiles (F). Les sables fins, silts et argiles sont localisés sur l'affleurement ouest de Lanslebourg (Voir carte Figure 5.14) et forme un dépôt d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Ce faciès montre des lamines de sable fin se terminant par un couple de lamines silteuses formant ainsi une rythmite. Des lamines sinusoidales de 5 cm de longueur d'onde pour 1 à 2 cm d'amplitude, avec un angle d'aggradation supérieur à 60° sont également visibles, ainsi que des lits de sables massifs. On peut également observer des alternances centimétriques de lits silteux et de lits argileux (Figure 5.35).

Interprétation. Les rythmites de sables fins et de silts résultent d'un dépôt par des courants de faible énergie (Russell & Arnott, 2003). Les lamines sinusoidales proviennent d'un dépôt par des rides grimpantes produites par un taux d'aggradation important par rapport au taux de migration (Ashley, et al., 1982; Jopling & Walker, 1968) pendant la dissipation de l'énergie d'un courant de turbidité à faible densité (Mulder & Alexander, 2001). Les alternances silto-argileuses sont issues d'une sédimentation de particules en suspension dans un environnement aquatique, lors de conditions de très faible énergie dans la colonne d'eau (Allen, 1984).

Tableau 5.4 : Classification des faciès sédimentaires et associations de faciès (AF) de Lanslebourg

AF	Faciès	Description	Interprétation
AF1	F, Sable fin silt et argiles	Séquences de sable fins laminés se terminant vers le haut par un couple de lamines silteuses. Présence de sable fin à laminations sinusoïdales et d'alternances centimétriques de lits silteux et argileux.	Dépôt par un courant de faible énergie, par migration de rides grimpances lors d'un fort taux de sédimentation et par sédimentation de particules en suspensions.
	Sc, Sable à lamination croisée	Sable à lamination croisée et à "dropstones".	Dépôt issu de la migration de rides grimpances en milieu glaciolacustre.
	Ss, Sable à stratification sinusoïdale	Sable et graviers à stratification sinusoïdale devenant vers l'amont concave vers le haut et divergente. Limites basales des séquences plans et érosifs.	Dépôt par migration d'antidune stationnaire aggradante.
	Sd, Sable à tri diffu	Graviers et sable à stratification subhorizontale et à "backset" convexe vers le haut et divergeant vers l'amont. Présence d'intraclastes sableux. Limites basales des séquences planes ou en auges irrégulières.	Dépôt issu de la migration d'antidune stable à partir d'un sédiment chargé en sédiment perdant sa capacité de transport, dans un contexte de ressaut hydraulique.
	Gt, Sable à tri diffu et à stratification croisée en auge	Graviers et sable à tri diffu et à stratification croisée en auge	Dépôt issu de la migration de dune 3D à partir d'un courant chargé en sédiment perdant sa capacité de transport
	Gp, Graviers à stratification plane	Graviers à stratification croisée subhorizontale. Séquences granodécroissantes comprenant une base sans matrice et se terminant par un couple de niveaux sableux. Contacts basaux irréguliers et en forme d'auges.	Dépôt d'antidunes migrants dans le sens du courant.
AF1 / AF2	Gm, Graviers et galets massifs	Séquences à blocs, galets et graviers à matrice sableuse et séquences à graviers paraconglomératiques à matrice argileuse ou sableuse. Granoclassement inverse ou normal.	Dépôt après un transport par des coulées de débris et écoulements hyperconcentrés.
AF2	Gc, Graviers et galets à stratification croisée	Graviers et galets à matrice sableuse, localement sans matrice, à stratification croisée en auge ou croisée plane tabulaire. Séquences à granoclassement normal. Contacts basaux irréguliers et érosifs.	Dépôt par migration de dune 2D et 3D dans un courant turbulent de forte énergie.

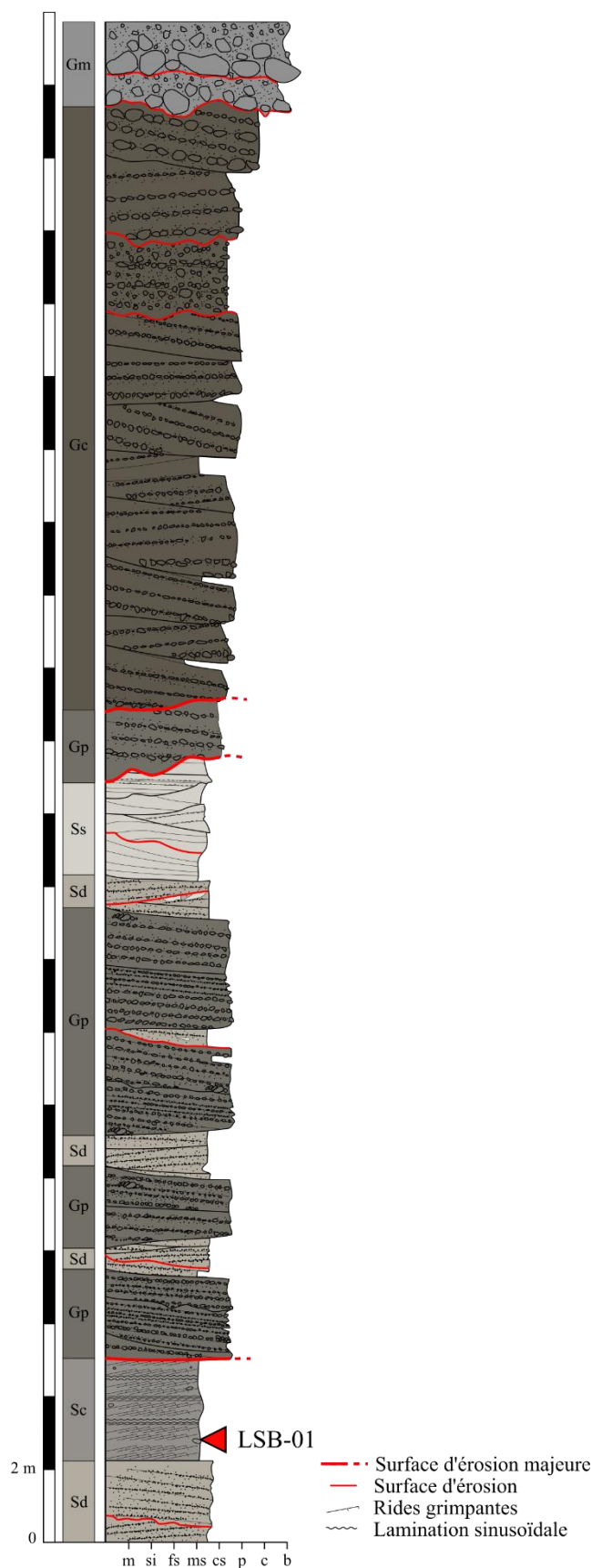


Figure 5.36: Log stratigraphique (localisation en Figure 5.23) montrant les faciès Sd, Sc, Ss, Gp et Gm de Lanslebourg. L'échantillon OSL prélevé est indiqué par la flèche rouge.

Organisation des faciès et environnement de dépôt :

Association de faciès 1 (AF1) : Cône sous-aquatique proglaciaire. Cette association de faciès (Tableau 5.4) forme un ensemble d'environ 300 m de longueur pour environ 30 m de hauteur. AF1 est formé de trois ensembles séparés par des surfaces d'érosions (surfaces d'érosions majeures, Figure 5.23 et Figure 5.36). L'ensemble le plus basal montre des sables à structures entrecroisées à angle faible et un gradient granulométrique est-ouest, avec à l'est des sédiments graveleux mal triés devenant sableux et bien triés vers l'ouest. Le second ensemble montre des sédiments venant prograder sur le faciès basal et présentant un pendage vers l'ouest de 16°. Cet ensemble est aussi caractérisé par un gradient granulométrique est-ouest, avec à l'est des sédiments graveleux devenant sablo-graveleux vers l'ouest. Enfin, l'ensemble sommital montre des structures planes parallèles pentées vers l'est, devenant vers l'ouest une stratification croisée subhorizontale (Figure 5.23 et Figure 5.38). AF1 est composé du sable fin des silts et argiles (F), du sable à lamination croisée (Sc), du sable à stratification sinusoidale (Ss), du sable à tri diffu (Sd), du sable à tri diffu et à stratification croisée en auge (Gt), du gravier à stratification plane (Gp) et des graviers et galets massifs (Gm). L'ensemble basal est composé des faciès Sc, Sd, Gt, Gp et Gm. L'ensemble sommital contient les faciès Ss, Sd et Gp (Figure 5.23). La base de AF1 montre en outre des déformations dans la partie amont représentées par un basculement des faciès Gm et F (Figure 5.27)

Interprétation. Une sédimentation dans un environnement lacustres est indiquée par le faciès F. La présence de « dropstones » dans le faciès Sc montre la présence d'un environnement glaciolacustre. Un dépôt sous un régime supercritique a été enregistré par les faciès Gp, Sd et Ss. La présence d'un tel courant est caractéristique d'un système de

cône sous-aquatique se développant au contact d'une marge glaciaire appelé cône proglaciaire sous

aquatique (« ice contact delta », Figure 5.37) (Brennand, 1994; Russell & Arnott, 2003; Hornung, et al., 2007; Russell, et al., 2007; Leszczynska, et al., 2017; Leszczynska, et al., 2018; Lang, et al., 2017b). Cet environnement caractérise la marge d'un glacier en contact avec son lit, où les apports sédimentaires sont issus de conduits glaciaires ou sous-glaciaires débouchant dans un milieu lacustre (Rust & Romanelli, 1975; Powell, 1990; Gorrell & Shaw, 1991; Lonne, 1995; Le Heron, et al., 2004; Hornung, et al., 2007; Winsemann, et al., 2009; Deschamps, et al., 2013; Aquino, et al., 2016). Au contact de l'eau stagnante, les écoulements issus des conduits glaciaires ou sous-glaciaires vont alors se comporter comme des jets perdant brusquement leur énergie sous forme de turbulences (Bates, 1953; Launder & Rodi, 1983; Hoyal, et al., 2003). Ainsi, des zones proximales à distales par rapport à la marge glaciaire, on observe une transition entre une zone d'établissement du flux (ZEF) et une zone de flux établis (ZFE), séparé par une zone de transition (ZT) (Figure 5.37) (Powell, 1990; Gorrell & Shaw, 1991; Russell & Arnott, 2003). La ZEF qui est la plus proximale, est caractérisée par des courants hyperconcentrés et supercritiques (Gorrell & Shaw, 1991; Russell & Arnott, 2003). Le faciès Gm correspond à ces écoulements hyperconcentrés typiques des dépôts proximaux (Russell & Arnott, 2003; Hornung, et al., 2007). Les courants supercritiques ont été enregistrés par les faciès Gp. Plus en aval, la ZT est le lieu d'un ressaut hydraulique issu de la forte décélération du courant (Rajaratnam & Subramanyam, 1986; Russell & Arnott, 2003). Les dépôts sont caractérisés par un fort taux d'aggradation, marqué par des faciès à tri diffus, sous un régime supercritique (Gorrell & Shaw, 1991; Russell & Arnott, 2003). Ces conditions sont mises en évidence par les faciès Sd et Ss. Ces dépôts sont épisodiquement érodés par la migration de ressauts hydrauliques comme enregistré par les contacts érosifs au sein des faciès Sd et Ss. Enfin, en partie la plus distale, la ZFE est caractérisée par des conditions de faible énergie permettant le dépôt de dunes ou de rides de courant (Russell, et al., 2007). Ces conditions sont indiquées par les faciès Sc, Gt et F. La présence de coulées de débris et d'écoulements hyperconcentrés associés au faciès Sd pourrait correspondre à une déstabilisation gravitaire des faciès graveleux après leur creusement par un ressaut hydraulique.

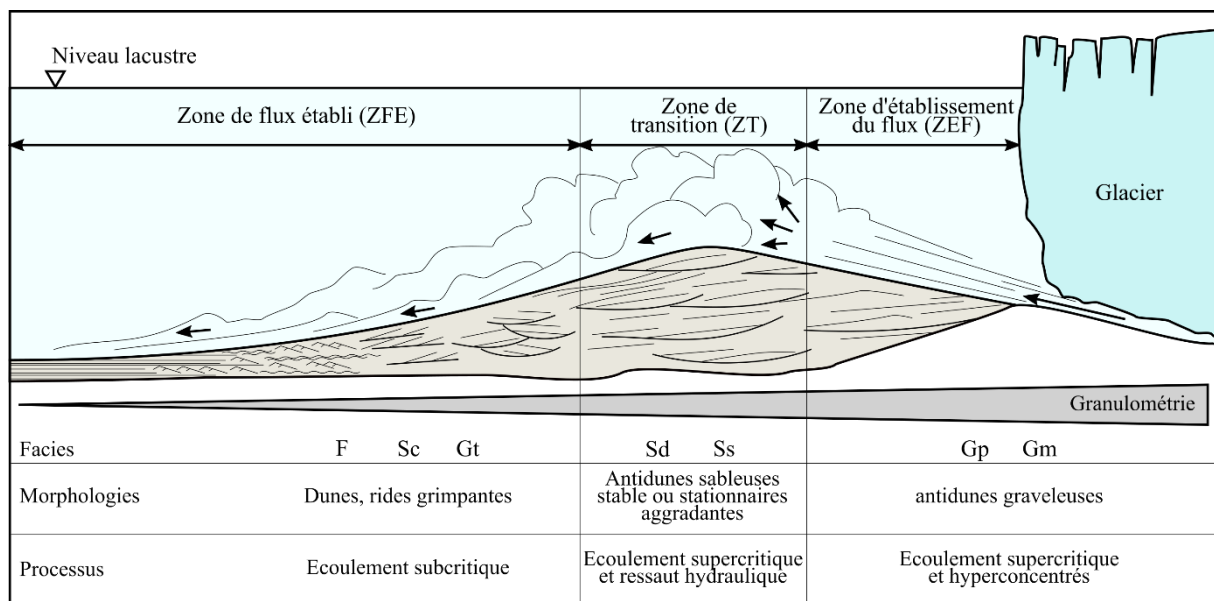


Figure 5.37: Modèle de faciès, morphologies et processus identifiés dans un environnement de dépôt d'un cône proglaciaire sous aquatique d'après l'analyse sédimentologique des affleurements de Lanslebourg.

De la base au sommet de AF1, les faciès de chaque ensemble sont de plus en plus proximaux. En effet, l'ensemble basal montre principalement des faciès de ZT et de ZFE. L'ensemble intermédiaire prograde sur l'ensemble basal suivant une surface d'érosion et est constitué des faciès de ZT et de ZEF. Enfin, l'ensemble sommital en contact érosif avec l'ensemble intermédiaire est constitué de faciès de ZEF. Cette migration significative des processus de dépôts est probablement issue d'un décalage du jet vers l'aval, décalage issu d'une avancée de la marge glaciaire. Les ensembles sont trois cônes issus de bas en haut d'un dépôt de plus en plus proximal, attestant d'une avancée de la marge glaciaire (Figure 5.38).

L'avancée glaciaire est également confirmée par la présence de dépôts d'écoulements hyperconcentrés (Gm) déformés (Figure 5.27). Ces dépôts très proximaux déformés semblent être contemporains du dépôt des cônes les plus jeunes, ensuite déformés par une avancée glaciaire à l'origine du dépôt des cônes les plus anciens. De petites déformations en partie amont de l'affleurement aujourd'hui cachées par des éboulis ont été interprétées comme issues d'une compression par la poussée d'une avancée glaciaire (Hugonin, 1988).

Au sein de chaque cône, on observe de nombreuses interstratifications des faciès Gp, Sd et Ss. Ces successions latérales et verticales de dépôts issus de régimes supercritiques sont interprétés comme étant issus de variations temporelles et spatiales des écoulements supercritiques (Lang & Winsemann, 2013). Ces variations temporelles et spatiales sont liées à la nature très instable dans le temps et l'espace des jets à l'origine des cônes sous-aquatiques proglaciaires (Russell & Arnott, 2003). Ces successions latérales et verticales sont également contrôlées par des fluctuations de la charge sédimentaire (Lang & Winsemann, 2013).

Association de faciès 2 (AF2) : Dépôt alluvial. L'association de faciès 2 (Tableau 5.4) forme un ensemble de plusieurs centaines de mètres de longueur et d'une épaisseur maximum de 30 m. En coupe est-ouest, les sédiments sont empilés suivant une forme convexe vers le haut, en coupe nord-sud, les sédiments pendent vers le sud, en direction du centre de la vallée. AF2 est globalement de plus en plus grossier vers le haut avec des graviers et galets à la base et des graviers, galets et blocs vers le haut (Figure 5.36). Le dépôt alluvial est constitué des graviers et galets massifs (Gm) formant des séquences de 3 à 6 m. Le faciès Gm le plus basal est quasiment massif, formé de graviers et de galets à matrice sableuse et se biseaute vers l'ouest. Le faciès Gm le plus sommital est le plus épais, constitué d'une ou parfois deux unités granodécroissantes (Figure 5.36). Il est continu sur tout l'affleurement et est composé de graviers, de galets et de blocs dans une matrice argileuse. Finalement, ce dépôt alluvial est principalement composé des graviers et galets à stratification croisée (Gc).

Interprétation. L'association de faciès 2 montre la présence de dépôts issus de la migration de dunes graveleuses par un écoulement turbulent (Gc) témoignant de la présence d'un environnement fluvial, intercalé avec des processus évènementiels (Gm). D'après des comptages de galets, le sédiment est constitué à 60% de lithologies locales et de 40% d'éléments polygéniques (Hugonin, 1988). Le bassin versant peut donc être localisé sur le versant nord de la vallée, drainant des lithologies locales et remobilisant des plaquages de till polygéniques largement présent dans la zone (Barféty, 1980; Debelmas, 1989; Fudral, et al., 1994). Cependant, il ne peut pas être exclu que les apports soient également issus de l'est, par des rivières proglaciaires ou par l'Arc. Le sens du courant est soit d'amont en aval, soit du versant vers le centre de la vallée, comme indiqué par les remplissages d'auges des graviers et galets à stratification croisée (Gc). Ceci ne permet pas d'identifier clairement la source du sédiment. L'association de processus et la forme convexe du profil E-W de AF2 est typique des cônes alluviaux (Blair & McPherson, 1994). Mais il n'existe pas de morphologies témoignant de la présence d'un chenal connecté à un bassin versant. Le faciès Gm localisé en partie sommitale de l'association de faciès 2 a été interprété comme un till de fond (Marnezy, 1999), impliquant une seconde réavancée glaciaire. Cependant, le granoclassement décroissant de ce banc du faciès Gm correspond à une coulée de débris et n'est donc pas un Till. De plus, l'alternance de niveaux imperméables (Gm à matrice argileuse) et imperméables (Gc), est très favorable à l'apparition de déformations sous-glaciaires par augmentation de la pression de fluide dans les bancs perméables (Janszen, et al., 2012; Ravier, et al., 2014b).

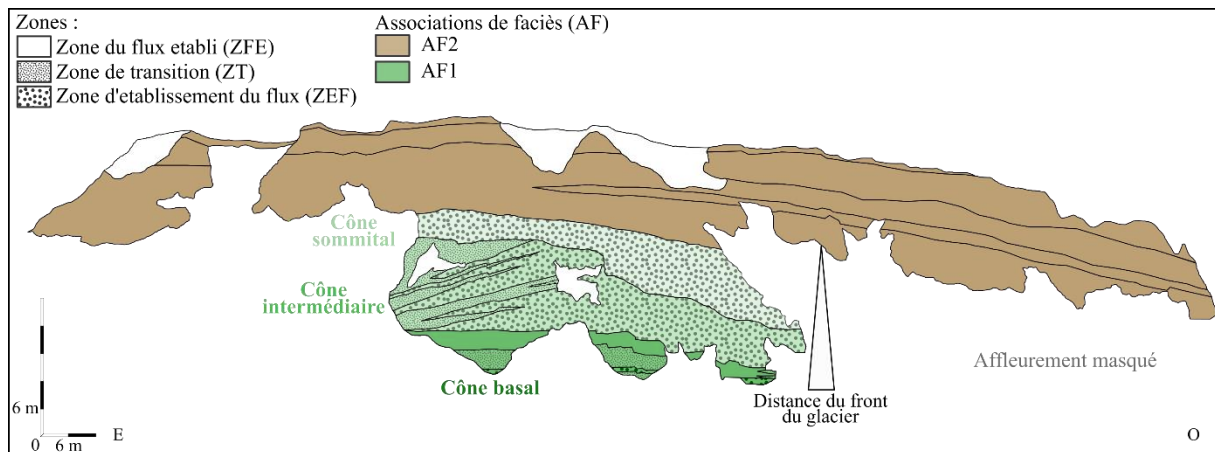


Figure 5.38: Schéma des différentes associations de faciès AF1 et AF2 retrouvées à Lanslebourg. AF1 correspond à trois cônes témoignant d'un rapprochement de la marge glaciaire.

5.3.2.2 Datations OSL

Les deux échantillons BRA proviennent de l'affleurement du Verney (Figure 5.13). Plus précisément, l'échantillon BRA-01 a été prélevé dans le faciès Ss, correspondant au bottom set déposé avant la réavancée glaciaire enregistrée dans l'affleurement du Verney. L'échantillon BRA-02 provient d'une lentille sableuse du faciès G1, déposée après la réavancée glaciaire. Sur l'affleurement de Lanslebourg, l'échantillon LSB-01 (Figure 5.36) est issu du faciès Sc du cône proglaciaire sous-aquatique basal. Enfin, l'échantillon BES-01 provient du delta du Ribon dans le bassin de Bessans.

Nous nous concentrerons ici sur les datations par luminescence suivant la méthode statistique CAM (Central Age Model) pour les échantillons BRA-01, BES-01 et LSB-01. L'échantillon BRA-02 a été peu blanchi et a été analysé suivant le protocole statistique FMM (Finite Mixture Model), permettant d'identifier la population de grain la mieux blanchie. Pour les échantillons BRA-01 et LSB-01, les âges par luminescence correspondent à des périodes pré-LGM ($213,7 \pm 18,9$ et $155,5 \pm 12,1$ respectivement, Tableau 5.5) et suggèrent un remaniement de grains ayant été blanchis de manière incomplète. Les échantillons BRA-02 et BES-01 donnent en revanche des âges tardiglaciaires. La datation par luminescence de BRA-02 n'est pas assez précise par rapport aux âges d'exposition présents en Maurienne pour définir l'âge de cette fluctuation du glacier de l'Arc au niveau du Verney. Néanmoins, la datation par luminescence de BRA-02 correspond au Tardiglaciaire et est compatible avec les âges d'exposition. BES-01 indique le dépôt du delta du Ribon à $13,6 \pm 0,9$ ka (Tableau 5.5 et Figure 5.39).

Tableau 5.5: Détails des datations par luminescence sur mono-grain (pour l'échantillon BRA-02) et sur aliquotes (pour les échantillons BRA-01, BES-02 et LSB-01) utilisant le signal IR₅₀ sur feldspath.

Echantillon	Lat (°dec)	Long (°dec)	Concentration radionucléides			Taux de dose total (Gy ka ⁻¹)	Nbr total d'aliquotes /grains	CAM D _e non corrigé (Gy)	OD (%)	FMM D _e non corrigé (Gy)	g2days (%/décroissance)	Age CAM (ka)	Age FMM (ka)
			U (ppm)	Th(ppm)	⁴⁰ K(%)								
BRA-01	45,2347	6,7856	1.15±0.23	4.61±0.18	0.67±0.01	1.942±0.09	24	351.3±19.4	27	-	1.7±0.5	213.7±18.9	-
BRA-02	45,2353	6,7856	1.21±0.11	5.54±0.19	0.91±0.01	2.344±0.09	22	83.5±14.2	79	36.4±7.9	1.5±0.5	40.8±7.5	17.65±4.04
BES-01	45,3144	6,9838	1.42±0.14	5.41±0.13	0.89±0.01	2.346±0.09	24	31.8±1.7	26	-	0.8±0.5	13.6±0.9	-
LSB-01	45,2851	6,864	1.53±0.27	5.88±0.13	1.09±0.01	2.473±0.10	24	348.5±14.7	20	-	1.0±0.5	155.5±12.1	-

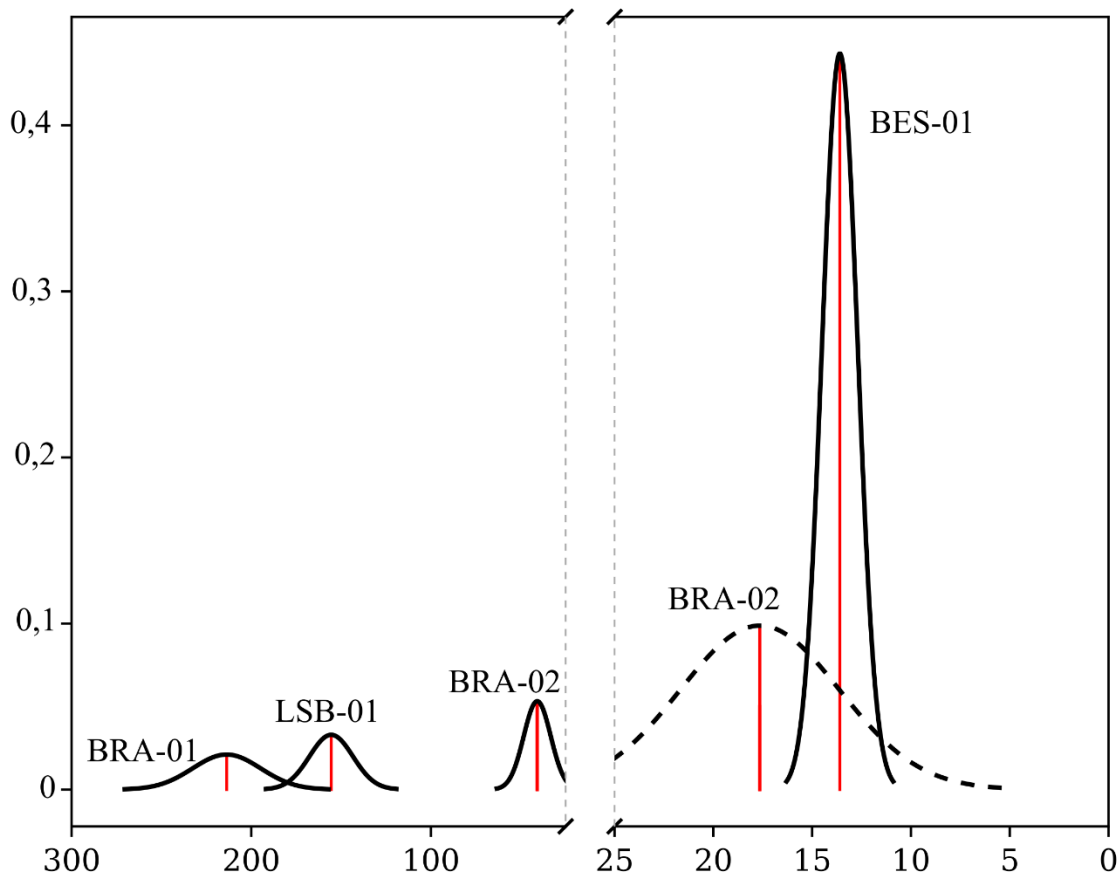


Figure 5.39: Distributions de probabilité des datations par luminescence des échantillons du Verney (BRA-01 et BRA-02), de Lanslebourg (LSB-01) et du delta du Ribon (BES-01). Les courbes en traits pleins représentent les âges OSL calculés avec le modèle statistique CAM, la courbe en pointillés représente l'âge OSL de BRA-02 calculé avec le modèle statistique FMM. Les droites verticales rouges indiquent l'âge moyen de chaque échantillon.

5.3.3 Interprétation et discussion

A partir des données sédimentologiques et de chronologie quantitative, il est possible de définir et de dater les principales fluctuations du glacier de l'Arc au Tardiglaciaire. Les réavancées glaciaires seront qualifiées de « stades » et les retraits seront nommés « étapes ».

Les étapes de Montsapey, du Pas du Roc et d'Aussois indiquent un retrait du glacier de l'Arc entre 16,7 et 14,5 ka (Tableau 5.6). Ce retrait glaciaire est contemporain de la fin de l'événement de Heinrich 1 et du Bølling-Allerød marqué par un fort réchauffement climatique (Figure 5.40).

Les analyses sédimentologiques indiquent que les affleurements du Verney et de Lanslebourg marquent chacun une avancée glaciaire (Figure 5.40) sur un dépôt deltaïque et un dépôt de cône proglaciaire sous-aquatique respectivement. Les deux stades du Verney et de Lanslebourg ont un âge compris entre l'âge des blocs erratiques d'Aussois à 14,5 ka et l'âge du delta du Ribon à 13,6 ka (Tableau 5.6). En outre, les âges très vieux non blanchis retrouvés dans les dépôts de bottom set du Verney et dans le dépôt de cônes proglaciaires sous-aquatiques montrent que les grains ont été transportés à l'abri de la lumière, ce qui confirme la présence d'un environnement lacustre très proximal, limitant ce blanchiment (Duller, 2008).

L'âge du delta du Ribon indique un remplissage deltaïque du lac de Bessans à 13,6 ka, correspondant à un âge minimum de la formation du paléolac, et donc indirectement de l'écroulement de la Madeleine. L'âge radiocarbone du remplissage lacustre en amont du Col de la Madeleine à 10,52-8,33 ka cal BP (Figure 5.11) (Couture, et al., 1997), indique que le lac de Bessans a subsisté pendant une période de

temps comprise entre environ 5 et 3 ka. Les blocs glaciaires posés sur la moraine externe de Bessans correspondent à un stade de réavancée glaciaire daté par âges d'exposition à 12,5 ka. Cette chronologie suggère une avancée glaciaire contemporaine du paléolac de Bessans. Ce modèle est confirmé par une étude sédimentaire et géomorphologique suggérant la présence d'un lac avant l'avancée du glacier de l'Arc (Letourneur, et al., 1983). Le stade de réavancée du glacier de l'Arc à Bessans correspond à l'événement froid du Dryas récent à 12,7-11,7 ka (Figure 5.40). En comparaison, une double moraine dans la vallée de la Romanche correspond à la réavancée du glacier de la Romanche à $13,0 \pm 1,1$ ka, et à $12,4 \pm 1,5$ ka (Chenet, et al., 2016). A l'échelle des Alpes, le stade de Bessans confirme une réponse des glaciers alpins au refroidissement du Dryas récent.

Parmi les trois stades du glacier de l'Arc (Verney, Lanslebourg et Bessans), seulement un est associé à la préservation de moraines. A l'affleurement du Verney, l'absence de moraine et même de till peut s'expliquer par une importante efficacité du transport de sédiment du glacier jusqu'au domaine proglaciaire. Ce transfert de sédiments a lieu grâce aux rivières proglaciaires, probablement mis en évidence par les dépôts fluviaux ou fluvioglaciaires du Verney. Ainsi si une moraine frontale se forme, elle est rapidement détruite par les écoulements fluvioglaciaires. Ce type de système est favorisé lors d'une production de glace importante par rapport à l'apport de sédiments au glacier (Owen & Derbyshire, 1989; Shroder, et al., 2000; Benn, et al., 2003). Dans le cas de Lanslebourg, l'absence de moraines est expliquée par le fait d'un transfert de sédiment sous-glaciaire aux cônes sous-aquatiques proglaciaires, ne permettant pas la formation de moraines. Pour le stade de Bessans, les moraines frontales sont bien préservées. Ceci est à relier au fait qu'à cette étape, le glacier de l'Arc est petit, et le volume de glace est faible par rapport à l'apport de sédiments au glacier. Cette forte concentration en sédiment favorise la formation de moraines (Owen & Derbyshire, 1989; Shroder, et al., 2000; Benn, et al., 2003). Entre les trois stades d'avancées glaciaires du Verney, de Lanslebourg et de Bessans, la position du front du glacier de l'Arc est passée par un maximum inconnu, situé en amont de la dernière réavancée.

Les trois stades du glacier de l'Arc sont limités à la fin du tardiglaciaire rappelant le cas du glacier de la vallée de la Romanche où seules les réavancées Dryas récent ont été mises en évidence (Chenet, et al., 2016). De même, des études relatives à la vallée de l'Arve ont mis en évidence plusieurs stades glaciaires au Tardiglaciaire. Ces stades ont laissé des morphologies sur les versants de la vallée, les morphologies frontales sont mal exprimées à cause de la présence de paléolacs (Coutterand & Nicoud, 2005).

Tableau 5.6 : Récapitulatif des âges des étapes de retrait et des stades d'avancée du glacier de l'Arc mis en évidence par les analyses sédimentologiques et datées par âges d'exposition et par OSL. La colonne de droite indique la distance des sites datés par rapport à la source de l'Arc

Fluctuation	Age (ka)	Distance du site (km)
Etape de Montsapey	16,7-14,6	112
Etape du Pas du Roc	$15,26 \pm 0,68$	72
Etape d'Aussois	$14,49 \pm 0,55$	42
Stade du Verney	14,5-13,6	38
Stade de Lanslebourg	14,5-13,6	29
Stade de Bessans	$12,46 \pm 0,78$	18

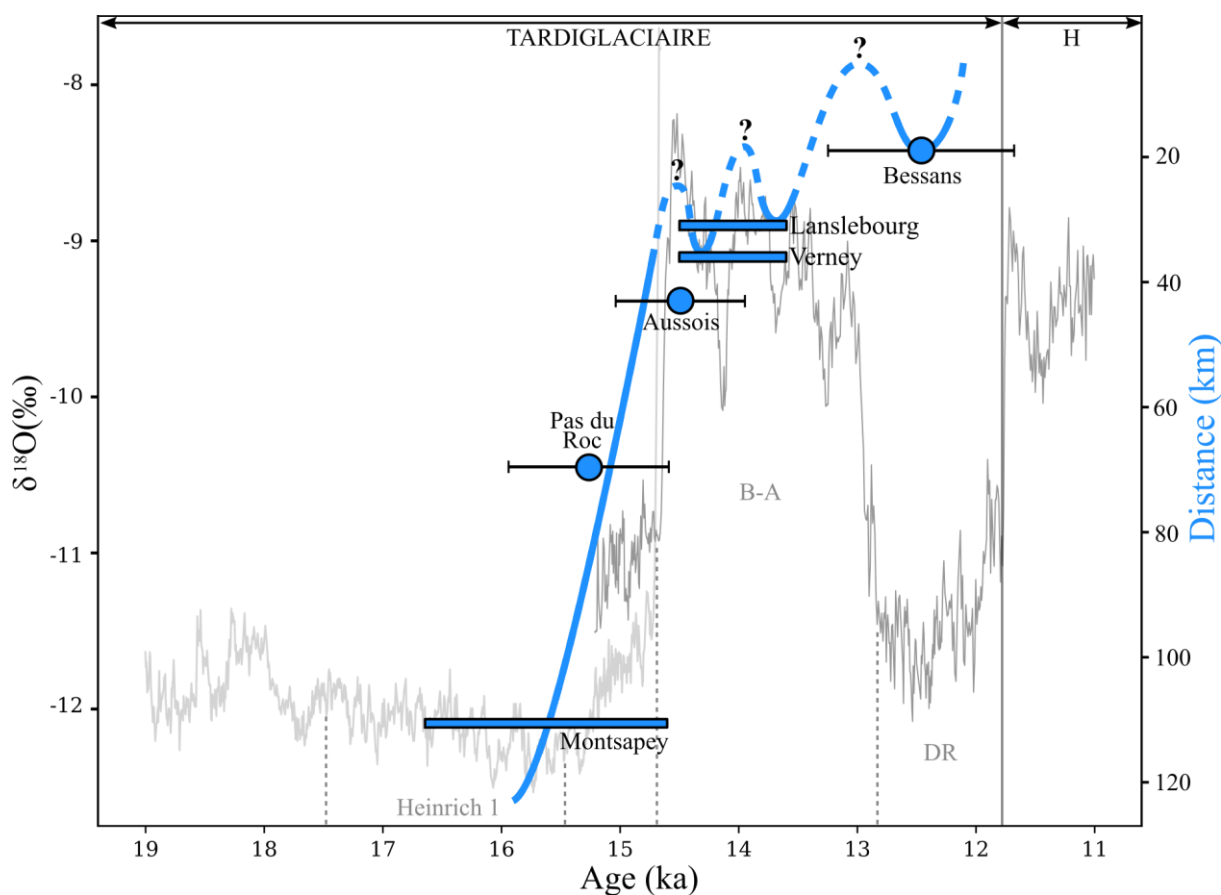


Figure 5.40 : Graphique montrant les âges (barres horizontales et points bleus) et les fluctuations (courbe bleue) du glacier de l'Arc entre 16,7 et 12,5 ka. La courbe bleue en pointillée représente la position supposée du front du glacier de l'Arc entre les stades d'avancée du Verney, de Lanslebourg et de Bessans. Ces fluctuations du glacier de l'Arc sont positionnées par-dessus les données de $\delta^{18}\text{O}$ sur l'axe des ordonnées de gauche provenant de Luetscher et al. (2015 ; entre 19 et 14,7 ka ; en gris clair) et de Li et al. (2021 ; entre 15,2 et 11 ka ; en gris foncé).

5.3.4 Conclusion

Au Verney, les analyses sédimentologiques montrent le passage d'un environnement proglaciaire proximal marqué par un cône sous-aquatique proglaciaire, à un environnement lacustre. Cet environnement lacustre est caractérisé par la présence d'un bottomset et d'un foreset de Gilbert delta. Ces bottomsets et foresets montrent des déformations témoignant de contraintes en compression, en cisaillement simple et de conditions de surpression de fluide. Ces déformations suggèrent une avancée du glacier de l'Arc sur le système deltaïque du Verney. Le retrait définitif du glacier de l'Arc dans cette zone est marqué par des écoulements fluviaux ou fluvioglaciaires venant recouvrir les dépôts deltaïques.

L'affleurement de Lanslebourg montre la présence de faciès mis en place dans un environnement lacustre et sous des régimes supercritiques. Cette association est caractéristique de cônes sous-aquatiques de marge glaciaire. Plus précisément, trois cônes mis en place dans des conditions de plus en plus proximales vers le haut ont été mis en évidence, suggérant une avancée du glacier de l'Arc. Cette avancée est aussi attestée par des déformations en compression.

La synthèse des contraintes chronologiques apportées par les âges d'exposition et les âges par luminescence des dépôts du Verney et de Lanslebourg donnent une vision de la dynamique de déglaciation du glacier de l'Arc au Tardiglaciaire. Nous avons déterminé l'âge et les caractéristiques de six fluctuations du glacier de l'Arc. Plus précisément, trois étapes de retrait ont été définies et datées par âges d'exposition sur blocs erratiques respectivement à 16,7-14,6 ; 15,3 et 14,5 ka en aval du bassin

versant de l'Arc. Trois stades de réavancée glaciaire localisés en partie amont ont été retrouvés. Les deux plus anciens ont été mis en évidence au Verney et à Lanslebourg et datés grâce aux âges d'exposition et OSL entre 14,5 et 13,6 ka. Le dernier stade localisé le plus en amont se manifeste par la présence de cordons morainiques frontaux datés par âges d'exposition sur blocs glaciaires à 12,5 ka.

5.4 RECONSTITUTIONS GLACIAIRES

Cette partie correspond à l'application d'un modèle permettant de reconstituer la géométrie du glacier de l'Arc au cours de ses différentes étapes de retrait et stades de réavancée mis en évidence au Tardiglaciaire. Ces modélisations doivent permettre de calculer les paléo-ELA, et de définir la variation de volume et de bilan de masse moyen du glacier de l'Arc entre 16,7 et 12,5 ka.

5.4.1 Application du modèle

Les reconstitutions du glacier de l'Arc ont été réalisées en suivant le protocole décrit dans le chapitre 3 « Méthodes ». Ces reconstitutions ont été générées pour reconstituer le glacier de l'Arc lors de chaque étape de retrait et chaque stade d'avancée mis en évidence. Aussi, une reconstitution du glacier du Doron a été réalisée afin de vérifier si ce glacier est à l'origine d'un barrage glaciaire responsable du paléolac de Lanslebourg comme proposé par Hugonin, (1988).

Les vallées actuelles du bassin versant de l'Arc ont été utilisées pour définir les paléolignes de flux glaciaire car elles représentent également les systèmes de vallée ayant été englacées lors des glaciations du dernier cycle glaciaire. Les vallées de longueur inférieure à 2,5 km environ n'ont pas été retenues afin de ne pas créer des lignes de flux trop complexes. De plus, les paléozones d'accumulation glaciaires ont été localisées grâce aux moraines cartographiées sur l'ensemble du bassin versant (Barféty, 1980; Barféty, 1984; Debelmas, 1989; Fudral, et al., 1994). Ces paléozones d'accumulation correspondent aux sommets ou aux cirques localisés en amont des moraines. Ainsi, les lignes de flux des paléoglaciers ont été définies manuellement en passant par le centre des principales vallées actuelles du bassin versant de l'Arc et en rejoignant les paléozones d'accumulation. Les lignes de flux ont été construites pour chaque étape définie grâce aux données de chronologie absolue.

La valeur choisie par défaut pour le cisaillement basal des reconstitutions des paléoglaciers tardiglaciaires de la vallée de l'Arc est de 100 kPa. Cette valeur a été ajustée dans le cas où la pente de la surface de la glace des reconstitutions pouvait être fixée.

Les profils permettant de définir les facteurs de formes ont été placés dans les zones de rétrécissement ou d'élargissement significatives de la vallée comme les verrous et ombilics respectivement.

Les morphologies glaciaires sont présentes de manière discontinue sur les versants de la vallée et très rarement préservées en fond de vallée. Cela ne permet pas de reconstituer la géographie des paléoglaciers du Tardiglaciaire de la Maurienne. Seules les moraines frontales localisées à Bessans permettent de positionner le front du paléoglacier principal. Ainsi, pour chaque étape de retrait glaciaire, la paléogéographie du paléoglacier a été ajustée de manière à ce que les bordures ou le front glaciaire soient en contact avec les blocs erratiques et glaciaires datés. De même, pour les stades mis en évidence par les analyses sédimentologiques, la position du paléoglacier a été ajustée pour être en accord avec les reconstitutions paléogéographiques proposées. Ces ajustements ont été réalisés en modifiant la position vers l'aval ou vers l'amont du front du paléoglacier.

Le volume des paléoglaciers est calculé pour chaque fluctuation en utilisant Qgis. Pour une fluctuation, le MNT directement localisée sous la reconstitution glaciaire est extrait (MNT découpé). Qgis permet de calculer un volume par rapport à un plan de référence localisé à une altitude ici choisie à 0 m. Ainsi le volume de la reconstitution glaciaire est soustrait au volume du MNT découpé pour obtenir le volume du paléoglacier. La variation de volume du glacier de l'Arc a été calculée par régression linéaire des volumes de glace par rapport au temps. L'incertitude associée à la variation de volume correspond à l'erreur standard de la régression.

Les ELA ont été calculées avec la toolbox « ELA_calculation_toolbox » sur Arcgis (Pellitero, et al., 2015). Pour la méthode AABR (Area-Altitude Balance Ratio), le ratio entre le gradient d'accumulation et d'ablation utilisé est de 1,59, il correspond à une valeur moyenne pour les Alpes européennes (Rea, 2009). Pour la méthode AAR (Accumulation Area Ratio), le ratio entre les aires des zones d'accumulation et d'ablation utilisé est de 0,67 (Pellitero, et al., 2015). Les ELA calculées par les méthodes AABR et AAR ont été calculées pour chaque fluctuation du glacier de l'Arc.

Le bilan de masse spécifique géodésique moyenné par la surface en mètre équivalent eau par an ($m \cdot e. \text{ans}^{-1}$) correspond à un bilan de masse moyen. Ce bilan de masse en $m \cdot e. \text{ans}^{-1}$ correspond à la variation de l'épaisseur moyenne d'un glacier sur un intervalle de temps donné (Carturan, et al., 2013; Fischer, et al., 2015). Pour le glacier de l'Arc, le bilan de masse a été calculé par régression de l'épaisseur moyenne du glacier en fonction du temps. L'incertitude associée au bilan de masse correspond à l'erreur standard de cette régression.

5.4.2 Résultats

Les reconstitutions ont été réalisées pour les fluctuations du glacier de l'Arc datées à Montsapey, au Pas du Roc, à Aussois, au Verney, à Lanslebourg et à Bessans. Pour la reconstitution du stade de Bessans, la valeur du cisaillement basal a été ajustée grâce à la contrainte géométrique apportée par les âges d'exposition sur polissés issus de Couette et Ghienne (in prep.), de mêmes âges que la moraine frontale de Bessans. Cette contrainte a permis de fixer la pente de la surface du glacier et de trouver un cisaillement basal à 235 kPa.

Les reconstitutions montrent le retrait progressif du front glaciaire et la diminution de l'épaisseur du glacier de l'Arc depuis la reconstitution de Montsapey, jusqu'à celle de Bessans. Aussi, la surface du glacier décroît progressivement de Montsapey jusqu'à Bessans (Figure 5.41 à Figure 5.46, Tableau 5.7). Pour l'étape de Montsapey, la reconstitution glaciaire est limitée au bassin versant de l'Arc. Cependant, le front du glacier de l'Arc lors de l'étape de Montsapey est en réalité localisé en aval de l'exutoire du bassin versant. Le glacier de l'Arc est alors en confluence avec le glacier de l'Isère s'écoulant depuis la zone d'accumulation de la Tarentaise (Coutterand, 2010). Tous les blocs échantillonnés sauf ceux de Bessans, sont localisés au-dessus du fond de la vallée, le front du glacier de l'Arc est donc situé plus en aval par rapport à la position des sites datés.

Le front de la reconstitution du glacier du Doron (Figure 5.45) a été positionné au niveau de Sollières comme suggéré dans le travail de Hugonin (1988). L'altitude reconstituée de la surface du glacier du Doron (environ 1498 m d'altitude) en aval du verrou du bassin de Lanslebourg est supérieure à l'altitude des dépôts lacustres (environ 1400 m d'altitude). Le glacier du Doron est donc susceptible d'avoir formé un barrage glaciaire à l'origine des dépôts lacustres de Lanslebourg. En outre, les ELA calculées pour le glacier du Doron (AAR : 2575 m d'altitude, AABR : 2526 m d'altitude) sont supérieures aux ELA calculées pour le glacier de Lanslebourg (AAR : 2411 m d'altitude, AABR : 2511 m d'altitude). Ces résultats indiquent que le glacier du Doron a pu s'écouler plus en aval de Sollières en même temps que le front du glacier de l'Arc était localisé à Lanslebourg (Figure 5.45). Ce résultat confirme l'hypothèse d'un barrage glaciaire de la vallée par le glacier du Doron, lorsque le glacier de l'Arc était plusieurs kilomètres en amont (Hugonin, 1988).

5.4.2.1 Variations de la ELA du glacier de l'Arc pendant le Tardiglaciaire

Les reconstitutions glaciaires montrent une augmentation de l'altitude des ELA depuis l'étape de Montsapey jusqu'au stade de Bessans (Tableau 5.7, Figure 5.47). Cette tendance à l'accroissement de la ELA est principalement vraie pour la méthode AABR, entre 1974 et 2747 m d'altitude. La différence d'altitude entre les méthodes AABR et AAR varie entre 50 et 200 m d'altitude. Entre chaque étape, les différences d'altitudes des ELA varient de 66 à 487 m d'altitude pour la méthode AAR, avec une valeur négative à -40 m d'altitude entre les étapes du Verney et de Lanslebourg. Pour la méthode AABR, les différences d'altitude entre chaque étape varient entre 10 et 337 m d'altitude.

5.4.2.2 Variation du volume et bilan de masse moyen du glacier de l'Arc pendant le Tardiglaciaire

Les volumes de glace issus des reconstitutions glaciaires décroissent progressivement depuis l'étape de Montsapey (293 km³) jusqu'à celle de Lanslebourg (22 km³, Tableau 5.7). Malgré son extension plus réduite, le volume de glace de l'étape de Bessans à 27 km³ est supérieur au volume de l'étape précédente de Lanslebourg à 22 km³ (Tableau 5.7). Ceci est lié à la contrainte de cisaillement basal à 235 kPa utilisée pour la reconstitution du stade de Bessans. Cette forte valeur de cisaillement basal est nettement supérieure à celle utilisée pour l'étape de Lanslebourg (100 kPa). Cette valeur de cisaillement basal à 235 kPa génère un glacier plus épais qu'avec un cisaillement basal à 100kPa, donnant en conséquence un volume de glace supérieur.

La variation de volume de l'Arc a été estimée entre les étapes de retrait de Montsapey et Aussois par régression. La régression du volume des trois étapes en fonction du temps a donc été effectuée entre 16,65 et 14,49 ka. De la même manière, le bilan de masse moyen a été calculé par régression de l'épaisseur moyenne du glacier de l'Arc au cours du temps entre 16,65 et 14,49 ka. En réalisant la régression avec la limite inférieure de l'âge de l'étape de Montsapey à 14,58 ka, la variation de volume et le bilan de masse moyen sont entachés d'une incertitude supérieure d'un ordre de grandeur à la grandeur calculée. Seule la variation de volume et le bilan de masse moyen calculés avec la limite supérieure de l'âge de l'étape de Montsapey (16,65 ka) seront retenues. Le bilan de masse moyen estimé est donc une valeur minimum. Finalement, la variation de volume du glacier de l'Arc estimé est de $-0,10 \pm 0,02 \text{ km}^3 \cdot \text{ans}^{-1}$ et le bilan de masse moyen est de $-0.039 \pm 0.016 \text{ m eq. e. ans}^{-1}$.

Tableau 5.7 : Tableau récapitulatif des volumes en km³ et en équivalent eau, des surfaces en km², des épaisseurs moyennes en mètre équivalent eau (m.eq.e) et des ELA calculées avec les méthodes AAR et AABR des différentes reconstitutions du glacier de l'Arc.

Fluctuation	Age (ka)	Volume (km ³)	Volume (km ³ eq. e)	Surface (km ²)	Epaisseur moyenne (m eq. e)	ELA AAR	ELA AABR
Etape de Montsapey	16,7-14,6	293	264	1203	219	1774	1974
Etape du Pas du Roc	15,26 ± 0,68	101	91	660	138	2261	2311
Etape d'Aussois	14,49 ± 0,55	65	59	418	140	2385	2435
Stade du Verney	14,5-13,6	45	41	330	123	2451	2501
Stade de Lanslebourg	14,5-13,6	22	20	178	111	2411	2511
Stade de Bessans	12,46 ± 0,78	27	24	140	174	2697	2747

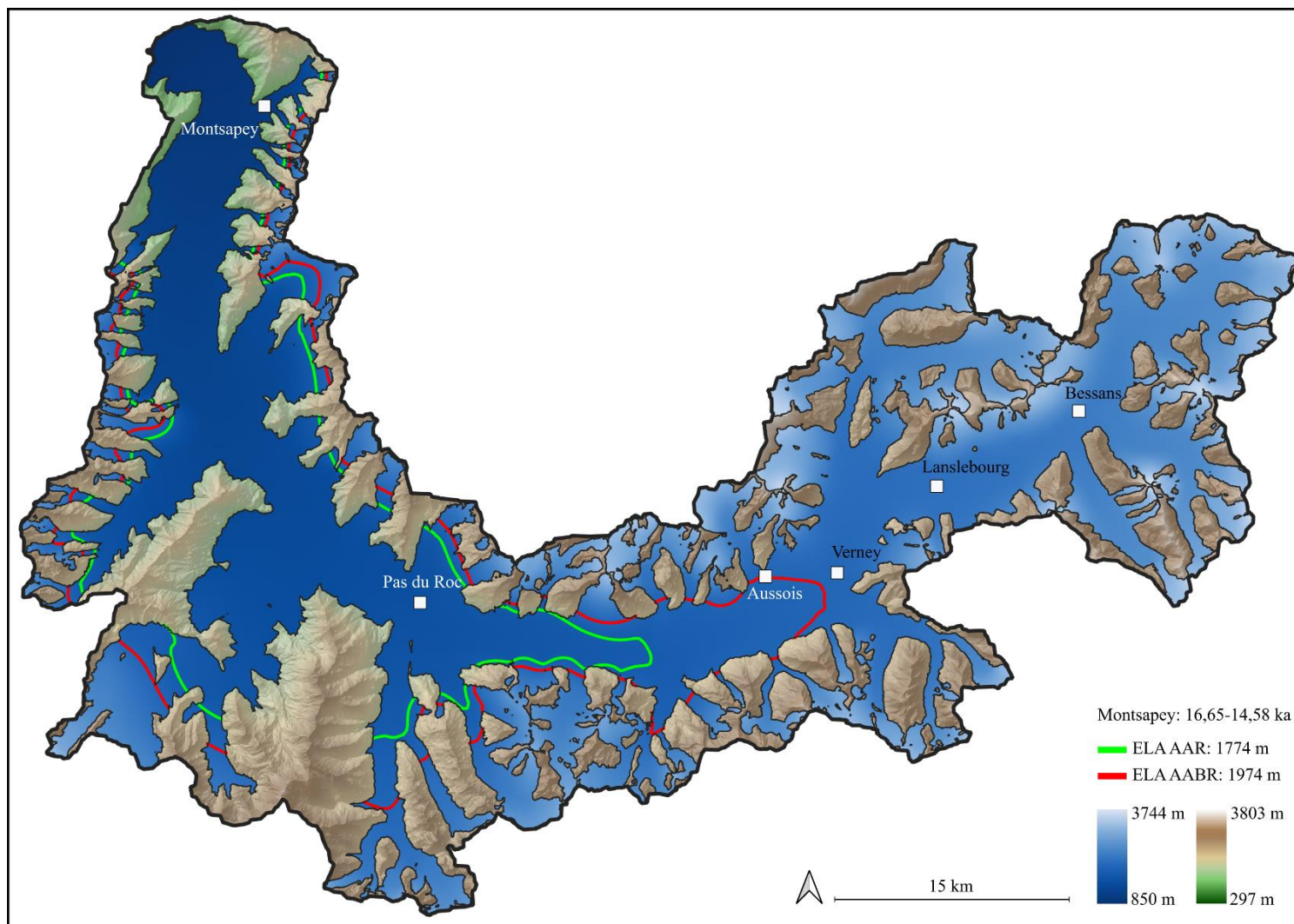


Figure 5.41: Reconstitution du glacier de l'Arc au niveau de Montsapey et ELA calculées par la méthode AAR en vert et AABR en rouge.

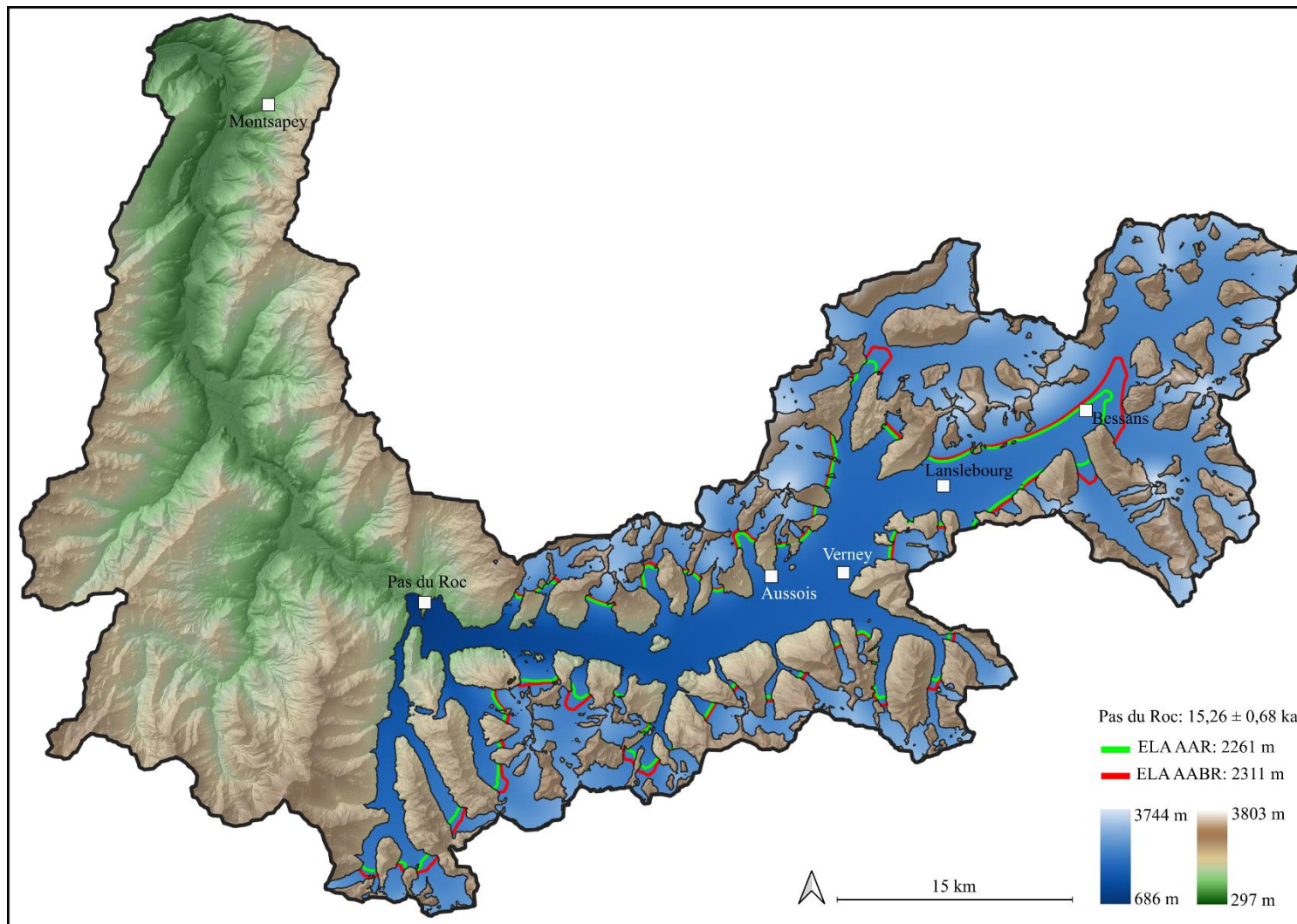


Figure 5.42: Reconstitution du glacier de l'Arc au niveau du Pas du Roc et ELA calculées par la méthode AAR en vert et AABR en rouge.

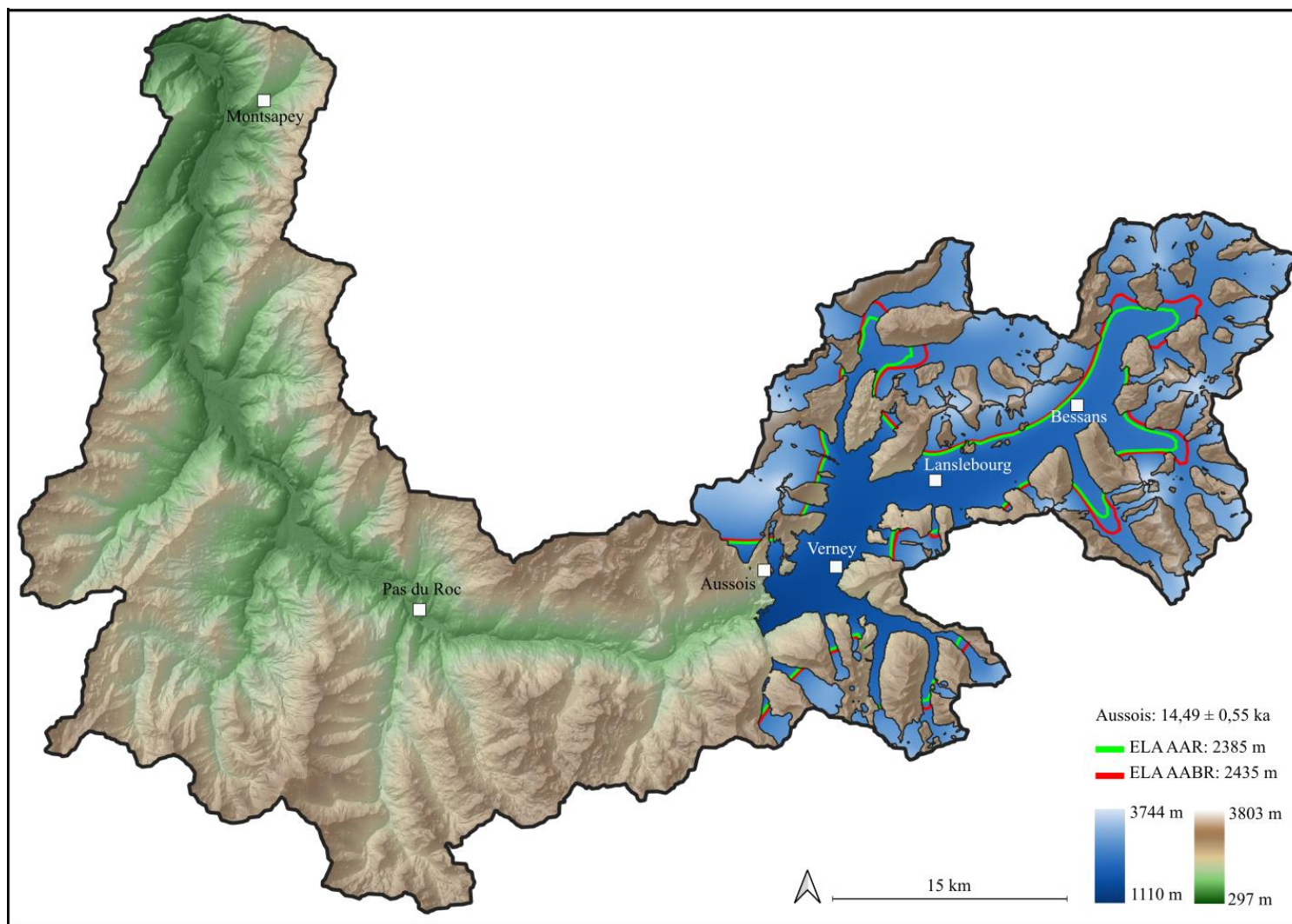


Figure 5.43: Reconstitution du glacier de l'Arc au niveau d'Aussois et ELA calculées par la méthode AAR en vert et ABR en rouge.

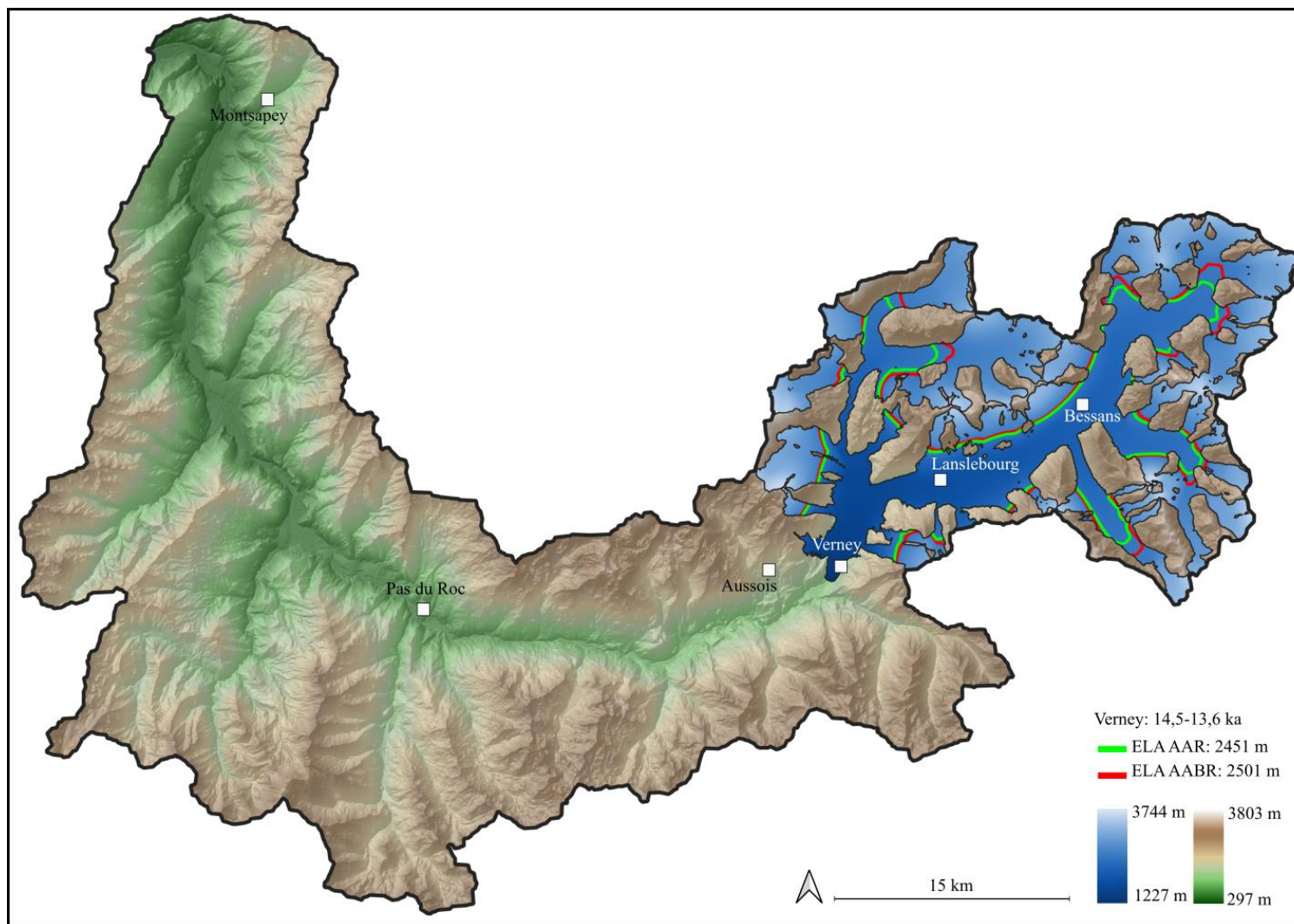


Figure 5.44: Reconstitution du glacier de l'Arc au niveau du Verney et ELA calculées par la méthode AAR en vert et ABR en rouge.

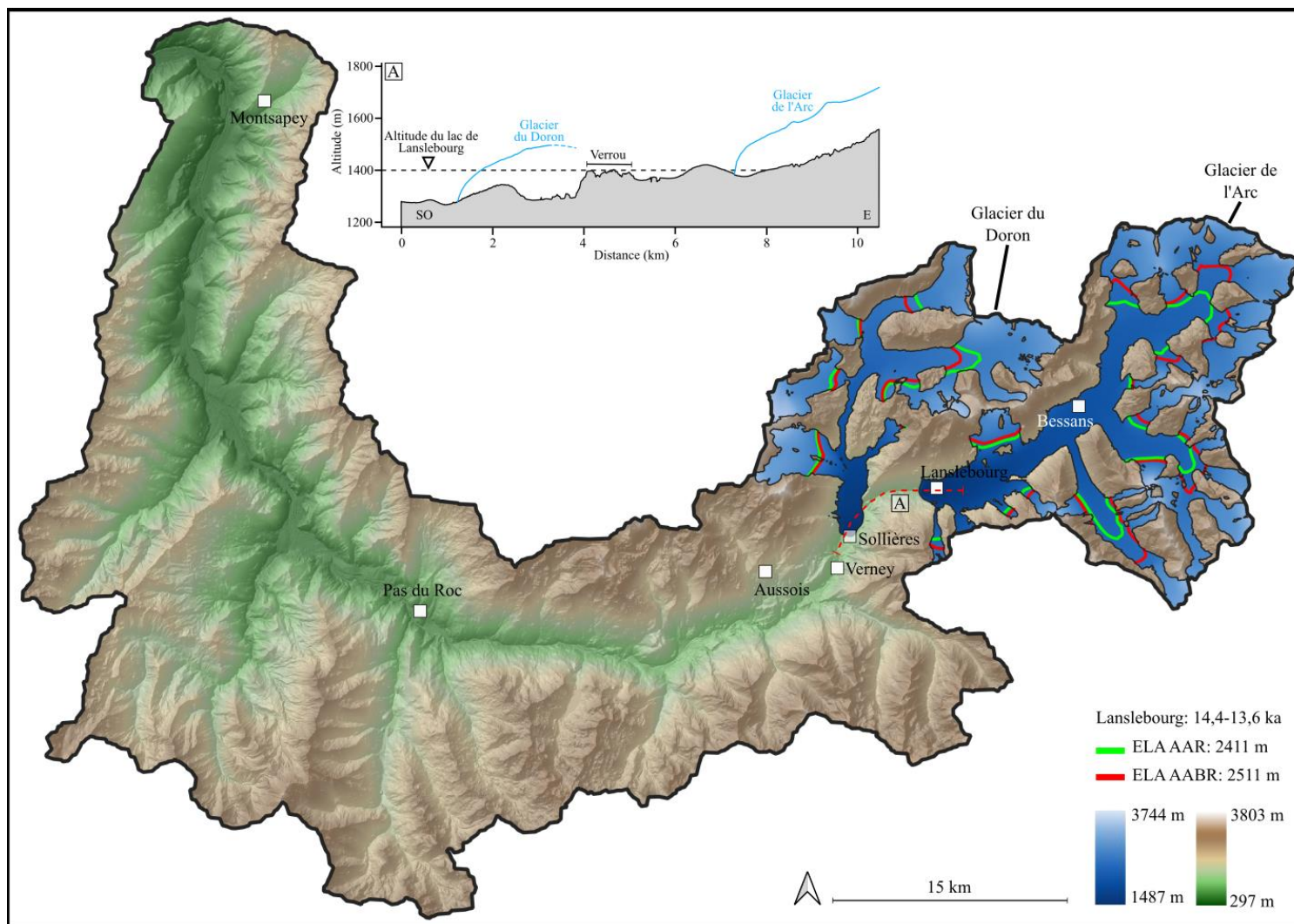


Figure 5.45: Reconstitution du glacier de l'Arc et du Doron au niveau de Lanslebourg et ELA calculées par la méthode AAR en vert et AABR en rouge. La coupe A montre les glaciers du Doron et de l'Arc sur le profil du substratum rocheux et le verrou délimitant l'extrémité occidentale du bassin de Lanslebourg. Le triangle indique l'altitude maximum des faciès lacustres de Lanslebourg.

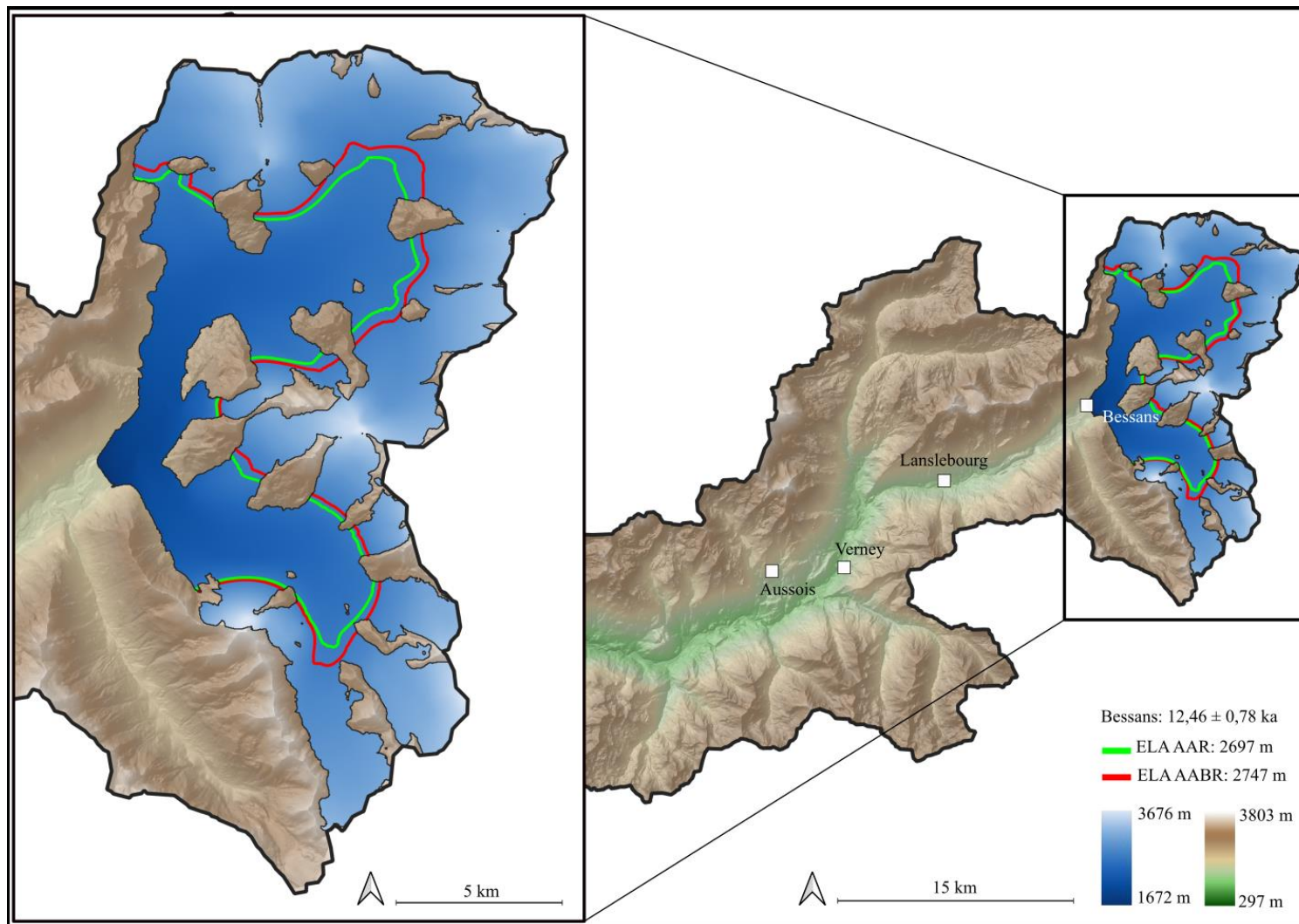


Figure 5.46: Reconstitution du glacier de l'Arc au niveau de Bessans et ELA calculées par la méthode AAR en vert et AABR en rouge.

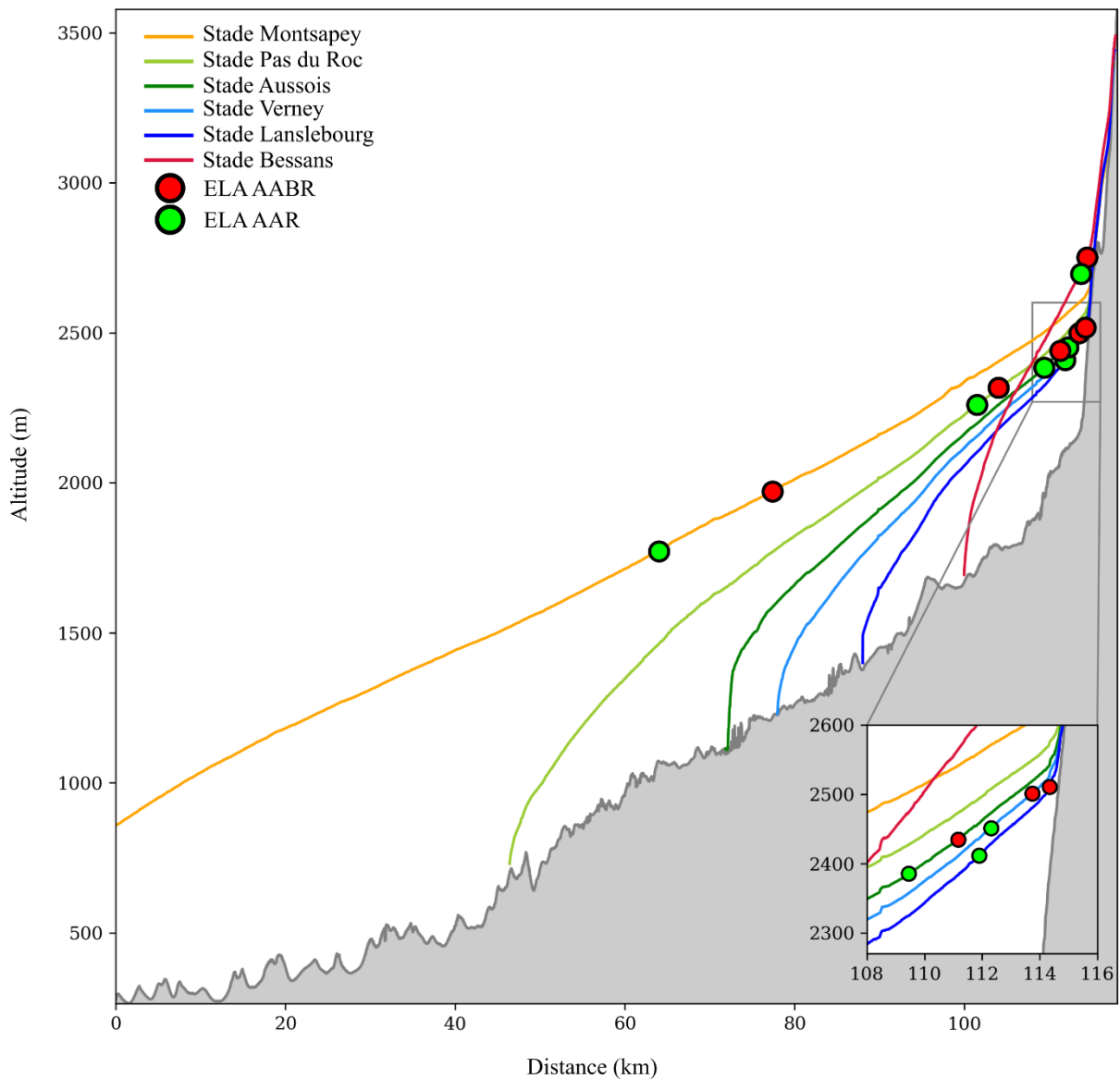


Figure 5.47: Profils longitudinaux des 6 reconstitutions du glacier de l’Arc au Tardiglaciaire et positions des ELA calculées avec les méthodes AABR en rouge et AAR en vert. Le profil en gris correspond au profil du substratum rocheux.

5.4.3 Interprétation et discussion

Les différences de ELA observées entre AAR et AABR sont à relier aux hypothèses utilisées par ces deux méthodes. La méthode AAR peut produire une différence de ELA négative entre deux étapes de déglaciations successives (Serra, et al., 2022), comme celle observée entre les étapes du Verney et de Lanslebourg. En effet, l’augmentation de la pente du substratum d’aval en amont peut fortement influencer la valeur de la ELA obtenue par la méthode AAR (Nesje, 1992). Il est également à noter que la géométrie des différents glaciers tributaires peut produire une source d’incertitude dans l’altitude des ELA AAR (Nesje, 1992; Pellitero, et al., 2015). Nous disposons de peu d’informations sur la hauteur de glace et sur la pente du profil longitudinal du glacier de l’Arc. Or, la pente de la surface de la glace a un impact sur le cisaillement basal et donc sur le volume et la surface estimée du glacier de l’Arc. Considérant tous ces facteurs d’incertitude, nous considérons nos valeurs de ELA, de volume et de surface du glacier de l’Arc comme des estimations de premier ordre.

5.4.3.1.1 Evolution de la ELA du glacier de l'Arc au Tardiglaciaire

Les ELA ont été calculées pour les étapes de retrait et les stades d'avancées glaciaires. Ainsi entre deux stades glaciaires, la ELA du glacier de l'Arc est passée par un maximum inconnu. Les altitudes des ELA du glacier de l'Arc augmentent tout au long du Tardiglaciaire malgré les variations climatiques de fortes amplitudes de cette période (Figure 5.48). Cette tendance pour le glacier de l'Arc est très visible au Dryas récent où l'altitude de la ELA du stade de Bessans est 923 à 773 m au-dessus de la ELA de l'étape de Montsapey couvrant l'événement de Heinrich 1. Or, lors du Dryas récent et de l'événement de Heinrich 1 les paléotempératures sont similaires d'après les enregistrements paléoclimatiques issus des spéléothèmes alpins (Luetscher, et al., 2015; Li, et al., 2021).

L'augmentation de la ELA du glacier de l'Arc au cours du Tardiglaciaire pourrait être interprétée comme une diminution des précipitations enregistrées tout au long de cette période (Luetscher, et al., 2015; Monegato, et al., 2017; Baroni, et al., 2021). En effet, les précipitations n'ont pas été suffisantes au Dryas récent pour compenser la diminution des températures et pour engendrer une réponse du glacier de l'Arc. L'abaissement de la ELA de ce dernier n'a ainsi pas atteint les valeurs de ELA calculées pour l'étape de Montsapey pendant l'événement de Heinrich 1.

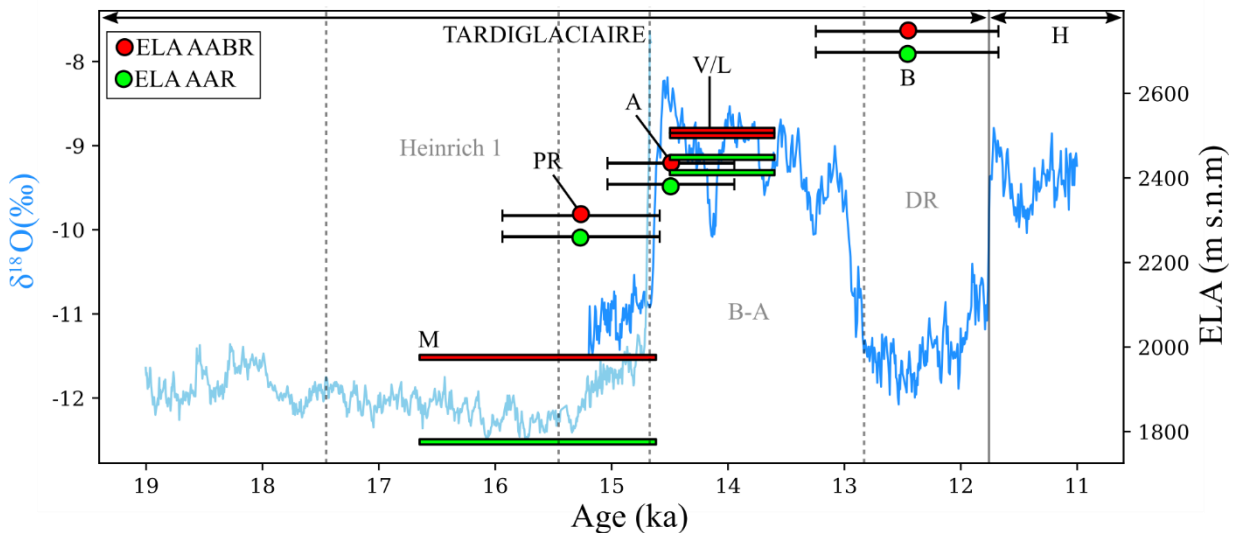


Figure 5.48: ELA des fluctuations du glacier de l'Arc au Tardiglaciaire en comparaison avec les enregistrements paléoclimatiques issus du $\delta^{18}O$ des spéléothèmes alpins. Les âges des stades de Montsapey, du Verney et de Lanslebourg correspondent à un intervalle de temps. Les données de $\delta^{18}O$ sur l'axe des ordonnées de gauche proviennent de Luetscher et al. (2015 ; entre 19 et 14,7 ka ; en bleu clair) et de Li et al. (2021 ; entre 15,2 et 11 ka ; en bleu foncé). Les traits pleins verticaux indiquent les limites entre le Tardiglaciaire et l'Holocène, et les traits pointillés verticaux délimitent les principaux événements climatiques du Tardiglaciaire (Stanford, et al., 2011; Heiri, et al., 2014b; Li, et al., 2021). H : Holocène, B-A : Interstade Bølling-Allerød, DR: Dryas récent, M: Etape de Montsapey, PR: Etape du Pas du Roc, A : Etape d'Aussois, V : Stade du Verney, L : Stade de Lanslebourg, B : Stade de Bessans.

Plus largement à l'échelle des Alpes, certaines études ont calculé l'évolution de l'altitude de la ELA pendant le Tardiglaciaire (Tableau 5.8). Une étude du glacier de la Dora Baltea en Italie indique que la ELA associée à un stade de réavancée pendant l'événement de Heinrich 1 est à une altitude de 2428 m (Serra, et al., 2022), ce qui est plus élevé par rapport à l'altitude de la ELA de l'étape de Montsapey calculée à 1774 m (AAR) et 1974 m (AABR), couvrant la période de temps la plus similaire. En revanche, un stade de réavancée du glacier de la Dora Baltea à 14 ka, est associé à des altitudes de ELA à 2373 et 2523 m d'altitude calculées par les méthodes AAR et AABR respectivement (Serra, et al., 2022). Ces valeurs sont cette fois assez proches des ELA de l'étape d'Aussois (14,5 ka) et des stades du Verney et de Lanslebourg (14,5-13,6 ka) dont les ELA sont situées entre 2385 et 2511 m d'altitude.

Dans les Alpes maritimes et plus précisément dans le bassin de Gesso (Federici, et al., 2016), la différence de ELA avec la Maurienne est minimum au début du Tardiglaciaire (17-16 ka) puis devient maximum jusqu'au Dryas récent (Tableau 5.8, Annexe 4). Cette différence dans l'évolution des ELA entre ces deux régions peut représenter une différence de sensibilité aux conditions climatiques. En effet,

les glaciers maritimes sont très sensibles aux conditions climatiques (Oerlemans & Fortuin, 1992; Nordli, et al., 2003; Nesje, 2009), par rapport aux glaciers continentaux (comme le glacier de l’Arc). Au début du Tardiglaciaire (~17 ka), les apports d’humidité ont lieu principalement par une advection issue de l’Atlantique Nord devenant plus limitée au Dryas récent (Luetscher, et al., 2015; Monegato, et al., 2017), amenant alors des conditions plus sèches (Baroni, et al., 2021). Cette évolution du climat et la différence de sensibilité entre les glaciers des Alpes maritimes et de l’Arc peuvent expliquer la différence d’évolution des ELA entre ces deux régions.

Tableau 5.8: Liste des ELA disponibles dans les Alpes entre 17 et 13 ka.

Pays	Site	Méthode	ELA	Age	Notes	Référence
Italie	Bassin de Gesso	1964	AABR	17-16 ka (Gschnitz)	Interprété	Fédérici et al. (2016)
Italie	Bassin de Gesso	1809	AAR	17-16 ka (Gschnitz)	Interprété	Fédérici et al. (2016)
Italie	Bassin de Gesso	2016	AABR	14 ka (Daun)	Interprété	Fédérici et al. (2016)
Italie	Bassin de Gesso	1956	AAR	14 ka (Daun)	Interprété	Fédérici et al. (2016)
Italie	Bassin de Gesso	2368	AABR	13 ka	Daté	Fédérici et al. (2016)
Italie	Bassin de Gesso	2306	AAR	13 ka	Daté	Fédérici et al. (2016)
Italie	Bassin de Gesso	2217	AABR	13 ka	Daté	Fédérici et al. (2016)
Italie	Bassin de Gesso	2207	AAR	13 ka	Daté	Fédérici et al. (2016)
Italie	Dora Baltea	2428	AABR	17-16 ka (Gschnitz)	Interprété	Serra et al. (2022)
Italie	Dora Baltea	2428	AAR	17-16 ka (Gschnitz)	Interprété	Serra et al. (2022)
Italie	Dora Baltea	2523	AABR	14 ka (Daun)	Interprété	Serra et al. (2022)
Italie	Dora Baltea	2373	AAR	15 ka (Daun)	Interprété	Serra et al. (2022)

A l’échelle des Alpes françaises, les ELA Dryas récent du glacier de l’Arc (stade de Bessans), sont supérieures aux valeurs de ELA Dryas récent du Mont-Blanc (Protin, 2019), du massif des Ecrins et des Cerces (Annexe 4) (Cossart, et al., 2012; Hofmann, et al., 2019). Les zones d’accumulation du glacier de l’Arc (Figure 5.46), et des glaciers du Mont Blanc, du massif des Ecrins et des Cerces au Dryas récent sont principalement localisées dans des cirques (Cossart, et al., 2012; Protin, 2019). Or, les facteurs locaux ont une influence principalement sur les glaciers de cirques (Kaiming, et al., 2011). Ces forçages locaux incluent 1 : une faible concavité des cirques glaciaires limitant le piégeage d’air froid et l’apport de neige par les avalanches. 2 ; les apports d’énergie solaire. Les facteurs locaux jouent sur des échelles allant du kilomètre à la dizaine de kilomètres (Rabot, 1902) et expliquent des comportements différents de glaciers voisins soumis aux mêmes forçages climatiques (Kuhn, et al., 1985). D’après une synthèse de ELA actuelles, ces forçages locaux expliquent que l’altitude de la ELA moyenne en Maurienne (3090 m d’altitude) soit supérieure par rapport à celle des glaciers du massif du Mont Blanc (2928 m d’altitude) et du massif des Ecrins (3018 m d’altitude, Cossart, 2013). En effet, cette valeur importante en Maurienne a été interprétée comme étant issue d’une forte sensibilité aux forçages locaux par rapport aux forçages régionaux (influence des masses d’air). En se basant sur un raisonnement actualiste, ces forçages locaux pourraient expliquer l’altitude élevée de la ELA du glacier de l’Arc durant le Dryas récent.

A l’échelle du massif alpin, les ELA Dryas récent sont très élevées principalement dans les Alpes rhétiques sud (Baroni, et al., 2017) dans le massif du Grand Paradis (Baroni, et al., 2021) et du Mont Rose (Gross, et al., 1977) par rapport au reste des Alpes (Annexe 4, Figure 5.49). Cette variabilité de ELA durant le Dryas récent à l’échelle des Alpes est principalement corrélée aux précipitations (Kerschner, 1980; Kerschner, et al., 2000; Kerschner, 2005; Isotta, et al., 2014; Fordham, et al., 2017; Karger, et al., 2017; Brown, et al., 2018). Une reconstitution paléoclimatique a montré que les valeurs de ELA élevées sont corrélées à de faibles valeurs de précipitations annuelles moyennes durant le Dryas récent. Ces reconstitutions paléoclimatiques indiquent également des conditions sèches en Vanoise à cette période (Baroni, et al., 2021). Nos valeurs de ELA calculées pour le stade de Bessans font parties

des valeurs les plus élevées des Alpes et sont donc cohérentes avec des paléoprécipitations faibles en Maurienne. Ces conditions sèches dans les Alpes de l'ouest au Dryas récent pourraient être liées aux faibles températures de l'eau de l'Atlantique nord, limitant alors l'accumulation et le transport de chaleur et d'humidité par les vents d'ouest (Brauer, et al., 2008). De plus au Dryas récent, une oscillation Arctique positive (faibles pressions dans la région Groenland-Arctique et fortes pressions sur l'Atlantique nord) était responsable d'un blocage atmosphérique limitant les flux d'air humide (Schenk, et al., 2018).

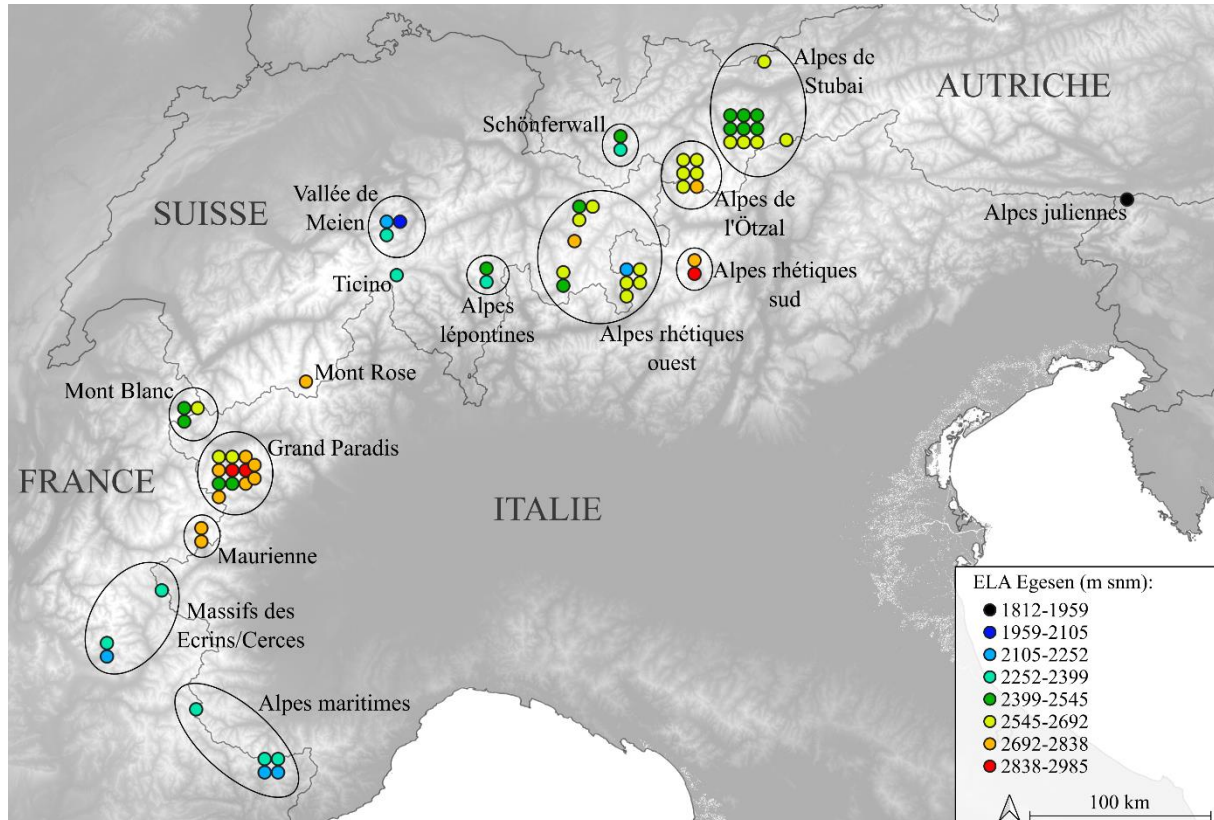


Figure 5.49 : Carte des Alpes synthétisant toutes les ELA des glaciers du Dryas récent complétée d'après la synthèse de Baroni et al. (2021) avec les ELA du stade de Bessans.

Nos résultats montrent finalement que les ELA du glacier de l'Arc indiquent des conditions climatiques de plus en plus sèches en Maurienne, de l'événement de Heinrich 1 jusqu'au Dryas récent. Au Dryas récent, les ELA élevées du glacier de l'Arc peuvent s'expliquer à l'échelle des Alpes françaises par des forçages locaux et à l'échelle des Alpes européennes, par des forçages climatiques.

5.4.3.1.2 *La variation de volume et de bilan de masse du glacier de l'Arc*

La variation de volume et le bilan de masse moyen du glacier de l'Arc ont été estimés entre les étapes de Montsapey et d'Aussois. En effet, entre ces deux étapes (entre 16,7 et 14,5 ka), le réchauffement climatique enregistré dans les Alpes européennes n'est pas strictement continu, avec un refroidissement lié à l'événement de Heinrich 1 (Luetscher, et al., 2015).

La variation du volume (Tableau 5.7) et le bilan de masse moyen du glacier de l'Arc entre 16,7 et 14,5 ka sont estimés à $-0,10 \pm 0,02 \text{ km}^3 \cdot \text{ans}^{-1}$ et $-0,039 \pm 0,016 \text{ m eq e. ans}^{-1}$ respectivement. Ces résultats sont des valeurs moyennes pendant l'événement froid de Heinrich 1 et incluant le réchauffement du début Bølling-Allerød (Figure 5.50). La précision des estimations de variation de volume et de bilan de masse moyen sont limités par une incertitude importante des âges des étapes de retrait de Montsapey, du Pas du Roc et d'Aussois. De plus les reconstitutions glaciaires se sont limitées au bassin versant de l'Arc, empêchant d'obtenir des données en aval de Montsapey, couvrant temporellement la fin de l'événement de Heinrich 1.

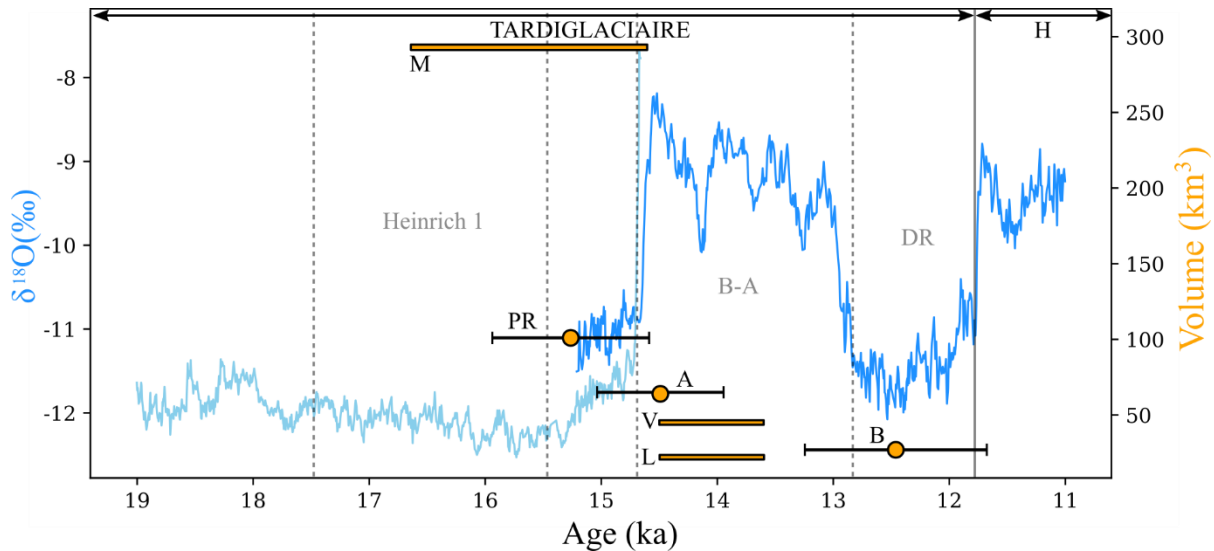


Figure 5.50: Volumes en équivalent eau du glacier de l'Arc au Tardiglaciaire en comparaison avec les enregistrements paléoclimatiques issus du $\delta^{18}\text{O}$ des spéléothèmes alpins. Les âges des stades de Montsapey du Verney et de Lanslebourg correspondent à un intervalle de temps. Les données de $\delta^{18}\text{O}$ sur l'axe des ordonnées de gauche proviennent de Luetscher et al. (2015 ; entre 19 et 14,7 ka ; en bleu clair) et de Li et al. (2021 ; entre 15,2 et 11 ka ; en bleu foncé). Les traits pleins verticaux indiquent les limites entre le Tardiglaciaire et l'Holocène, et les traits pointillés verticaux délimitent les principaux événements climatiques du Tardiglaciaire (Stanford, et al., 2011; Heiri, et al., 2014b; Li, et al., 2021). H : Holocène, B-A : Interstade Bølling-Allerød, DR: Dryas récent, M: Etape de Montsapey, PR: Etape du Pas du Roc, A : Etape d'Aussois, V : Stade du Verney, L : Stade de Lanslebourg, B : Stade de Bessans.

5.4.3.1.3 Comparaison des bilans de masse du glacier de l'Arc et des glaciers alpins actuels

De nombreuses estimations moyennes de bilan de masse des glaciers actuels à l'échelle des Alpes européennes ont été proposées sur un intervalle de temps allant du milieu du 19^{ème} siècle jusqu'au 21^{ème} siècle, intégrant la période du réchauffement climatique actuel (Annexe 5).

Une estimation réalisée sur la période de temps la plus ancienne entre 1850 et 1970 à partir de relevés topographiques donne un bilan de masse à $-0,33 \text{ m eq e. ans}^{-1}$ (Hoelzle, et al., 2007). Deux autres estimations couvrant principalement le 20^{ème} siècle, entre 1900 et 2011 et entre 1973 et 1998, réalisées à partir de télédétection et d'extrapolation de mesures de bilans de masse donnent respectivement $-0,31 \pm 0,04$ et $-0,36 \text{ m eq e. ans}^{-1}$ (Paul, et al., 2004; Huss, 2012). Entre la fin du 20^{ème} siècle et le début du 21^{ème}, la diminution du bilan de masse devient plus importante. En effet, trois estimations couvrant des périodes entre 1975 et 2000, entre 1979 et 2011 et entre 1983 et 2002, réalisées à partir de télédétection, de mesures *in situ* et de modélisations donnent respectivement $-0,5$; $-0,66 \pm 0,27$ et $-0,85 \text{ m eq e. ans}^{-1}$ (Zemp, et al., 2006; Vincent, et al., 2017; Rabatel, et al., 2016). Enfin deux estimations réalisées au début du 21^{ème} siècle donnent des valeurs de réduction de bilans de masse également importantes. Ces estimations réalisées pour des périodes comprises entre 2000 et 2016 et entre 2003 et 2013 sont issues d'analyses par télédétection et par mesures *in situ*, et donnent respectivement $-0,74 \pm 0,20$ et $-1,63$ (Vincent, et al., 2017; Dazave, et al., 2020). Ces valeurs présentent une variabilité, cependant les estimations les plus faibles et les plus fortes de bilan de masse sont respectivement d'un et de deux ordres de grandeur supérieures aux valeurs calculées pour le glacier de l'Arc au Tardiglaciaire (Figure 5.51).

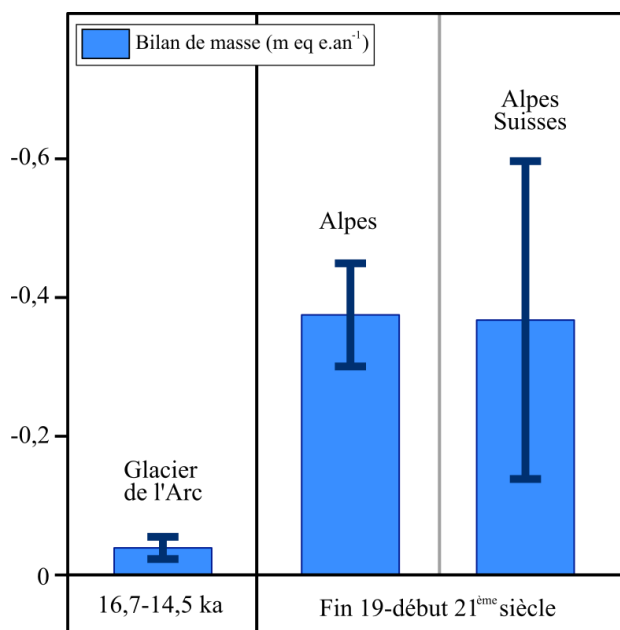


Figure 5.51: Histogramme comparatif des bilans de masse des glaciers alpins entre la fin du 19^{ème} et le début du 21^{ème} siècle lié au réchauffement climatique actuel (Annexe 5), avec la variation du bilan de masse du glacier de l'Arc entre 16,7 et 14,5 ka, au cours du réchauffement du Bølling-Allerød. Pour la période actuelle, les barres correspondant aux variations de bilan de masse représentent la moyenne des valeurs trouvées dans la littérature à l'échelle des Alpes et des Alpes Suisses. Les barres d'incertitude correspondent à l'écart type des bilans de masse publiés des glaciers à l'échelle des Alpes et des Alpes Suisses

respectivement à $-0,10 \pm 0,02 \text{ km}^3.\text{ans}^{-1}$ et $-0,039 \pm 0,016 \text{ m eq e. ans}^{-1}$ pendant le réchauffement du Bølling-Allerød. Comparées aux valeurs retrouvées pour les glaciers alpins soumis au réchauffement climatique actuel, ces valeurs tardiglaciaires liées à un forçage climatique naturel sont 10 à 100 fois inférieures. Ce dernier résultat souligne encore une fois l'ampleur de l'impact du réchauffement climatique actuel issu de forçages anthropiques sur le retrait des glaciers alpins.

5.5 SYNTHÈSE

Ce chapitre a permis de définir la dynamique de retrait des glaciers des Alpes occidentales françaises au Tardiglaciaires, constituant la seconde problématique de ce travail de thèse.

Entre le piémont de l'Est lyonnais et la haute Maurienne, une synthèse des âges d'exposition ¹⁰Be de blocs erratiques et glaciaires échantillonnés dans le cadre de cette thèse et issus de la littérature scientifique ont permis de reconstituer 7 positions glaciaires. Les deux plus anciens stades correspondent aux extensions du LGM à 24-21 ka et 19 ka. Une position du glacier delphino-savoisien à l'entrée du piémont à 16,5 ka marque la disparition du lobe lyonnais du piémont. Des âges d'exposition entre l'entrée du piémont et la partie aval de la Maurienne indiquent un retrait rapide à environ 16,5 ka, probablement favorisé par la présence de grands lacs proglaciaires. Plus en amont, quatre positions glaciaires du glacier de l'Arc ont été identifiées. Ces quatre positions sont localisées à Montsapey, au Pas du Roc, à Aussois, à Bessans et sont datées respectivement à 16,5-14,6 ka; à 15,2 ka; à 14,5 ka et à 12,5 ka.

Des analyses sédimentologiques ont été réalisées sur deux affleurements en Maurienne. L'affleurement le plus en aval au Verney montre le passage d'un cône sous-aquatique proglaciaire à un environnement

A l'échelle des Alpes Suisses, des estimations de bilan de masse ont été réalisées sur une période de temps couvrant le 20^{ème} et le début du 21^{ème} siècle (Annexe 5). Plus précisément, une étude couplant télédétection et relevés topographiques a estimé des bilans de masse à $-0,29 \text{ m eq e. ans}^{-1}$ entre 1920 et 1960, à $-0,03 \text{ m eq e. ans}^{-1}$ entre 1960 et 1980 et à $-0,53 \text{ m eq e. ans}^{-1}$ entre 1980 et 2004 (Bauder, et al., 2007). Enfin, une analyse de MNT sur une période comprise entre 1980 et 2010 donne un bilan de masse à $-0,62 \pm 0,03 \text{ m eq e. ans}^{-1}$ (Fischer, et al., 2015). Ces valeurs de bilan de masse liées au changement climatique entre le 20^{ème} et le début du 21^{ème} siècle sont d'un ordre de grandeur supérieur à la valeur tardiglaciaire calculée pour le glacier de l'Arc (Figure 5.51).

5.4.4 Conclusion

Des reconstitutions glaciaires ont été réalisées pour les étapes de retrait de Montsapey, du Pas du Roc, d'Aussois et pour les stades d'avancée du Verney, de Lanslebourg et de Bessans. Les résultats montrent une augmentation de l'altitude des ELA du glacier de l'Arc malgré les fortes variations de paléotempératures du tardiglaciaire, suggérant l'influence de conditions climatiques sèches. Les variations de volumes et de bilan de masse du glacier de l'Arc sont estimées

lacustre marqué par des bottomsets et foresets de Gilbert delta. Ces dépôts montrent des déformations suggérant une avancée glaciaire. L’affleurement est finalement recouvert de dépôts fluviaux à fluvioglaciaires déposés pendant le retrait définitif du glacier de l’Arc de la zone de l’affleurement. Le second affleurement localisé plus en amont à Lanslebourg, montre la présence de cônes proglaciaires sous-aquatiques.

Les échantillons OSL prélevés dans le bottom set et le dépôt fluviatile / fluvioglaciaire du Verney ainsi que dans un cône proglaciaire sous aquatique de Lanslebourg permettent de dater les deux avancées glaciaires entre 14,5 et 13,6 ka. Ces résultats sédimentologiques et les datations OSL couplées aux âges d’exposition permettent maintenant de reconstituer les fluctuations tardiglaciaires du glacier de l’Arc. Trois étapes de retrait du glacier de l’Arc ont été mises en évidence à 16,5-14,6 ; 15,2 et 14,5 ka, suivit de trois stades de réavancée dont deux datés entre 14,5 et 13,6 ka mis en évidence par les analyses sédimentologiques du Verney et de Lanslebourg et un à 12,5 ka à Bessans. Cette dernière avancée est marquée par une double moraine frontale issue d’une réavancée glaciaire pendant l’événement froid du Dryas récent.

Pour chaque fluctuation du glacier de l’Arc, une modélisation géométrique suivie d’une estimation de l’altitude de la ELA a été réalisée. Des variations de volume et le bilan de masse moyen du glacier de l’Arc ont été estimées entre l’événement de Heinrich 1 et le début du Bølling-Allerød. Les résultats indiquent une augmentation constante de la ELA du glacier de l’Arc malgré les variations de paléotempératures enregistrées au Tardiglaciaire. Cette augmentation de la ELA suggère un climat de plus en plus sec en Maurienne au cours du Tardiglaciaire. Au Dryas récent, l’altitude de la ELA du glacier de l’Arc est similaire aux plus fortes altitudes de ELA estimées pour les glaciers alpins. Ce résultat implique à nouveau des conditions sèches en Maurienne au Dryas récent. Enfin, entre l’événement de Heinrich 1 et le début du Bølling-Allerød, les variations de volume et de bilan de masse moyen estimées sont respectivement de $-0,10 \pm 0,02 \text{ km}^3 \cdot \text{ans}^{-1}$ et $-0,039 \pm 0,016 \text{ m eq e. ans}^{-1}$. Comparées aux bilans de masse des glaciers actuels soumis au réchauffement climatique, les valeurs tardiglaciaires du glacier de l’Arc sont 10 à 100 fois inférieures.

6 CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

Dans les Alpes occidentales françaises, la géologie du Quaternaire a été étudiée de manière approfondie et a permis de reconstituer les extensions et les flux de glace des glaciers de ce secteur au cours du dernier cycle glaciaire. Ce travail vise à répondre aux deux problématiques suivantes :

Quelle est la chronologie absolue des fluctuations du lobe lyonnais ?

Quelle est la dynamique de la déglaciation du lobe lyonnais et de son bassin versant ?

Ce projet de thèse débute par une analyse sédimentologique et géomorphologique détaillée du complexe morainique du lobe lyonnais et des systèmes fluvioglaciaires associés. Les résultats montrent que ces systèmes fluvioglaciaires sont issus d'un environnement proglaciaire proximal. Des lentilles sableuses contenues dans ces systèmes fluvioglaciaires ont été échantillonnées dans le but de réaliser des datations par luminescence (OSL). Les résultats indiquent une activité fluvioglaciaire à 75-60 ka des terrasses corrélées aux moraines les plus externes (domaine morainique ouest), et à 30-40 ka pour les terrasses corrélées aux moraines intermédiaires (domaine morainique intermédiaire). Ces résultats suggèrent une double avancée ancienne du lobe lyonnais au MIS 4 et au MIS 3 (Figure 6.1), mais n'informent pas sur les extensions du LGM.

Afin d'étudier les fluctuations LGM, des datations par âges d'exposition ^{10}Be sur blocs erratiques et glaciaires ont été réalisées sur le complexe morainique du lobe lyonnais et sur le reste du piémont. Les résultats indiquent un abandon de blocs à 24-21 ka et suggèrent que le lobe lyonnais est retourné sur le piémont au LGM et a atteint à nouveau le domaine morainique intermédiaire. Cette avancée LGM du lobe lyonnais est moins étendue que l'extension du MIS 4, et montre une extension confondue ou très similaire à celle du MIS 3. Les âges d'exposition sur des blocs glaciaires localisés sur le domaine morainique est indiquent une réavancée/stabilisation du lobe lyonnais à ~19 ka (Figure 6.1). Enfin à ~16,5 ka, le lobe lyonnais disparaît définitivement du piémont. Cette étude montre que dans ce contexte de piémont où les morphologies sont plus ou moins bien préservées, l'analyse morphologique seule sans la chronologie (et inversement) peut induire des erreurs sur l'interprétation des paléogéographies et de leur âge.

Ces résultats contredisent les modèles conceptuels et numériques qui n'indiquaient pas de retour du lobe lyonnais sur le piémont au LGM. Notre chronologie des fluctuations du lobe lyonnais du MIS 4 jusqu'au LGM comblent une lacune de l'histoire des glaciations des Alpes.

En amont du piémont, des blocs erratiques et glaciaires localisés entre la cluse de Chambéry et la vallée de la Maurienne ont été datés par âges d'exposition ^{10}Be pour reconstituer la dynamique de déglaciation dans les Alpes occidentales françaises au Tardiglaciaire. Avec d'autres âges d'exposition déjà publiés, ces résultats permettent de reconstituer les positions du glacier delphino-savoisien (cluse de Chambéry et vallée de l'Isère) et du glacier de l'Arc (vallée de la Maurienne) entre ~16,5 et ~12,5 ka. Entre le piémont et la partie aval de la Maurienne, des âges d'exposition similaires indiquent un retrait rapide à environ 16,5 ka sur ~120 km, potentiellement favorisé par la présence de lacs proglaciaires. Ces datations permettent de situer des positions glaciaires sans identifier les fluctuations (avancées et retraits).

En Maurienne, pour mettre en évidence ces fluctuations, nous avons mis en œuvre une analyse sédimentologique sur quelques sites remarquables renseignant sur les paléoenvironnements liés à la déglaciation. Les analyses OSL apportent des informations complémentaires sur la chronologie et sur les processus sédimentaires identifiés. Les analyses sédimentologiques ont été réalisées sur deux sites localisés dans des ombilics. Le site le plus en aval, au Verney, montre le passage d'un cône sous-aquatique proglaciaire à un milieu lacustre marqué par des bottomsets et foresets issus d'un Gilbert delta. Des déformations compressives et indiquant une surpression de fluides dans ces dépôts suggèrent

une récurrence du glacier de l'Arc. L'ensemble est finalement recouvert par des dépôts fluviaux ou fluvioglaciaires déposés pendant le retrait définitif du glacier de l'Arc. Le second site localisé 20 km en amont, à Lanslebourg, montre la présence de cônes proglaciaires sous-aquatiques. Une réavancée glaciaire a été mise en évidence par des faciès de plus en plus proximaux vers le haut de la série sédimentaire et par des déformations en compression. Ces analyses mettent finalement en évidence deux réavancées glaciaires, ce qui montre que la dynamique de la déglaciation de la Maurienne est plus complexe qu'en prenant en compte uniquement les âges d'exposition et les morphologies glaciaires.

En tenant compte les âges d'exposition, les âges par luminescence et les analyses sédimentologiques, nous proposons la dynamique de déglaciation de la Maurienne suivante : Trois étapes de retrait sont datées à 16,7 -14,6 ka à l'entrée de la Maurienne à Montsapey, à ~15,3 ka au Pas du Roc, à ~14,5 ka à Aussois. Deux stades de réavancée ont été mis en évidence au Verney et à Lanslebourg à 14,5 et 13,6 ka au Bølling-Allerød et un dernier à Bessans à ~12,5 ka pendant l'événement froid du Dryas récent (Figure 6.1).

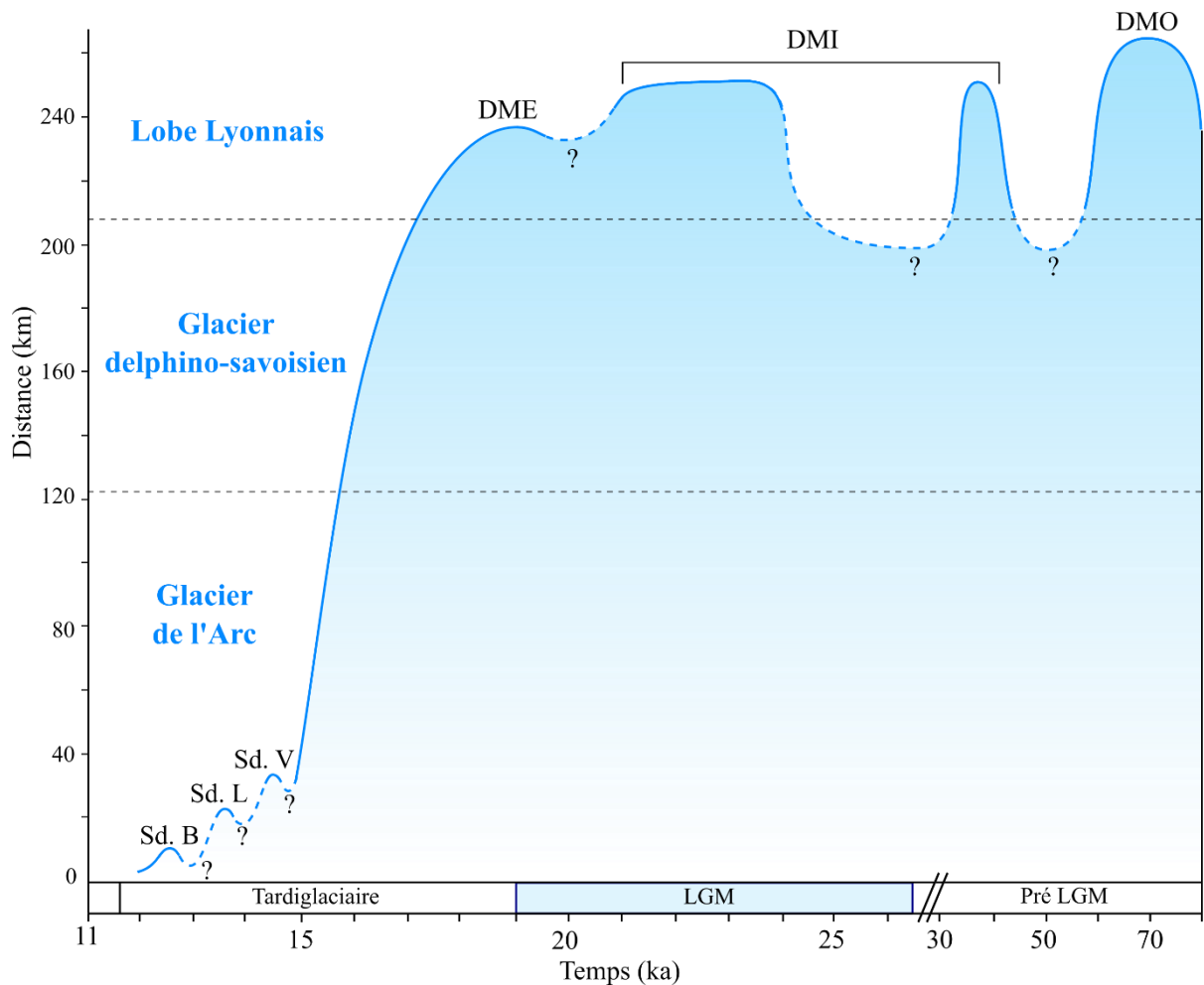


Figure 6.1: Diagramme position du front-temps résumant les fluctuations des glaciers des Alpes occidentales françaises du Pré-LGM au Dryas récent. DME : Domaine morainique est, DMI : Domaine morainique intermédiaire, DMO : Domaine morainique ouest, Sd. V : Stade du Verney, Sd. L : Stade de Lanslebourg, Sd. B : Stade de Bessans.

Pour chacune des fluctuations du glacier de l'Arc, une modélisation géométrique a été réalisée suivit d'une estimation de la variation du volume, du bilan de masse moyen et de l'altitude de la ELA. Les résultats montrent une augmentation de la ELA du glacier de l'Arc entre 16,7 et 13,6 ka, malgré les oscillations de paléotempératures enregistrées. Cette augmentation de la ELA suggère les précipitations ne compensent pas les diminutions de température en Maurienne entre ~16,7 et ~12,5 ka. Enfin, la

variation de volume et le bilan de masse moyen estimé entre 16,7 et 14,5 ka, couvrant l'événement de Heinrich 1 (événement froid) et le début du Bølling-Allerød (période chaude), sont respectivement de $-0,10 \pm 0,02 \text{ km}^3 \cdot \text{ans}^{-1}$ et $-0,039 \pm 0,016 \text{ m eq e. ans}^{-1}$. Comparé aux bilans de masse des glaciers actuels soumis au réchauffement climatique en cours, les valeurs tardiglaciaires du glacier de l'Arc sont 10 à 100 fois inférieures. Ceci est un exemple rare à l'échelle mondiale où nous pouvons estimer un bilan de masse sur plusieurs étapes de retrait au cours de la déglaciation post-LGM. Cela constitue une comparaison fondamentale pour mieux comprendre l'envergure du réchauffement climatique actuel soumis à des forçages anthropiques.

Dans la méthode de modélisation géométrique du glacier de l'Arc que nous avons utilisé, le cisaillement basal est une des variables difficiles à quantifier qui influence la géométrie des reconstitutions et donc la position des ELA, les volumes et le bilan de masse. Ce modèle reste donc purement géométrique et n'intègre pas de variables climatiques. Aussi, afin de mieux comprendre la variabilité climatique durant le Tardiglaciaire, il serait envisageable d'utiliser des modèles de reconstitution glaciaire plus complexe, intégrant l'écoulement glaciaire et une dynamique climatique. Nous proposons alors, d'utiliser un modèle intégrant ces deux paramètres comme le modèle PDD (Positive Degree-Day). Ce modèle relativement robuste, permettrait de reconstituer des glaciers à partir des conditions climatiques (température et précipitation). Ainsi, une modélisation PDD des glaciers des Alpes occidentales françaises jusqu'à Culoz et du glacier de l'Arc permettrait de discriminer les variables climatiques contrôlant la fonte rapide ayant eu lieu à environ 16,5 ka.

Il serait donc intéressant d'étudier la dynamique de retrait des autres vallées constituant le bassin versant du lobe lyonnais. Notamment entre le piémont et les moraines du Dryas récent de la Vallée de l'Arve, où la plupart des stades glaciaires du Tardiglaciaire n'ont pas été datés.

En dehors du bassin versant du lobe lyonnais, la région du Genevois est très riche en dépôts et morphologies glaciaires permettant des datations par exposition et par luminescence. En effet, l'âge des fluctuations de la partie occidentale du glacier du Rhône au Pléistocène supérieur est mal connu.

Plus largement dans les Alpes, l'impact du réchauffement climatique durant le Bølling-Allerød est difficile à mettre en évidence car souvent oblitéré par les avancées ultérieures du Dryas récent. Ainsi, rechercher et définir l'impact d'un événement climatique de type « tipping point », sur les modalités et les processus de fonte des glaciers alpins est un analogue permettant de mieux comprendre le retrait des glaciers actuels soumis au réchauffement climatique anthropique.

Les chronologies des fluctuations glaciaires durant le LGM et le Tardiglaciaire mises en évidence dans le Massif Central, dans les Pyrénées ou encore dans les Vosges seraient intéressantes à comparer avec notre chronologie des fluctuations des glaciers des Alpes occidentales françaises. En effet, comparer la chronologie des fluctuations glaciaires dans des zones soumises à l'influence de masses d'air différentes peut être un outil pour mieux comprendre le paléoclimat en Europe de l'ouest.

BIBLIOGRAPHIE

Abermann, J., Lambrecht, A., Fischer, A., Kuhn, M., 2009. Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Otztal Alps (1969-1997-2006). *The Cryosphere*, Volume 3, pp. 205-215.

Aitken, M., 1985. *Thermoluminescence dating*. London: Academic Press.

Aitken, M., 1998. *An introduction to optical dating. The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated*. Oxford: Oxford University press.

Akçar, N., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2011. Post-depositional impacts on 'Findlinge' (erratic boulders) and their implications for surface-exposure dating. *Swiss journal of geosciences*, Volume 104, pp. 445-453.

Alexander, J., Bridge, J.S., Cheel, R.J., Leclair, S.F., 2001. Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds. *Sedimentology*, Volume 48, pp. 133-152.

Allen, J.L., 1973. A classification of climbing-ripple cross-lamination. *Journal of the Geological Society*, Volume 129, pp. 537-541.

Allen, J.L., 1982. *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis Volume 1. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: Elsevier.

Allen, J.L., 1984. *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis Volume 2. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: Elsevier.

Allen, P.A., Homewood, P., 1984. Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology*, Volume 31, pp. 63-81.

Amelot, F., Delannoy, J.-J., Nicoud, G., 2003. L'édification des cônes de déjection en zone de montagne : intérêts paléoenvironnemental et hydrogéologique, contribution typologique. *Quaternaire*, Volume 14, pp. 253-263.

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

Antoine, M., 2014. *Impact des processus de versant sur les alluvions de l'Arc en Maurienne : essai de synthèse*, Chambéry: Projet Personnel Etudiant.

An, Z., Wu, G., Li, J., Sun, Y., Liu, Y., Zhou, W., 2015. Global monsoon dynamics and climate change. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, Volume 43, pp. 29-77.

Applegate, P., Lowell, T., Alley, R., 2007. Comment on "Absence of cooling in New Zealand and the adjacent ocean during the Younger Dryas chronozone. *Science*, Volume 320, pp. 746.

Aquino, C.D., Buso, V.V., Faccini, U.F., Milana, J.P., Paim, P.S.G., 2016. Faciès and depositional architecture according to a jet efflux model of a late Paleozoic tidewater grounding-line system from the Itarare Group (Parana Basin), southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 67, pp. 180-200.

Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R C., Aumâtre, G., Gott dang, A., Klein, M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Deam Interactions with Materials and Atoms*, Volume 268, pp. 1954-1959.

- Ashley, G.M., Southard, J.B., Boothroyd, J.C., 1982. Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. *Sedimentology*, Volume 29, pp. 67-79.
- Ashley, G.M., 1995. Glaciolacustrine environments. *Modern Glacial Environments*. Oxford: Butterworth Heinemann, pp. 417-444.
- Auclair, M., Lamothe, M., Huot, S., 2003. Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements*, Volume 37, pp. 487-492.
- 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., 2005. *International Journal of Climatology*, Volume 25, pp. 139-166.
- Baconnais, G., Doudoux, G., Nicoud, G., 1981. Les dépôts quaternaires des principales vallées alpines et de l'Avant-pays molassique de Haute-Savoie, France. Conséquences hydrogéologiques. *Compte rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, Volume 292, pp. 1313-1318.
- Bailey, R., Smith, B., Rhodes, E., 1997. Partial bleaching and the decay form characteristics of quartz OSL. *Radiation Measurements*, Volume 27, pp. 123-136.
- Bailey, R.M., Arnold, L.J., 2006. Statistical modelling of single grain quartz De distributions and an assessment of procedures for estimating burial dose. *Quaternary Science Reviews*, Volume 25, pp. 2475–2502.
- 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 ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology*, Volume 3, pp. 174-195.
- Balco, G., 2011. Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology. *Quaternary Science Reviews*, Volume 30, pp. 3-27.
- Balescu, S., Lamothe, M., 1994. Comparison of TL and IRSL age estimates of feldspar coarse grains from waterlain sediments. *Quaternary Science Reviews*, Volume 13, pp. 437–444.
- Ballandras, S., 1997. *Contribution a l'étude des bassins-versants torrentiels alpins, stratigraphies, morphodynamique, paleoenvironnements, de bassins-versants depuis 15 000 BP*, Chambéry: Thèse de doctorat.
- Barbier, R., Barféty, J.-C., Bocquet, A., Bordet, P., Le Fort, P., Meloux, J., Mouterde, R., Pécher, A., Petiteville, M., 1973. *Notice explicative de la Carte géologique de la France (1/50 000), feuille La Grave(798)*, Orléans: BRGM.
- Barféty, J.-C., 1980. *Notice explicative de la Carte géologique de la France (1/50 000), feuille St-Jean-de-Maurienne(774)*, Orléans: BRGM.
- Barféty, J.-C., 1984. *Notice explicative de la Carte géologique de la France (1/50 000), feuille La Rochette(3433)*, Orléans : BRGM.
- Barféty, J.-C., Polino, R., Mercier, D., Caby, R., Fourneaux, J.-C., 2006. *Notice explicative de la Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Névache-Bardonecchia-Modane(799)*, Orléans: BRGM.
- Barlet, L., 1998. Modélisation du substratum rocheux par tracé de rais en sismique réflexion. Secteur de Saint Julien Montdenis. Tunnel de base liaison ferroviaire Lyon - Turin. *Rapport de DESS géophysique appliquée*.

- Baroni, C., Martino, S., Salvatore, M.C., Scarascia Mugnozza, G., Schiliro, L., 2014. Thermomechanical stress-strain numerical modelling of deglaciation since the last glacial maximum in the Adamello group (Rhaetian Alps, Italy). *Geomorphology*, Volume 226, pp. 278-299.
- 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*, Volume 46, pp. 783-798.
- Baroni, C., Gennaro, S., Cristina, M., Ivy-Ochs, S., Christl, M., Cerrato, R., orombelli, G., 2021. Last Lateglacial glacier advance in the Gran Paradiso Group reveals relatively drier climatic conditions established in the Western Alps since at least the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, Volume 255, pp. 106815.
- Barrett, S.J., Starnberger, R., Tjallingii, R., Brauer, A., Spötl, C., 2017. The sedimentary history of the inner-alpine Inn Valley (Austria): extending the Baumkirchen type section further back in time with new drilling. *Journal of Quaternary Science*, Volume 32, pp. 63-79.
- Barrows, T., Lehman, S., Fifield, L., De Deckker, P., 2007. Absence of cooling in New Zealand and the adjacent ocean during the Younger Dryas chronozone. *Science*, Volume 318, pp. 86-89.
- Batchelor, C., Batchelor, C.L., Margold, M., Krapp, M., Murton, D.K., Dalton, A.S., Gibbard, P.L., Stokes, C.R., Murton, J.B., Manica, A., 2019. The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary. *Nature Communications*, Volume 10, pp. 3713.
- Bates, C., 1953. Rational theory of delta formation. *AAPG Bulletin*, Volume 37, pp. 2119-2162.
- Bauder, A., Funk, M., Huss, M., 2007. Ice-volume changes of selected glaciers in the Swiss Alps since the end of the 19th century. *Annals of Glaciology*, Volume 46, pp. 145-149.
- Bavec, M., Verbic, T., 2011. Glacial History of Slovenia. *Developments in Quaternary Sciences*, Volume 15, pp. 385-392.
- Becker, P., Seguinot, J., Jouvét, G., Funk, M., 2016. Last Glacial Maximum precipitation pattern in the Alps inferred from glacier modelling. *Geographica Helvetica*, Volume 71, pp. 173-187.
- Benn, D.I., Lehmkuhl, F., 2000. Mass balance and equilibrium line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, Volume 65-66, pp. 15-29.
- Benn, D.I., Kirkbride, M.P., Owen, L.A., Brazier, V., 2003. Glaciated valley landsystems. Evans, D.J.A., éd. *Glacial landsystems*. pp. 372-406.
- Benn, D.I., Evans, D.J., 2010. *Glaciers and glaciation*. 2e éd. Londres: Hodder Education.
- Benn, D.I., Hulton, N., 2010. An Excel™ spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers and Geosciences*, Volume 36, pp. 605-610.
- Bennet, M., Glasser, N., 2009. *Glacial Geology : Ice sheets and Landforms*. 2 éd. Chichester: Wiley-Blackwell.
- Bierman, P.R., Marsella, K.A., Patterson, C., Davis, P.T., Caffè, 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*, Volume 27, pp. 25-39.
- Bièvre, G., Crouzet, C., 2021. Multi-proxy analysis of boreholes in remolded Quaternary paraglacial deposits (Avignonet landslide, French Western Alps). *Engineering Geology*, Volume 286, pp. 106073.

- Bintz, P., 1994. Les grottes Jean-Pierre 1 et 2 à Saint-Thibaud-de-Couz (Savoie). Première partie : Paléoenvironnement et cultures du tardiglaciaire à l'holocène dans les Alpes du nord. *Gallia Préhistoire – Fouilles et monuments archéologiques en France métropolitaine*, Volume 36, pp. 145-266.
- Bintz, P., Evin, J., 2002. Événements bio-climatiques et peuplements du Tardiglaciaire au début de l'Holocène dans les Alpes du nord Françaises. *Quaternaire*, Volume 13, pp. 279-287.
- Blair, T.C., McPherson, J., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and faciès assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, Volume A64, pp. 450-489.
- Blair, T.C., 2000. Sedimentology and progressive tectonic unconformities of the sheetflood-dominated Hell's Gate alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentary Geology*, Volume 132, pp. 233-262.
- Bolland, A., Rey, F., Gobet, E., Tinner, W., Heiri, O., 2020. Summer temperature development 18,000–14,000 cal. BP recorded by a new chironomid record from Burgäschisee, Swiss Plateau. *Quaternary Science Reviews*, Volume 243, pp. 106484.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, C., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the glacial north Atlantic. *Nature*, Volume 360, pp. 245-249.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from north Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, Volume 365, pp. 143-147.
- Boothroyd, J.C., Ashley, G., 1975. Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, Northeastern gulf of Alaska. *Society for Sedimentary Geology*, Volume 23, pp. 193-222.
- Bornhold, B.D., Prior, D.B., 1990. Morphology and sedimentary processes on the subaqueous Noeick River delta, British Columbia, Canada. A. Colella, D.B Prior, éd. *Coarse-Grained Deltas*. Oxford: Blackwell, pp. 169-181.
- Bossuet, G., Ruffaldi, P., Magny, M., 1996. Dynamique et approche quantitative des remplissages fini- et postwürmiens du bassin lacustre de Cerin (Jura, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, Volume 167, pp. 483-494.
- Botter-Jensen, L., Duller, G., Poolton, N., 1994. Excitation and emission spectrometry of stimulated luminescence from quartz and feldspars. *Radiation Measurements*, Volume 23, pp. 613-616.
- Bøtter-Jensen L, Andersen CE, Duller GAT et al., 2003. Developments in radiation, stimulation and observation facilities in luminescence measurements. *Radiation Measurements*, Volume 37, pp. 535–541.
- Boulton, G.S., Caban, P., 1995. Groundwater flow beneath ice sheets: Part II — Its impact on glacier tectonic structures and moraine formation. *Quaternary Science Reviews*, Volume 14, pp. 563-587.
- Boulton, G.S., Hagdorn, M., Maillot, M., Zatzepin, S., 2009. Drainage beneath ice sheets: groundwater–channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets. *Quaternary*, Volume 28, pp. 621-638.
- Bowen, D., 2009. Last Glacial Maximum. V. Gornitz, éd. *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Dordrecht: Springer, pp. 493-495.

- Boxleitner, M., Ivy-Ochs, S., Egli, M., Brandova, D., Christl, M., Dahms, D., Maisch, M., 2019a. The ^{10}Be deglaciation chronology of the Goschenertal, central Swiss Alps, and new insights into the Goschenen Cold Phases. *Boreas*, Volume 48, pp. 867-878.
- Boxleitner, M., Ivy-Ochs, S., Egli, S., Brandova, D., Christl, M., Maisch, M., 2019b. Lateglacial and early Holocene glacier stages - new dating evidence from the meiental in central Switzerland. *Geomorphology*, Volume 340, pp. 15-31.
- Braakhekke, J., Ivy-Ochs, S., Monegato, G., Gianotti, F., Martin, S., Casale, S., Christl, M., 2020. Timing and flow pattern of the Orta Glacier (European Alps) during the Last Glacial Maximum. *Boreas*, Volume 49, pp. 315-332.
- Braedstrup, D., Egholm, D., Ugelvig, S., Pedersen, V., 2015. Basal shear stress under alpine glaciers: Insights from experiments using the iSOSIA and Elmer/ICE models. *Earth Surface Dynamics*, Volume 3, pp. 1143-1178.
- Braucher, R., Brown, E., Bourlès, D., Colin, F., 2003. In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 211, pp. 251-258.
- Braucher, R., Guillou, V., Bourlès, D.L., Arnold, M., Aumaître, G., Keddadouche, K., Nottoli, E., 2015. Preparation of ASTER in-house $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ standard solutions. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, Volume 361, pp. 335-340.
- Brauer, A., Haug, G.H., Dulski, P., Sigman, D.M., Negendank, J.F.W., 2008. An abrupt wind shift in western Europe at the onset of the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, Volume 1, pp. 520-523.
- Bravard, Y., 1969. Géomorphologie et Quaternaire en Tarentaise, Etat actuel des connaissances. *Revue de géographie alpine*, Volume 57, pp. 571-592.
- Brennand, T.A., 1994. Macroforms, large bedforms and rhythmic sedimentary sequences in subglacial eskers, south-central Ontario: implications for esker genesis and meltwater regime. *Sedimentary Geology*, Volume 91, pp. 9-55.
- BRGM, 2005. *Certe géol vectorisées et harmonisées. France (1/50 000)*, Orléans: BRGM.
- Briner, J.P., Swanson, T., 1998. Using inherited cosmogenic ^{36}Cl to constrain glacial erosion rates of the Cordilleran ice sheet. *Geology*, Volume 26, pp. 3-6.
- Briner, J.P., Kaufman, D.S., Manley, W.F., Finkel, R.C., Caffee, M.C., 2005. Cosmogenic exposure dating of late Pleistocene moraine stabilization in Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, Volume 117, pp. 1108-1120.
- Briner, J.P., Miller, G., Davis, P., Finkel, R., 2006. Cosmogenic radionuclides from fjord landscapes support differential erosion by overriding ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*, Volume 118, pp. 406-420.
- Briner, J.P., Miller, G., Finkel, R., Hess, D., 2008. Glacial erosion at the fjord onset zone and implications for the organization of ice flow on Baffin Island, Arctic Canada. *Geomorphology*, Volume 97, pp. 126-134.
- Brodzikowski, K., Van Loon, A.J., 1991. *Glacigenic Sediments*. 1 éd. Amsterdam: Elsevier.
- Broecker, W., Bond, G., Klas, M., Clark, E., McManus, J., 1992. Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics*, Volume 6, pp. 265-273.

- Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D., Brook, Edward J., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 55, pp. 2269-2283.
- Brown, E.T., Molnar, P., Bourlès, D., 2005. Comment on “Slip-rate measurements on the Karakorum Fault may imply secular variations in Fault motion”. *Science*, Volume 309, pp. 1326.
- Brown, J.L., Hill, D.J., Dolan, A.M., Carnaval, A.C., Haywood, A.M., 2018. PaleoClim, high spatial resolution paleoclimate surfaces for global land areas. *Scientific data*, Volume 5, pp. 180254.
- Buizert, C., Keisling, B.A., Box, J.E., He, F., Carlson, A.E., Sinclair, G., 2018. Greenland-wide seasonal temperatures during the last deglaciation. *Geophysical Research Letters*, Volume 45, pp. 1905-1914.
- Buoncristiani, J.-F., Campy, M., 2011. Quaternary Glaciations in the French Alpes and Jura. *Developments in Quaternary Sciences*, Volume 15, pp. 117-126.
- Buser, S., 2009. *Geological map of Slovenia 1:250.000., adopted after OGK 1: 100.000 and amended*, Ljubljana: Geological Survey of Slovenia.
- Buylaert, J.-P., Jain, M., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Thiel, C., Sohbaty, R., 2012. A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*, Volume 41, pp. 435-451.
- Cannone, N., Diolaiuti, G., Guglielmin, M., Smiraglia, C., 2008. Accelerating climate change impacts on Alpine Glacier forefield ecosystems in the European Alps. *Ecological Applications*, Volume 18, pp. 637-648.
- Carling, P., Glaister, M., 1987. Rapid deposition of sand and gravel mixtures downstream of a negative step: the role of matrix infilling and particle over-passing in the process of bar-front accretion. *The Geological Society of London*, Volume 144, pp. 543-551.
- Carling, P.A., 1990. Particle over-passing on depth-limited gravel bars. *Sedimentology*, Volume 37, pp. 345-355.
- Cartigny, M.J., Ventra, D., Postma, G., Van Den Berg, J.H., 2014. Morphodynamics and sedimentary structures of bedforms under supercritical-flow conditions: New insights from flume experiments. *Sedimentology*, Volume 61, pp. 712-748.
- Carton, A., Bondesan, A., Fontana, A., Meneghel, M., Antonella, M., Mozzi, P., Primon, S., Surian, N., 2009. Geomorphological evolution and sediment transfer in the Piave River system (northeastern Italy) since the Last Glacial Maximum. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Volume 14, pp. 155-174.
- Carturan, L., Seppi, R., 2007. Recent mass balance results and morphological evolution of Careser glacier (Central Alps). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, Volume 30, pp. 33-42.
- Carturan, L., Filippi, R., Seppi, R., Gabrielli, P., Notarnicola, C., Bertoldi, L., Paul, F., Rastner, P., Cazorzi, F., Dinale, R., Dalla Fontana, G., 2013. Area and volume loss of the glaciers in the Ortles-Cevedale group (Eastern Italian Alps): controls and imbalance of the remaining glaciers. *The Cryosphere*, Volume 7, pp. 1339-1359.
- Ceppi, P., Scherrer, S., Fischer, A., Appenzeller, C., 2012. Revisiting Swiss temperature trends 1959–2008. *International Journal of Climatology*, Volume 32, pp. 203-213.
- Champagnac, Jean-Daniel., Delacou, Bastien., Tricart, Pierre., Sue, Christian., Burkhard, Martin., Allanic, Cécile., 2006. Regional brittle extension in Quaternary sediments of Lanslebourg (Haute-

- Maurienne valley, western Alps). *Bulletin de la société géologique de France*, Volume 177, pp. 215-223.
- Champagnac, J.D., Molnar, P., Anderson, R.S., Sue, C., Delacou, B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology*, Volume 35, pp. 195-198.
- Chapotat, G., David, L., Evin, J., Guérin, C., Mabilon, G., Walter, B., 1980. Découverte de Mammifères wurmiens dans la région de Péage-de-Roussillon (Isère) et chronologie des terrasses alluviales de la région (suite). *Bulletin mensuel de la Société linnéenne de Lyon*, Volume 49, pp. 273-280.
- Cheel, R.J., 1990. Horizontal lamination and the sequence of bed phases and stratification under upper-flow-regime conditions. *Sedimentology*, Volume 37, pp. 517-529.
- Chenet, M., Brunstein, D., Jomelli, V., Roussel, Erwan., Rinterknecht, V., Mokadem, F., Biette, M., Robert, V., Léanni, L., ASTER Team., 2016. ^{10}Be 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. *Quaternary Science Reviews*, Volume 148, pp. 209-221.
- Chenevoy, M., David, L., de Montjamont, M., 1969. *Notice explicative et Carte géol. France (1/50 000), feuille Givors (32)*, Orléans: BRGM.
- Chenevoy, M., David, L., Mongereau, N., Walter, B., 1971. *Notice explicative et Carte géol. France (1/50 000), feuille Vienne (33)*, Orléans: BRGM.
- Chevalier, M.-L., Ryerson, F.J., Tapponnier, P., Finkel, R.C., Van der Woerd, J., Li, H.B., Liu, Q., 2005. Slip-rate measurements on the Karakorum Fault may imply secular variations in Fault motion. *Science*, Volume 307, pp. 411-414.
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jakob, D., 2010. Determination of the ^{10}Be half life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, Volume 268, pp. 192-199.
- Clark, P.U., Walder, J.S., 1994. Sub-glacial drainage, eskers, and deforming beds beneath the Laurentide and Eurasian ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*, Volume 106, pp. 304-314.
- Clark, P.U., Mix, A., 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, Volume 21, pp. 1-7.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, M.A., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*, Volume 325, pp. 710-714.
- Claude, A., Ivy-Ochs, S., Kober, F., Antognini, M., Salcher, B., Kubik, pp.W., 2014. The Chironico landslide (Valle Leventina, southern Swiss Alps): age and evolution. *Swiss journal of geosciences*, Volume 107, pp. 273-291.
- Cofaigh, C.O., 1996. Tunnel valley genesis. *Progress in Physical Geography*, Volume 20, pp. 1-19.
- Colarossi, D., Duller, G.A.T., Roberts, H.M., Tooth, S., and Lyons, R., 2015. Comparison of paired quartz OSL and feldspar post-IR IRSL dose distributions in poorly bleached fluvial sediments from South Africa. *Quaternary Geochronology*, Volume 30, pp. 233-238.
- Collinson, J.D., Thompson, D.B., 1989. *Sedimentary Structures*. London: HarperCollins Publishers Ltd.
- Colucci, R., Boccali, C., Zebre, M., Cuglielmin, M., 2016. Rock glaciers, protalus ramparts and pronival ramparts in the south-eastern Alps. *Geomorphology*, Volume 269, pp. 112-121.
- Combier, J., 1979. *Gisement paléolithique de Feutner : Moustenen laminaire*, Orléans: BRGM.

- Cordier, S., 2010. Optically stimulated luminescence dating: procedures and applications to geomorphological research in France. *Géomorphologie Relief Processus Environnement*, Volume 2010, pp. 21-40.
- Cortijo, E., Labeyrie, L., Vidal, L., Vautravers, M., Chapman, M., Duplessy, J.C., Elliot, M., Arnold, M., Turon, J.L., Auffret, G., 1997. Sea surface temperature reconstructions during the Heinrich event 4 between 30 and 40 kyr in the North Atlantic Ocean (40-60°N). *E.P.S.L*, Volume 146, pp. 29-45.
- Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D L., Carcaillet, J., 2008. Slope instability in relation to glacial debuitressing in alpine areas (upper Durance catchment, southeastern France): evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology*, Volume 95, pp. 3-26.
- 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). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 315-316, pp. 109-123.
- Cossart, E., 2013. Influence of local vs. regional settings on glaciation patterns in the French Alps. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, Volume 36, pp. 39-52.
- Couette, P.-O., Ghienne, J.-F., Lajeunesse, P., Van der Woerd, J., (in prep.). Glacier fluctuations during the Younger Dryas-early Holocene transition in the Upper Arc Valley (French Alps).
- 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. *Quaternaire*, Volume 16, pp. 85-94.
- Coutterand, S., Schoeneich, P., Nicoud, G., 2009. Le lobe glaciaire lyonnais au maximum würmien glacier du Rhône ou/et glaciers savoyards ?. *Cahiers de géographie*, Numéro 8, pp. 9-20.
- Coutterand, S., 2010. *Étude géomorphologiques des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent. Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation*, Université de Savoie: Chambéry: PhD Thesis.
- Couture, R., Antoine, P., Locat, J., Hadjigeorgiou, J., Evans, S.G., Brugnot, G., 1997. Quatre cas d'avalanches rocheuse dans les Alpes françaises. *Canadian Geotechnical Journal*, Volume 34, pp. 102-119.
- Crest, Y., Delmas, M., Braucher, R., Gunnell, Y., Calvet, M., ASTER Team., 2017. Cirques have growth spurts during deglacial and interglacial periods: evidence from ¹⁰Be and ²⁶Al nuclide inventories in the central-eastern Pyrenees (France, Spain). *Geomorphology*, Volume 278, pp. 60-77.
- Crouzet, C., Nicoud, G., Fudral, S., Rampnoux, J.- P., Dzikowski, M., Paillet, A., Lacombe, P., 1999. Contrôle du remplissage détritique tardiglaciaire a Holocène d'une haute vallée Alpine par les dynamiques de versant: l'exemple de la moyenne Maurienne (Savoie). *Quaternaire*, Volume 10, pp. 37-48.
- Crouzet, C., Sabatier, P., Vassallo, R., Demory, F., Arnaud, F., Thouveny, N., 2014. *New constraints on the deglaciation of Isère – Arc valleys (Savoie)*. Grenoble : *INQUA TERPRO CECALP Workshop* Grenoble.
- Cuffey, K.M., Paterson, W.S., 2010. *The Physics of Glaciers*. 4 éd. Amsterdam: Elsevier.
- Cuffey, K.M., Clow, G.D., Steig, E.J., Buizert, C., Fudge, T.J., Koutnik, M., 2016. Deglacial temperature history of West Antarctica. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, Volume 113, pp. 14249-14254.

- Dadic, R., Corripio, J., Burlando, P., 2008. Mass-balance estimates for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland, from 2000 to 2006 using DEMs and distributed mass-balance modeling. *Annals of Glaciology*, Volume 49, pp. 22-26.
- D'Agata, C., Zanutta, A., 2007. Reconstruction of the recent changes of a debris-covered glacier (Brenva Glacier, Mont Blanc Massif, Italy) using indirect sources: methods, results and validation. *Global and Planetary Change*, Volume 56, pp. 57-68.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, Volume 364, pp. 218-220.
- Darnault, R., Rolland, Y., Braucher, R., Bourlès, D., Revel, M., Sanchez, G., Bouissou, S., 2011. Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers at the Alpine-scale: impact on mountain geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, Volume 31, pp. 127-142.
- David, L., 1967. *Formations glaciaires et fluvio-glaciaires de la région lyonnaise*. Lyon: Département des Sciences de la Terre Faculté des Sciences de Lyon.
- David, L., 1972. Datation par le radiocarbone de la terrasse quaternaire de St-Rambert-d'Albon (Drôme) Wurm de la moyenne vallée du Rhône. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, Volume 274, pp. 2007-2008.
- David, L., 1976. Les formations glaciaires dans le région lyonnaise. *Henry De Lumley: La Préhistoire française. T.1 - Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France. IXe Congrès de l'UISPP*. Nice: CNRS, pp. 42-43.
- David, L., Enay, R., Mangold, C., 1978. *Notice explicative et carte geol. France (1/50 000), feuille Montuel (699)*, Orléans: BRGM.
- Davis, P.T., Bierman, P.R., Marsella, K.A., Caffee, M.W., Southon, J.R., 1999. Cosmogenic analysis of glacial terrains in the eastern Canadian Arctic: a test for inherited nuclides and the effectiveness of glacial erosion. *Annals of Glaciology*, Volume 28, pp. 181-188.
- Davis, P., Menounos, B., Osborn, G., 2009. Holocene and latest Pleistocene alpine glacier fluctuations: a global perspective. *Quaternary Science Reviews*, Volume 28, pp. 2021-2033.
- Dazave, L., Rabatel, A., Dufour, A., Hugonnet, R., Arnaud, Y., 2020. Region-Wide Annual Glacier Surface Mass Balance for the European Alps From 2000 to 2016. *Frontiers in Earth Science*, Volume 8, pp. 14.
- De Deckker, P., Arnold, L.J., van der Kaars, S., Bayon, G., Stuut, J.-B.W., Perner, K., Lopes dos Santos, R., Uemura, R., Demuro, M., 2019. Marine Isotope Stage 4 in Australasia: a full glacial culminating 65,000 years ago - Global connections and implications for human dispersal. *Quaternary Science Reviews*, Volume 204, pp. 187-207.
- Debelmas, J., 1989. *Notice explicative de la Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Modane (775)*, Orléans: BRGM.
- Delafond, F., 1889. Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon. *Bulletin du service de la Carte géologique de la France*, Tome 3/2, pp. 1-9.
- Del Gobbo, C., Colucci, R.R., Forte, E., Cekada, M.T., Zorn, M., 2016. The Triglav Glacier (South-Eastern Alps, Slovenia): Volume Estimation, Internal Characterization and 2000–2013 Temporal Evolution by Means of Ground Penetrating Radar Measurements. *Pure and Applied Geophysics*, Volume 173, pp. 2753-2766.

- Delmas, M., 2009. *Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées*, Paris: Thèse de doctorat.
- Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2011. Paleogeography and ¹⁰Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional paleoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 305, pp. 109-122.
- Demoulin, A., 1998. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology*, Volume 24, pp. 189-208.
- Denis, M., Buoncristiani, J.-F., Guiraud, M., 2009. Fluid-pressure controlled soft-bed deformation sequence beneath the surging Breiðamerkurjökull (Iceland, Little Ice Age). *Sedimentary Geology*, Volume 221, pp. 71-86.
- Deschamps, R., Eschard, R., Roussé, S., 2013. Architecture of Late Ordovician glacial valleys in the Tassili N°Ajjer area (Algeria). *Sedimentary Geology*, Volume 289, pp. 124-147.
- Dielforder, A., Hetzel, R., 2014. The deglaciation history of the Simplon region (southern Swiss Alps) constrained by ¹⁰Be exposure dating of ice-molded bedrock surfaces. *Quaternary Science Reviews*, Volume 84, pp. 26-38.
- Doppler, G., Kroemer, E., Rögner, K., Wallner, J., Jerz, H., Grotenthaler, W., 2011. Quaternary stratigraphy of southern Bavaria. *Journal of Quaternary Science*, Volume 60, pp. 329-365.
- Dorthe-Monachon, C., 1986. *Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire de la vallée de l'Arve (Haute-Savoie, France)*, Université de Lausanne: Thèse de doctorat.
- Doudoux, B., Barféty, J.-C., Vivier, G., Carfantan, J.-C., Nicoud, G., Tardy, M., 1999. *Notice explicative de la Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Albertville (726)*, Orléans: BRGM.
- Doyen, E., Vannière, B., Rius, D., Bégeot, C., Millet, L., 2015. Climate and biomass control on fire activity during the late-glacial/early-Holocene transition in temperate ecosystems of the upper Rhone valley (France). *Quaternary Research*, Volume 83, pp. 94-104.
- Duller, G., 2004. Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances. *Journal of Quaternary Science*, Volume 19, pp. 183-192.
- Duller, G., 2006. Single grain optical dating of glacial deposits. *Quaternary Geochronology*, Volume 1, pp. 296-304.
- Duller, G., Botter-Jensen, L., Murray, A., 2000. Optical dating of single sand sized grains of quartz: Sources of variability. *Radiation Measurements*, Volume 31, pp. 453-457.
- Duller, G., 2008a. Luminescence Dating : Guidelines on using luminescence dating in archaeology. *English Heritage*.
- Duller, G., 2008b. Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating. *Boreas*, Volume 37, pp. 589-612.
- Duller, R.A., Mountney, N.P., Russell, A.J., Cassidy, N.C., 2008. Architectural analysis of a volcanoclastic jökulhlaup deposit, southern Iceland: sedimentary evidence for supercritical flow. *Sedimentology*, Volume 55, pp. 939-964.
- Dunai, T., 2010. *Cosmogenic nuclides: principles, concepts and applications in the earth surface sciences*. Cambridge: Cambridge University Press.

- Dunai, T., Lifton, N., 2014. The nuts and bolts of cosmogenic nuclide production. *Elements*, Volume 10, pp. 347-350.
- 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*, Volume 27, pp. 3-11.
- Durcan, J., King, G., Duller, G., 2015. DRAC: dose rate and age calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology*, Volume 28, pp. 54-61.
- Dürst Stucki, M., Reber, R., Schlunegger, F., 2010. Subglacial tunnel valleys in the Alpine foreland: an example from Bern, Switzerland. *Swiss Geological Society*, Volume 103, pp. 363-374.
- Durst Stücker, M., Schlunegger, F., 2013. Identification of erosional mechanisms during past glaciations based on a bedrock surface model of the central European Alps. *Earth Planetary Science Letters*, Volume 384, pp. 57-70.
- Dyke, A.S., Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J., 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, Volume 21, pp. 9-31.
- Ehlers, J., Gibbard, P., 2004. *Quaternary glaciations - Extent and chronology*. 1 éd. Amsterdam: Elsevier.
- Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D., 2011. *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology: A Closer Look*. Amsterdam: Elsevier.
- Elderfield, H., Ferretti, P., Greaves, M., Crowhurst, S., McCave, I.N., Hodell, D.A., Piotrowski, A.M., 2012. Evolution of ocean temperature and ice volume through the Mid-Pleistocene climate transition. *Science*, Volume 337, pp. 704-709.
- Elmi, S., Enay, R., Mangold, C., Mongereau, N., 1986. *Notice explicative et carte géol. France (1/50 000), feuille Bourgoin-Jaillieu (723)*, Orléans: BRGM.
- Emiliani, C., 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of geology*, Volume 63, pp. 538-578.
- Enay, R., 1981. Les formations glaciaires et les stades de retrait du glacier würmien dans l'Île Crémieu. *Bulletin de la société linnéenne de Lyon*, Volume 50, pp. 5-27.
- Ethridge, F., Wescott, W., 1984. Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan delta deposits. *Memoir Canadian Society of Petroleum Geologists*, Volume 10, pp. 217-235.
- Evin, J., Marien, G., Pachiaudi, C., 1975. Lyon Natural radiocarbon measurements V. *Radiocarbon*, Volume 17, pp. 4-34.
- Evin, J., Marechal, J., Marien, G., 1985. Lyon Natural radiocarbon measurements X. *Radiocarbon*, Volume 27, pp. 386-454.
- Eyles, N., Miall, A., Eyles, C., 1984. Lithofaciès types and vertical profile models., an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences: Reply. *Sedimentology*, Volume 31, pp. 883-898.
- Fabel, D., Stroeven, A.P., Harbor, J., Kleman, J., Imore, D., Fink, D., 2002. Landscape preservation under Fennoscandian ice sheets determined from in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 201, pp. 397-406.

- Falsan, A., Chantre, E., 1879. *Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône*. Paris: Masson.
- Farinotti, D., Huss, M., Bauder, A., Funk, M., 2009. An estimate of the glacier ice volume in the Swiss Alps. *Global and Planetary Change*, Volume 68, pp. 225-231.
- Fedele, J.J., Hoyal, D.C., Barnaal, Z., Tulenko, J., Awalt, S., 2016. Bedforms created by gravity flows. D. Budd, E. Hajek, S. Purkis, eds. *Autogenic Dynamics In Sedimentary Systems*. SEPM Special Publication, pp. 95-121.
- 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*, Volume 37, pp. 245-253.
- Federici, P.R., Granger, D.E., Ribolini, A., Spagnolo, M., Pappalardo, M., Cyr, A. J., 2012. Last Glacial Maximum and the Gschnitz stadial in the Maritime Alps according to ¹⁰Be cosmogenic dating. *Boreas*, Volume 41, pp. 277-291.
- Federici, P.R., Ribolini, A., Spagnolo, M., 2017. Glacial history of the Maritime Alps from the Last Glacial Maximum to the Little Ice Age. *Geological society london special publications*, Volume 433, pp. 137-159.
- Fielding, C.R., 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: extending the range of architecture elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology*, Volume 190, pp. 227-240.
- Finckh, P., Kelts, K., Lambert, A., 1984. Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. *Geological Society of America Bulletin*, Volume 95, pp. 1118-1128.
- Fischer, M., Huss, M., Hoelzle, M., 2015. Surface elevation and mass changes of all Swiss glaciers 1980–2010. *Cryosphere*, Volume 9, pp. 525-540.
- Flint, R., 1957. *Glacial and Pleistocene Geology*. New York: Wiley.
- Florineth, D., Schlüchter, C., 2000. Alpine Evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*, Volume 54, pp. 295-308.
- Fontana, A., Monegato, G., Zavagno, E., Devoto, S., Burla, I., Cucchi, F., 2014. Evolution of an Alpine fluvio-glacial system at the LGM decay: The Cormor megafan (NE Italy). *Geomorphology*, Volume 204, pp. 136-153.
- Fordham, D.A., Saltré, F., Haythorne, S., Wigley, T.M.L., Otto-Bliesner, B.L., Chan, K.C., Brook, B.W., 2017. PaleoView: a tool for generating continuous climate projections spanning the last 21 000 years at regional and global scales. *Ecography*, Volume 40, pp. 1348-1358.
- Fourneau, J.-C., 1976. Les formations quaternaire de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. *Geologie Alpine*, Volume 52, pp. 32-71.
- Fourneau, J.-C., 1979. Les ressources en eau liées aux surcreusements glaciaires dans les Alpes Françaises. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Volume 29, pp. 123-133.
- Francois, L., 1928. L'Ile Crémieu ou plateau de crémieu. *Les études Rhodaniennes*, Volume 4, pp. 47-98.
- Francois, B., Vincent, C., 2007. *Les glaciers à l'épreuve du climat*. Paris: Edition IRD.

- Froude, M.J., Alexander, J., Barclay, J., Cole, P., 2017. Interpreting flash flood palaeoflow parameters from antidunes and gravel lenses: An example from Montserrat, West Indies. *Sedimentology*, Volume 64, pp. 1817-1845.
- Fuchs, M., Owen, L., 2008. Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions. *Boreas*, Volume 37, pp. 636-659.
- Fudral, S., Deville, E., Nicoud, D., Pognante, U., Guillot, P L., Jaillard, E., Mestre, J E., Toury-Lerouge, A., 1994. *Carte géologique de la France au 1/50 000, feuille 776: Lanslebourg-Mont D'Ambin, notice explicative*, Orléans: BRGM.
- Fudral, S., 1998. *Etude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg St Maurice (France)*, Chambéry: Thèse de doctorat.
- Furbish, D., Andrews, J., 1984. The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer. *Journal of Glaciology*, Volume 30, pp. 199-211.
- Gaar, D., Lowick, S.E. and Preusser, F., 2014. Performance of different luminescence approaches for the dating of known-age glaciofluvial deposits from northern Switzerland. *Geochronometria*, Volume 41, pp. 65–80.
- Gaar, D., Preusser, F., 2019. New chronological constraints on the timing of Late Pleistocene glacier advances in Northern Switzerland. *E,G Quaternary Science Journal*, Volume 68, pp. 53-73.
- Gabert, J., 1984. La naissance des terrasses Würmiennes en amont de Sisteron. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, Volume 21, pp. 129-133.
- Gabriel, G., Ellwanger, D., Hoselmann, C., Weidenfeller, M., Wielandt-Schuster, U., 2013. The Heidelberg Basin, Upper Rhine Graben (Germany): a A unique archive of Quaternary sediments in Central Europe. *Quaternary International*, Volume 28, pp. 43-58.
- Galbraith, R., Green, P., 1990. Estimating the component ages in a finite mixture. *The International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, Volume 17, pp. 197-206.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from jinnium rock shelter, northern Australia: part i, experimental design and statistical models. *Archaeometry*, Volume 2, pp. 339-364.
- Galbraith, R., 2005. *Statistics for fission tracks analysis*. Boca Raton, FL: Chapman and Hall/CRC Press.
- Galbraith, R., Roberts, R., 2012. Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in OSL dating: an overview and some recommendations. *Quaternary Geochronology*, Volume 11, pp. 1-27.
- Gallach, X., Ravanel, L., Egli, M., Brandova, D., Schaepman, M., Christl, M., Gruber, S., Deline, P., Carcaillet, J., Pallandre, F., 2018. Timing of rockfalls in the Mont Blanc massif (Western Alps): evidence from surface exposure dating with cosmogenic ¹⁰Be. *Landslides*, Volume 15, pp. 1991-2000.
- Gardner, J., Hewitt, K., 1990. A surge of Bualtar Glacier Karakoram Range, Pakistan: a possible landslide trigger. *Journal of Glaciology*, Volume 36, pp. 159-162.
- Gianotti, F., Forno, M.G., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., 2008. New chronological and stratigraphical data on the Ivrea amphitheatre (Piedmont, NW Italy). *Quaternary Internaional*, Volume 190, pp. 123-135.

- Gianotti, F., Forno, G.M., Ivy-Ochs, S., Monegato, G., Pini, R., Ravazzi, C., 2015. Stratigraphy of the Ivrea morainic amphitheatre (NW Italy): an updated synthesis. *Alpine and Mediterranean Quaternary*, Volume 28, pp. 29-58.
- Gidon, P., 1964. *Géologie chambérienne, guide du géologue et de l'amateur dans la région de Chambéry*. Chambéry: Annales C.E.S.
- Gidon, M., 1992. Le Voironnais au Würm II : morphologie et corrélations chronologiques dans le Quaternaire périglaciaire du Bas Dauphiné. *Géologie Alpine*, Volume 68, pp. 63-75.
- Gignoux, M., Combaz, P., 1914. Sur l'histoire des dernières glaciations rhodaniennes dans le bassin de Belley. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences de Paris*, Volume 148, pp. 1536-1539.
- Gigout, M., 1965. Recherches sur le Quaternaire du Bas-Dauphiné et du Rhône moyen. *Mémoires du BRGM*, Volume 34, pp. 49-82.
- Gigout, M., 1960. Sur les glaciations aux environs de Lyon. *Comptes rendus de l'académie des sciences Paris*, Volume 250, pp. 4389-4391.
- Gigout, M., Enay, R., Pierre, G., Rampnoux, J.-P., 1976. Notice explicative et carte géol. France (1/50 000), feuille La Tour du Pin (724). *BRGM*.
- Glasser, N., Bennett, M., 2004. Glacial erosional landforms: origins and significance for palaeoglaciology. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, Volume 28, pp. 43-75.
- Godfrey-Smith, D., Huntley, D., Chen, W., 1988. Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. *Quaternary Science Reviews*, Volume 7, pp. 373-380.
- 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*, Volume 39, pp. 679-682.
- Gorrell, G., Shaw, J., 1991. Deposition in an esker, bead and fan complex, Lanark, Ontario, Canada. *Sedimentary Geology*, Volume 72, pp. 285-314.
- Gosse, J., Phillips, F., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science*, Volume 20, pp. 1475-1560.
- Govin, A., Capron, E., Tzedakis, P.C., Verheyden, S., Ghaleb, B., Hillaire-Marcel, C., St-Onge, G., Stoner, J.S., Bassinot, F., Bazin, L., Blunier, T., Combourieu-Nebout, N., El Ouahadi, A., Genty, D., Gersonde, R., Jimenez-Amat, P., Landais, A., Martrat, B., Zahn, R., 2015. Sequence of events from the onset Interglacial: Evaluating strengths and limitations of chronologies used in climatic archives. *Quaternary Science Reviews*, Volume 129, pp. 1-36.
- Graf, A., Akçar, N., Ivy-Ochs, S., Strasky, S., Kubik, P.W., Christi, M., Burkhard, M., Wieler, R., Schlüchter, C., 2015. Multiple advances of Alpine glaciers into the Jura Mountains in the Northwestern Switzerland. *Swiss Journal of Geosciences*, Volume 108, pp. 225-238.
- Grafenstein, U., Belmecheri, S., Eicher, U., Raden, U.J., Erlenkeuser, H., Andersen, N., Ammann, B., 2013. The oxygen and carbon isotopic signatures of biogenic carbonates in Gerzensee, Switzerland, during the rapid warming around 14,685 years BP and the following interstadial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 391, pp. 25-32.
- Grant, K., Rohling, E.J., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Medina-Elizalde, M., Bronk Ramsey, C., Satow, C., Roberts, A.P., 2012. Rapid coupling between ice volume and polar temperature over the past 150,000 years. *Nature*, Volume 491, pp. 744-747.

- Gribenski, N., Jansson, K.N., Preusser, F., Harbor, J.M., Stroeven, A.P., Trauerstein, M., Blomdin, R., Heyman, J., Caffee, M.W., Zhang, W., 2018. Re-evaluation of MIS 3 glaciation using cosmogenic radionuclide and single grain luminescence ages, Kanas Valley, Chinese Altai. *Journal of Quaternary Science*, Volume 33, pp. 55-67.
- Gribenski, N., Valla, P.G., Preusser, F., Roattino, T., Crouzet, C., Buoncristiani, J.-F., 2021. Out-of-phase Late Pleistocene glacier advances in the Western Alps reflect past changes in North Atlantic atmospheric circulation. *Géology*, Volume 49, pp. 1096-1101.
- Grootes, P.M., Stulver, M., White, J.W., Johnsen, S., Jouzel, J., 1993. Comparison of oxygen isotopes records from the GISP 2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, Volume 466, pp. 552-554.
- Gross, G., Kerschner, H., Patzelt, G., 1977. Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zeitschrift für Gletscherkd und Glazialgeol*, Volume 12, pp. 223-251.
- Gruszka, B., Zielinski, T., 2021. Lacustrine deltas and subaqueous fans: almost the same, but different – a review. *Geologos*, Volume 27, pp. 43-55.
- Guillon, H., Mugnier, J.-L., Buoncristiani, J.-F., Carcaillet, J., Godon, C., Prud'homme, C., Vander 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). *Earth Surface Processes and Landforms*, Volume 40, pp. 1202-1215.
- Gwiazda, R., Hemmings, S., Broecker, W., 1996. Tracking the sources of icebergs with lead isotopes: the provenance of ice-rafted debris in Heinrich layer 2. *Paleoceanography*, Volume 11, pp. 77-93.
- Haeblerli, W., 1985. Creep of mountain permafrost, *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau. Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich*, Volume 77.
- Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, Volume 12, pp. 213-235.
- Hanson, B., Hooke, R.L., 1994. Short-term velocity variations and basal coupling near a bergschrund, Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology*, Volume 40, pp. 67-74.
- Hashimoto, T., Koyanagi, A., Yokosaka, K., Hayashi, Y., Sotobayashi, T., 1986. Thermoluminescence color images from quartzs of beach sands. *Geochemical Journal*, Volume 20, pp. 111-118.
- Hastenrath, S., Kruss, P., 1992. The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers between 1963 and 1987: greenhouse forcing. *Annals of Glaciology*, Volume 16, pp. 127-133.
- Hays, J., Imbrie, J., Shackleton, N., 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ages. *Science*, Volume 194, pp. 1121-1132.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, Volume 29, pp. 142-142.
- Heiri, O., Koinig, K.A., Spotl, C., Barrett, S., Brauer, A., Drescher-Schneider, R., Gaar, D., Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Luetscher, M., Moran, A., Nicolussi, K., Preusser, F., Schmidt, R., Schoeneich, P., Schworer, C., Sprafke, T., Terhorst, B., Tinner, W., 2014b. Palaeoclimate records 60-8 ka in the Austrian and Swiss Alps and Swiss Alps and their forelands. *Quaternary Science Reviews*, Volume 106, pp. 1-20.
- Helmens, K., 2014. The Last Interglacial Glacial cycle (MIS 5-2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe. *Quaternary Science Reviews*, Volume 86, pp. 115-143.

- 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 and Planetary Science Letters*, Volume 302, pp. 71-80.
- Heyman, J., Applegate, P.J., Blomdin, R., Gribenski, N., Harbor, J. M., Stroeven, A. P., 2016. Boulder height - exposure age relationships from a global glacial ^{10}Be compilation. *Quaternary Geochronology*, Volume 34, pp. 1-11.
- Hinderer, M., 2001. Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta*, Volume 14, pp. 231-263.
- Hindmarsh, R., Rijdsdijk, K., 2000. Use of a viscous model of till rheology to describe gravitational loading instabilities in glacial sediments. A. Maltman, B. Hubbard, M. Hambrey, eds. *Deformation of Glacial Materials*. Londres: Geological Society, London Special Publications, Volume 176, pp. 191-201.
- Hippe, K., Ivy-Ochs, S., Kober, F., Zasadni, J., Wieler, R., Wacker, L., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2014. Chronology of Lateglacial ice flow reorganization and deglaciation in the Gotthard Pass area, Central Swiss Alps, based on cosmogenic ^{10}Be and in situ ^{14}C . *Quaternary Geochronology*, Volume 19, pp. 14-26.
- Hoelzle, M., Chinn, T., Stumm, D., Paul, F., Zemp, M., Haeberli, W., 2007. The application of glacier inventory data for estimating past climate change effects on mountain glaciers: A comparison between the European Alps and the Southern Alps of New Zealand. *Global and Planetary Change*, Volume 56, pp. 69-82.
- Hofer, D., Raible, C.C., Merz, N., Dehnert, A., Kuhlemann, J., 2012. Simulated winter circulation types in the North Atlantic and European region for preindustrial and glacial conditions. *Geophysical Research Letters*, Volume 39, pp. L15805.
- Hoffman, J., Clark, P., Parnell, A., He, F., 2017. Regional and global sea-surface temperatures during the last interglaciation. *Science*, Volume 355, pp. 276-279.
- Hofmann, F.M., Alexanderson, H., Schoneich, P., Mertes, J.R., Léanni, L., Aster Team., 2019. Post-Last Glacial Maximum glacier fluctuations in the southern Écrins massif (westernmost Alps): insights from ^{10}Be cosmic ray exposure dating. *Boreas*, Volume 48, pp. 1019-1041.
- Hornung, J.J., Aspöck, U., Winsemann, J., 2007. Jet-efflux deposits of a subaqueous ice-contact fan, glacial Lake Rinteln, northwestern Germany. *Sedimentary Geology*, Volume 193, pp. 167-192.
- Hossain, S., 2003. *A critical comparison and evaluation of methods for the annual radiation dose determination in the luminescence dating of sediments*, Ghent: Thèse de doctorat.
- Hoyal, D.C.J.D., Van Wagoner, J.C., Adair, N.L., Deffenbaugh, M., Li, D., Sun, T., Huh, C., Griffin, D.E., 2003. Sedimentation from Jets: A Depositional Model for Clastic Deposits of all Scales and Environments. *Search and Discovery Article 40082 (Online-Journal, AAPG/Datapages, Inc., 1444 South Boulder, Tulsa, OK, 74119, USA)*.
- Hughes, P., Gibbard, P., Ehlers, J., 2013. Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global 'Last Glacial Maximum' (LGM). *Earth Science Reviews*, Volume 125, pp. 171-198.
- Hughes, A.L., Gyllencreutz, R., Lohne, O.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I., 2016. The last Eurasian ice sheets - a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, Volume 45, pp. 1-45.
- Hugonin, F., 1988. *Le Quaternaire de la haute vallée de l'Arc*, Grenoble: Thèse de doctorat.

- Huntley, D., Godfrey-Smith, D., Thewalt, M., 1985. Optical dating of sediments. *Nature*, Volume 313, pp. 105-107.
- Huntley, D.J. and Baril, M.R., 1997. The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. *Ancient TL*, Volume 15, p. 11-13.
- Huntley, D., Lamothe, M., 2001. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Volume 38, pp. 1039-1106.
- Huon, S., Jantschik, R., 1993. Detrital silicates in Northeast Atlantic deep-sea sediments during the Late Quaternary: Major elements, REE and Rb-Sr isotopic data. *Ecologiae Geologica Helvetica*, Volume 86, pp. 195-218.
- Huss, M., Usselman, S., Farinotti, D., Bauder, A., 2010a. Glacier mass balance in the south-eastern swiss Alps since 1900 and perspectives for the future. *Erdkunde*, Volume 64, pp. 119-140.
- Huss, M., 2012. Extrapolating glacier mass balance to the mountain-range scale: the European Alps 1900-2100. *The Cryosphere*, Volume 6, pp. 713-727.
- Huss, M., Voinesco, A., Hoelzle, M., 2013. Implications of climate change on Glacier de la Plaine Morte, Switzerland. *Geographica Helvetica*, Volume 68, pp. 227-237.
- Hutchinson, M., 1989. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of hydrology*, Volume 106, pp. 211-232.
- Isotta, F.A., Frei, C., Weigluni, V., Percec Tadic, M., Lassègues, P., Rudolf, B., Pavan, V., Cacciamani, C., Antolini, G., Ratto, S.M., Munrai, M., Micheletti, S., Bonati, V., Lussana, C., Ronchi, C., Panattieri, E., Marigo, G., Vertacnik, G., 2014. The climate of daily precipitation in the Alps: development and analysis of a high-resolution grid dataset from pan-Alpine rain-gauge data. *International Journal of Climatology*, Volume 34, pp. 1657-1675.
- Ito, M., Saito, T., 2006. Gravel Waves in an Ancient Canyon: Analogous Features and Formative Processes of Coarse-Grained Bedforms in a Submarine-Fan System, the Lower Pleistocene of the Boso Peninsula, Japan. *Journal of Sedimentary Research*, Volume 76, pp. 1274-1283.
- Ito, M., 2010. Are coarse-grained sediment waves formed as downstream-migrating antidunes? Insight from an early Pleistocene submarine canyon on the Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, Volume 226, pp. 1-8.
- Ivy-Ochs, S., Schaefer, J., Kubik, P., Synal, H A., Schlüchter, C., 2004. Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogia Geologicae Helveticae*, Volume 97, pp. 47-55.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2006. Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *Journal of Quaternary Science*, Volume 21, pp. 115-130.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Schlüchter, C., 2007. Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: the Alpine perspective. *Quaternary international*, Volume 164, pp. 53-63.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Quaternary Science*, Volume 23, pp. 559-573.

- 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. *Quaternary Science Reviews*, Volume 28, pp. 2137-2149.
- Ivy-Ochs, S., 2015. Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. *Cuadernos de Investigacion Geografica*, Volume 41, pp. 295-315.
- Ivy-Ochs, S., Lucchesi, S., Baggio, P., Fioraso, G., Gianotti, F., Monegato, G., Graf, A. A., Akcar, N., Christl, M., Carraro, F., Forno, M.G., Schlüchter, C., 2018. New geomorphological and chronological constraints for glacial deposits in the Rivoli-Avigliana end-moraine system and the lower Susa Valley (Western Alps, NW Italy). *Journal of Quaternary Science*, Volume 33, pp. 550-562.
- Jacobs, Z., Wintle, A.G., Duller, G.A.T., Roberts, R.G., and Wadley, L., 2008. New ages for the post-Howiesons Poort, late and final Middle Stone Age at Sibudu, South Africa. *Journal of Archaeological Science*, Volume 35, pp. 1790– 1807.
- Jaillet, S., Pons-Branchu, E., Hobléa, F., 2018. Héritages glaciaires würmiens et enregistrements karstiques dans la bordure occidentale des Bauges (Alpes du Nord, France). *Karstologia Mémoires*, Volume 20, pp. 117-150.
- Jain, M., Murray, A., Botter-Jensen, L., 2004. Optically stimulated luminescence dating: how significant is incomplete light exposure in fluvial environments ?. *Quaternaire*, Volume 15, pp. 143-157.
- Janszen, A., Spaak, M., Moscariello, A., 2012. Effects of the substratum on the formation of glacial tunnel valleys: an example from the Middle Pleistocene of the southern North Sea Basin. *Boreas*, Volume 41, pp. 629-643.
- Joel, H.T., Humphrey, N.F., Pfeffer, T.W., Huzurbazar, S.V., Bahr, D.B., Welch, B.C., 2001. Spatial variability in the flow of a valley glacier: Deformation of a large array of boreholes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Volume 106, pp. 8547-8562.
- Jopling, A.V., Walker, R.G., 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology*, Volume 38, pp. 971-984.
- Jorda, M., 1988. Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du Sud (Bassin durancien et Alpes de Haute Provence). *Bulletin de l'association française pour l'étude du Quaternaire*, Volume 25, pp. 111-122.
- Jorda, M., Rosique, T., Evin, J., 2000. Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, Volume 331, pp. 187-193.
- Julian, M., 1977. Une carte géomorphologique des Alpes Maritimes franco-italiennes au 1/200 000e en couleurs. Présentation succincte. *Revue géographique des pays méditerranéens*, Volume 28, pp. 45-53.
- Kääb, A., Haeblerli, W., 2001. Evolution of a high-mountain thermokarst lake in the Swiss Alps. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, Volume 33, pp. 385-390.
- Kaiming, L., Huilin, L., Lin, W., Wenyu, G., 2011. *Journal of Earth Science*, Volume 22, pp. 515-527.
- Kamleitner, S., Ivy-Ochs, S., Monegato, G., Gianotti, F., Akçar, N., Vockenhuber, C., Christl, M., Synal, H.-A., 2022. The Ticino-Toce glacier system (Swiss-Italian Alps) in the framework of the Alpine Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, Volume 279, pp. 107400.

- Karger, D.N., Conrad, O., Böhrner, J., Kawohl, T., Kreft, H., Soria-Auza, R.W., Zimmermann, N.E., Linder, H.P., Kessler, M., 2017. Climatologies at high resolution for the earth's land surface areas. *Scientific Data*, Volume 4, pp. 170122.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G., Kleinfurter, H., 2012. A new rock glacier inventory of the Eastern European Alps. Austrian. *International Journal of Earth Sciences*, Volume 105, pp. 78-93.
- Keller, O., Krayss, E., 2005. Der Rhein-Linth Gletscher im letzten Hochglazial. 2. Teil: Datierung und Modelle der Rhein-Linth-Vergletscherung, Klimarekonstruktionen. *Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, Volume 150, pp. 69-85.
- Kennedy, J., 1963. The mechanics of dunes and antidunes in erodible-bed channels. *Journal of Fluid Mechanics*, Volume 16, pp. 521-544.
- Kerrien, Y., Monjuvent, G., 1990. *Notice explicative. France (1/50 000), feuille Belley (700)*. Orléans: BRGM.
- Kerschner, H., 1980. Outlines of the climate during the egesen advance (younger Dryas, 11 000 - 10 000 BP) in the central Aps of the western Tyrol, Austria. *Zeitschrift für Gletscherkd und Glazialgeol*, Volume 16, pp. 229-240.
- Kerschner, H., Berktold, E., 1982. Spa'tglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Senderstal, nördliche Stubai Alpen, Tirol. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Volume 17, pp. 125-134.
- Kerschner, H., Kaser, G., Sailer, R., 2000. Alpine Younger Dryas glaciers as palaeoprecipitation gauges. *Annals of glaciology*, Volume 31, pp. 80-84.
- Kerschner, H., 2005. Glacier-climate models as Palaeoclimatic information sources: examples from the alpine younger Dryas period. U. Huber, H. Bugmann, M. Reasoner, eds. *Global Change and Mountain Regions*. Dordrecht: Springer, pp. 73-81.
- Kerschner, H., Ivy-Ochs, S., 2008. Palaeoclimate from glaciers: examples from the eastern Alps during the alpine lateglacial and early Holocene. *Global and Planetary Change*, Volume 60, pp. 58-71.
- Kilian, W., Révil, J., 1917a. Les formations pleistocènes et la morphologie de la vallée de l'Arc (Savoie). *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences*, pp. 30-32.
- Kilian, W., Révil, J., 1917b. Sur l'histoire de la vallée de l'Arc (Maurienne) a l'époque pleistocène. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences*, pp. 138-141.
- Klasen, N., Fiebig, M., Preusser, F., Reitner, J.M., Radtke, U., 2007. Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. *Quaternary International*, Volume 164-165, pp. 21-32.
- Knoll, C., Kerschner, H., 2009. A glacier inventory for South Tyrol, Italy, based on airborne laser-scanner data. *Annals of Glaciology*, Volume 50, pp. 46-52.
- Kober, F., Ivy-Ochs, S., Leya, I., Baur, H., Magna, T., Wieler, R., Kubik, P.W., 2005. In situ cosmogenic ¹⁰Be and ²¹Ne in sanidine and in situ cosmogenic ³He in Fe-Ti-oxide minerals. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 236, pp. 404-418.
- Kofler, C., Steger, S., Mair, V., Zebisch, M., Comiti, F., Schneiderbauer, S., 2020. An inventory-driven rock glacier status model (intact vs relict) for South Tyrol, Eastern Italian Alps. *Geomorphology*, Volume 350, pp. 1-16.
- Kohl, C., Nishiizumi, K., 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 56, pp. 3583-3587.

- Koppes, M., Montgomery, D., 2009. The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. *Nature Geoscience*, Volume 2, pp. 644-647.
- Koppes, M., Hallet, B., Rignot, E., Mouginot, J., Wellner, J.S., Boldt, K., 2015. Observed latitudinal variations in erosion as a function of glacier dynamics. *Nature*, Volume 526, pp. 100-103.
- 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 ^{10}Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, Volume 268, pp. 187-191.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Székely, W., Dunkl, I., Kazmér, M., 2002. Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. *International journal of earth sciences*, Volume 91, pp. 818-837.
- Kuhlemann, J., 2007. Paleogeographic and paleotopographic evolution of the Swiss and Eastern Alps since the Oligocene. *Global and planetary change*, Volume 58, pp. 224-236.
- Kuhlemann, J., Rohling, E.J., Krumrei, I., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Kucera, M., 2008. Regional synthesis of Mediterranean atmospheric circulation during the Last Glacial Maximum. *Science*, Volume 321, pp. 1338-1340.
- Kuhn, M., Markl, G., Kaser, G., Nickus, U., Obleitner, F., Schneider, H., 1985. : Fluctuations of climate and mass balance: different responses of two adjacent glaciers. *Glazialgeol*, Volume 21, pp. 409-416.
- Labeyrie, L., Vidal, L., Cortijo, E., Paterne, M., Arnold, M., Duplessy, J.C., Vautravers, M., Labracherie, M., Duprat, J., Turon, J.L., Grousset, F., Weering, T., 1995. Surface and deep hydrography of the Northern Atlantic Ocean during the last 150 kyr. *Philosophical Transactions Royal Society London*, Volume 348, pp. 255-264.
- Laj, C., Kissel, C., Beer, J., 2004. High Resolution Global Paleointensity Stack Since 75 kyr (GLOPIS-75) Calibrated to Absolute Values. *Geophysical Monograph Series*, Volume 145, pp 255-265.
- Lal, D., 1988. In Situ-Produced Cosmogenic Isotopes in Terrestrial Rocks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Volume 16, pp. 355-388.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 104, pp. 424-439.
- Lambeck, K., Chappell, J., 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, Volume 292, pp. 679-686.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *PNAS*, Volume 111, pp. 15296-15303.
- Langbein, W.B., 1964. Profiles of rivers of uniform discharge. *United States Geological Survey Professional Paper*, Issue 501, pp. 119-122.
- Lang, J., Winsemann, J., 2013. Lateral and vertical facies relationships of bedforms deposited by aggrading supercritical flows: From cyclic steps to humpback dunes. *Sedimentary Geology*, Volume 296, pp. 36-54.
- Lang, J., Brandes, C., Winsemann, J., 2017a. Erosion and deposition by supercritical density flows during channel avulsion and backfilling: Field examples from coarse grained deepwater channel-levee

complexes (Sandino Forearc Basin, southern Central America). *Sedimentary Geology*, Volume 349, pp. 79-102.

Lang, J., Sievers, J., Loewer, M., Igel, J., Winsemann, J., 2017b. (2017b) 3D architecture of cyclic-step and antidune deposits in glacial subaqueous fan and delta settings: Integrating outcrop and ground-penetrating radar data. *Sedimentary Geology*, Volume 362, pp. 83-100.

Larocque, I., Finsinger, W., 2008. Late-glacial chironomid-based temperature reconstructions for Lago Piccolo di Avigliana in the southwestern Alps (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 257, pp. 207-223.

Lauder, B., Rodi, W., 1983. The turbulent wall jet measurements and modeling. *Annual Review of Fluid Mechanics*, Volume 15, pp. 429-459.

Lauterbach, S., Chapron, E., Brauer, A., Hüls, M., Gilli, A., Arnaud, F., Piccin, A., Nomade, J., Desmet, M., von Grafenstein, U., Participants, D., 2012. A sedimentary record of Holocene surface runoff events and earthquake activity from Lake Iseo (Southern Alps, Italy). *The Holocene*, Volume 22, pp. 749-760.

Le Heron, D.P., Sutcliffe, O., Bourgeois, K., Craig, J., Visentin, C., Whittington, R., 2004. Sedimentary architecture of Upper Ordovician tunnel valleys, Gargaf Arch, Libya: implications for the genesis of a hydrocarbon reservoir. *GeoArabia*, Volume 9, pp. 137-160.

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*, Grenoble: Thèse de doctorat

Le Roy, M., Deline, P., Carcaillet, J., Schimmelpfening, I., Ermini, M., Aumaître, G., Bourlès, D.L., Keddabouche, K., 2017. ¹⁰Be exposure dating of the timing of neoglacial glacier advances in the Ecrins-Pelvoux massif, southern French Alps. *Quaternary Science Reviews*, Volume 178, pp. 118-138.

Lee, J.R., Wakefield, O.J., Phillips, E., Hughes, L., 2015. Sedimentary and structural evolution of a relict subglacial to subaerial drainage system and its hydrogeological implications: an example from Anglesey, north Wales, UK. *Quaternary Science Reviews*, Volume 109, pp. 88-105.

Lehmann, B., Herman, F., Valla, P.G., King, G.E., Biswas, R.H., Ivy-Ochs, S., Steinemann, O., Christl, M., 2020. Postglacial erosion of bedrock surfaces and deglaciation timing: New insights from the Mont Blanc massif (western Alps). *Geology*, Volume 48, pp. 139-144.

Lesueur, J.-L., Rubino, J.-L., Giraudmailet, M., 1990. Organisation et structures internes des dépôts tidaux du Miocène rhodanien. *Bulletin de la société géologique de France*, Volume 6, pp. 49-65.

Leszczynska, K., Boreham, S., Gibbard, P., 2017. Middle Pleistocene ice-marginal sedimentation in the transitional zone between the constrained and unconstrained ice-sheet margin, East Anglia, England. *Boreas*, Volume 46, pp. 697-724.

Leszczynska, K., Boreham, S., Gibbard, P., 2018. Middle Pleistocene ice-marginal sedimentation at a constrained ice-sheet margin, East Anglia, UK. *Boreas*, Volume 47, pp. 1118-1143.

Letourneur, J., Monjuvent, G., Giraud, A., 1983. ECROULEMENT DE LA MADELEINE ET LAC DE BESSANS, Contribution à l'histoire quaternaire récente de la Haute-Maurienne (Savoie). *Travaux scientifiques du Parc National de la Vanoise*, Volume 13, pp. 31-54.

Leya, I., Lange, H.J., Neumann, S., Wieler, R., Michel, R., 2000. The production of cosmogenic nuclides in stony meteoroids by galactic cosmic-ray particles. *Meteoritics and Planetary Science*, Volume 35, pp. 259-286.

- Lian, O., Robert, R., 2006. Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. *Quaternary Science Reviews*, Volume 25, pp. 2449-2468.
- Lichtenecker, N., 1938. Die Gegenwärtige und die Eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. Göttinger, G. ed. Verhandlungen der III Internationalen Quartär-Conferenz, Vienna, September 1936. 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 and Planetary Science Letters*, Volume 386, pp. 149-160.
- Lifton, N., 2016. Implications of two Holocene time-dependent geomagnetic models for cosmogenic nuclide production rate scaling. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 433, pp. 257-268.
- Lignier, V., Desmet, M., 2002. Les archives sédimentaires quaternaires de la grotte sous les Sangles (Bas-Bugey, Jura méridional, France) Indices paléo-climatiques et sismo-tectoniques. *Karstologia*, Volume 1, pp. 27-46.
- Lih, Spötl, C., Cheng, H., 2021. A high-resolution speleothem proxy record of the Late Glacial in the European Alps: extending the NALPS19 record until the beginning of the Holocene. *Journal of Quaternary Science*, Volume 36, pp. 29-39.
- Li, H., Spötl, C., Cheng, H., 2021. A high-resolution speleothem proxy record of the Late Glacial in the European Alps: extending the NALPS19 record until the beginning of the Holocene. *Journal of Quaternary Science*, Volume 36, pp. 29-39.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic D18O records. *Paleoceanography*, Volume 20, pp. 1-17.
- Lister, G. S., 1988. A 15,000-year isotopic record from Lake Zürich of deglaciation and climatic change in Switzerland. *Quaternary research*, Volume 29, pp. 129-141.
- Loebell, A., 1980. Les quinze derniers milénaires en Jura méridional, études sédimentologiques de trois sites. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, Volume 3, pp. 143-153.
- Löfverström, M., Caballero, R., Nilsson, J., Kleman, J., 2014. Evolution of the large-scale atmospheric circulation in response to changing ice sheets over the last glacial cycle. *Climate of the Past*, Volume 10, pp. 1453-1471.
- Lonne, I., 1995. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. *Sedimentary Geology*, Volume 98, pp. 13-43.
- Lotter, A., Eicher, U., Siegenthaler, U., Birks, H., 1992. Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. *Journal of Quaternary Science*, Volume 7, pp. 187-204.
- Lotter, A.F., Heiri, O., Brooks, S., Leeuwen, J.F.N., Eicher, U., Ammann, B., 2012. Rapid summer temperature changes during Termination 1a: high-resolution multi-proxy climate reconstructions from Gerzensee (Switzerland). *Quaternary Science Reviews*, Volume 36, pp. 103-113.
- Lowick, S. E., Büchi, M., Gaar, D., Graf, H. R., and Preusser, F., 2015. Luminescence dating of Middle Pleistocene proglacial deposits from northern Switzerland, methodological aspects and stratigraphical conclusions. *Boreas*, Volume 44, pp. 459-482.
- Luetscher, M., Boch, R., Sodemann, H., Spötl, C., Cheng, H., Edwards, R.L., Frisia, S., Hof, F., Müller, W., 2015. North Atlantic storm track changes during the Last Glacial Maximum recorded by Alpine speleothems. *Nature Communications*, Volume 6, pp. 6344.

- Lukas, S., 2006. Morphostratigraphic principles in glacier reconstruction – a perspective from the British Younger Dryas. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, Volume 30, pp. 719-736.
- Lukas, S., Spencer, J., Robinson, R., Benn, D., 2007. Problems associated with luminescence dating of Late Quaternary glacial sediments in the NW Scottish Highlands. *Quaternary Geochronology*, Volume 2, pp. 243-248.
- Lyon-Caen, H., Molnar, P., 1989. Constraints on the deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravity anomalies. *Geophysical journal international*, Volume 99, pp. 19-32.
- MacDonald, R., Alexander, J., Bacon, J., Cooker, M., 2009. Flow patterns, sedimentation and deposit architecture under a hydraulic jump on a non-eroding bed: defining hydraulic-jump unit bars. *Sedimentology*, Volume 56, pp. 1346-1367.
- Mackintosh, A., Anderson, B., Pierrehumbert, R., 2017. Reconstructing climate from glaciers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Volume 45, pp. 649-680.
- Magrani, F., Valla, P.G., Gribenski, N., Serra, E., 2020. Glacial overdeepenings in the Swiss Alps and foreland: Spatial distribution and morphometrics. *Quaternary Science Reviews*, Volume 243, pp. 106483.
- Maisch, M., 1981. Glazialmorphologische und Gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser-und Albulatal. *Institut de Géographie de l'Université de Zürich, Physische Geographie*, Volume 3, pp. 215.
- Maizels, J., 1993. Lithofaciès variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics. *Sedimentary Geology*, Volume 85, pp. 299-325.
- Manalt, F., 1998. *Enregistrement lacustre de la dernière déglaciation dans les Alpes nord-occidentales Le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy (Haute-Savoie)-Alpes françaises*, Chambéry: Thèse de doctorat, Univ. Savoie.
- Mandier, P., 1984. *Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire: essai de synthèse paléogéographique*, Lyon: Thèse de doctorat.
- Mandier, P., 1988. Les problèmes chronologiques posés par les phases de la récession würmienne dans la moyenne vallée du Rhône. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, Volume 25, pp. 123-128.
- Mandier, P., Piegay, H., 1991. Elements nouveaux sur les phases de recession du glacier rhodanien dans la region des terres froides septentrionales autour de Morestel. *Bulletin du laboratoire rhodanien de géomorphologie*, Volume 28, pp. 23-53.
- Mandier, P., 2003. Reconstitution de l'expansion glaciaire de piemont des stades A et D des glaciers Würmiens du Rhône et de l'Isère: Implication et origine de leur disparité. *Quaternaire*, Volume 14, pp. 129-133.
- Mandier, P., Evin, J., Argant, J., Petiot, R., 2003. Chronostratigraphie des accumulation wurmiennes dans la moyenne vallée du Rhône: L'apport des dates radiocarbone. *Quaternaire*, Volume 14, pp. 113-127.
- Marnezy, A., 1999. *L'Arc et sa vallée, Anthropisation et geodynamique d'une rivière alpine dans son bassin versant*, Grenoble: Thèse de doctorat.

- Marquette, G.C., Gray, J.T., Gosse, J.C., Courchesne, F., Stockli, L., Macpherson, G., Finkel, R., 2004. Felsenmeer persistence under non-erosive ice in the Torngat and Kaumajet mountains, Quebec and Labrador, as determined by soil weathering and cosmogenic nuclide exposure dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Volume 41, pp. 19-38.
- Martin, A., Bailey, S.C.C., Panerai, F., Davuluri, R.S.C., Zhang, H., Vazsonyi, A.R., Lippay, Z.S., Mansour, N.N., Inman, J.A., Bathel, B.F., Splinter, S.C., Danehy, P.M., 2016. Numerical and experimental analysis of spallation phenomena. *CEAS Space Journal*, Volume 8, pp. 229-236.
- Martin-Cochet, J., 1984. *Etude géologique de la stabilité des versants de la rive droite de l'Arc entre Saint-Michel-de-Maurienne et la Praz (Savoie)*, Grenoble: Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Marren, P.M., 2005. Magnitude and frequency in proglacial rivers: a geomorphological and sedimentological perspective. *Earth Science Reviews*, Volume 70, pp. 203-251.
- Marren, P.M., 2008. Glacier margin fluctuations, Skaftafellsjökull, Iceland: implications for sandur evolution. *Boreas*, Volume 31, pp. 75-81.
- Marren, P.M., Toomath, S.C., 2013. Fluvial adjustments in response to glacier retreat: Skaftafellsjökull, Iceland. *Boreas*, Volume 42, pp. 57-70.
- 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. *Quaternary Geochronology*, Volume 38, pp. 25-49.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Shackleton, N.J., 1987. Age dating and orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0-300,000 year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, Volume 27, pp. 1-29.
- Masarik, J., 2002. Numerical simulation of in situ production of cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 66, pp. A491.
- Masarik, J., Reedy, R., 1995. Terrestrial cosmogenic-nuclide production systematics calculated from numerical simulations. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 136, pp. 381-395.
- Masarik, J., Beer, J., 1999. Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Volume 104, pp. 12099-12111.
- Mayr, F., Heuberger, H., 1968. Type areas of Late Glacial and Post Glacial deposits in Tyrol, eastern Alps. G. Richmond, éd. *Glaciation of the Alps*. Boulder: University of Colorado, Series in Earth Sciences, pp. 143-165.
- Mayr, C., Brandlmeier, B., Diersche, V., Stojakowits, P., Kirscher, U., Matzke-Karaz, R., Bachtadse, V., Eigler, M., Haas, U., Lempe, B., Reimer, P. J., Spötl, C., 2017. Nesseltalgraben, a new reference section of the last glacial period in southern Germany. *Journal of Paleolimnology*, Volume 58, pp. 213-229.
- Mayr, C., Stojakowits, P., Lempe, B., Blaauw, M., Diersche, V., Grohgan, M., Correa, M.L., Ohlendorf, C., Reimer, P., Zolitschka, B., 2019. High-resolution geochemical record of environmental changes during MIS 3 from the northern Alps (Nesseltalgraben, Germany). *Quaternary Science Reviews*, Volume 218, pp. 122-136.
- McCarroll, D., Rijdsdijk, K.F., 2003. Deformation styles as a key for interpreting glacial depositional environments. *Journal of Quaternary Science*, Volume 18, pp. 473-489.

- Meier, M.F., Kamb, B.W., Allen, C.R., Sharp, R.P., 1974. Flow of Blue Glacier, Olympic Mountains, Washington, U.S.A. *Journal of Glaciology*, Volume 13, pp. 187-212.
- Mellet, C., 2014. Luminescence Dating. *British Society for Geomorphology*.
- Menard, G., Dietrich, M., Vallon, M., Tadenuma, S., Bordes, C., Meric, O., Lemeille, F., Paillet, A., 2006. Seismic profiling and borehole measurements in the Isère valley near Grenoble, France: 2- Interpretation. *Third International Symposium on the Effects of surface Geology on Seismic Motion*.
- Merchel, S., Herpers, U., 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochimica Acta*, Volume 84, pp. 215-219.
- Mey, J., Scherler, D., Wickert, A.D., Egholm, D.L., Tesauro, M., Schildgen, T.F., Strecker, M.R., 2016. Glacial isostatic uplift of the European Alps. *Nature communication*, Volume 1, pp. 1-9.
- Miall, A.D., 1978. Lithofaciès Types and Vertical Profile Models in Braided River Deposits: A Summary. *Fluvial Sedimentology*, Volume 33, pp. 597-604.
- Miall, A.D., 1983. Glaciofluvial Transport and Deposition. *Glacial Geology*. Oxford: Pergamon Press, pp. 168-183.
- Michaël, D., Buoncristiani, J.-F., Guiraud, M., 2009. Fluid-pressure controlled soft-bed deformation sequence beneath the surging Breiðamerkurjökull (Iceland, Little Ice Age). *Sedimentary Geology*, Volume 221, pp. 71-86.
- Mix, A., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, Volume 20, pp. 627-657.
- Monegato, G., Ravazzi, C., Donegana, M., Pini, R., Calderoni, G., Wick, L., 2007. Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). *Quaternary research*, Volume 68, pp. 284-302.
- Monegato, G., Scardia, G., Hajdas, I., Rizzini, F., Piccin, A., 2017. The Alpine LGM in the boreal ice-sheet game. *Scientific reports*, Volume 7, pp. 2078.
- Monjuvent, G., 1973. La transfluence Durance-Isère. Essai de synthèse du Quaternaire du bassin du Drac (Alpes françaises). *Géologie Alpine*, Volume 49, pp. 57-118.
- Monjuvent, G., Combier, J., Michel, R., 1980. *Notice explicative et Carte géol. France (1/50 000), feuille La Côte-St-André (747)*. Orléans: BRGM.
- Monjuvent, G., 1988. La déglaciation rhodanienne entre les moraines internes et le val du Bourget. *Géologie Alpine*, Volume 64, pp. 62-104.
- Monjuvent, G., Nicoud, G., 1988. Intéprétation de la déglaciation rhodanienne au Wurm, des moraines "internes" à la cuvette lémanique. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, Volume 25, pp. 129-140.
- Moran, A.P., Ivy-Ochs, S., Schuh, M., Christl, M., Kerschner, H., 2016. Evidence of central Alpine glacier advances during the Younger Dryas early Holocene transition period. *Boreas*, Volume 45, pp. 398-410.
- Moreno, A., Svensson, A., Brooks, S.J., Connor, S., Engels, S., Fletcher, W., Genty, D., Heiri, O., Labuhn, I., Persiou, A., Peyron, O., Sadori, L., Valero-Garces, B., Wulf, S., Zanchetta, G., 2014. A compilation of Western European terrestrial records 60-8 ka BP: towards an understanding of latitudinal climatic gradients. *Quaternary Science Reviews*, Volume 106, pp. 167-185.

- Moscariello, A., Pugin, A., Wildi, W., Beck, C., Chapron, E., de Batist, M., Girardclos, S., Ivy Ochs, S., Rachoud-Schneider, A.-M., Signer, C., Clauwenberghe, T.V., 1998. Déglaciation wurmienne dans des conditions lacustres à la terminaison occidentale du bassin lémanique (Suisse occidentale et France). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, Volume 91, pp. 185-201.
- Moseley, G.E., Spötl, C., Brandstätter, S., Erhardt, T., Luetscher, M., Edwards, R.L., 2020. NALPS19: sub-orbital-scale climate variability recorded in northern Alpine speleothems during the last glacial period. *Climate of the Past*, Volume 16, pp. 29-50.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, Volume 48, pp. 269-299.
- Murray, A., Robert, R., 1998. Measurement of the equivalent dose in quartz using a regenerative-dose single aliquot protocol. *Radiation Measurements*, Volume 29, pp. 503-515.
- Murray, A., Wintle, A., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, Volume 32, pp. 57-73.
- Murray, A.S., Thomsen, K.J., Masuda, N., Buylaert, J.-P., and Jain, M., 2012. Identifying well-bleached quartz using the different bleaching rates of quartz and feldspar luminescence signals. *Radiation Measurements*, Volume 47, pp. 688-695.
- Nemec, W., 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. A. Colella, D.B. Prior, eds *Coarse-Grained Deltas*. Special Publications of the International Association of Sedimentologists, Volume 19, pp. 29-73.
- Nesje, A., 1992. Topographical effects on the equilibrium-line altitude on glaciers. *Geojournal*, Volume 27, pp. 283-391.
- Nesje, A., 2009. Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, Volume 28, pp. 2119-2136.
- Nicoud, G., 1973. *Hydrogéologie de la Haute vallée du Chéran. Massif des Bauges (Savoie)*, Grenoble: Thèse de doctorat.
- Nicoud, G., 1981. Les dépôts pléistocènes du bassin chambérien et du nord-grésivaudan. Enseignements paléogéographiques. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences de Paris*, Volume 292, pp. 101-104.
- Nicoud, G., Monjuvent, G., Maillet-Guy, G., 1987. Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du nord par la dynamique lacustre. *Géologie alpine Mémoire HS*, Volume 13, pp. 457-468.
- Nicoud, G., Royer, G., Corbin, J.-C., Lemeille, F., Paillet, A., 2002. Creusement et remplissage de la vallée de l'Isère au Quaternaire récent. Apports nouveaux du forage GMB1 (1999) dans la région de Grenoble (France). *Géologie de la France*, Volume 4, pp. 39-49.
- Nicoud, G., Bourlès, D., Hyppolite, J., Carcaillet, J., Coutterand, S., Paillet, A., 2009. *Sur l'âge Dryas récent des moraines frontales du Villaron à Bessans. Implications dans la lithostratigraphie locale de la déglaciation de la haute vallée de l'Arc (Maurienne, Savoie, France)*, Montpellier: Les formations superficielles en domaine continental : Apport des nouvelles méthodes de datation.
- Niedermann, S., 2002. Cosmic-Ray-Produced Noble Gases in Terrestrial Rocks: Dating Tools for Surface Processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Volume 47, pp. 731-784.
- Nishiizumi, K., Winterer, E.L., Kohl, C.P., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., Arnold, J.R., 1989. Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Volume 94, pp. 17907-17915.

- Nocquet, J.-M., Sue, C., Walpersdorf, A., Tran, D.T., Lenôtre, N., Vernant, P., Cushing, M., Jouanne, F., Masson, F., Baize, S., Chéry, J., Van der Beek, P.A., 2016. Present-day uplift of the western Alps. *Scientific Reports*, Volume 6, pp. 6.
- Norton, K. P., Hampel, A., 2010. Postglacial rebound promotes glacial re-advances – a case study from the European Alps. *Terra Nova*, Volume 22, pp. 297-302.
- Nordli, P., Lie, O., Nesje, A., Dahl, S., 2003. Spring-summer temperature reconstruction in western Norway 1734-2003: a data-synthesis approach. *International Journal of Climatology*, Volume 23, pp. 1821-1841.
- Nye, J., 1952b. The Mechanics of Glacier Flow. *Journal of Glaciology*, Volume 2, pp. 82-93.
- Oerlemans, J., Hoogendoorn, N., 1989. Mass-Balance Gradients and Climatic Change. *Journal of Glaciology*, Volume 35, pp. 399-405.
- Oerlemans, J., Fortuin, J., 1992. Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. *Science*, Volume 258, pp. 115-117.
- Oerlemans, J., 2001. *Glaciers and Climate Change*. A.A. Balkema Publishers.
- Oerlemans, J., 2005. Atmospheric science: extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, Volume 308, pp. 675-677.
- Olley, J., Caitcheon, G., Murray, A., 1998. The distribution of apparent dose as determined by Optically Stimulated Luminescence in small aliquots of fluvial quartz: Implications for dating young sediments. *Quaternary Science Reviews*, Volume 17, pp. 1033-1040.
- Olley, J., Pietsch, T., Roberts, R., 2004. Optical dating of Holocene sediments from a variety of geomorphic settings using single grains of quartz. *Geomorphology*, Volume 60, pp. 337-358.
- Osmaston, H., 1975. Models for the estimation of firnlines of present and Pleistocene Glaciers. R. Peel, M. Chisholm, pp. Haggett, eds. *Processes in Physical and Human Geography*. London: Bristol Essay, pp. 218-245.
- 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. *Quaternary International*, Volume 22-31, pp. 138-139.
- Owen, L.A., Derbyshire, E., 1989. The Karakoram glacial depositional system. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Volume 76, pp. 117-146.
- Owen, G., 2003. Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. *Geological Society London Special Publications*, Volume 216, pp. 21-34.
- Paiero, G., Monegato, G., 2003. The Pleistocene evolution of Arzino alluvial fan and western part of Tagliamento morainic amphitheatre (Friuli, NE Italy). *Il Quaternario–Italian Journal of Quaternary Sciences*, Volume 16, pp. 185-193.
- Past Interglacials Working Group of PAGES, 2016. Interglacials of the last 800,000 years. *Reviews of Geophysics*, Volume 54, pp. 162-219.
- Paterson, W.B., 1970. The sliding velocity of Athabasca glacier, Canada. *Journal of Glaciology*, Volume 55, pp. 55-63.
- Paul, F., Käab, A., Maisch, M., Kellenberger, T., Haeberli, W., 2004. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophysical Research Letters*, Volume 31, pp. 1-4.

- Pavon-Carrasco, F.J., Gomez-Paccard, M., Hervé, G., Osete, M. L., Chauvin, A., 2014. Intensity of the geomagnetic field in Europe for the last 3 ka: Influence of data quality on geomagnetic field modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Volume 15. <http://dx.doi.org/10.1002/2014GC005311>.
- Pellitero, R., 2013. Lateglacial evolution of Fuentes Carrionas massif (Cantabrian Range) palaeoenvironmental and chronological estimations. *Cuatern Geomorfol*, Volume 27, pp. 71-90.
- 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. *Computers , Geosciences*, Volume 82, pp. 55-62.
- 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. *Computers and Geosciences*, Volume 94, pp. 77-85.
- Perret, A., 2014. *Géopatrimoine des trois Chablais: identification et valorisation des témoins glaciaires*, Chambéry: Thèse de doctorat.
- Penck, A., Brückner, E., 1909. *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig : Tauchnitz.
- Petit, J R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N I., Barnola, J-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V M., Legrand, M., Lipenkov, V Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, Volume 399, pp. 429-436.
- Pfeffer, W.T., Arendt, A.A., Bliss, A., Bolch, T., Cogley, J.G., Gardener, A.S., 2014. The Randolph consortium, The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *Journal of Glaciology*, Volume 60, pp. 522-537.
- Postma, G., Cruickshank, C., 1988. Sedimentology of a late Weichselian to Holocene terraced fan delta, Varangefjord, northern Norway. *Fan deltas: sedimentology and tectonic settings*. United Kingdom: Blackie, pp. 144-157.
- Powell, R., 1990. Glacimarine processes at grounding-line fans and their growth to ice-contact deltas. *Geological Society, London, Special Publications*, Volume 53, pp. 53-73.
- Prescott, J., Hutton, J., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, Volume 23, pp. 497-500.
- Preusser, F., 1999. Luminescence dating of fluvial sediments and over bank deposits from Gossau, Switzerland: fine grain dating. *Quaternary Science Reviews*, Volume 18, pp. 217-222.
- Preusser, F., Blei, A., Graf, H., Schlüchter, C., 2007. Luminescence dating of Würmian (Weichselian) proglacial sediments from Switzerland: methodological aspects and stratigraphical conclusions. *Boreas*, Volume 36, pp. 130-142.
- Preusser, F., Degering, F., 2007. Luminescence dating of the Niederweningen mammoth site, Switzerland. *Quaternary International*, Volume 165, pp. 106-112.
- Preusser, F., Geyh, M., Schlüchter, C., 2003. Timing of Late Pleistocene climate change in lowland Switzerland. *Quaternary Science Reviews*, Volume 22, pp. 1435-1445.
- Preusser, F., Ramseyer, K., Schlüchter, C., 2006. Characterisation of low OSL intensity quartz from the New Zealand Alps. *Radiation Measurements*, Volume 41, pp. 871-877.

- Preusser, F., Reitner, J., Schlüchter, C., 2010. Distribution, geometry, age and origin of overdeepened valleys and basins in the Alps and their foreland. *Swiss Journal of Geosciences*, Volume 103, pp. 407-426.
- Preusser, F., Graf, H.R., Keller, O., Krayss, E., Schlüchter, C., 2011. Quaternary glaciation history of northern Switzerland. *Journal of Quaternary Science*, Volume 60, pp. 282-305.
- Protin, M., 2019. *Preliminary work on reduced glacier extents and subglacial erosion rates in the Mont-Blanc massif. In: Protin M, Études des fluctuations glaciaires dans le massif du Mont-Blanc depuis la fin du Dryas Récent à partir des nucléides cosmogéniques in situ*, Marseille: Thèse de doctorat.
- Protin, M., Schimmelpfennig, I., Mugnier, J.-L., Ravanel, L., Le Roy, M., Deline, P., Favier, V., Buoncristiani, J.-F., 2019. Climatic reconstruction for the Younger Dryas/Early Holocene transition and the Little Ice Age based on paleo-extents of Argentièr glacier (French Alps). *Quaternary Science Reviews*, Volume 221.
- Prud'homme, C., Vassallo, R., Crouzet, C., Carcaillet, J., Mugnier, J.-L., Cortés-Aranda, J., 2020. Paired ¹⁰Be sampling of polished bedrock and erratic boulders to improve dating of glacial landforms: an example from the Western Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, Volume 45, pp. 1168-1180.
- Putkonen, J., Swanson, T., 2003. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Science direct*, Volume 59, pp. 255-261.
- Putkonen, J., O'Neal, M., 2006. Degradation of unconsolidated Quaternary landforms in the western North America. *Geomorphology*, Volume 75, pp. 408-419.
- Putkonen, J., Connolly, J., Orloff, T., 2008. Landscape evolution degrades the geologic signature of past glaciations. *Geomorphology*, Volume 97, pp. 208-217.
- Rabatel, A., Dedieu, J.P., Thibert, E., Letréguilly, A., Vincent, C., 2008. 25 years (1981–2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data. *Journal of Glaciology*, Volume 54, pp. 307-314.
- Rabatel, A., Dedieu, J., Vincent, C., 2016. Spatio-temporal changes in glacier-wide mass balance quantified by optical remote sensing on 30 glaciers in the French Alps for the period 1983–2014. *Journal of Glaciology*, Volume 62, pp. 1153-1166.
- Rabot, C., 1902. Essai de chronologie des variations glaciaires. *Extrait du Bulletin de Géographie Historique et Descriptive*.
- Rabus, B., Echelmeyer, K., 2017. The flow of a polythermal glacier: McCall Glacier, Alaska, U.S.A. *Journal of Glaciology*, Volume 43, pp. 522-536.
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S., 2015. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, Volume 111, pp. 94-106.
- Rajaratnam, N., Subramanyam, S., 1986. Plane turbulent denser wall jets and jumps. *Journal of Hydraulic Research*, Volume 24, pp. 281-296.
- Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Winstrup, M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, Volume 106, pp. 14-28.

- Ravazzi, C., Badino, F., Marsetti, D., Patera, G., Reimer, P.J., 2012a. Glacial to paraglacial history and forest recovery in the Oglio glacier system (Italian Alps) between 26 and 15 ka cal BP. *Quaternary science reviews*, Volume 58, pp. 146-161.
- Ravazzi, C., Pini, R., Badino, F., De Amicis, M., Londeix, L., Reimer, P.J., 2014. The latest LGM culmination of the Garda Glacier (Italian Alps) and the onset of glacial termination. Age of glacial collapse and vegetation chronosequence. *Quaternary Science Reviews*, Volume 105, pp. 26-47.
- Ravier, E., Buoncristiani, J.-F., Guiraud, M., Menzies, J., Clerc, S., Goupy, B., Portier, E., 2014b. Porewater pressure control on subglacial soft sediment remobilization and tunnel valley formation: a case study from the Alnif tunnel valley (Morocco). *Sedimentary Geology*, Volume 304, pp. 71-95.
- Ravier, E., Buoncristiani, J.-F., Menzies, J., Guiraud, M., Clerc, S., Portier, E., 2015. Does porewater or meltwater control tunnel valley genesis? Case studies from the Hirnantian of Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 418, pp. 359-376.
- Rea, B., Evans, D., 2007. Quantifying climate and glacier mass balance in north Norway during the YD. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 246, pp. 307-330.
- Rea, B., 2009. Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, Volume 28, pp. 237-248.
- Reber, R., Akçar, N., Ivy-Ochs, S., Tikhomirov, D., Burkhalter, R., Zohno, C., Lüthold, A., Kubik, P.W., Vockenhuber, C., Schlüchter, C., 2014. Timing of retreat of the Reuss Glacier (Switzerland) at the end of the Last Glacial Maximum. *Swiss journal of geosciences*, Volume 107, pp. 293-307.
- Reimer, P.J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, L.R., Friedrich, M., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, Volume 62, pp. 725-757.
- Reitner, J., 2007. Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. *Quaternary International*, Volume 164-165, pp. 64-84.
- Reitner, J., Gruber, W., Römer, A., Morawetz, R., 2010. Alpine overdeepenings and paleo-ice flow changes: an integrated geophysical-sedimentological case study from Tyrol (Austria). *Swiss Journal of Geosciences*, Volume 103, pp. 385-405.
- Reitner, J.M., Ivy-Ochs, S., Drescher-Schneider, R., Hajdas, I., Linner, M., 2016. Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). *E,G Quaternary Science Journal*, Volume 65, pp. 113-144.
- Reuther, A.U., Fiebig, M., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Reitner, J.M., Jerz, H., Heine, K., 2011. Deglaciation of a large piedmont lobe glacier in comparison with a small mountain glacier – new insight from surface exposure dating. Two studies from SE Germany. *Quaternary Science Journal*, Volume 60, pp. 248-269.
- Revel, M., Sinko, J., Grousset, F., Biscaye, P., 1996. Sr and Nd isotopes as tracers of North Atlantic lithic particles: paleoclimatic implications. *Paleoceanography*, Volume 11, pp. 95-113.
- Revil, J., Combaz, P., 1913. Glaciaire et fluvio-glaciaire du massif des Bauges. *Bulletin de la société d'histoire naturelle de Savoie*, Volume 16, pp. 81-148.
- Rey, F., Gobet, E., van Leeuwen, J.F.N., Gilli, A., van Raden, U.J., Hafner, A., Wey, O., Rhiner, J., Schmocker, D., Zünd, J., Tinner, W., 2017. Vegetational and agricultural dynamics at Burgaschisee (Swiss Plateau) recorded for 18,700 years by multi-proxy evidence from partly varved sediments. *Vegetation History and Archaeobotany*, Volume 26, pp. 571-586.

- Reynaud, J.-Y., Dalrymple, R.W., 2012. *Shallow-Marine Tidal Deposits*. Dordrecht: Springer.
- RGI Consortium, 2017. *Randolph Glacier Inventory - A Dataset of Global Glacier Outlines, Version 6*. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. [En ligne]: <https://www.glims.org/RGI/>
- Rijsdijk, K., Warren, W., van der Meer, J., 2010. The glacial sequence at Killiney, SE Ireland: terrestrial deglaciation and polyphase glaciectonic deformation. *Quaternary Science Reviews*, Volume 29, pp. 696-719.
- Riveiros, N.V., Toucanne, S., Rodrigues, T., Landais, A., Naughton, F., Sanchez Goni, M.F., 2022. Definition of the Last Glacial Cycle marine stages and chronology. D. Palacios, pp. Hughes, J. Garcia-Ruiz, N. Andrés, eds. *European Glacial Landscapes*. Amsterdam: Elsevier, pp. 171-173.
- Roattino, T., Crouzet, C., Buoncristiani, J.-f., Tissoux, H., 2021. Geometry of glaciofluvial deposits and dynamics of the Lyonnais lobe ice front during last glacial period (France, Northern Alps). *Earth Sciences Bulletin*, Volume 192. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021012>.
- Roattino, T., Crouzet, C., Vassallo, R., Buoncristiani, J.-F., Carcaillet, J., Gribenski, N., Valla, P.G., 2022. Palaeogeographical reconstruction of the western French Alps foreland during the LGM using cosmogenic exposure dating. *Quaternary Research*, Volume 25, pp. 1-16.
- Rohais, S., Eschard, R., Guillocheau, F., 2008. Depositional model and stratigraphic architecture of rift climax Gilbert-type fan deltas (Gulf of Corinth, Greece). *Sedimentary Geology*, Volume 210, pp. 132-145.
- Rossato, S., Monegato, G., Mozzi, P., Cucato, M., Gaudio, B., Miola, A., 2013. Late Quaternary glaciations and connections to the piedmont plain in the prealpine environment: The middle and lower Astico Valley (NE Italy). *Quaternary International*, Volume 288, pp. 8-24.
- Russell, A.J., Knudsen, O., 1999. An ice-contact rhythmite (turbidite) succession deposited during the November 1996 catastrophic outburst flood (jökulhlaup), Skeiðarjökull, Iceland. *Sedimentary Geology*, Volume 127, pp. 1-10.
- Russell, H.A.J., Arnott, R.C., 2003. Hydraulic-jump and hyperconcentrated-flow deposits of a glacial subaqueous fan: Oak ridges moraines, Southern Ontario, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, Volume 73, pp. 887-905.
- Russell, H.A.J., Sharpe, D., Bajk, A., 2007. Sedimentary signatures of the Waterloo Moraine, Ontario, Canada. M. Hambrey, Christoffersen, N. Glasser, B. Hubbard, eds. *Glacial Processes and Products*. Special Publications of the International Association of Sedimentologists, Volume 39, pp. 85-108.
- Rust, B.R., 1972. Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, Volume 18, pp. 221-245.
- Rust, B.R., Romanelli, R., 1975. Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada. *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 23*, pp. 177-192.
- Rust, B.R., 1978. A classification of alluvial channel systems. *Fluvial Sedimentology*, Volume 5, pp. 187-198.
- Salcher, B., Starnberger, R., Götz, J., 2015. The last and penultimate glaciation in the North Alpine Foreland: New stratigraphical and chronological data from the Salzach glacier. *Quaternary International*, Volume 388, pp. 218-231.

- 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. *Journal of Quaternary Science*, Volume 27, pp. 279-289.
- Sawakuchi, A.O., Blair, M.W., DeWitt, R., Faleiros, F.M., Hyppolito, T., Guedes, C.C.F., 2011. Thermal history versus sedimentary history: OSL sensitivity of quartz grains extracted from rocks and sediments. *Quaternary Geochronology*, Volume 6, pp. 261-272.
- Scapozza, C., Castelletti, C., Soma, L., Dall'Agnolo, S., Ambrosi, C., 2014. Timing of LGM and deglaciation in the Southern Swiss Alps Chronologie du DMG (Dernier Maximum Glaciaire) et de la déglaciation dans les Alpes Suisses Méridionales. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Volume 4, pp. 307-322.
- Schenk, F., Väiliranta, M., Muschitiello, F., Tarasov, L., Heikkilä, M., Björck, S., Brandefelt, J., Johansson, A.V., Näslund, J-O., Wohlfarth, B., 2018. Warm summers during the Younger Dryas cold reversal. *Nature Communications*, Volume 9, pp. 1634.
- Schlüchter, C., 2004. The Swiss glacial record: a schematic summary. J. Ehlers, pp. Gibbard, eds. *Quaternary Glaciations: Extent and Chronology Part I: Europe*. London: Elsevier, pp. 413-418.
- Schmidt, R., Weckström, K., Lauterbach, S., Tessadri, R., Huber, K., 2012. North Atlantic climate impact on early late-glacial climate oscillations in the southeastern Alps inferred from a multi-proxy lake sediment record. *Journal of Quaternary Science*, Volume 27, pp. 40-50.
- Schneeberger, C., Blatter, H., Abe-Ouchi, A., Wild, M., 2003. Modelling changes in the mass balance of glaciers of the northern hemisphere for a transient 2 CO₂ scenario. *Journal of Hydrology*, Volume 282, pp. 145-163.
- Schoeneich, P., 1998. Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groenland. *Quaternaire*, Volume 9, pp. 203-215.
- Schwartz, S., Zerathe, S., Jongmans, D., Baillet, L., Carcaillet, J., Audin, L., Dumont, T., Bourlès, D., Braucher, R., Lebrouc, V., 2017. Cosmic ray exposure dating on the large landslide of Séchilienne (Western Alps): A synthesis to constrain the slope evolution. *Geomorphology*, Volume 278, pp. 329-344.
- Scotti, R., Brardinoni, F., Alberti, S., Frattini, P., Crosta, G.B., 2013. A regional inventory of rock glaciers and protalus ramparts in the central Italian Alps. *Geomorphology*, Volume 186, pp. 136-149.
- Seguinot, J., Jouvét, G., Huss, M., Funk, M., Ivy-Ochs, S., Preusser, F., 2018. Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps. *The Cryosphere discussions*, Volume 22, pp. 1-30.
- Serra, E., Valla, P.G., Gribenski, N., Carcaillet, J., Deline, P., 2022. Post-LGM glacial and geomorphic evolution of the Dora Baltea valley (western Italian Alps). *Quaternary Science Reviews*, Volume 282, pp. 107446.
- Shackleton, N.J., 1967. Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, Volume 215, pp. 15-17.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N., 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ year and 10⁶ year scale. *Quaternary Research*, Volume 3, pp. 39-55.
- Shackleton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary science reviews*, Volume 6, pp. 183-190.

- Shanmugam, G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s–1990s): Deep-water processes and faciès models – a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, Volume 17, pp. 285-342.
- Sharpe, D., 1988. Glaciomarine fan deposition in the Champlain Sea. *The Late Quaternary development of the Champlain Sea Basin*. geological association of Canada special paper 35, pp. 63-82.
- Shilling, D., Hollin, J., 1981. Numerical reconstructions of valley glaciers and small ice caps. G. Denton, T. Hughes, éd. *The Last Great Ice Sheets*. New York: Wiley, pp. 207-220.
- Shroder, J.F., Bishop, M.P., Copland, L., Sloan, V.F., 2000. Debris-covered glaciers and rock glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. *Geografiska annaler*, Volume 82, pp. 17-31.
- Siame, L., Braucher, R., Bourlès, D., 2000. Les nucléides cosmogéniques produits in situ : de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bulletin de la Société Géologique de France* 171, pp. 383-396.
- Siddall, M., Rohling, E., Thompson, W., Waelbroeck, C., 2008. Marine Isotope Stage 3 sea level fluctuations: data synthesis and new outlook. *Reviews of Geophysics*, Volume 46, pp. RG4003.
- Siegenthaler, C., Huggenberger, P., 1993. Pleistocene Rhine gravel: deposits of a braided river system with dominant pool preservation. *Geological Society*, Volume 75, pp. 147-162.
- Smedley, R., Glasser, N., Duller, G., 2016. Luminescence dating of glacial advances at Lago Buenos Aires (~46°S), Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, Volume 134, pp. 59-73.
- Sissingh, W., 2001. Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland: correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics*, Volume 333, pp. 361-400.
- Smedley, R.K., Glasser, N.F. and Duller, G.A.T., 2016. Luminescence dating of glacial advances at Lago Buenos Aires (~46°S), Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, Volume. 134, pp. 59-73.
- Smedley, R.K., Buylaert, J-P., and Újvári, G., 2019. Comparing the accuracy and precision of luminescence ages for partially bleached sediments using single grains of K-feldspar and quartz: *Quaternary Geochronology*, Volume 53, pp. 101007.
- Spagnolo, M., Ribolini, A., 2019. Glacier extent and climate in the Maritime Alps during the Younger Dryas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 536, pp. 109400.
- Spooner, I., Dalrymple, R., 1993. Sedimentary faciès relationships in esker-ridges-esker-fan complexes, southeastern Ontario, Canada: application to the exploration for asphalt blending sand. *Quaternary International*, pp. 81-92.
- Spratt, R., Lisiecki, L., 2016. A Late Pleistocene sea level stack. *Climat of the Past*, Volume 12, pp. 1079-1092.
- Staiger, J.K.W., Gosse, C.G., Johnson, J.V., Fastook, J., Gray, J.T., Stockli, D.F., Stockli, L., Finkel, R., 2005. Quaternary relief generation by polythermal glacier ice. *Earth Surface Processes and Landforms*, Volume 30, pp. 1145-1159.
- Stanford, J.D., Rohling, E.J., Bacon, S., Roberts, A.P., Grousset, F.E., Bolshaw, M., 2011. A new concept for the paleoceanographic evolution of Heinrich event 1 in the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, Volume 30, pp. 1047-1066.
- Starnberger, R., Rodnight, H., Spötl, C., 2011. Chronology of the Last Glacial Maximum in the Salzach palaeoglacier area (Eastern Alps). *Journal of Quaternary science*, Volume 26, pp. 502-510.

- Steiner, S.G., 2020. *Etude Géomorphologique, Cartographique et Sédimentaire des dépôts Würmiens dans la région de Lyon, France*, Dijon: Rapport de Master 2.
- Steinfatt, E., 1975. *Geologie de la feuille Voiron au 1/50 000: Etudes sur le Miocène et le Quaternaire de l'avant pays alpin*, Grenoble: Thèse de doctorat.
- Sternai, P., Sue, C., Husson, L., Serpelloni, E., Becker, T., Willett, S., 2019. Present-day uplift of the European Alps: Evaluating mechanisms and models of their relative contributions. *Earth-Science Reviews*, Volume 190, pp. 589-604.
- Stone, J., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*, Volume 105, pp. 23753-23759.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America*, Issue 63, pp. 1117-1142.
- Stroeven, A.P., Fabel, D., Harbor, J., Hättestrand, C., Kleman, J., 2002b. Quantifying the erosional impact of the Fennoscandian ice sheet in the Torneträsk–Narvik corridor, northern Sweden, based on cosmogenic radionuclide data. *Geografiska Annaler*, Volume 84A, pp. 275-287.
- Stroeven, A.P., Fabel, D., Hättestrand, C., Harbor, J., 2002a. A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation: cosmogenic radionuclide evidence of tors preserved through multiple glacial cycles. *Geomorphology*, Volume 44, pp. 145-154.
- Sugden, D.E., Balco, G., Cowdery, S.G., Stone, J.O., Sass, L.C., 2005. Selective glacial erosion and weathering zones in the coastal mountains of Marie Byrd Land, Antarctica. *Geomorphology*, Volume 67, pp. 317-334.
- Terhorst, B., Kühn, P., Damm, B., Hambach, U., Meyer-Heintze, S., Sedov, S., 2014. Paleoenvironmental fluctuations as recorded in the loess-paleosol sequence of the Upper Paleolithic site Krems-Wachtberg. *Quaternary International*, Volume 351, pp. 67-82.
- Terhorst, B., Sedov, S., Sprakfe, T., Peticzka, R., Meyer-Heintze, S., Kühn, P., Solleiro Rebolledo, E., 2015. Austrian MIS 3/2 loess-palaeosol records—Key sites along a west-east transect. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 418, pp. 43-56.
- Thompson, A., Jones, A., 1986. Rates and causes of proglacial river terrace formation in southeast Iceland: an application of lichenometric dating techniques. *Boreas*, Volume 15, pp. 231-246.
- Thomsen, K., Murray, A., Jain, M., Botter-Jensen, L., 2008. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements*, Volume 43, pp. 1474-1486.
- Tomkins, M.D., Dortch, J.M., Hughes, P.D., Huck, J.J., Pallàs, R., Rodés, A., Allard, J., Stimson, A.G., Bourlès, D., Rinterknecht, V., Jomelli, V., Rodriguez-Rodriguez, L., Copons, R., Barr, I.D., Darvill, C.M., Bishop, T., 2021. Moraine crest or slope: An analysis of the effects of boulder position on cosmogenic exposure age. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 570, pp. 117092.
- Tracy, D., Brennand, A., 2000. Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers, Canada. *Geomorphology*, Volume 32, pp. 263-293.
- Triganon, A., Nicoud, G., Guiter, F., Blavoux, B., 2005. Contrôle de la construction de l'ensemble détritique de la région d'Evian par trois phases glaciaires durant le Würm. *Quaternaire*, Volume 16, pp. 57-63.

- Untersweg, T., Wimmer-Frey, I., Heinrich, M., Pfliederer, S., Reitner, H., 2012. Pleistocene ice extent in the upper Ybbs valley in lower Austria. *Quaternary International*, Volume 508, pp. 279-280.
- Uppala, S M., Kallberg, W P., Simmons, A J., Andrae, U., Da Costa Bechtold, V., 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Volume 131, pp. 2961-3012.
- Van Der Vegt, P., Janszen, A., Moscariello, A., 2012. Tunnel valleys: current knowledge and future perspectives. *Geological Society*, Volume 368, pp. 75-97.
- van Husen, D., 1997. LGM and late-glacial fluctuations in the Eastern Alps. *Quaternary International*, Volume 38/39, pp. 109-118.
- van Husen, D., 2000. Geological processes during the Quaternary. *Austrian Journal of Earth Sciences*, Volume 92, pp. 135-156.
- van Husen, D., 2004. Quaternary glaciations in Austria. J. Ehlers , pp.Gibbard, éd. *Quaternary Glaciations: Extent and Chronology Part I: Europe. Developments in Quaternary Sciences*, Volume 15, pp 15-28.
- van Rensbergen, P., Batist, M., Beck, C., Chapron, E., 1999. High-resolution seismic stratigraphy of glacial to interglacial fill of a deep glacial lake: Lake Le Bourget, Northwestern Alps, France. *Sedimentary Geology*, Volume 128, pp. 99-129.
- Vandenbergh, D., 2004. *Investigation of the optically stimulated luminescence dating method for application to young geological sediments*, Gent: Thèse de doctorat.
- Vazquez Riveiros, N., Toucanne, S., Rodrigues, T., Landais, A., Naughton, F., Sanchez Goni, M. F., 2022. Definition of the Last Glacial Cycle marine stages and chronology. D. Palacios, pp.D. Hughes, J. M. Garcia-Ruiz , N. Andrés, éd. *European Glacial Landscapes*. Amsterdam: Elsevier, pp. 171-173.
- Veres, D., Lallier-Vergès, E., Wohlfarth, B., Lacourse, T., Kéravis, D., Björck, S., Preusser, F., Andrieu-Ponel, V., Ampel, L., 2009. Climate-driven changes in lake conditions during late MIS 3 and MIS 2: a high-resolution geochemical record from Les Echets, France. *Boreas*, Volume 38, pp. 230-243.
- Veyret, P., 1945. Le val du Bourget, étude morphologique. *Revue de Géographie Alpine*, Volume 33, pp. 1-38.
- Vilain, R., Evin, J., Drevon, G., Marechal, J., 1988. Nouvelles observations géologiques et datations absolues dans le complexe morainique wurmien de Balan (Ain, France). *Bulletin des Naturalistes et Archéologues de l'Ain*, Volume 8, pp. 457-468.
- 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. *Geophysical Research Letters*, Volume 44, pp. 1376-1383.
- Viret, J., 1933. L'évolution du paysage de Belley aux temps quaternaires. *Les Etudes rhodaniennes*, Volume 9, pp. 13-22.
- Visnjevic, V., Herman, F., Prasicek, G., 2020. Climatic patterns over the European Alps during the LGM derived from inversion of the paleo-ice extent. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 538, pp. 116185.
- Visocekas, R., 1985. Tunneling Radiative Recombination in Labradorite—Its Association with Anomalous Fading of Thermo-Luminescence. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, Volume 10, pp. 521-529.

- Vivian, R., Ricq, C., 1966. La rencontre des glaciers du Rhône et de l'Isère dans la cluse de Chambéry et le val du Bourget. *Revue de géographie alpine*, Volume 54, pp. 389-413.
- Waelbroeck, C., Lougheed, B.C., Vazquez Riveiros, N., Missiaen, L., Pedro, J., Dokken, T., Hajdas, I., Wacker, L., Abbott, P., Dumoulin, J.-P., Thil, F., Eynaud, F., Rossignol, L., Fersi, W., Albuquerque, A.L., Arz, H., Austin, W.E.N., Came, R., Carlson, A.E., Collins, J.A., Dennielou, B., Desprat, S., Dickson, A., Elliot, M., Farmer, C., Giraudeau, j., Gottschalk, J., Hendericks, J., Hughen, K., Jung, S., Knutz, P., Lebreiro, S., Lund, D.C., Lynch-Stieglitz, J., Malaizé, B., Marchitto, T., Martinez-Mendez, G., Mollenhauer, G., Naughton, F., Nave, S., Nurnberg, D., Oppo, D., Peck, V., Peeters, F.J.C., Penaud, A., Portillo-Ramos, R.C., Repschlager, J., Roberts, J., Rühlemann, C., Salgueiro, E., Sanchez Goni, M.F., Schönfeld, J., Scussolini, P., Skinner, L.C., Skonieczny, C., Thornalley, D., Toucanne, S., Van Rooji, D., Vidal, L., Voelker, A.H.L., Wary, M., Weldeab, S., Ziegler, M., 2019. Consistently dated Atlantic sediment cores over the last 40 thousand years. *Scientific Data*, Volume 6, pp. 165.
- Waldhauser, F., Lippitsch, R., Kissling, E., Ansorge, J., 2002. High-resolution teleseismic tomography of upper-mantle structure using an a priori three-dimensional crustal model. *Geophysical Journal International*, Volume 150, pp. 403-414.
- Wallinga, J., Murray, A., Duller, G., Törnqvist, T., 2001. Testing optically stimulated luminescence dating of sand-sized quartz and feldspar from fluvial deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 193, pp. 617-630.
- Werner, M., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Lohmann, G., 2018. Reconciling glacial Antarctic water stable isotopes with ice sheet topography and the isotopic paleothermometer. *Nature Communications*, Volume 9, pp. 1-10.
- Wetter, W., 1987. *Spät-und postglaziale Gletscherschwankungen im Mont-Blanc – Gebiet Untere vallée de Chamonix-Val Montjoie*, Institut de Géographie de l'Université de Zürich, Physische Geographie.
- Whipple, K.X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences*, Volume 32, pp. 151-185.
- Winsemann, J., Hornung, J.J., Meinsen, J., Asprion, U., Polom, U., Brandes, C., Bubmann, M., Weber, C., 2009. Anatomy of a subaqueous ice-contact fan and delta complex, Middle Pleistocene, NW Germany. *Sedimentology*, Volume 56, pp. 1041-1076.
- Wintle, A., 1973. Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples. *Nature*, Volume 245, pp. 143-144.
- Wintle, A., 1997. Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. *Radiation Measurements*, Volume 27, pp. 769-817.
- Wirsig, C., Zasadni, J., Ivy-Ochs, S., Christl, M., Kober, F., Schlüchter, C., 2016a. A deglaciation model of the Oberhasli, Switzerland. *Journal of Quaternary Science*, Volume 31, pp. 46-59.
- Wirsig, C., Zasadni, J., Christl, M., Akcar, N., Ivy-Ochs, S., 2016b. Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps. *Quaternary Science Reviews*, Volume 143, pp. 37-50.
- Wölfler, A., Hampel, A., Dielforder, A., Hetzel, R., Glotzbach, C., 2021. LGM ice extent and deglaciation history in the Gurktal and Lavantal Alps (eastern European Alps): first constraints from ¹⁰Be surface exposure dating of glacially polished quartz veins. *Journal of Quaternary Science*, pp. 1-11.
- Yang, S., Ding, Z., Li, Y., Wang, X., Jiang, W., Huang, X., 2015. Warming-induced northwestward migration of the East Asian monsoon rain belt from the Last Glacial Maximum to the mid-Holocene.

Proceedings of the National academy of Sciences of the Untited States of America, Volume 112, pp. 13178-13183.

Yokoyama, Y., Lambeck, K., DeDeckker, P., Johnston, P., Fifield, K., 2000. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, Volume 406, pp. 713-716.

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 southwestern Spitsbergen dated with in situ cosmogenic ^{10}Be and ^{14}C measurements: DEGLACIATION OF COASTAL SOUTH-WESTERN SPITSBERGEN. *Journal of Quaternary Science*, Volume 33, pp. 763-776.

Zamolo, G., 1980. *Régime des eaux souterraines dans les massifs calcaires :hydrogéologie du secteur sud-est du massif des Bauges (Savoie), bassins versants du Ternèze et du Nant d'Aillon- Alpes françaises*, Grenoble: Thèse de doctorat.

Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M., Paul, F., 2006. Alpine glaciers to disappear within decades?. *Geophysical research Letters*, Volume 33, pp. 1-4.

Zielgler, L.B., Constable, C.G., Johnson, C.L., Tauxe, L., 2011. PADM2M: a penalized maximum likelihood model of the 0–2 Ma palaeomagnetic axial dipole moment. *Geophysical Journal International*, Volume 184, pp. 1069-1089.

ANNEXES

Annexe 1: Détails des informations relatives aux datations des glaciers LGM alpins, ainsi que l'abaissement de la surface glaciaire présenté dans la Figure 2.6.

Zone	Nom glacier	Age ka publié	Information	Méthode de datation	Reference
Alpes sud	Bassin de Gesso	22,8 ka	Extension maximale	Radionucléides cosmogéniques	Federici et al. (2017)
Alpes sud	Rivoli-Avigliana	24,0 ± 1,5 ka	Extension maximale	Radionucléides cosmogéniques	Ivy-Ochs et al. (2018)
Alpes sud	Rivoli-Avigliana	19,6 ± 0,9 ka	Etape de récession	Radionucléides cosmogéniques	Ivy-Ochs et al. (2018)
Alpes sud	Rivoli-Avigliana	18,3-18,1 ka cal BP	Environnement déglacé	¹⁴ C	Larocque et Finsinger (2008)
Alpes sud	Ivrea	23,8 ± 1,7 ka	Extension maximale	Radionucléides cosmogéniques	Gianotti et al. (2015)
Alpes sud	Ivrea	20,1 ± 3,0 ka	Etape de récession	Radionucléides cosmogéniques	Gianotti et al. (2015)
Alpes sud	Ivrea	17,8-17,0 ka cal BP	Environnement déglacé	¹⁴ C	Gianotti et al. (2015)
Alpes sud	Orta	26,5-23 ka	Extension maximale	Radionucléides cosmogéniques	Braakhekke et al. (2020)
Alpes sud	Orta	19-18 ka	Etape de récession	Radionucléides cosmogéniques	Braakhekke et al. (2020)
Alpes sud	Verbano	25,0 ± 0,9 - 19,9 ± 0,7 ka	Extension maximale	Radionucléides cosmogéniques	Kamleitner et al. (2022)
Alpes sud	Verbano	19,7 ± 1,1 ka	Etape de récession	Radionucléides cosmogéniques	Kamleitner et al. (2022)
Alpes sud	Verbano	19,0 ka	Environnement déglacé	Radionucléides cosmogéniques	Kamleitner et al. (2022)
Alpes sud	Oglio (Bassin de Clusone)	26,4-25,3 ka cal BP	Extension maximale	¹⁴ C	Ravazzi et al. (2012a)
Alpes sud	Oglio (Bassin de Clusone)	18,5-17,9 ka cal BP	Environnement déglacé	¹⁴ C	Ravazzi et al. (2012a)
Alpes sud	Oglio (Lac Iseo)	18,4-18,0 ka cal BP	Environnement déglacé	¹⁴ C	Lauterbach et al. (2012)
Alpes sud	Garda	24,9-24,3 ka cal BP	Extension LGM 1	¹⁴ C	Monegato et al. (2017)
Alpes sud	Garda	23,9-23,1 ka cal BP	Extension LGM 2	¹⁴ C	Monegato et al. (2017)
Alpes sud	Garda	17,8-17,3 ka cal BP	Environnement déglacé	¹⁴ C	Ravazzi et al. (2014)
Alpes sud	Astico	24,2-23,8 ka cal BP	Etape de récession	¹⁴ C	Rossato et al. (2013)
Alpes sud	Piave	19,8-18,8 ka	Etape de récession	Radionucléides cosmogéniques	Carton et al. (2009)
Alpes sud	Tagliamento	28,1-24,5 ka cal BP	Extension LGM 1	¹⁴ C	Monegato et al. (2007)
Alpes sud	Tagliamento	23,4-21,5 ka cal BP	Extension LGM 2	¹⁴ C	Monegato et al. (2007)
Alpes sud	Tagliamento	21,0 ka cal BP	Etape de récession	¹⁴ C	Monegato et al. (2007)
Alpes sud	Tagliamento	20,9-19,9 ka cal BP	Environnement déglacé	¹⁴ C	Fontana et al. (2014)
Alpes sud	Sava Dolinka	23,2 ± 2,8 ka	Extension maximal	OSL	Bavec et Verbic (2011)
Alpes sud	Drau	18,5-18,1 ka cal BP	Environnement déglacé	¹⁴ C	Schmidt et al. (2012)
Alpes sud	Gurktal	16-14 ka	Environnement déglacé	OSL	Wölfler et al. (2021)
Alpes sud	Alpes Suisses sud	18,0 ± 0,6 - 17,8 ± 0,6 ka	Abaissement de la surface de la glace	Radionucléides cosmogéniques	Dielforder et Hetzel (2013)
Alpes nord	Traun	19,9-17,7 ka cal BP	Environnement déglacé	¹⁴ C	van Husen (1997)
Alpes nord	Salzach	29-21 ka	Extension LGM 1	OSL	Starnberger et al. (2011)
Alpes nord	Salzach	21-20 ka	Extension LGM 2	OSL	Starnberger et al. (2011)
Alpes nord	Inn-Chiemsee	18,7 ± 1,7 ka	Environnement déglacé	OSL	Klasen et al. (2007)

Alpes nord	Isar-Loisach	18,0 ± 1,9 ka	Extension maximale	Radionucléides cosmogéniques	Reuther et al. (2011)
Alpes nord	Rhine	26,1-25,5 / 27,0-26,0 ka cal BP	Extension maximale	¹⁴ C	Preusser et al. (2007)
Alpes nord	Rhine	22,2 ± 1,6 - 17,1 ± 1,3 ka	Environnement déglacé	OSL	Preusser et al. (2007)
Alpes nord	Linth	19,5-18,6 ka cal BP	Environnement déglacé	¹⁴ C	Lister (1988)
Alpes nord	Reuss (Birrfield)	25,1 ± 2,4 - 24,4 ± 2,2 ka	Extension maximale	OSL	Gaar et al. (2019)
Alpes nord	Reuss (Lenzburg)	22,2 ± 1,0 ka	Etape de récession	Radionucléides cosmogéniques	Reber et al. (2014)
Alpes nord	Reuss (Lenzburg)	18,6 ± 0,9 ka	Environnement déglacé	Radionucléides cosmogéniques	Reber et al. (2014)
Alpes nord	Aare (Steinhof)	24,1 ± 1,9 - 22,8 ± 1,8 ka	Extension maximale	Radionucléides cosmogéniques	Gaar et al. (2019)
Alpes nord	Aare (Aarwangen)	27,4 ± 2,8 - 25,7 ± 4,2 ka	Extension maximale	OSL	Preusser et al. (2007)
Alpes nord	Aare (Plateau Suisse)	18,9-18,6 ka cal BP	Environnement déglacé	¹⁴ C	Rey et al. (2017)
Alpes nord	Rhône (Valais)	21,9 ± 1,8 ka	Extension maximale	Radionucléides cosmogéniques	Graf et al. (2015)
Alpes nord	Alpes Suisses centrale	23,0 ± 0,8 ka	Altitude maximum	Radionucléides cosmogéniques	Wirsig et al. 2016a
Alpes nord	Alpes Suisses centrale	17,7 ± 0,8 ka	Abaissement de la surface de la glace	Radionucléides cosmogéniques	Wirsig et al. 2016a
Alpes nord	Alpes du Zillertal	18,6 ± 1,4 ka	Abaissement de la surface de la glace	Radionucléides cosmogéniques	Wirsig et al. 2016b
Alpes ouest	Rhône (Evian)	32,3-22,2 ka cal BP	Extension maximale	¹⁴ C	Triganon et al. (2005)
Alpes ouest	Rhône (Léman ouest)	23,4-22,4 ka cal BP	Environnement déglacé	¹⁴ C	Moscariello et al (1998)
Alpes ouest	Romanche	17,5-13,0 ka	Environnement déglacé	Radionucléides cosmogéniques	Schwartz et al. (2017)
Alpes ouest	Durance	22,0 - 20,9 ka cal BP	Etape de récession	¹⁴ C	Jorda et al. (2000)
Alpes ouest	Mont Blanc	18,5 ± 1,1 ka	Abaissement de la surface de la glace	Radionucléides cosmogéniques	Wirsig et al. 2016b

Annexe 2: Table récapitulative des âges utilisés pour la datation absolue des stades glaciaires des glaciers des Alpes occidentales françaises au cours du Pléistocène supérieur. Ces données ont été calibrées en cal ka BP avec la courbe de calibration IntCal20 (Reimer, et al., 2020)

¹⁴ C										
Localisation	N° échantillon	Lat(°dec)	Long(°dec)	Altitude (m)	Age ka BP	Incertitude ka BP	Age cal ka BP	Contexte géologique	Materiel daté	Référence
Pugnieux	Ly-2318	45,8500	5,1000	200	24,11	0,90	30,41-26,87	Dépôt lacustre	Tourbe	Evin et al 1985
Moras	Lyon-1773(OxA)	45,6838	5,2655	283	28,16	0,52	33,72-31,22	Dépôt lacustre	Sédiment riche en MO	Mandier et al 2003
Moras	SacA-12347	45,6838	5,2655	250	11,34	0,05	13,31-13,16	Dépôt lacustre	Charbon	Doyen et al 2015
Péage-de-Roussillon	Ly-1689	45,3428	4,7882	140	14,11	0,62	18,77-15,56	Terrasse fluvial	Ossement de mamouth	Chapotat et al 1980
Chasse	Ly-653	45,5835	4,7832	158	14,35	0,24	18,20-16,95	Terrasse fluvial	Ossement de mamouth	Evin et al 1975
Péage-de-Roussillon	Ly-1690	45,3533	4,8004	135	20,37	0,46	23,56-23,41	Terrasse fluvial	Ossement de mamouth	Chapotat et al 1980
St Maurice l'Exil	Ly-360	45,3958	4,7750	155	18,80	0,49	23,88-21,69	Terrasse fluvial	Ossement de bœuf	David et al 1972
Porcieu-Amblagnieu	Ly-4814	45,8545	5,4003	205	14,09	0,12	17,43-16,77	Terrasse fluvial	Ossement de cheval	Mandier et Pigeay 1991
Malville	Ly-3814	45,7599	5,4726	142	26,47	0,92	33,15-28,98	Dépôt lacustre	Bois	Mandier 1988
St-Hilaire-du-Rosier	Ly-2629	45,0693	5,2568	200	15,20	0,25	19,00-17,99	Terrasse fluvial	Sédiment riche en MO	Mandier et al 2003
Cerin	Ly-5082	45,7750	5,5645	754	13,68	0,72	18,35-14,79	Dépôt lacustre	Tourbe	Bossuet et al 1996
Annecy	-	45,8709	6,1705	450	25,40	0,17	30,01-29,24	Dépôt lacustre	Sédiment riche en MO	Manalt 1998
Grotte de la Garenne	Ly 702 / OxA 8163	45,6711	5,2765	336	13,15	0,18	16,30-15,26	Occupation humaine	Ossement de renne	Bintz et Evin 2002

Grotte des Romains	Ly-16	45,7094	5,7250	280	14,38	0,38	18,33-16,49	Occupation humaine	Charbon	Loebell 1980
Paladru	SacA-29698	45,4577	5,3897	441	12,02	0,05	14,04-13,80	Dépôt lacustre	Charbon	Doyen et al 2015
Col de la Madeleine	_	45,3017	6,9576	1675	7,63	65,00	10,52-8,33	Dépôt lacustre	Bois	Couture et al, 1997
St Julien Mont Denis	ARC 1764	45,2602	6,3874	555	9,05	110,00	10,51-9,89	Coulée de débris	Bois	Crouzet et al, 1999
St Julien Mont Denis	ARC 1775	45,2602	6,3874	552	8,99	100,00	10,38-9,74	Dépôt fluviale	Bois	Crouzet et al, 1999
St Julien Mont Denis	ARC 1349	45,2515	6,3960	658	7,86	116,00	9,00-8,43	Cône alluviale	Bois	Ballandras, 1997
Pontamafrey	PON11-1	45,3166	6,3490	738	10,75	0,06	12,79-12,68	Coulée de débris	Bois	Crouzet et al, 2014
Grottes Jean-Pierre	Ly-390	45,5054	5,8495	500	13,30	0,28	16,91-15,25	Occupation humaine	Charbon	Bintz et Evin, 2002
U/Th										
Localisation	N° échantillon	Lat(°dec)	Long(°dec)	Altitude (m)	Materiel daté	Age ka	Référence			
Grotte sous les sangles, Jura sud	-	45,8530 (entrée)	5,5405 (entrée)	490	Spéléothème	14,50 ± 2,50	Lignier et Desmet 2002			
Trou des Casses, Bauges	-	45,7387 (entrée)	6,0602 (entrée)	1000	Spéléothème	65	Jaillet et al 2018			
Grotte de Bange, Bauges	-	45,7374 (entrée)	6,1021 (entrée)	692	Spéléothème	33-32	Jaillet et al 2018			
Age d'exposition ¹⁰ Be										
Localisation	N° échantillon	Lat(°dec)	Long(°dec)	Altitude (m)	Materiel daté	Age ka	Référence			
Combloux-Cordon	-	45,9042	6,6399	870	Bloc glaciaire	17,54 ± 0,50	Coutterand et Nicoud, 2005			
Montsapey	MSAPI2_P1_01	45,5241	6,3335	1040	Polis glaciaire	12,82 ± 0,64	Prud'homme et al, 2020			
Montsapey	MSAPI2_B1_06	45,5241	6,3335	1040	Bloc erratique	15,16 ± 1,85	Prud'homme et al, 2020			
Aussois	AUSS12_P1_01	45,2261	6,7543	1470	Polis glaciaire	11,52 ± 1,75	Prud'homme et al, 2020			
Aussois	AUSS12_B1_05	45,2261	6,7543	1470	Bloc erratique	14,31 ± 0,8	Prud'homme et al, 2020			
Aussois	AUSS12_B2_06	45,2261	6,7543	1470	Bloc erratique	15,19 ± 1,10	Prud'homme et al, 2020			
Aussois	AUSS12_B3_07	45,2261	6,7543	1470	Bloc erratique	13,87 ± 0,88	Prud'homme et al, 2020			
Bessans	Bessans 05-01	45,3249	7,0042	1735	Bloc erratique	11,33 ± 1,06	Nicoud et al, 2009			
Bessans	Bessans 05-02	45,3255	7,0060	1740	Bloc erratique	9,80 ± 0,69	Nicoud et al, 2009			
Bessans	Bessans 05-03	45,3234	7,0075	1739	Bloc erratique	10,07 ± 1,01	Nicoud et al, 2009			
Bessans	Bessans 05-04	45,3237	7,0099	1742	Bloc erratique	10,79 ± 0,79	Nicoud et al, 2009			
Bonneval	Ev-14a	45,3243	7,0074	1758	Bloc glaciaire	12,44 ± 0,67	Couette et Ghienne, in prep.			
Bonneval	Ev-15	45,3243	7,0074	1758	Bloc glaciaire	11,72 ± 0,66	Couette et Ghienne, in prep.			
Bonneval	Ev-6	45,3707	7,1048	2646	Poli	12,86 ± 0,66	Couette et Ghienne, in prep.			
Bonneval	Ev-8	45,3707	7,1037	2638	Poli	13,41 ± 0,70	Couette et Ghienne, in prep.			

Annexe 3: Localisation des données de forages et issues de méthodes géophysiques utilisées pour la reconstitution de la topographie sous-glaciaire.

Lat (°dec)	Long (°dec)	Altitude substratum (m)	Method	Identifiant	Source
45,2096	6,5154	807,9	Forage	X10	Antoine 2014
45,2106	6,5142	795,2	Forage	X11	Antoine 2014
45,2087	6,5661	889,5	Forage	XW51	Antoine 2014
45,2219	6,4662	645	Géophysique	03LTF - 01	Antoine 2014
45,2198	6,4651	550	Géophysique	03LTF - 01	Antoine 2014
45,5384	6,3168	322,9	Forage	BSS001VWUL	BSS

45,4607	6,2945	348,5	Forage	BSS001VWQM	BSS
45,2296	6,4498	669	Forage	BSS001WTGB	BSS
45,2095	6,5178	798	Forage	BSS001WTWE	BSS
45,2073	6,5643	899	Forage	BSS001WTVB	BSS
45,2072	6,5664	898	Forage	BSS001WTVC	BSS
45,2036	6,5820	921,4	Forage	BSS001WUBQ	BSS
45,2033	6,5823	922	Forage	BSS001WUBP	BSS
45,2030	6,5828	923,3	Forage	BSS001WTZL	BSS
45,2017	6,5925	931,5	Forage	BSS001WUAQ	BSS
45,1939	6,6323	1004,6	Forage	BSS001WUAZ	BSS
45,1940	6,6324	1004	Forage	BSS001WUAY	BSS
45,1939	6,6327	1010,3	Forage	BSS001WUAX	BSS
45,1938	6,6327	1013,2	Forage	BSS001WUAW	BSS
45,1938	6,6330	1017,5	Forage	BSS001WUBE	BSS
45,1937	6,6330	1012	Forage	BSS001WUBA	BSS
45,1935	6,6331	999	Forage	BSS001WUBB	BSS
45,1938	6,6332	1004,4	Forage	BSS001WUBG	BSS
45,1937	6,6335	1008,8	Forage	BSS001WUBJ	BSS
45,1937	6,6337	1014	Forage	BSS001WUBL	BSS
45,1939	6,6331	1017	Forage	BSS001WUBD	BSS
45,1939	6,6333	1018	Forage	BSS001WUBF	BSS
45,1938	6,6335	1019	Forage	BSS001WUBH	BSS
45,1938	6,6338	1019	Forage	BSS001WUBK	BSS
45,3141	6,9759	1631	Forage	BSS001WUJJ	BSS
45,3189	6,9986	1689	Forage	BSS001WUJM	BSS
45,3217	7,0048	1688	Forage	BSS001WUJL	BSS
45,3210	6,9934	1645	Forage	BSS001WUKG	BSS
45,4258	6,2748	361	Forage	BSS001VXBT	BSS
45,3798	6,2818	400	Forage	BSS001VXBU	BSS
45,3771	6,2812	394	Forage	BSS001VXCL	BSS
45,2959	6,3539	500	Forage	BSS001WSLS	BSS
45,2958	6,3543	500	Forage	BSS001WSLL	BSS
45,2914	6,3544	500	Forage	BSS001WSJX	BSS
45,2904	6,3619	505	Forage	BSS001WSLJ	BSS
45,2848	6,3620	499	Forage	BSS001WSLV	BSS
45,2803	6,3578	504	Forage	BSS001WSLW	BSS
45,2639	6,3821	532	Forage	BSS001WSVN	BSS
45,2552	6,3982	507	Forage	BSS001WTBG	BSS
45,2501	6,4328	669	Forage	BSS001WTAU	BSS
45,2188	6,4720	660	Forage	BSS001WSZB	BSS
45,2093	6,4766	714,76	Forage	BSS001WSWS	BSS
45,2079	6,5394	900	Forage	BSS001WTWD	BSS
45,2055	6,5720	902,5	Forage	BSS001WUBM	BSS
45,2043	6,5818	909	Forage	BSS001WUBS	BSS

45,2045	6,5804	908	Forage	BSS001WUBR	BSS
45,2046	6,5781	908	Forage	BSS001WUBN	BSS
45,2043	6,5763	920	Forage	BSS001WUBU	BSS
45,1954	6,6281	1000	Forage	BSS001WTZN	BSS
45,1929	6,6370	1034	Forage	BSS001WTZQ	BSS
45,2531	6,4242	630	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2533	6,4238	620	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2535	6,4234	610	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2538	6,4231	600	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2521	6,4184	610	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2525	6,4184	600	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2527	6,4183	590	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2530	6,4183	580	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2532	6,4183	570	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2548	6,4178	570	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2548	6,4162	550	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2550	6,4155	570	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2545	6,4135	540	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2550	6,4127	530	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2559	6,4118	530	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2561	6,4115	550	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2567	6,4107	560	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2558	6,4093	550	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2528	6,4089	470	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2536	6,4086	500	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2559	6,4085	550	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2547	6,4083	540	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2560	6,4077	550	Géophysique	_	Crouzet et al 1999
45,2555	6,4153	585,8	Forage	F41	Crouzet et al 1999
45,2602	6,3929	522	Forage	F62	Crouzet et al 1999
45,2563	6,4073	595	Forage	F35	Crouzet et al 1999
45,2578	6,4042	625	Forage	F51	Crouzet et al 1999
45,2588	6,4027	662	Forage	F3	Crouzet et al 1999
45,2574	6,4028	633	Forage	F4	Crouzet et al 1999
45,2589	6,3956	609	Forage	F61	Crouzet et al 1999
45,2596	6,3953	593	Forage	F2	Crouzet et al 1999
45,5605	6,2502	37,5	Géophysique	Profil 1	Menard et al 2006
45,5661	6,2424	225	Géophysique	Profil 1	Menard et al 2006
45,5374	6,2116	225	Géophysique	Profil 2	Menard et al 2006

Annexe 4: Synthèse des ELA Dryas récent des glaciers Alpains d'après la synthèse de Baroni et al. (2021) complétée avec les données du stade de Bessans.

Localisation	Pays	Site	Longitude E (°dec)	Latitude N (°dec)	Méthode	ELA Dryas récent	Notes sur le stade Younger Dryas	Référence
--------------	------	------	--------------------	-------------------	---------	------------------	----------------------------------	-----------

Schönferwall	Autriche	Schönferwall	10,2	47,1	AAR	2439	Interprété	Gross et al. (1977)
Schönferwall	Autriche	Schönferwall	10,2	47,1	AAR	2320		Sailer (2001) in Baroni et al. (2017)
Alpes de l'Ötztal	Autriche	Vallée de Radurschl	10,6	46,9	AAR	2610	Daté	Moran et al. (2016)
Alpes de l'Ötztal	Autriche	Vallée du Platz	10,7	47,0	AAR	2590		Mautner (2012) in Moran et al. (2016)
Alpes de l'Ötztal	Autriche	Kaisenbergtal	10,7	46,9	AAR	2681	Interprété	Gross et al. (1977)
Alpes de l'Ötztal	Autriche	Vallée de Kauner	10,7	46,9	AAR	2660	Interprété	Kerschner (1979)
Alpes de l'Ötztal	Autriche	Kaunertal	10,7	47,0	AAR	2692	Interprété	Gross et al. (1977)
Alpes de Stubai	Autriche	Vallée du Larstig	11,0	47,1	AAR	2480	Daté	Ivy-Ochs et al. (2009)
Alpes de Stubai	Autriche	Vallée du Larstig	11,0	47,1	AAR	2478	Interprété	Gross et al. (1977)
Alpes de Stubai	Autriche	Zwieselbachtal	11,0	47,1	AAR	2522	Interprété	Gross et al. (1977)
Alpes de Stubai	Autriche	Lisenser Laingental	11,1	47,1	AAR	2540	Interprété	Moran et al. (2017)
Alpes de Stubai	Autriche	Lisenser Laingental	11,1	47,1	AAR	2480	Interprété	Moran et al. (2017)
Alpes de Stubai	Autriche	Lisenser Laingental	11,1	47,1	AAR	2504	Interprété	Gross et al. (1977)
Alpes de Stubai	Autriche	Mutterbergtal	11,2	47,0	AAR	2564	Interprété	Gross et al. (1977)
Alpes de Stubai	Autriche	Sulzenau	11,2	47,0	AAR	2580	Interprété	Gross et al. (1977)
Alpes de Stubai	Autriche	Hohes Moos	11,2	47,1	AAR	2617	Interprété	Gross et al. (1977)
Alpes de Stubai	Autriche	Gleirschtal	11,3	47,4	AAR	2570	Interprété	Gross et al. (1977)
Alpes de Stubai	Autriche	Obernbergtal	11,4	47,0	AAR	2653	Interprété	Gross et al. (1977)
M. Rosa Alps	Suisse	Riffelsee	7,8	46,0	AAR	2750	Interprété	Gross et al. (1977)
Ticino	Suisse	Vallée de Bedretto	8,5	46,5	AAR	2375	Daté	Scapozza et al. (2014)
Vallée de Meien	Suisse	Kartigelfirn (Meiental)	8,5	46,7	AAR	2235	Daté	Boxleitner et al. (2019b)
Vallée de Meien	Suisse	Kartigelfirn (Meiental)	8,5	46,7	AAR	2075	Daté	Boxleitner et al. (2019b)
Vallée de Meien	Suisse	Seewenzwachen (Meiental) [MT2]	8,5	46,8	AAR	2255	Daté	Boxleitner et al. (2019b)
Alpes lépontines	Suisse	Alpe Mucia	9,1	46,5	AAR	2466	Interprété	Gross et al. (1977)
Alpes lépontines	Suisse	Hinterrhein	9,2	46,5	AAR	2392	Interprété	Gross et al. (1977)
Alpes rhétiques ouest	Suisse	Val Forno	9,7	46,4	AAR	2555	Interprété	Gross et al. (1977)
Col Julier	Suisse	Col Julier	9,7	46,5	AAR	2500	Daté	Ivy-Ochs et al. (2015)
Alpes rhétiques ouest	Suisse	Val Bever	9,8	46,6	AAR	2736	Interprété	Gross et al. (1977)
Alpes rhétiques ouest	Suisse	Dischmatal	9,9	46,8	AAR	2516	Interprété	Gross et al. (1977)
Alpes rhétiques ouest	Suisse	Val Sartiv	9,9	46,7	AAR	2619	Interprété	Gross et al. (1977)
Alpes rhétiques ouest	Suisse	Val Fuentauna	9,9	46,7	AAR	2585	Interprété	Gross et al. (1977)
Massifs des Ecrins / Cerces	France	Vallée de Prelles	6,3	44,7	AAR	2372	Daté	Hofmann et al. (2019)
Massifs des Ecrins / Cerces	France	Vallée de Rougnoux	6,3	44,8	AAR	2218	Daté	Hofmann et al. (2019)
Massifs des Ecrins / Cerces	France	Vallée de la Clarée	6,7	45,0	THA R	2343	Daté	Cossart et al. (2012)
Massif du Mont Blanc	France	Glacier de l'Argentiere	7,0	45,9	AAR	2648	Daté	Protin et al. (2019)
Massif du Mont Blanc	France	Glacier de l'Argentiere	7,0	45,9	AAB R	2523	Daté	Protin et al. (2019)
Maurienne	France	Bessans	7,0	45,3	AAR	2697	Daté	Cette étude
Maurienne	France	Bessans	7,0	45,3	AAB R	2747	Daté	Cette étude
Massif du Mont Blanc	Italie	Monte Bianco	6,9	45,8	AAR	2450	Interprété	Porter & Orombelli (1982)., Vanuzzo (2001)
Alpes maritimes	Italie	Fornaris Glacier (Stura)	6,9	44,4	AAB R	2349	Daté	Spagnolo & Ribolini (2019)
Alpes maritimes	Italie	Piano del Praiet	7,4	44,1	AAB R	2368	Daté	Federici et al. (2017)
Alpes maritimes	Italie	Piano del Praiet	7,4	44,1	AAR	2305	Daté	Federici et al. (2017)
Alpes maritimes	Italie	Peirastretta	7,4	44,1	AAR	2207	Daté	Federici et al. (2017)
Alpes maritimes	Italie	Peirastretta	7,4	44,1	AAB R	2217	Daté	Federici et al. (2017)

Alpes rhétiques ouest	Italie	Vai Viola	10,2	46,4		2140	Daté	Hormes et al. (2008)
Alpes rhétiques ouest	Italie	Vallée de Dosedè	10,2	46,4	AAR	2649	Daté	Scotti et al. (2017)
Alpes rhétiques ouest	Italie	Vallée de Dosedè	10,2	46,4	AAB R	2689	Daté	Scotti et al. (2017)
Alpes rhétiques ouest	Italie	Vallée de Dosedè	10,2	46,4	AAR	2619	Daté	Scotti et al. (2017)
Alpes rhétiques ouest	Italie	Vallée de Dosedè	10,2	46,4	AAB R	2659	Daté	Scotti et al. (2017)
Alpes rhétiques sud	Italie	Glacier de La Mare	10,6	46,4	AAR	2825	Daté	Baroni et al. (2017)
Alpes de l'Ötztal	Italie	Vallée de Langtaufers	10,7	46,8	AAR	2650	Daté	Moran et al. (2016)
Alpes rhétiques sud	Italie	Careser Glacier	10,7	46,5	AAR	2845	Daté	Baroni et al. (2017), Carturan & Seppi (2007)
Groupe du Grand Paradis	Italie	Vallée de Rhêmes	7,1	45,6	AAR	2565	Daté	Baroni et al. (2021)
Groupe du Grand Paradis	Italie	Vallée de Rhêmes	7,1	45,6	AAB R	2630	Daté	Baroni et al. (2021)
Groupe du Grand Paradis	Italie	Valsavarenche	7,2	45,6	AAR	2745	Daté	Baroni et al. (2021)
Groupe du Grand Paradis	Italie	Valsavarenche	7,2	45,6	AAB R	2750	Daté	Baroni et al. (2021)
Groupe du Grand Paradis	Italie	Valnontey	7,3	45,6	AAR	2985	Daté	Baroni et al. (2021)
Groupe du Grand Paradis	Italie	Valnontey	7,3	45,6	AAB R	2970	Daté	Baroni et al. (2021)
Groupe du Grand Paradis	Italie	Grivola	7,3	45,6	AAR	2465	Daté	Baroni et al. (2021)
Groupe du Grand Paradis	Italie	Grivola	7,3	45,6	AAB R	2500	Daté	Baroni et al. (2021)
Groupe du Grand Paradis	Italie	Vaveille	7,4	45,6	AAR	2725	Daté	Baroni et al. (2021)
Groupe du Grand Paradis	Italie	Vaveille	7,4	45,6	AAB R	2740	Daté	Baroni et al. (2021)
Groupe du Grand Paradis	Italie	Vallée d'Orco	7,3	45,5	AAR	2755	Daté	Baroni et al. (2021)
Groupe du Grand Paradis	Italie	Vallée d'Orco	7,3	45,5	AAB R	2775	Daté	Baroni et al. (2021)
Alpes juliennes	Slovénie	Vallée de Krnica	13,8	46,5	AAR	1812	Interprété	Kozamernik et al. (2018)

Annexe 5: Synthèse des bilans de masse de glacier alpins actuels entre la fin du 19^{ème} et le 21^{ème} siècle.

Localisation	Période étudiée	Méthode	Référence	Bilan de masse (m eq e. an-1)
Alpes	1850-1970	Relevés topographiques	Hoelzle et al., 2007	-0,33
Alpes	2000-2016	Télédétection	Dazave et al., 2020	-0,74 ± 0,20
Alpes	1983-2002 / 2003-2013	Mesures in situ	Vincent et al., 2017	-0,85 (1983-2002), -1,63 (2003-2013)
Alpes	1979-2011	Télédétection	Rabatel et al., 2016	-0,66 ± 0,27
Alpes	1900-2011	Extrapolation de mesures de bilans de masse	Huss, 2012	-0,31 ± 0,04
Alpes	1973-1998	Télédétection	Paul et al., 2004	-0,36
Alpes	1975-2000	Mesures in situ, télédétection, modélisation	Zemp et al., 2006	-0,5
Alpes Suisses	1870-2004	Télédétection et relevés topographiques	Bauder et al., 2007	-0,29 (1920-60), -0,03 (1960-80), -0,53 (1980-2004)
Alpes Suisses	1980-2010	Analyse de MNT	Fischer et al., 2015	-0,62 ± 0,03