



HAL
open science

Chronologie des fluctuations glaciaires dans les Pyrénées au cours du Pléistocène supérieur - implications paléoclimatiques

Théo Reixach

► **To cite this version:**

Théo Reixach. Chronologie des fluctuations glaciaires dans les Pyrénées au cours du Pléistocène supérieur - implications paléoclimatiques. Histoire. Université de Perpignan, 2022. Français. NNT : 2022PERP0030 . tel-04005788

HAL Id: tel-04005788

<https://theses.hal.science/tel-04005788>

Submitted on 27 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.



THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par

UNIVERSITE DE PERPIGNAN VIA DOMITIA

Préparée au sein de l'école doctorale **ED544**
Et de l'unité de recherche HNHP UMR 7194 CNRS

Spécialité : Géoscience, géomorphologie et quaternaire

Présentée par Théo Reixach

**Chronologie des fluctuations glaciaires
dans les Pyrénées au cours du Pléistocène
supérieur - implications paléoclimatiques**

Soutenue le 15 Décembre 2022 devant le jury composé de

Magali DELMAS (MCF), Univ. Perpignan-Via-Domitia
Marc CALVET (Pr), Univ. Perpignan-Via-Domitia
Vincent JOMELLI (DR) CEREGE, Univ. Aix-Marseille
David PALACIOS (Pr), Univ. Complutense de Madrid
Emmanuelle DEFIVE (MCF), Univ. Clermont Auvergne
Régis BRAUCHER (CR) CEREGE, Univ. Aix-Marseille
Yanni GUNNELL (PR), Univ. de Lyon (Lumière Lyon 2)
Pierre VALLA (CR), ISterre Univ. Grenoble Alpes

Directeur de thèse
Co-directeur de thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Examineur

UP
VD

HN
HP

Résumé

Cette thèse présente trois nouvelles séries de données cartographiques, chronologiques et paléoclimatiques acquises dans trois vallées pyrénéennes (Gave d'Ossau, Esera, et haute vallée de l'Ariège) qui échantillonnent la variabilité climatique de cette chaîne de montagnes située entre l'Atlantique et la Méditerranée. Elle s'attache à caractériser la chronologie du dernier maximum glaciaire (stade LLGM : *Local Last Glacial Maximum*) tout en précisant la position des fronts glaciaires contemporains du GLGM (*Global Last Glacial Maximum*), afin d'identifier les mécanismes paléoclimatiques responsables de la répartition spatiale des paléoenglacements pyrénéens au cours de cet épisode clé du Pléistocène supérieur. L'opportunité d'acquérir de nouvelles données chronologiques, paléoglacielogiques, et paléoclimatiques au cours de la LGIT (*Last Glacial-Interglacial Transition*) et de l'Holocène s'inscrit dans cette même optique. En caractérisant la variabilité spatiale des paléolignes d'équilibre glaciaire, des paléogradients de masse, des paléotempératures et des paléoprécipitations, elle permet de contraindre le moment à partir duquel les circulations atmosphériques méridiennes caractéristiques du GLGM ont cédé la place aux dynamiques atmosphériques dominées par des circulations d'ouest que nous connaissons aujourd'hui en Europe occidentale. Dans cette optique, la thèse présente 118 âges d'exposition (99 ^{10}Be et 19 ^{36}Cl) respectivement localisés dans la haute vallée de l'Ariège ($n = 22$), la vallée de l'Esera ($n = 55$) et le Gave d'Ossau ($n = 41$); elle intègre aussi la remodelisation, sur la base de paramètres homogènes, de 251 âges d'exposition supplémentaires extraits de la littérature. Parallèlement, 32 stades d'englacement ont fait l'objet de modélisations glaciologiques et paléoclimatiques.

Sur ces bases, il apparaît que le stade LLGM a été atteint à plusieurs reprises au cours du Pléistocène supérieur (MIS 5a-d, MIS 3, MIS2-GLGM) sur le Gave d'Ossau comme dans la vallée de l'Esera. Ces résultats remettent partiellement en cause le schéma atmosphérique préalablement établi pour le GLGM. Les perturbations atlantiques restent déviées par la présence du front polaire vers le 38°N , mais elles ne s'inscrivent plus seulement dans des circulations méridiennes, comme préalablement envisagé; elles concernent aussi la façade occidentale de la chaîne, par exemple dans la vallée d'Ossau, où les fronts glaciaires contemporains du GLGM ont atteint des emprises spatiales équivalentes à celles du stade LLGM.

Au cours de la LGIT, les fluctuations des fronts glaciaires dans les Pyrénées sont synchrones des fluctuations milléniales du climat enregistrées dans les séquences isotopiques du Groenland. Au cours du GS-2.1a, les modélisations paléoglacialogiques et paléoclimatiques montrent que la haute montagne est globalement plus froide (ΔT : $-9,5$ à $-7,5$ °C) et plus sèche (ΔP : -80 à -44 %) que la situation actuelle, mais que les contrastes de façades entre les massifs sous influence méditerranéenne (moins froid, plus sec) et ceux sous influence atlantique (plus froid, plus humide) sont plus prononcés que ceux observés dans l'actuel. Dans un contexte climatique associé à une remontée du front polaire jusque vers le $40-42^\circ$ N, le rétablissement des circulations d'ouest concerne plus largement la façade nord qu'au GLGM, puisqu'elle atteint désormais l'Ariège. Parallèlement, les phénomènes de convection qui étaient actifs en Méditerranée au cours du GLGM s'estompent sensiblement en raison d'une baisse relative de la température des eaux marines de surface en Méditerranée au cours du Oldest Dryas, mais en dépit d'une position du front polaire ($40-42^\circ$ N) encore favorable aux circulations méridiennes. À partir du Bølling-Allerød, le climat se réchauffe ($+ 3,7$ °C) et devient plus humide ($+ 20$ %) en lien avec le rétablissement généralisé des circulations d'ouest et le retour à une circulation atmosphérique comparable à l'actuel. Le coup de froid du GS-1 est attesté dans tous les massifs supérieurs à 3000 m mais le climat reste sensiblement plus humide qu'au GS-2.1a.

Abstract

This thesis presents three new sets of cartographic, chronological and palaeoclimatic data acquired in three Pyrenean valleys (Gave d'Ossau, Esera, and the upper Ariège valley) that sample the climatic variability of this mountain located between the Atlantic and the Mediterranean. It aims to characterise the chronology of the last glacial maximum (LLGM stage: Local Last Glacial Maximum) while specifying the position of the glacial fronts contemporary with the GLGM (Global Last Glacial Maximum) in order to identify the palaeoclimatic mechanisms responsible for the spatial distribution of Pyrenean palaeoenvironments during this key episode of the Upper Pleistocene. The opportunity to acquire new chronological, palaeoglaciological and palaeoclimatic data during the LGIT and the Holocene is part of this same perspective. By characterising the spatial variability of palaeo-glacial equilibrium lines, palaeo-mass gradients, palaeo-temperatures and palaeo-precipitation, it allows us to determine when the meridional atmospheric circulations characteristic of the LGIT (Last Glacial-Interglacial Transition) gave way to the atmospheric dynamics dominated by westerly circulations that we know today in Western Europe. In this perspective, the thesis presents 118 exposure ages (99 ^{10}Be and 19 ^{36}Cl) respectively located in the upper Ariège valley ($n = 22$), the Esera valley ($n = 55$) and the Gave d'Ossau ($n = 41$). At the same time, 32 glacial stages were modelled glaciologically and paleoclimatically.

On these bases, it appears that the LLGM stage was reached several times during the Upper Pleistocene (MIS 5a-d, MIS 3, MIS2-GLGM) on the Gave d'Ossau as well as in the Esera valley. These results partially challenge the atmospheric pattern previously established for the GLGM. Atlantic disturbances are still deflected by the presence of the polar front towards 38°N , but they are no longer only part of meridian circulation as previously expected; they also concern the western side of the chain, for example in the Ossau valley, where the glacial fronts contemporary with the GLGM have reached spatial areas equivalent to those of the LLGM stage.

During the LLGM, fluctuations in glacial fronts in the Pyrenees are synchronous with the millennial fluctuations in climate recorded in the Greenland isotope sequences. During GS-2.1a, palaeoglaciological and palaeoclimatic modelling shows that the high mountains are globally colder (ΔT : -9.5 to -7.5 $^{\circ}\text{C}$) and drier (ΔP : -80 to -44 %) than the present situation, but that the frontage contrasts between the Mediterranean-influenced massifs (less cold, drier) and the

Atlantic-influenced massifs (colder, wetter) are more pronounced than those observed in the present. In a climatic context associated with a rise of the polar front up to 40-42°N, the re-establishment of westerly circulations concerns the northern facade more widely than in the GLGM since it now reaches the Ariège. At the same time, the convection phenomena that were active in the Mediterranean during the GLGM decreased significantly due to a relative drop in the temperature of the sea surface water in the Mediterranean during the Oldest Dryas, despite the position of the polar front (40-42°N), which was still favourable to meridional circulations. From the Bølling-Allerød onwards, the climate warms up (+ 3.7°C) and becomes wetter (+ 20%) in connection with the widespread re-establishment of westerly circulations and the return to an atmospheric circulation comparable to the present. The cold snap of GS-1 is attested in all ranges above 3000 m but the climate remains significantly wetter than at GS-2.1a.

Remerciements

Mes premiers remerciements vont à ma directrice de thèse Magali Delmas pour sa bonne humeur, sa motivation sans faille, son soutien, et sa grande disponibilité. Merci pour les nombreux conseils durant la rédaction de ma thèse et pour m'avoir accompagné jusqu'au bout de cette longue aventure. Je remercie aussi grandement mon co-directeur de thèse Marc Calvet pour ses remarques toujours très pertinentes et son œil aiguisé qui n'aura pas laissé une seule moraine échapper à la cartographie ! Merci à tous les deux de m'avoir choisi pour ce sujet de thèse, une belle aventure scientifique qui m'aura permis de parcourir de magnifiques paysages pyrénéens

Je tiens également à remercier tous les membres du jury qui ont pris le temps d'examiner et d'étudier mon travail en profondeur.

Ce travail n'aurait pas été possible sans le soutien de l'Université de Perpignan et de l'UMR HNHP qui m'ont permis, grâce à une allocation de recherches et à la prise en charge de différents frais, de me consacrer sereinement à l'élaboration de ma thèse. Je remercie le BRGM et l'Université de Perpignan pour le financement de mes travaux via le programme AMI Pyr et le BQR UPVD. Merci également à Jean-Marc Pétilion pour avoir porté le PCR PAVO (Préhistoire Ancienne de la Vallée d'Ossau) me permettant de financer le traitement de mes échantillons et à Pierre Valla pour m'avoir intégré au projet (MOPGA, Make Our Planet Great Again).

Je remercie chaleureusement toutes les personnes qui m'ont aidé pendant l'élaboration de ma thèse et notamment les deux membres de mon CSI, Yanni Gunnell et Jean-Jacques Bahain dont les dialogues et questionnements ont permis de renforcer la pertinence et la cohérence scientifique globale de mes travaux de recherche.

Merci à Vincent Favier, Vincent Jomelli, Pierre-Henri Blard, et Marie Protin pour leur aide concernant la compréhension et l'utilisation des modèles glaciologiques et paléoclimatiques. Je tiens aussi à remercier aussi Pierre René et Pedrero Munoz pour le partage de leurs données glaciologiques.

Je remercie toute l'équipe du LN2C au CEREGE, merci tout d'abord à Régis Braucher pour son accompagnement et sa grande efficacité concernant les analyses chimiques et le calcul des âges d'exposition. Merci à Laëtitia Léanni pour son aide et ses conseils sur les manipulations de laboratoire. Un grand merci à Didier Bourlès pour son accueil et à Georges Aumaitre et Karim Keddadouche pour leur disponibilité et leur écoute.

Merci à l'équipe du laboratoire ISterre à Grenoble, Pierre Valla, Julien Carcaillet, et Swann Zerathe pour leurs travaux sur mes échantillons et pour les solutions proposées.

Merci à Mélaïne le Roy, Arthur Ancrenaz, et Romain Delunel pour les discussions et vos partages de connaissances sur vos sujets respectifs.

Un grand merci à tous mes amis. Merci au Anonymouse, élite de la nation et des flutistes, Camille Marion et Juju pour les tea times et les trails (très) matinaux à la Madeloc. Merci à Seb pour le gîte et le couvert, le running en pleine nuit, le covid, et les vidéos sur les montres suisses. Merci aux loups du Seven toujours à l'affût des meilleures opportunités. Merci à Dominique pour les interludes pianistiques entre deux chapitres de thèse. Merci à Floriane pour les randonnées aixoises, Olivier pour le parapente, Thibaut et Camille pour l'escalade et la Via Ferrata, Gaétan pour les entrecôtes, et Claudia pour son soutien indéfectible.

Merci à mes amis de lycée, Ben, Thibaut, Manon, William, Adrien pour leur réconfort et leur présence.

Enfin, merci à ma famille et à mes parents en particulier pour leur immense soutien jusqu'à la fin.

Sommaire

Introduction Générale.....	11
Chapitre 1 : Contexte scientifique, domaine d'études, et objectifs de la thèse.....	17
1.1. Les glaciers, des organismes sensibles aux changements climatiques.....	18
1.1.1. Principe de transformation de la neige en glace.....	18
1.1.2. Notion de bilan de masse, zone d'ablation, zone d'accumulation et LEG	20
1.1.3. Les facteurs environnementaux du bilan de masse glaciaire.....	24
1.2. Changements climatiques et fluctuations glaciaires : des enregistrements globaux aux dépôts de marge glaciaire pyrénéens.....	26
1.2.1. Les chrono-stratigraphies isotopiques.....	26
1.2.2. Le concept de global LGM (GLGM).....	29
1.2.3. Le concept de LGIT (<i>Last Glacial-Interglacial Transition</i>).....	31
1.2.4. La variabilité des réponses locales et régionales aux changements climatiques à travers l'analyse des dépôts de marge glaciaire pyrénéens.....	32
1.3. Objectifs de la thèse et présentation du domaine d'étude.....	40
1.3.1. Les Pyrénées : un laboratoire de terrain idéal, aux forts contrastes climatiques.....	40
1.3.2. La vallée de la haute Ariège et le col de Puymorens.....	43
1.3.3. La vallée de l'Esera.....	45
1.3.4. La vallée d'Ossau.....	49
1.4. Conclusion.....	52
Chapitre 2 : Méthodologie.....	55
2.1. Cartographier les dépôts de marge glaciaire.....	56
2.1.1. Les dépôts cartographiés.....	57
2.1.2. Acquisition et exploitation des données cartographiques.....	59
2.1.3. De la cartographie des séquences de dépôts à l'identification des stades d'englacement.....	59
2.2. Définir la géométrie 3-D des stades d'englacement.....	60
2.2.1. Revue des méthodes de reconstitution des paléoenglacements disponibles.....	60
2.2.2. Reconstruction de la surface 3-D d'un paléoglacier avec l'application Glare ArcGis™ toolbox (Pellitero et al., 2016).....	62
2.3. Reconstituer la ligne d'équilibre glaciaire, synthèse des méthodes disponibles.....	67
2.2.1. La méthode MGE.....	69
2.2.2. La méthode AAR.....	69
2.2.3. La méthode AABR.....	70
2.4. Exploiter l'emprise spatiale des paléoenglacements comme proxy paléoclimatique...71	71
2.4.1. Reconstitution paléoclimatique à travers l'altitude de la LEG.....	72
2.4.2. Reconstitutions paléoclimatiques à travers la modélisation glaciaire.....	75
2.5. Le modèle de Harper et Humphrey.....	82
2.5.1. Modélisation du bilan de masse de surface.....	82
2.5.2. Calibration du modèle à partir des données glaciologiques issues du glacier d'Ossoue..83	83

2.5.3. Calibration du modèle à partir des données glaciologiques issues du glacier de Maladeta.....	86
2.5.4. Modélisation de l'écoulement glaciaire et détermination des paléo-températures et paléo-précipitations.....	94
2.6. Chronologie des fluctuations glaciaires par datation cosmogénique ^{10}Be et ^{36}Cl produits <i>in situ</i>.....	96
2.6.1. Origine et formation des nucléides cosmogéniques produits <i>in situ</i>	97
2.6.2. L'accumulation des TCN dans la croûte terrestre.....	99
2.6.3. Détermination des taux de production des échantillons.....	100
2.6.4. Protocole analytique et détermination de la concentration en ^{10}Be	108
2.6.5. Protocole analytique et détermination de la concentration en ^{36}Cl	116
2.7 Conclusion.....	121

Chapitre 3 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la haute vallée de l'Ariège et implications paléoclimatiques.....123

3.1. Article : Climatic conditions between 19 and 12 ka in the eastern Pyrenees, and wider implications for atmospheric circulation patterns in Europe	124
1. Introduction.....	124
2. Study area.....	125
3. Methods.....	126
4. Results : glacier fluctuation chronology and paleoclimate reconstructions.....	129
5. Discussion.....	139
6. Conclusions.....	142
7. References.....	143

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques147

4.1. Séquence de dépôts et stratigraphie relative.....	148
4.1.1. Le bassin de Castejón de Sos	149
4.1.2. Le bassin de Benasque et le secteur Cerler	154
4.1.3. La haute vallée de l'Esera en amont de Benasque.....	161
4.2. Chronologie des stades d'englacement par mesure du ^{10}Be et ^{36}Cl produits <i>in situ</i>....	172
4.2.1. Les sites associés aux stades LLGM.....	175
4.2.2. Les sites associés aux stades post-LGM.....	181
4.2.3. Chronologie des stades LLGM et post-LLGM. Essai de synthèse et discussions.....	192
4.3. Reconstitutions paléoglacologiques et paléoclimatiques.....	201
4.3.1. Le profil d'épaisseur des stades d'englacement de la haute vallée de l'Esera.....	201
4.3.2. Résultats des modélisations paléoglacologiques et paléoclimatiques.....	206
4.4. Reconstituer la surface 3-D des paléoenglacements à l'échelle régionale	209
4.4.1. Variabilité spatiale des paléoenglacement au cours du stade de la Renclusa.....	210
4.4.2. Variabilité spatiale des paléoenglacement au cours du stade des Aigualluts.....	211
4.4.3. Variabilité spatiale des paléoenglacement au cours du stade de l'Hospital.....	213
4.5. Conclusion.....	214

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques.....221

5.1. Les travaux antérieurs, des stratigraphies relatives aux premières données géochronologiques.....	222
5.1.1. Premières stratigraphies relatives des séquences de dépôts.....	222
5.1.2. L'apport des datations par radiocarbone.....	228
5.2. De la cartographie des séquences de dépôts à la définition des stades d'englacement.....	232
5.2.1. L'emprise pré-LLGM.....	232
5.2.2. L'emprise LLGM.....	233
5.2.3. L'emprise post-LLGM.....	235
5.3. Modélisations paléoglacielogiques et paléoclimatiques.....	236
5.3.1. Reconstitution des profils épaisseur, surfaces 3-D et LEG (méthode AABR).....	237
5.3.2. Résultats des modélisations paléoclimatiques pour les stades LLGM et post-LLGM.....	239
5.4. Chronologie des stades d'englacement par mesure du ¹⁰Be et ³⁶Cl produits in situ.....	240
5.4.1. Un site associé au pré-LLGM.....	245
5.4.2. Les sites associés au LLGM.....	246
5.4.3. Les sites associés au post-LLGM.....	252
5.4.4. Chronologie des stades LLGM et post-LLGM – essai de synthèse et discussions.....	254
5.5. Reconstituer la surface 3-D des paléoenglacements à l'échelle régionale.....	259
5.5.1. Variabilité spatiale des paléoenglacements au cours du stade LLGM.....	261
5.5.2. Variabilité spatiale des paléoenglacements au cours du stade pré-LLGM.....	263
5.5.3. Quelle implication concernant l'origine des lutites de Hialères.....	264
5.6. Conclusion générale.....	265

Conclusion Générale : bilan des acquis et perspectives de recherche.....269

1. Rappel du contexte et des objectifs de la thèse.....	270
2. Chronologie du stade LLGM et position des fronts glaciaires pyrénéens au cours du GLGM – essai de synthèse	273
2.1. Une emprise LLGM atteinte à plusieurs reprises au cours du dernier cycle glaciaire.....	273
2.2. Variabilité spatiale des paléoenglacements LLGM et implications paléoclimatiques.....	276
2.3. Peut-on réellement distinguer le GLGM du LLGM dans les Pyrénées ?.....	278
2.4. Quel modèle paléoclimatique pour le GLGM dans les Pyrénées et en Europe occidentale ?.....	280
3. Fluctuation post-GLGM des fronts glaciaires pyrénéens et implications paléoclimatiques.....	282
3.1. Paléoenglacements et ambiances paléoclimatiques post-LLGM dans la haute vallée de l'Ariège	283
3.2. Paléoenglacements et ambiances paléoclimatiques post-GLGM en Cerdagne	284

3.3. Paléoenglacements et ambiances paléoclimatiques post-GLGM dans la vallée du Vicdessos.....	285
3.4. Paléoenglacements des ambiances paléoclimatiques post-GLGM dans les Pyrénées centrales.....	286
3.5. Quelle variabilité paléoclimatique postérieure au GLGM au sein de l'espace pyrénéen ? Quelles implications concernant les paléocirculations atmosphériques à l'échelle de l'Europe occidentale ?.....	288
4. Bilan des acquis méthodologiques et perspectives de recherche.....	295
4.1. Modélisations paléoglacielogiques et paléoclimatiques des paléoenglacements.....	295
4.2. Datations par exposition ^{10}Be et ^{36}Cl	299
5. Bilan et perspectives de recherche.....	301
Références bibliographiques.....	303
Liste des figures.....	345
Liste des tableaux.....	354
Liste des équations.....	356
Annexe.....	357

Introduction Générale

La Terre a connu au cours du Quaternaire des changements climatiques majeurs dont l'amplitude et la temporalité ont été établies à partir de l'analyse isotopique des tests de foraminifères benthiques piégés dans le fond des océans (Lisiecki & Raymo, 2005). Les carottes de glace extraites des inlandsis des hautes latitudes fournissent un signal comparable (EPICA community members, 2004 ; North Greenland Ice Core Project members, 2004). Ces enregistrements isotopiques saisissent avec une remarquable continuité et une excellente résolution temporelle les changements climatiques survenus à l'échelle globale. Bien que plus discontinues et, surtout, plus difficiles à dater, les séquences de dépôts continentaux demeurent d'un grand intérêt, dans la mesure où elles permettent de saisir la variabilité des réponses locales et régionales aux changements climatiques globaux et d'estimer leur impact sur les populations humaines, animales et végétales. Or, l'efficacité des modèles climatiques destinés à prédire, à l'échelle régionale, l'impact du réchauffement global actuel repose en grande partie sur la qualité et la finesse des reconstitutions paléoenvironnementales passées. L'enjeu sociétal apparaît dès lors important.

La présente thèse s'articule autour d'un grand nombre de travaux scientifiques qui questionnent, depuis le XIX^e siècle, la reconstitution de l'emprise spatiale et la chronologie des fluctuations glaciaires dans les Pyrénées, notamment au cours du dernier cycle glaciaire du Pléistocène supérieur. Ces travaux ont permis d'obtenir des acquis considérables concernant les contours et l'âge de mise en place du dernier maximum d'englacement dans les Pyrénées (LLGM : *Last Local Glacial Maximum* ; Calvet et al., 2011 ; Delmas et al., 2011). En revanche, les travaux relatifs aux fluctuations glaciaires postérieures à ce maximum ne font que commencer. L'opportunité, depuis quelques décennies, de multiplier les datations numériques, d'abord par ¹⁴C dans les remplissages glaciolacustres, puis par OSL et, plus récemment encore, par ¹⁰Be et ³⁶Cl, a conduit au renouvellement des représentations de la temporalité des fluctuations glaciaires pyrénéennes au cours de la dernière glaciation. Cette flexibilité d'échantillonnage a transformé les débats et placé au cœur des questionnements le caractère synchrone ou asynchrone des paléoenlacements régionaux non seulement les uns par rapport aux autres,

mais aussi par rapport aux enregistrements isotopiques globaux, afin de raisonner sur la trajectoire et les variations des paléocirculations atmosphériques pourvoyeuses d'humidité.

Les premières données concernant le GLGM (*Global Last Glacial Maximum*) montrent un gradient d'emprise spatiale des stades d'englacement perceptible entre l'est et l'ouest de la chaîne et traduisant une cyclogenèse d'origine méditerranéenne plus intense et relativement plus efficace en matière d'alimentation neigeuse que celle issue de l'Atlantique (Delmas et al., 2022c). Ce schéma reste cependant à confirmer, car la position des fronts n'est pas précisément individualisée sur l'ensemble du massif et seules quelques vallées, inégalement réparties entre versants nord et sud et le long des 400 km de la chaîne, sont précisément datées, mais pas nécessairement avec les mêmes méthodes. Les modalités de la déglaciation postérieure au GLGM restent, quant à elles, particulièrement peu renseignées. Il existe une dizaine d'études réparties essentiellement sur la façade orientale des Pyrénées, mais aucune n'exploite les données dans une optique paléoclimatique. Pourtant, le potentiel paraît important, car les dépôts de marge glaciaire localisés dans les hautes vallées pyrénéennes s'avèrent extrêmement nombreux, et relativement bien cartographiés et conservés. De plus, les glaciers actuels et passés constituent des marqueurs climatiques particulièrement sensibles et intéressants à exploiter ; d'abord, parce qu'ils enregistrent les fluctuations climatiques avec un temps de réponse bref, de l'ordre de quelques années à quelques décennies tout au plus (Cuffey and Patterson, 2010) ; ensuite, parce qu'ils cumulent, à travers les caractéristiques de leur bilan de masse, une information relative aux paléoprécipitations hivernales et aux paléotempératures estivales (Oerlemans, 2005 ; Ohmura et al., 1992) ; enfin, parce qu'ils permettent de retracer les grandes lignes des paléocirculations atmosphériques, notamment la trajectoire des perturbations porteuses de précipitations neigeuses, à travers la répartition spatiale des volumes de glace à l'échelle d'un ou plusieurs édifices montagneux (Florineth & Schultcher, 2000 ; Delmas et al., 2011 ; Monegato et al., 2017 ; Kuhlemann et al., 2008 ; Luetscher et al., 2015).

Dans ce contexte, les chaînes de montagnes périméditerranéennes apparaissent particulièrement adaptées pour les études paléoclimatiques en raison de leur sensibilité aux changements des régimes climatiques (Hughes and Woodward, 2017). Les Pyrénées offrent à cet égard un laboratoire de terrain idéal pour analyser l'impact des changements climatiques globaux sur les paléoenvironnements pléistocènes aux échelles locales et régionales. En effet, ce massif montagneux occupe à la fois une position charnière entre l'océan l'Atlantique à l'ouest et

la Méditerranée à l'est, et une latitude relativement méridionale en Europe occidentale (42-43°), autrement dit une situation médiane au regard de la position actuelle du front polaire et celle qu'il occupait au cours des phases froides (Florineth & Schultcher, 2000 ; Kuhlemann et al., 2008). Cette double caractéristique explique l'existence de contrastes climatiques majeurs au sein de l'espace pyrénéen, entre les façades nord et sud de ce dernier d'une part, et entre les extrémités orientales et occidentales de la chaîne d'autre part. Elle confère également à celui-ci les qualités d'un indicateur potentiellement remarquablement sensible des fluctuations passées des systèmes aérologiques tempérés.

Le présent projet de thèse s'est construit sur ces bases, avec pour objectif, d'une part, de combler quelques-unes des lacunes de connaissance concernant la position et la chronologie des fronts glaciaires au cours du GLGM. Ceux-ci étaient-ils localisés à proximité immédiate ou en amont des emprises LLGM ? Le modèle paléoclimatique préalablement envisagé reste-t-il valable, ou d'autres mécanismes doivent-ils être examinés ? D'autre part, l'opportunité d'acquérir de nouvelles données concernant l'emprise spatiale des glaciers pyrénéens à différents moments clés de la dernière déglaciation s'inscrit dans cette même optique. Quelles ont été leurs ampleurs dans cette montagne méridionale d'Europe occidentale ? Quelle fut la variabilité spatiale de leurs impacts au sein de l'espace pyrénéen, compte tenu de la position charnière qu'occupe ce massif entre Atlantique et Méditerranée ? Quels liens existe-t-il avec les dynamiques atmosphériques de l'Europe occidentale actuellement dominées par des circulations d'ouest ?

Pour répondre à ces questionnements, nous avons concentré nos efforts sur la cartographie et la datation des dépôts de marge glaciaire au sein de trois monographies échelonnées dans différents secteurs de la chaîne pyrénéenne (vallées de la haute Ariège, de l'Esera, et de l'Ossau) afin de compléter efficacement l'information déjà disponible, en terme de gradient est-ouest comme de contraste nord-sud (Fig. 0.1). En complément, nous nous sommes focalisés sur l'exploitation, à l'aide de modèles glaciologiques, de l'emprise spatiale des paléoenglacements à différents moments du passé comme proxies paléoclimatiques. L'objectif consistait, *in fine*, à dresser une image synoptique de la position des fronts glaciaires pyrénéens au cours du dernier cycle glaciaire et à identifier les forçages climatiques responsables de cette variabilité spatiale et temporelle, en lien avec la dynamique de l'atmosphère à l'échelle de l'Europe occidentale.

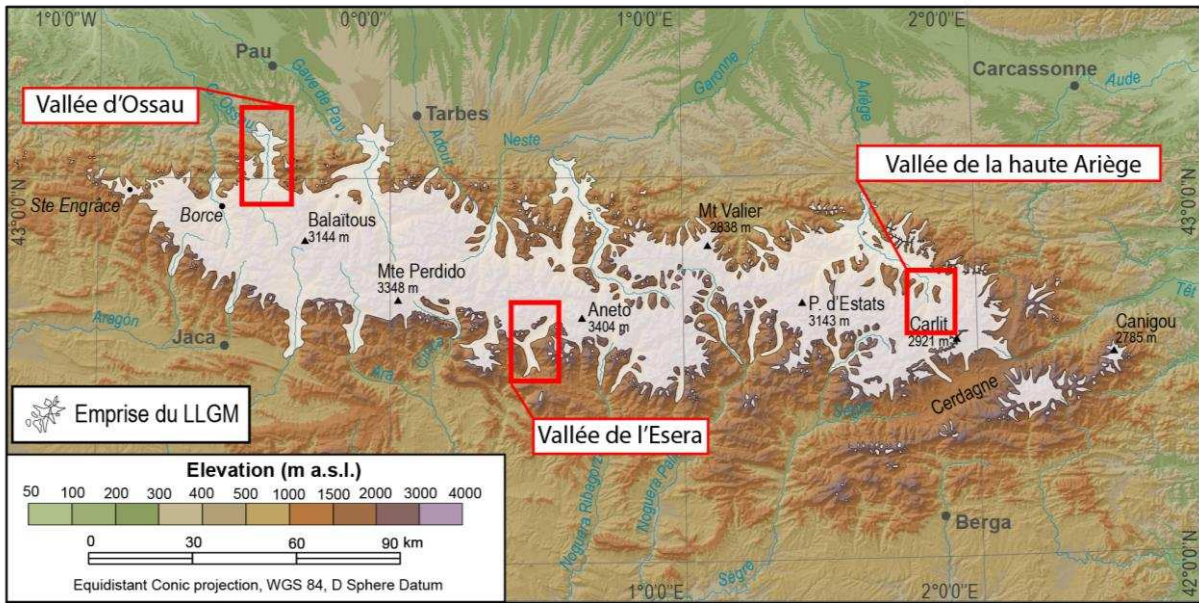


Figure 0.I : Carte de localisation des domaines d'étude. D'après Calvet et al. (2011) et Delmas et al. (2011), modifié.

Le manuscrit est organisé en six chapitres principaux.

- (i) **Le chapitre 1** se focalise sur le contexte (scientifique et géographique) et les objectifs de la thèse. Nous introduisons d'abord les cadres théoriques permettant de comprendre la pertinence de l'utilisation des glaciers comme marqueurs de la variabilité spatiale et temporelle des changements climatiques. Nous présentons ensuite la réponse locale et régionale des dépôts de marge glaciaire pyrénéen aux changements climatiques globaux. Enfin, nous nous concentrons sur le domaine d'étude en mettant en évidence l'important contraste de façades qui caractérise la chaîne des Pyrénées en matière d'ambiance climatique et d'emprise spatiale des paléoenlacements et les objectifs de recherche qui en découlent.
- (ii) Nous consacrons ensuite le **chapitre 2** à la présentation des outils méthodologiques utilisés dans cette thèse. Le recours à la cartographie en contexte glaciaire et l'identification ainsi que la modélisation en 3-D des stades d'enlacement sont abordés en premier lieu. Nous nous focalisons ensuite sur les différentes méthodes de reconstitutions paléoclimatiques à partir des dépôts de marge glaciaire puis développons l'approche de reconstitution retenue dans le cadre de cette étude. Nous terminons ce chapitre méthodologique par la

description du principe de la datation cosmogénique par ^{10}Be et ^{36}Cl *in situ* utilisée dans ce travail sur les blocs erratiques enchâssés dans les constructions morainiques investiguées.

- (iii) **Les chapitres 3, 4, et 5** présentent les nouvelles données chronologiques et paléoclimatiques recueillies dans les différentes vallées d'étude, selon trois domaines qui permettent d'échantillonner la variabilité paléoclimatique des Pyrénées (gradients E-O et N-S). **Le chapitre 3**, qui prend la forme d'une publication (Reixach et al., 2021), est centré sur les résultats obtenus dans la haute vallée de l'Ariège associés à la réanalyse de sept sites est-pyrénéens datés et contemporains de la LGIT (*Last Glacial-Interglacial Transition*). Ce chapitre permet de proposer un bilan des contrastes climatiques observés dans ce secteur de la chaîne, en lien avec les dynamiques paléoclimatiques enregistrées au cours de cette période clé du Pléistocène supérieur à l'échelle de l'Europe occidentale et de la Méditerranée. **Le chapitre 4** aborde la cartographie et la datation de neuf stades d'englacement identifiés dans le bassin de Castejón de Sos et la haute vallée de l'Esera, ainsi que les ambiances paléoclimatiques qui y sont associées. Ce chapitre permet de dresser la chronologie de déglaciation contemporaine du dernier cycle glaciaire à l'échelle de tout un organisme glaciaire (du LLGM au PAG (Petit âge glaciaire) et d'identifier les principaux contrastes paléoclimatiques contemporains du post-LGM dans cette vallée. Enfin, le **chapitre 5** présente les travaux de datations entrepris sur les cordons morainiques les plus externes situés dans la zone de piémont de la vallée d'Ossau et les apports de celles-ci concernant la chronologie du LLGM et du GLGM.
- (iv) Dans la **Conclusion Générale**, qui constitue le dernier chapitre, nous synthétisons les apports réalisés dans ce travail et proposons de croiser et de mettre en perspective l'ensemble des données chronologiques et paléoclimatiques actuellement disponibles dans les Pyrénées. Nous tentons ainsi de caractériser la variabilité spatiale et temporelle des ambiances paléoclimatiques du massif montagneux au cours du dernier cycle glaciaire et d'identifier les forçages climatiques responsables de cette variabilité spatiale, en lien avec la dynamique

de l'atmosphère à l'échelle de l'Europe occidentale. Ce chapitre permet par ailleurs de dresser un bilan méthodologique et de mettre en évidence les perspectives de recherches axées sur les dépôts de marge glaciaire dans les Pyrénées.

Chapitre 1 : Contexte scientifique, domaine d'études, et objectifs de la thèse

Sommaire

1.1. Les glaciers, des organismes sensibles aux changements climatiques.....	18
1.1.1. Principe de transformation de la neige en glace.....	18
1.1.2. Notion de bilan de masse, zone d'ablation, zone d'accumulation et LEG.....	20
1.1.3. Les facteurs environnementaux du bilan de masse glaciaire.....	24
1.2. Changements climatiques et fluctuations glaciaires : des enregistrements globaux aux dépôts de marge glaciaire pyrénéens.....	26
1.2.1. Les chrono-stratigraphies isotopiques.....	26
1.2.2. Le concept de global LGM (GLGM).....	29
1.2.3. Le concept de LGIT (<i>Last Glacial-Interglacial Transition</i>).....	31
1.2.4. La variabilité des réponses locales et régionales aux changements climatiques à travers l'analyse des dépôts de marge glaciaire pyrénéens.....	32
1.3. Objectifs de la thèse et présentation du domaine d'étude.....	40
1.3.1. Les Pyrénées : un laboratoire de terrain idéal, aux forts contrastes climatiques.....	40
1.3.2. La vallée de la haute Ariège et le col de Puymorens.....	43
1.3.3. La vallée de l'Esera.....	45
1.3.4. La vallée d'Ossau.....	49
1.4. Conclusion.....	52

1.1. Les glaciers, des organismes sensibles aux changements climatiques

Les glaciers sont définis comme des masses de glace pérennes plus ou moins imposantes, mises en mouvement par fluage visco-plastique et, dans certaines conditions, par glissement basal. Ils résultent de la transformation de la neige en glace, lorsque les conditions climatiques le permettent, et d'un équilibre établi à une échelle pluriannuelle entre les gains liés à la transformation de la neige en glace au niveau de la zone d'accumulation et les pertes entraînées par la fonte et/ou par la sublimation de la glace, voire au vêlage d'icebergs, au niveau de la zone d'ablation. Ainsi, le volume et le comportement des glaciers dépendent de leur bilan de masse, à savoir de la différence entre les gains et les pertes de glace enregistrés respectivement au niveau des zones d'accumulation et d'ablation.

Dans ce chapitre, nous présentons successivement les principes de transformation de la neige en glace, la notion de bilan de masse glaciaire (et les concepts associés : zone d'accumulation, zone d'ablation, ligne d'équilibre glaciaire, ou LEG) ainsi que les facteurs de contrôle du bilan de masse afin de définir les cadres théoriques qui permettent de comprendre dans quelle mesure les glaciers actuels et passés constituent des marqueurs pertinents de la variabilité spatiale et temporelle des changements climatiques.

1.1.1. Principe de transformation de la neige en glace

Un glacier correspond par définition à une accumulation d'eau solide qui résulte du processus complexe de transformation de la neige en glace (Fig. 1.1). Lorsque la neige se dépose à la surface du manteau neigeux, elle est constituée de cristaux fins et dentelés formant une couverture neigeuse légère et poudreuse de faible densité (comprise entre 0,05 et 0,1). Dans un premier temps, la transformation opère exclusivement par alternances de cycles gel-dégel. Ainsi, la neige légère et poudreuse se transforme peu à peu, par cohésion capillaire, en grains de neige compacts (dont la densité est comprise entre 0,1 et 0,6) pour former un névé (glace jeune encore bulleuse). La structure de la neige demeure encore suffisamment granuleuse pour que l'air piégé entre les grains de neige communique avec l'atmosphère.

Dans un deuxième temps, dès que la densité des névés augmente (et dépasse 0,6), les bulles d'air ne communiquent plus avec l'atmosphère (zone du *close-off*) et la transformation de

la neige en glace ne fonctionne plus que par compaction (pression induite par le poids de la neige et des névés sus-jacents). Avec l'augmentation de la pression, les particules de neige se lient entre elles, la porosité du manteau neigeux (autrement dit, la quantité d'air contenue entre les grains de neige) diminue, ce qui entraîne une augmentation de la taille des grains de neige par cristallisation plus ou moins active en fonction de la profondeur. Au-delà d'une certaine densité (supérieure à 0,9), la glace devient compacte et quasi translucide (Lliboutry, 1965 ; Benn & Evans, 1998 ; Bennett & Glasser, 2009 ; Fig. 1.1).

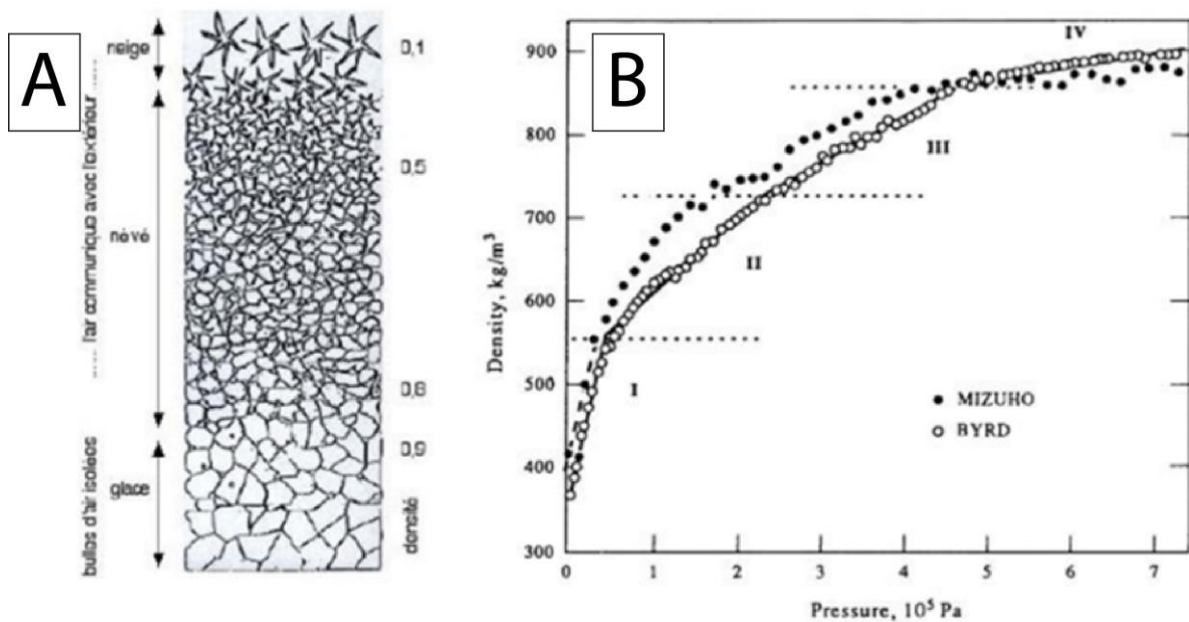


Figure I.1 : Transformation de la neige en glace. (A) Coupe schématique dans la glace du haut d'un inlandsis. La neige présente une densité et une porosité plus faibles que la glace. L'enfouissement de la neige conduit à la production de glace. (B) Augmentation de la densité en fonction de la pression mesurée dans deux stations arctiques (Maeno et al., 1983).

Ce processus de transformation de la neige en glace s'avère plus ou moins rapide selon le contexte climatique :

- (i) Sous un climat polaire froid et sec, la diagenèse de la glace se produit lentement (plusieurs centaines d'années) sous la seule action de la pression due au tassement et à la compaction de la neige. Par conséquent, les névés sont très épais (entre une dizaine et une centaine de mètres d'épaisseur) et la glace vive n'est présente qu'à grande profondeur.
- (ii) Sous un climat tempéré ou, *a fortiori*, tropical, les précipitations s'avèrent plus importantes, les cycles de gel-dégel plus nombreux, et les eaux de fusion

apparaissent particulièrement abondantes dans l'intégralité de la masse du névé. La diagénèse de la glace est donc plus rapide, de l'ordre de quelques mois à quelques années pour le domaine tempéré et de quelques jours à quelques heures pour le domaine tropical.

Il convient de noter que la distinction entre glaciers à base froide et à base tempérée ne correspond pas nécessairement à l'opposition entre climat polaire et climat tempéré. La distinction repose sur la température de la glace basale, celle-ci restant très inférieure à 0 °C dans le cas des glaciers à base froide et proche du point de fusion dans le cas des glaciers à base tempérée. Cela explique pourquoi les glaciers à base froide présentent des vitesses d'écoulement beaucoup plus faibles que les glaciers à base tempérée ; les premiers étant concernés uniquement par le fluage visco-plastique de la glace ; les seconds étant affectés à la fois par le fluage visco-plastique et par le glissement basal.

1.1.2. Notion de bilan de masse, zone d'ablation, zone d'accumulation et LEG

Le bilan de masse glaciaire correspond à la différence entre le volume de glace accumulé au cours d'une période donnée, et le volume perdu par l'ablation au cours de cette même période. L'étude du bilan de masse consiste donc à quantifier les changements de masse du glacier et la distribution de ces changements dans l'espace et le temps (échelles mensuelle, annuelle, pluriannuelle). Il est exprimé en m³, en tonnes de glace ou en mètres équivalents eau (*m w.e, metre water equivalent*) afin de s'affranchir des différences de densité entre glaces, névés et manteaux neigeux. Il peut être défini simplement de la manière suivante :

$$b = c - a \quad (1.1)$$

Où *c* correspond au volume de glace accumulé et *a* au volume de glace perdu.

Il convient de distinguer le bilan de masse de surface du glacier (BMS) et le bilan de masse global (BMG). Le bilan de masse global est établi pour la totalité du glacier et peut être calculé pour toute une année ou pour différentes périodes au cours d'une année. Le bilan de masse de surface est quant à lui défini pour un secteur précis du glacier et n'est calculable qu'à l'échelle de l'année. Il permet alors de distinguer (Fig. 1.2) :

- (iii) La zone d'accumulation, qui est située en amont du glacier. Dans cette zone, le bilan de masse de surface est positif, car les apports annuels de glace sont supérieurs aux pertes par fonte annuelle. Dans les glaciers alpins, elle représente environ 60 à 70 % du volume total du glacier.
- (iv) La zone d'ablation est située en aval de la zone d'accumulation. Elle se caractérise par un bilan de masse de surface négatif. À ce niveau, le contexte climatique local ne permet pas à la neige qui tombe en hiver de se transformer en glace, car la fonte annuelle l'emporte sur l'accumulation. La glace située dans la zone d'ablation provient donc de l'écoulement de la glace formée en amont au niveau de la zone d'accumulation. Dès que la glace atteint la zone d'ablation, elle se met à fondre peu à peu, son épaisseur diminue et la langue de glace finit par disparaître. Dans les glaciers alpins, la zone d'ablation représente environ 30 % du volume total du glacier.
- (v) La ligne d'équilibre glaciaire (LEG) sépare quant à elle la zone d'accumulation et la zone d'ablation. Elle se caractérise donc par un bilan de masse de surface nul. Les variations de la position altitudinale de la ligne d'équilibre glaciaire constituent par conséquent un indicateur particulièrement représentatif des variations du bilan de masse global d'un glacier.

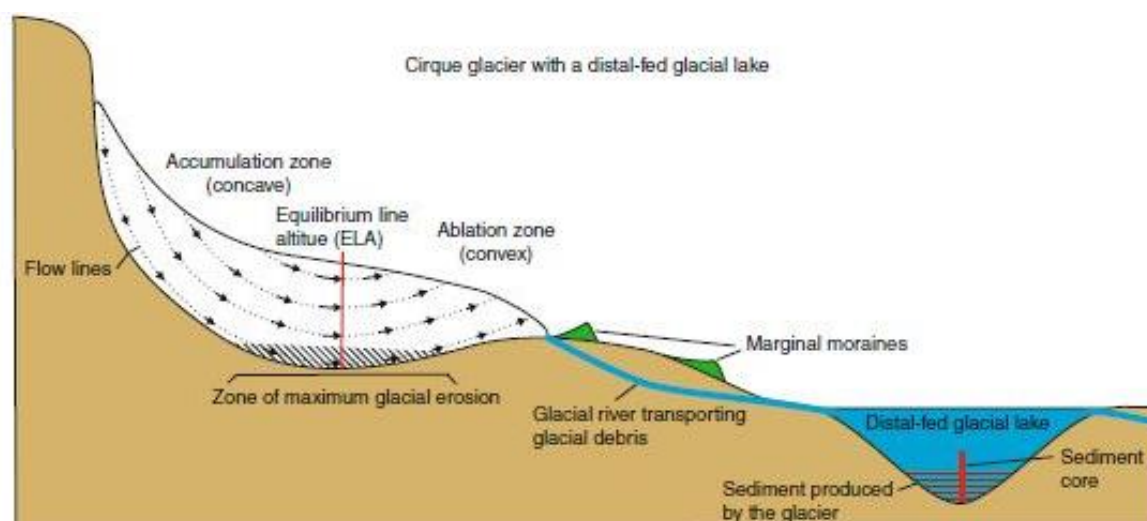


Figure I.2 : Schéma synthétique d'un glacier de vallée illustrant la localisation des zones d'accumulation et d'ablation, et de la ligne d'équilibre glaciaire (Bakke et al., 2010)

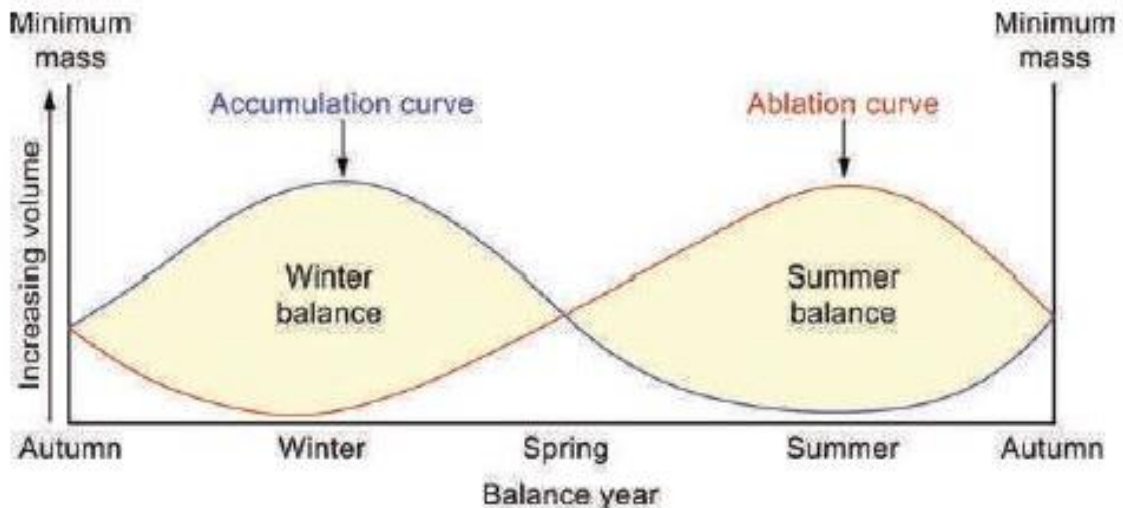


Figure I.3 : Courbe d'ablation et d'accumulation d'un glacier sur une période d'un an. Le rapport entre l'accumulation et l'ablation apparaît positif en hiver et négatif en été. Si la somme des deux rapports se compense, alors le bilan de masse global est égal à zéro et le front du glacier n'avance ou ne recule pas (Sudgen et al., 1976).

La figure 1.3 illustre les variations saisonnières (intra-annuelles) du bilan de masse global d'un glacier. Elle montre que le BMG est négatif en été (ablation supérieure à l'accumulation) et positif en hiver (accumulation supérieure à l'ablation). Ces variations intra-annuelles du BMG s'avèrent sans conséquence sur les fluctuations des fronts glaciaires. En revanche, les variations pluriannuelles du BMG entraînent des conséquences directes sur les avancées et reculs des fronts glaciaires, et donc sur les fluctuations altitudinales de la LEG (Fig. 1.4) :

- (i) Si le BMG d'un glacier reste positif pendant plusieurs années consécutives, le volume de glace augmente dans la zone d'accumulation et la ligne d'équilibre glaciaire descend en altitude. Puis, au bout d'un certain temps, dont la durée dépend de la vitesse d'écoulement de la glace et de la taille du glacier, le front du glacier avance jusqu'à ce qu'il atteigne une position à partir de laquelle le volume de glace formé dans la zone d'accumulation est compensé par un volume équivalent de glace fondu dans la zone d'ablation.
- (ii) Inversement, si le BMG demeure négatif pendant plusieurs années consécutives, le volume de glace diminue dans la zone d'accumulation et la ligne d'équilibre glaciaire remonte en altitude. Puis, au bout d'un certain temps, dont la durée dépend de la vitesse d'écoulement de la glace et de la taille du glacier, le front du glacier recule jusqu'à ce qu'il atteigne une position à partir de laquelle la glace

formée dans la zone d'accumulation est compensée par un volume équivalent de glace fondu dans la zone d'ablation.

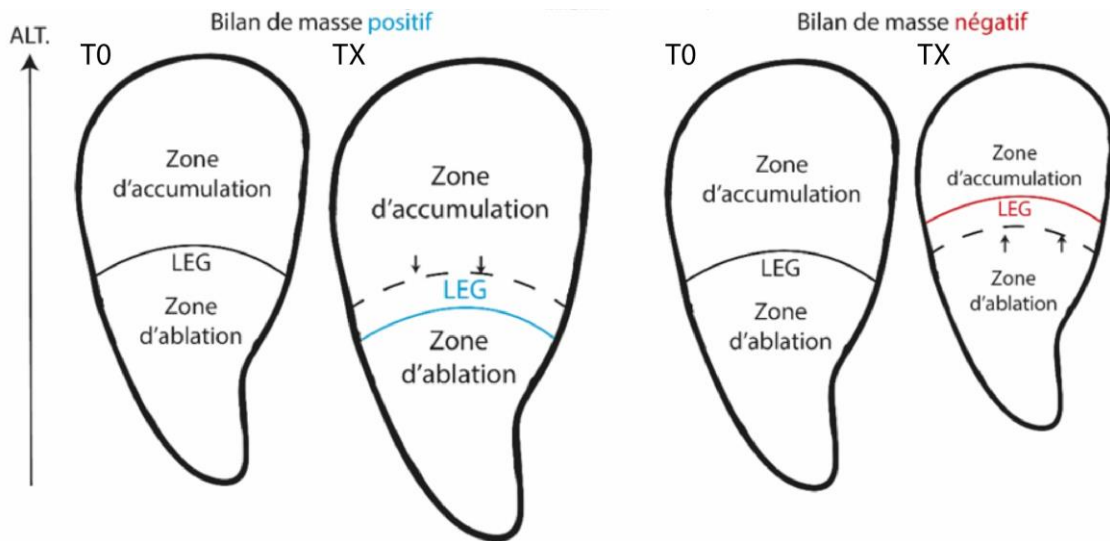


Figure I.4 : Variations d'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire en fonction du bilan de masse global d'un glacier. À noter que, dans les deux cas, la position de la LEG se stabilise lorsque le BMG est redevenu nul.

Le gradient de masse glaciaire (GMG) désigne quant à lui les variations du bilan de masse de surface d'un glacier en fonction de l'altitude. Concrètement, il se matérialise par une courbe concave dont la pente apparaît d'autant plus faible que le volume de glace en entrée (zone d'accumulation) et en sortie (zone d'ablation) augmente (Fig. 1.5).

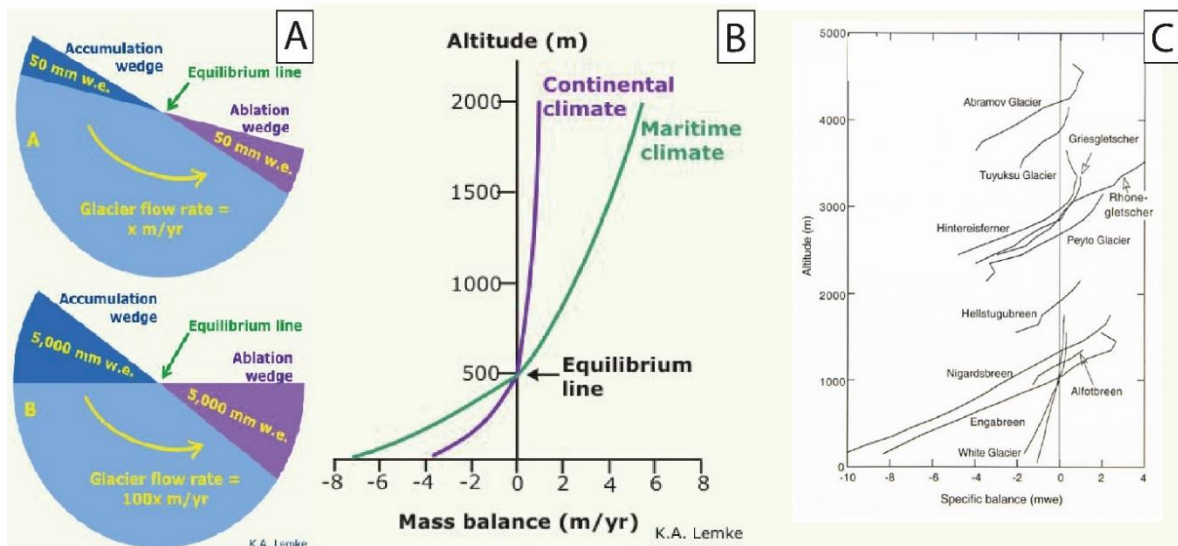


Figure I.5 : Représentations schématiques des variations de la masse glaciaire au sein d'un glacier « idéal ». (A) Glacier idéal dans lequel les gains réalisés par l'accumulation sont compensés par les pertes par ablation. L'écoulement du glacier de la zone d'accumulation vers la zone d'ablation est nécessaire si celui-ci veut maintenir une pente constante. (B et C) Gradients de bilans de masse de glaciers appartenant à différentes régions climatiques. Les gradients les plus forts correspondent aux glaciers maritimes soumis à de fortes précipitations. Extrait de Oerleman (2001), Sugden et al. (1976), et Lemke (2015) modifié.

1.1.3. Les facteurs environnementaux du bilan de masse glaciaire

Nous venons de voir que le BMG, le GMG ainsi que la position altitudinale de la LEG constituent des indicateurs synthétiques du comportement des glaciers, car ils fluctuent en fonction des gains et des pertes de glace enregistrés à l'échelle pluriannuelle respectivement au niveau des zones d'accumulation et d'ablation. Il s'agit maintenant de caractériser les facteurs environnementaux responsables des gains et des pertes au sein d'un organisme glaciaire et donc des variations spatiales et temporelles du BMG, du GMG, ainsi que de la position altitudinale de la LEG.

Si la taille d'un glacier et le volume global d'une langue de glace sont en partie contrôlés par les caractéristiques hypsométriques du bassin glaciaire (Kirkbride & Dugmore, 2008 ; Brun et al., 2017), les variations du BMG, du GMG et de la position altitudinale de la LEG représentent d'excellents marqueurs des changements climatiques survenus aux échelles locales et régionales (Ohmura et al, 1992 ; Carr et al, 2010).

Parmi les facteurs climatiques d'échelle régionale susceptibles d'influencer le comportement des glaciers (Fig. 1.6), il convient de citer (i) le volume des précipitations centrées sur le semestre hivernal et donc susceptibles de tomber sous forme de neige, (ii) l'orientation des flux atmosphériques dominants pourvoyeurs de précipitations neigeuses, (iii) les températures moyennes de l'atmosphère et la durée moyenne d'ensoleillement, en particulier en été, lorsque les journées sont longues et que l'ablation s'avère maximale.

À l'échelle locale, certains paramètres peuvent exercer une influence sur le bilan de masse et le maintien d'un englacement en deçà ou au-dessus de la valeur régionale de la LEG (Nesje, 1992 ; Hughes, 2010 ; Fig. 1.7). En effet, les caractéristiques topographiques du bassin glaciaire entraînent des conditions climatiques particulières (dites « topo-climatiques ») susceptibles de moduler fortement le bilan de masse d'un glacier. Sur les plateaux glaciaires, l'accumulation de neige se produit dans des conditions peu exposées au vent dominant. Quand les glaciers sont davantage exposés au vent, la neige peut s'accumuler de manière conséquente dans les cirques et les vallées, soit par accumulation directe, soit par des avalanches issues des raides parois encaissantes (Dahl et Nesje, 1992). L'orientation du glacier peut aussi exercer une conséquence directe sur le degré d'ablation. Un glacier exposé sur un versant sud subira des températures plus élevées et une ablation plus importante qu'un glacier exposé sur un versant

nord. La hauteur des parois de cirque et des auges joue aussi un rôle important, dans la mesure où celles-ci peuvent ombrager le glacier durablement.

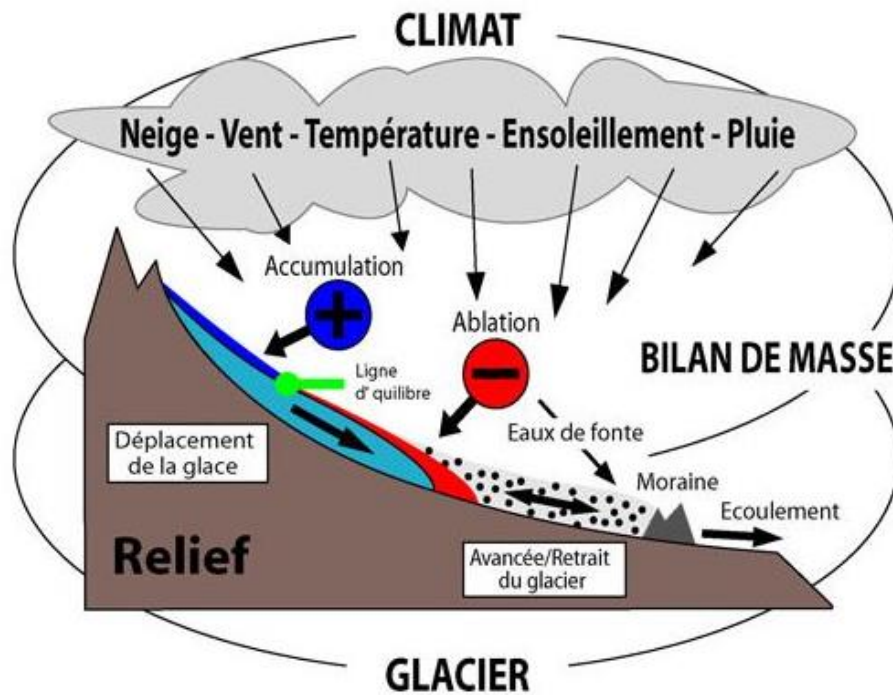


Figure I.6 : Le glacier comme système hydro-climatique. Extrait de Maisch (1993), modifié.

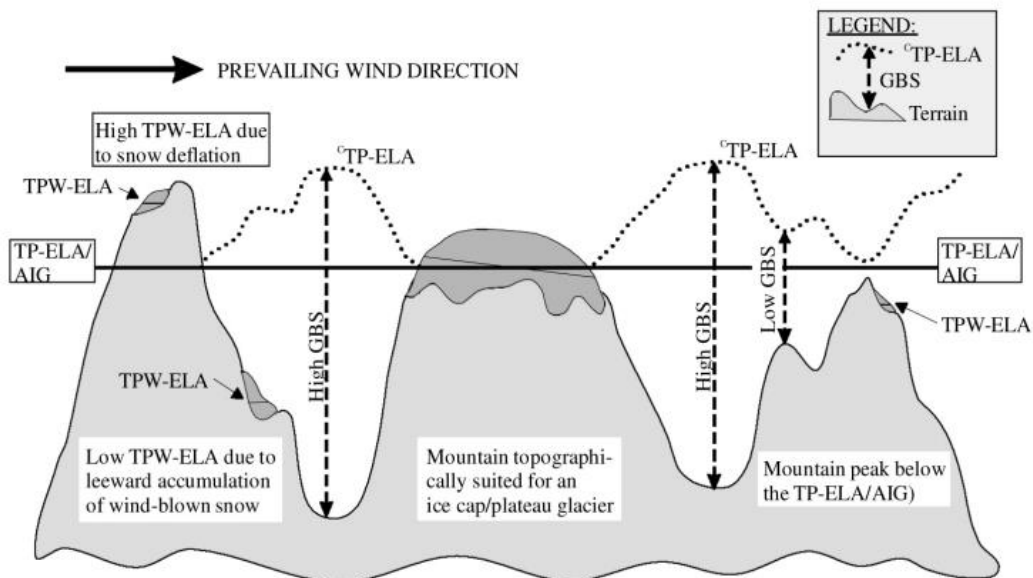


Figure I.7 : Influence des caractéristiques topographiques sur l'altitude de la LEG. TP-ELA : température-précipitation, TPW-ELA : température-précipitation-vent, CTP-ELA : climatique-température-précipitation, AIG : altitude d'englacement instantané, GBS (*glacial buildup sensitivity*) : distance entre le sol et l'altitude où les conditions sont favorables à la formation de glace. Extrait de Lie et al. (2003).

Ainsi, l'opportunité de reconstituer les variations spatiales et temporelles du comportement des glaciers, notamment à travers une quantification des variations spatiales et temporelles du BMG, du GMG et/ou de la position altitudinale de la LEG, constitue un excellent moyen d'accéder aux variations spatiales et temporelles des conditions climatiques et topoclimatiques des zones englacées actuelles et passées (Oerlemans, 2005 ; Ohmura et al., 1992 ; Cuffey and Patterson., 2010 ; Nesje and Dahl, 2000).

1.2. Changements climatiques et fluctuations glaciaires : des enregistrements globaux aux dépôts de marge glaciaire pyrénéens

La Terre a été marquée depuis le début de son histoire, voici 4,5 milliards d'années, par plusieurs épisodes de glaciation. Cette variabilité du climat terrestre s'explique par une combinaison de facteurs internes (courants océaniques, éruptions volcaniques, tectonique des plaques) et externes (ensoleillement, modification des paramètres astronomiques de Milanković).

1.2.1. Les chrono-stratigraphies isotopiques

L'amplitude et la temporalité des changements climatiques majeurs enregistrés au cours du Quaternaire ont été établies à travers l'utilisation du $\delta^{18}\text{O}$ comme paléo-thermomètre océanique (Emiliani, 1954) mesuré dans deux types d'archives :

- (i) les séquences marines, qui enregistrent les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des océans sur des plages temporelles qui couvrent toute la durée du Quaternaire et au-delà ;
- (ii) les séquences de glace prélevées dans les inlandsis des hautes latitudes (Groenland et Antarctique), qui couvrent des plages temporelles de 200 à 800 ka.

La séquence de référence concernant l'analyse isotopique des tests de foraminifères benthiques piégés dans le fond des océans couvre 5,3 Ma (Lisiecki & Raymo, 2005 ; Fig. 1.8). Cet enregistrement repose sur 38 000 mesures de $\delta^{18}\text{O}$ effectuées sur 57 carottes marines prélevées

principalement dans l'océan Atlantique. Dans cette séquence, les stades isotopiques associés à un nombre pair (MIS : *marine isotope stage*) correspondent aux périodes froides, et ceux qui sont marqués d'un nombre impair, aux périodes plus tempérées.

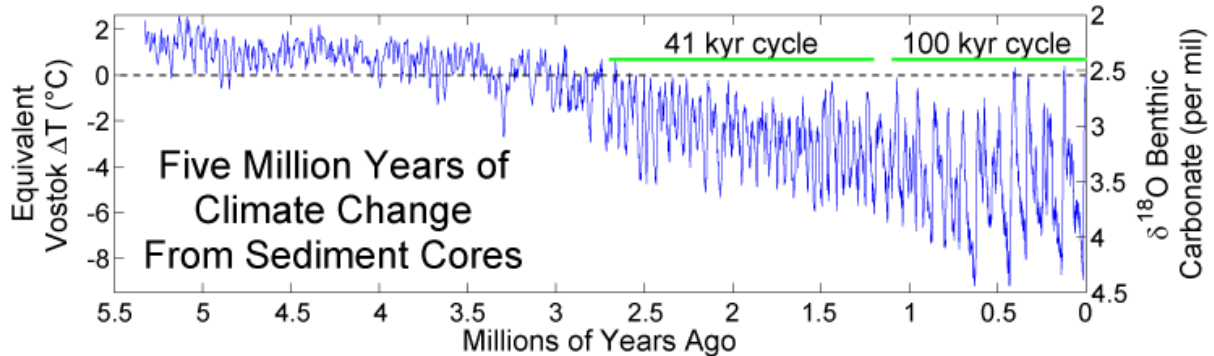


Figure I.8 : Reconstitution climatique des cinq derniers millions d'années, basée sur le fractionnement isotopique de l'oxygène. Extrait de Lisiecki et al. (2005).

Les informations paléoclimatiques obtenues dans les séquences de glace des inlandis de hautes altitudes reposent quant à elles sur l'analyse isotopique de la glace ($\delta^{18}O$ et le δ^2H) et sur l'analyse géochimique des poussières et bulles d'air piégées dans cette dernière :

- (i) l'analyse isotopique de la glace révèle la température de l'air au-dessus des calottes de glace au moment des précipitations neigeuses ;
- (ii) les bulles d'air piégées dans la glace témoignent, quant à elles, des variations de la composition chimique de l'atmosphère (dioxyde de carbone CO_2 , méthane CH_4 et oxyde nitreux NO_2), en phase avec les changements climatiques du Pléistocène supérieur (Huber et al., 2006 ; Lüthi et al., 2006 ; Louergue et al., 2008 ; Schilt et al., 2010).

Ces enregistrements offrent une résolution des variations climatiques plus fine que celle apportée par les enregistrements marins, mais couvrent des plages temporelles plus courtes (720 000 ans pour les séquences de l'Antarctique et 200 000 ans pour celles du Groenland ; EPICA community members, 2006 ; North Greenland Ice Core Project members, 2004). Cette résolution a permis d'analyser avec plus de netteté la variabilité millénaire du climat en mettant en évidence deux types d'évènements majeurs durant la dernière période glaciaire :

- (i) Les évènements de Dansgaard-Oescher (DO) ont été mis en évidence à partir des séquences isotopiques du Groenland. Ils se caractérisent par un réchauffement

climatique abrupt (GI : *Greenland interstadial*), de l'ordre de + 5 à + 16,5 °C en quelques dizaines d'années, puis par un lent refroidissement (GS : *Greenland stadial*) d'une durée de l'ordre de 1 à 3 ka (Severinghaus & Brook, 1999 ; Landais et al., 2004 ; Kindler et al., 2014). Actuellement, 25 évènements de Dansgaard-Oescher ont été individualisés, ils sont numérotés de 1 à 25 du plus récent au plus ancien et constituent le socle d'une stratigraphie des variations du climat au cours du dernier cycle glaciaire (*INTIMATE Event Stratigraphy*, Rasmussen et al., 2014 ; Fig. 1.9) ;

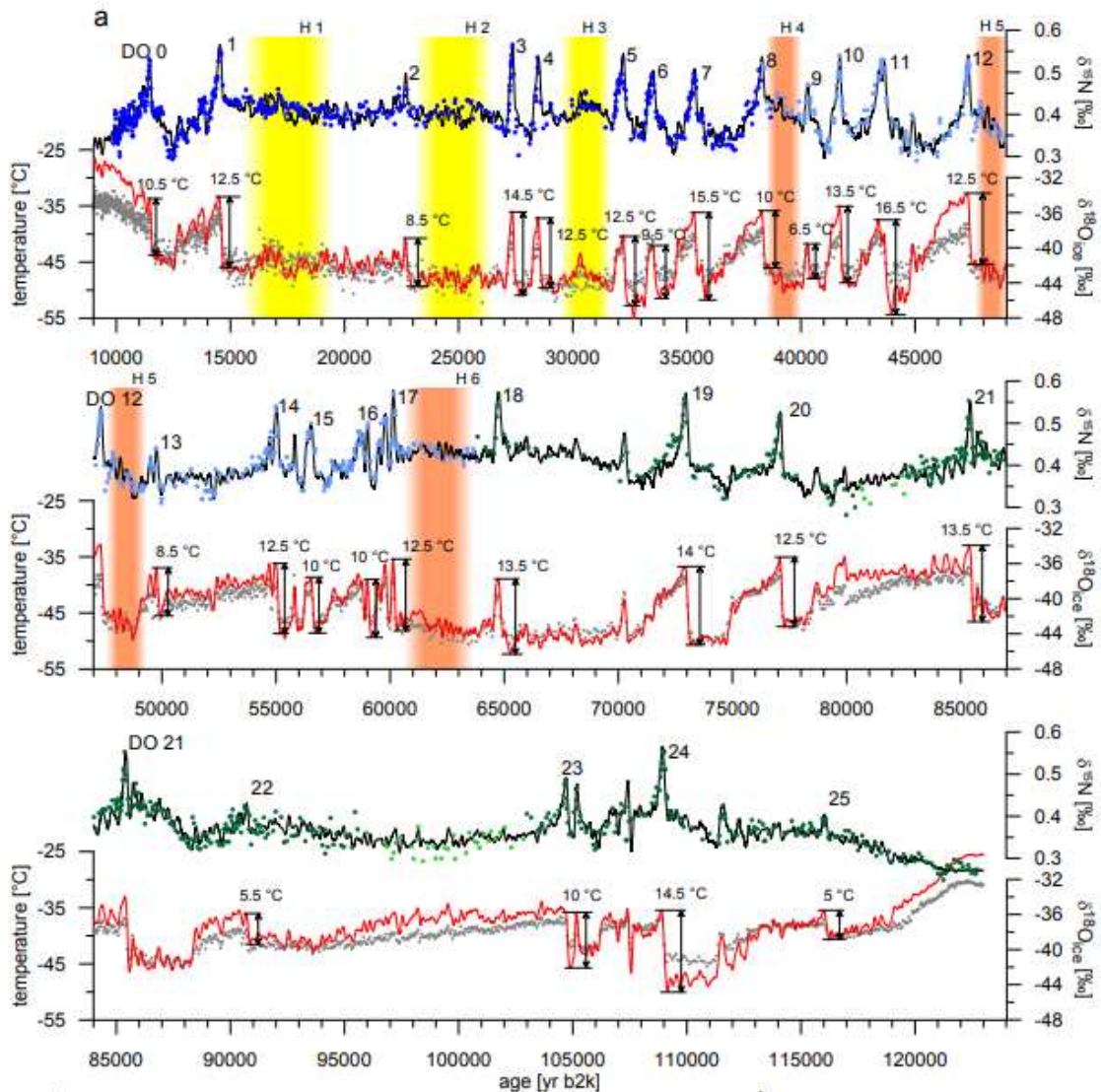


Figure I.9 : Paléotempératures mesurées sur North GRIP à partir des isotopes $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{15}\text{N}$ de la glace. Faute de consensus dans la littérature sur les bornes temporelles et la durée des évènements de Heinrich (Hemming, 2004 ; Sánchez Goñi & Harrison, 2010 ; Jonkers et al., 2010 ; Roche et al., 2004), ces derniers ne sont pas précisément localisés sur l'échelle temporelle. Les rectangles de couleur signalent seulement l'emplacement des GS auxquels les six évènements de Heinrich explicitement identifiés dans la littérature sont associés. Extrait de Kindler et al. (2014), modifié.

- (ii) Les événements de Heinrich (HE) ont été mis en évidence à partir de séquences de sédiments marins. Ils correspondent à des arrivées massives de débris de délestage (IDR : *Ice Rafted Debris*) lâchés par des icebergs en provenance des inlandsis laurentiens et fennoscandiens. Ces épisodes (six au total) sont systématiquement associés à une forte abondance de *Neogloboquadrina pachyderma*, qui traduit un refroidissement massif des eaux marines de surface en lien avec les débâcles d'iceberg.

L'observation d'une correspondance cyclique entre les HE et les DO a permis d'envisager un lien de cause à effet entre ces deux phénomènes, les brutales arrivées d'eau douce et froide liées à la fonte massive d'icebergs auraient déclenché un ralentissement de la circulation thermohaline et l'interruption du Gulf Stream dans l'Atlantique Nord, entraînant un refroidissement majeur du climat sur l'ensemble de l'Europe occidentale et du bassin méditerranéen (Fletcher and Sanchez-Goni, 2008 ; Naughton et al., 2007).

1.2.2. Le concept de global LGM (GLGM)

Le dernier maximum glaciaire (GLGM, *Global Last Glacial Maximum*) correspond à l'intervalle de temps au cours duquel le volume global de glace piégé sur les continents a été atteint pour la dernière fois. Le moyen le plus évident de saisir la chronologie de cet événement consiste à dater le dernier très bas niveau marin (Mix et al., 2001). Sur ces bases, le LGM *sensu lato* s'est produit entre 29 et 19 ka cal. BP ; mais sa définition fait encore aujourd'hui l'objet de débats. Cet événement a, dans un premier temps, été daté vers 18 ka BP (âge non calibré) via la très forte concentration en isotopes lourds du $\delta^{18}\text{O}$ enregistrée dans les séquences marines (CLIMAP Project Members, 1976, 1981). Les derniers travaux placent quant à eux les limites temporelles du GLGM sur la base du dernier plus bas niveau marin daté par U-Th et ^{14}C sur des récifs coralliens. Certaines études situent le dernier très bas niveau marin (-135 m) entre 19 et 23 ka cal. BP (Yokoyama, 2000 ; Mix et al., 2001 ; Clark & Mix, 2002 ; Lambeck et al., 2014 ; Fig. 1.10). D'autres le localisent 5 m plus bas (-140 m) et 5 à 7 ka plus tôt, ce qui placerait le GLGM entre 21 et 26 ka cal. BP (Peltier & Fairbanks, 2006). Plus récemment, une étude propose d'associer le GLGM à la forte concentration de poussières enregistrée dans les séquences de glace du Groenland et de l'Antarctique, traduisant un état minimum de la végétation dans les

deux hémisphères. Sur ces bases, les auteurs situent le GLGM entre 27,54 et 23,34 b2ka (Hughes et al., 2015).

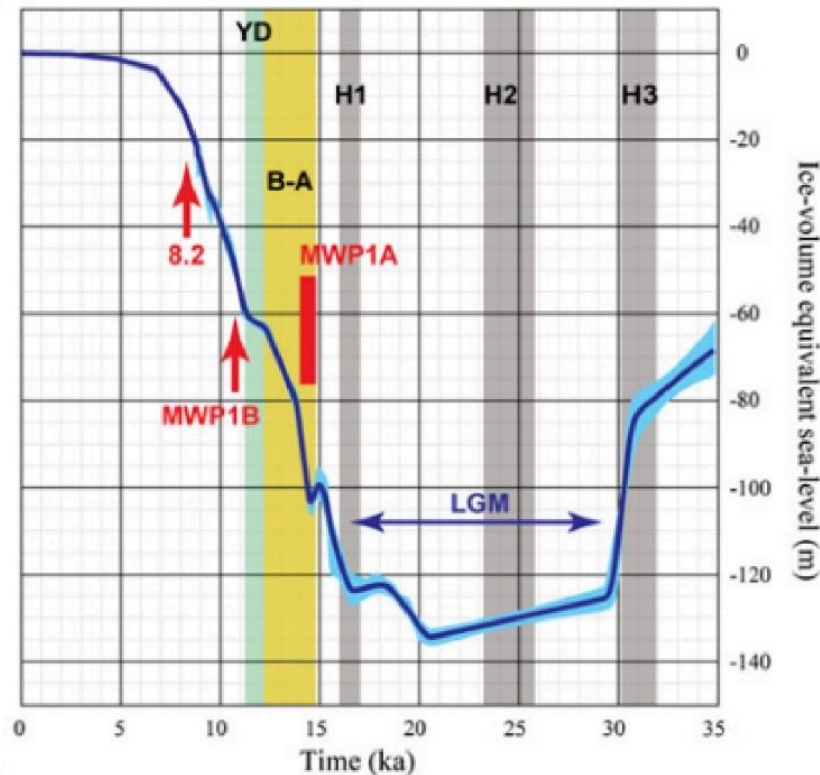


Figure I.10 : Estimation de la variation du niveau marin au cours des derniers 35 000 ans. Les principaux événements climatiques sont indiqués en noir (Heinrich H1 à H3, la période chaude du Bølling-Allerød (B-A) et la période froide du Younger Dryas (Y-D)) et en rouge (*meltwater pulse* IA, IB). Extrait de Lambeck et al. (2014), modifié.

La forte baisse du niveau marin au cours du GLGM implique qu'une partie importante des plateaux continentaux situés actuellement sous le niveau de la mer (y compris le plateau entre la France et les îles Britanniques ainsi que la mer du Nord en Europe) se trouvaient au-dessus du niveau de la mer au GLGM. Les calottes glaciaires ont profondément affecté le climat de la Terre en causant sécheresse et désertification. Globalement, la température atmosphérique était environ 6 °C plus froide qu'aujourd'hui (-6,5 °C à -5,7 °C ; Tierney et al., 2020). Cependant, il existait de grandes disparités locales, notamment au niveau des régions polaires, dans lesquelles se trouvaient les grandes calottes glaciaires qui se sont beaucoup plus refroidies que celles présentes à des latitudes inférieures.

1.2.3. Le concept de LGIT (Last Glacial-Interglacial Transition)

La dernière terminaison glaciaire (LGIT : *last glacial-interglacial transition*) est généralement définie comme la période de transition comprise entre la fin du dernier maximum glaciaire (MIS 2) et le début de la période interglaciaire de l'Holocène (MIS 1) (Wohlfarth, 1996 ; Hoek, 2009 ; Denton et al., 2010). Cette période se caractérise par des variations climatiques abruptes et rapides, associées, à l'échelle globale, à de très fortes variations de température, jusqu'à 10 °C en quelques siècles (Anderson & Mackintosh, 2006 ; Larocque-Tobler et al., 2010 ; Millet et al., 2012) et à une réponse hydro-climatique complexe (Clark et al., 2012). Cette variabilité climatique, définie pour la première fois à partir d'enregistrements palynologiques de séquences lacustres nord-européennes, a conduit à l'individualisation de quatre biozones contemporaines de la fin du Weischelien (Bölling, Older Dryas, Allerød et Younger Dryas, Mangerud et al., 1974 ; Fig. 1.11).

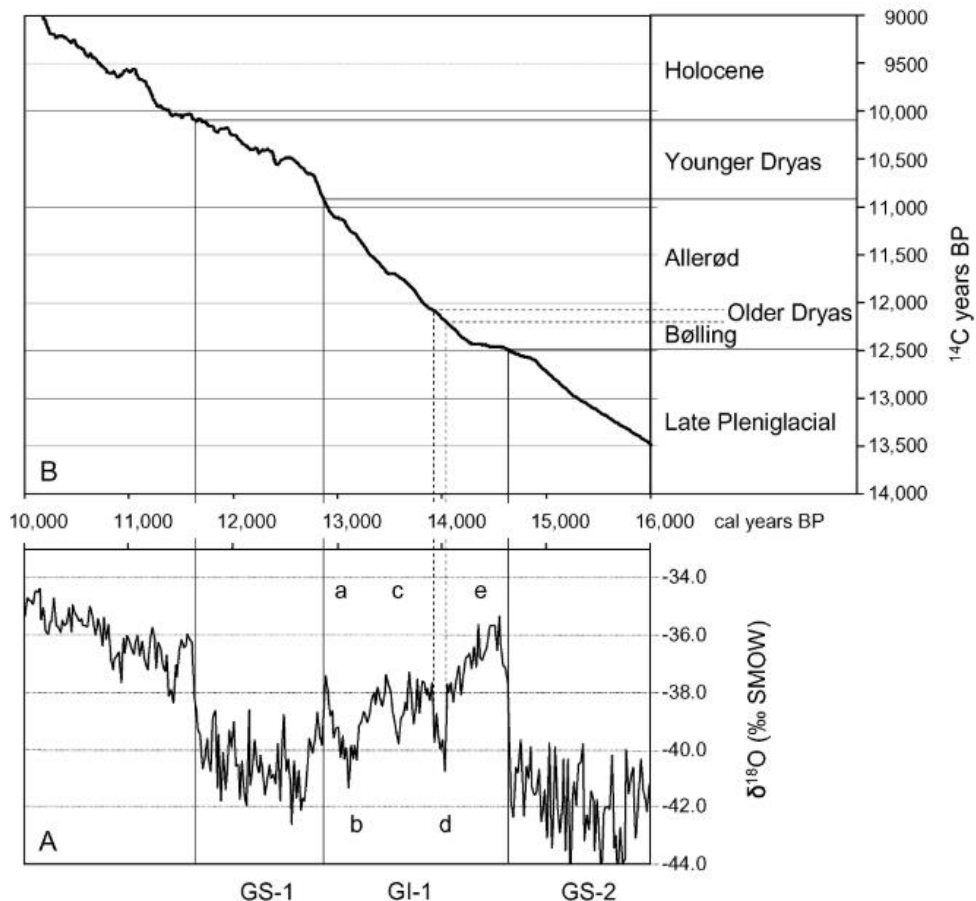


Figure I.II : Corrélation entre (A) la stratigraphie isotopique NGRIP et (B) les événements palynostratigraphiques associés à la LGIT. Extrait de Hoek (2009).

La comparaison de ces événements palynostratigraphiques avec les séquences isotopiques issues des glaces du Groenland (*NorthGRIP*) montre une excellente correspondance chronologique et permet de contraindre ces événements avec une bonne résolution temporelle (Fig. 1.11). Sur ces bases, il apparaît que l'interstade Bölling-Alleröd correspond au GI-1 (initié à $14,7 \pm 0,004$ b2ka) et le Younger Dryas au GS-1 (initié à $12,9 \pm 0,004$ b2ka) (Rasmussen et al., 2014). L'épisode du Oldest Dryas correspond quant à lui à une période de refroidissement antérieure à l'interstade Bölling-Alleröd (GI-1). Il est défini par les enregistrements polliniques relevés dans les montagnes de latitude moyenne (Jura, Alpes, Massif central), et par la présence d'IRD (*ice rafted debris*) et de *dropstones* (Heinrich, 1988) déposés dans les sédiments marins de l'Atlantique Nord durant l'épisode de Heinrich 1 (HS1-1) contemporain des GS-2.1a et GS-2.1b (Hemming, 2004 ; Sánchez Goñi & Harrison, 2010 ; Jonkers et al., 2010 ; Roche et al., 2004). Sa limite inférieure, bien qu'imparfaite, est actuellement fixée sur la base des enregistrements isotopiques au GS-2.1a (initié à 17,5 b2ka) (Rasmussen et al., 2014).

1.2.4. La variabilité des réponses locales et régionales aux changements climatiques à travers l'analyse des dépôts de marge glaciaire pyrénéens

Cette partie synthétise les données actuellement disponibles concernant les fluctuations glaciaires pléistocènes et holocènes dans les Pyrénées en réponse aux changements climatiques survenus à l'échelle globale ; la variabilité spatiale et temporelle du comportement des glaciers pyrénéens est perçue comme un moyen de reconstituer la variabilité spatiale et temporelle des conditions paléoclimatiques au sein de cette chaîne de montagnes (Delmas, 2019).

1.2.4.1. L'emprise des glaciers au cours du stade LLGM

L'emprise spatiale et la chronologie du dernier maximum d'englacement (LLGM : *last local glacial maximum*) sont aujourd'hui bien établies (Fig. 1.12). Ce stade correspond à l'extension glaciaire maximale du Pléistocène supérieur. Il est délimité sur la base des dépôts morainiques faiblement altérés, localisés en position externe dans les vallées pyrénéennes. Au cours de ce stade d'englacement, les glaciers s'avéraient relativement importants et la longueur des langues de glace variait entre 40 et 60 km (Calvet et al., 2011). Ces limites sont fondées sur la base d'un siècle de recherches concernant les dépôts de marge glaciaire (Delmas et al., 2022a).

Un grand nombre de données indiquent que ce stade d'englacement apparaît antérieur au GLGM et a pu être atteint à plusieurs reprises au cours de la première moitié du Pléistocène supérieur, entre le MIS 5b-d et le MIS 3 (Delmas et al., 2022b ; Fig. 1.12). Parmi ces données, il convient de citer :

- (i) les datations radiocarbone ^{14}C obtenues dans les remplissages glaciolacustres de Biscaye (Mardones et al., 1983), d'Estarrès (Andrieu, 1987), de Barbazan (Andrieu, 1991), et de Freychinèdes (Jalut et al., 1982), localisés sur la façade nord des Pyrénées ;
- (ii) les datations OSL (*optical stimulated luminescence dating*) obtenues sur les séquences de terrasses glaciofluviales et des constructions morainiques frontales situées dans les zones de piémont au sein des vallées de Cinca (Sancho et al., 2003, 2004), d'Aragon (García-Ruiz et al., 2013) et du Gállego (Lewis et al., 2009) sur la façade sud des Pyrénées ;
- (iii) les datations ^{10}Be acquises par nucléides cosmogéniques (^{10}Be) sur les blocs erratiques enchâssés dans les constructions morainiques pour les bassins glaciaires de l'Ariège (Delmas et al., 2011) et du Malniu (Pallàs et al., 2010).

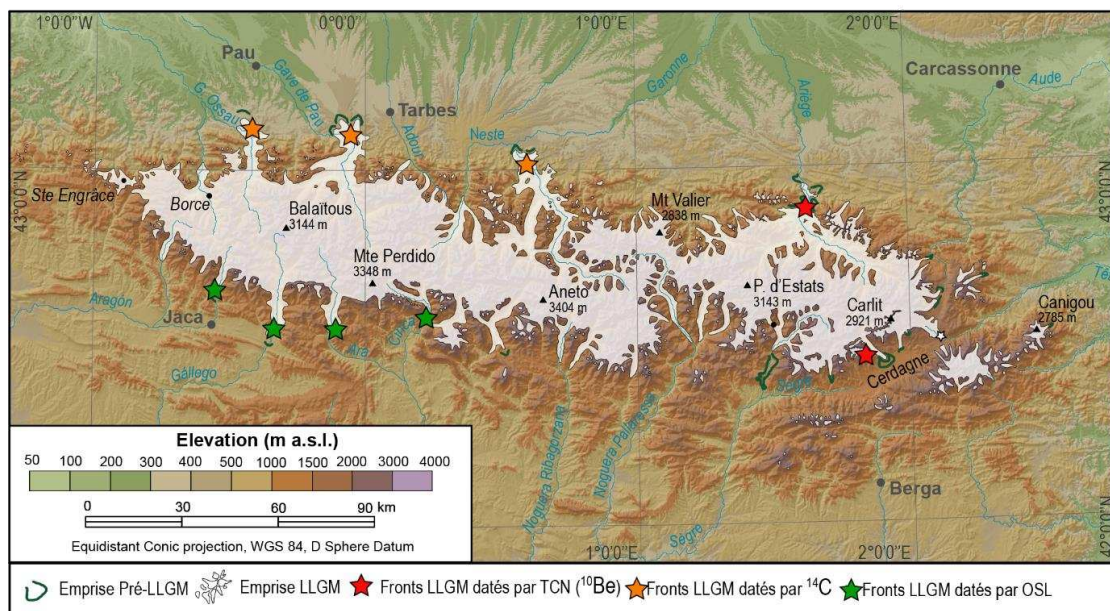


Figure I.12 : Emprise des paléenglacements pléistocènes pyrénéens et sites LLGM datés. Il apparaît que les langues de glace localisées sur la façade nord sont les plus longues (plus de 60 km), que celles situées sur la façade sud sont plus courtes (~ 30 km) et que celles situées au sud-est le sont encore plus (15 à 20 km). Extrait de Delmas et al. (2022b), modifié.

Le LLGM est donc survenu dans les Pyrénées bien avant le GLGM. Il existe donc un asynchronisme entre la dernière expansion glaciaire maximale enregistrée à l'échelle globale (GLGM) et la dernière expansion glaciaire maximale enregistrée dans les Pyrénées (LLGM).

1.2.4.2. L'emprise des glaciers pyrénéens au cours du GLGM

La position des fronts glaciaires pyrénéens au cours du GLGM n'a pas encore été identifiée de manière exhaustive, mais les données actuellement disponibles sont suffisamment étoffées pour révéler l'existence d'un gradient paléoclimatique est-ouest lié à une cyclogenèse d'origine méditerranéenne plus intense et plus efficace en matière d'alimentation neigeuse que celle issue de l'Atlantique (Fig. 1.13) (Delmas et al., 2022c). En effet, les données TCN obtenues à l'extrémité orientale de la chaîne montrent que les glaciers ont enregistré au GLGM une avancée presque aussi ample que celle survenue au cours du LLGM dans les vallées du Querol (Pallàs et al., 2010), du Malniu (Pallàs et al., 2010 ; Palacios et al., 2015b), de la Têt (Delmas et al., 2008), de la Llosa (Palacios et al., 2015b), de l'Arànsér (Palacios et al., 2015b), et de la Noguera Ribagorzana (Pallàs et al., 2006) ; toutefois, un écart de 8 km pour l'Ariège (Delmas et al., 2011), de 15 km sur la Garonne (Fernandes et al., 2021) et d'une trentaine de kilomètres dans la vallée du Gállego (García Ruiz et al., 2003 ; Palacios et al., 2015a, 2017) a déjà été observé. Cependant, la position terminale des glaciers pyrénéens dans les vallées occidentales de la chaîne n'est pas encore complètement établie (Delmas, 2015, 2019 ; Delmas et al., 2022c).

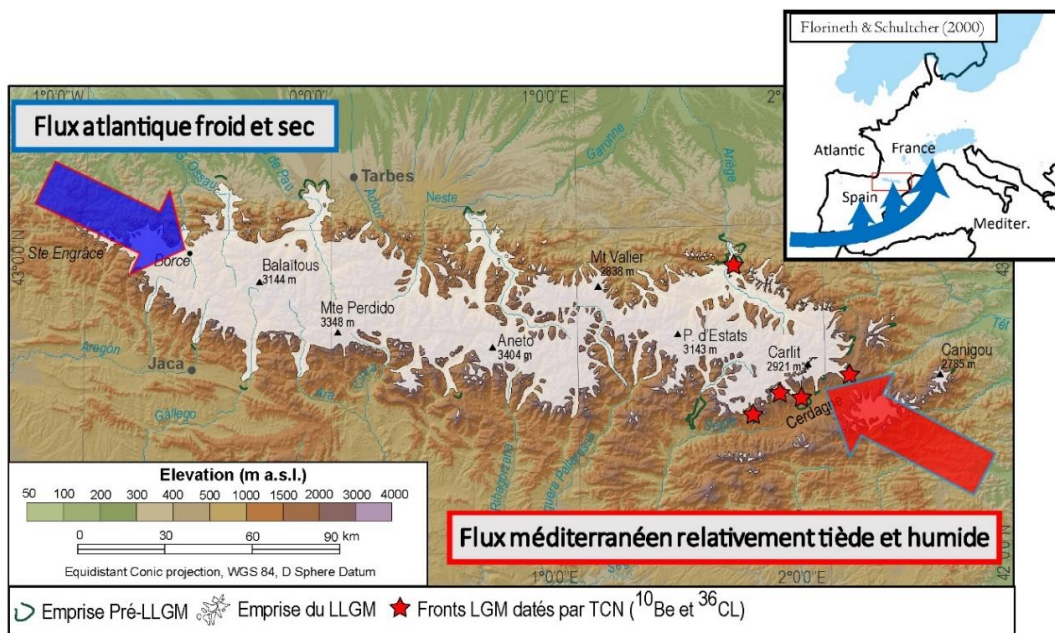


Figure I.13. Emprise des paléoenlacements pléistocènes pyrénéens et sites GLGM datés. Extrait de Delmas et al. (2022b), modifié.

1.2.4.3. L'emprise des glaciers pyrénéens au cours de la LGIT

Dans les Pyrénées, les données concernant l'emprise spatiale et la chronologie des fluctuations glaciaires contemporaines de la LGIT s'avèrent beaucoup moins documentées et concernent seulement une dizaine de sites datés par ^{14}C et TCN (Fig. 1.14). Ces données montrent que dès 19-20 ka cal. BP, les glaciations se limitent à la zone de cirques (Delmas., 2005 ; Delmas et al., 2008 ; Synthèse in Delmas et al., 2023a et 2023b). Ponctuellement, un retrait majeur, précoce et extrêmement rapide des langues de glace a été observé, en tout cas d'après les données ^{14}C obtenues sur les tourbières de la Têt (Delmas et al, 2008) et la Noguera de Tor (Copons et Bordonau, 1996). Cependant, il n'a pas encore été déterminé si ce phénomène est généralisé à l'ensemble de la chaîne, ou s'il est cantonné aux massifs sous forte influence méditerranéenne.

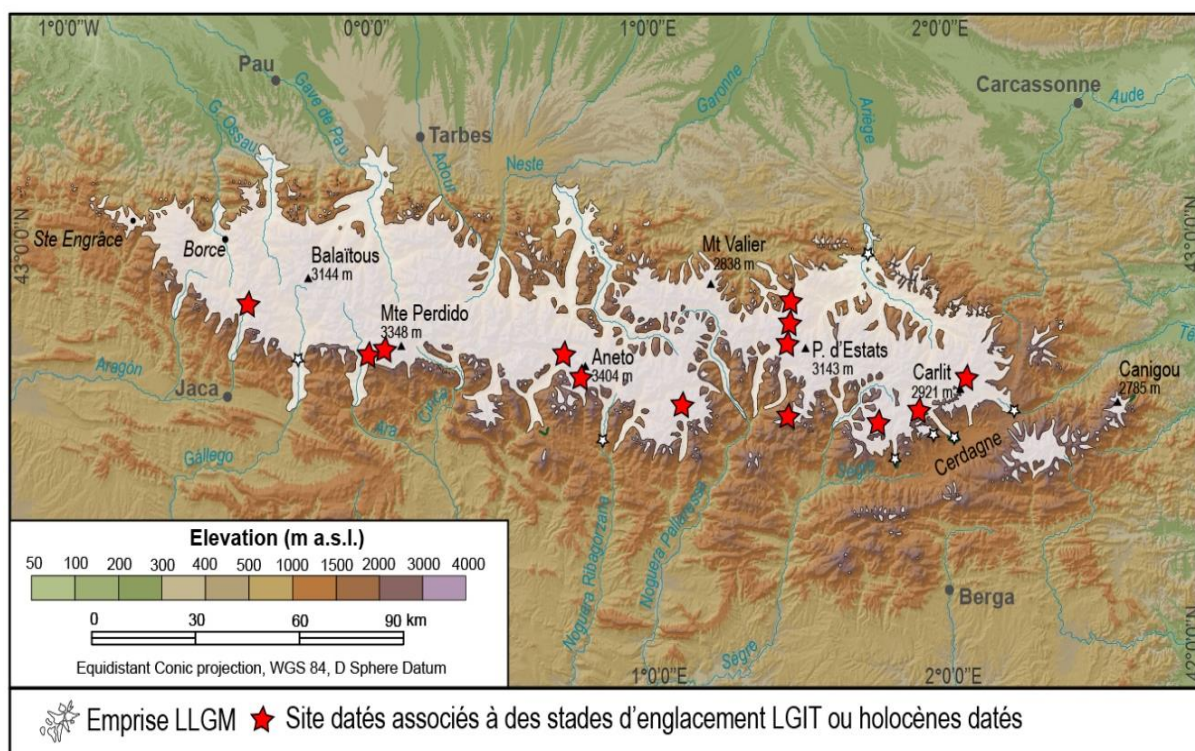


Figure I.14 : Emprise des paléoenlacements pléistocènes pyrénéens et sites LGIT datés. Les sites concernant la LGIT (une dizaine seulement) concernent essentiellement la façade sud-est de la chaîne. Extrait de Delmas et al. (2022b), modifié.

L'utilisation des cosmonucléides a permis de documenter le calendrier de la glaciation de manière plus directe. Huit séries de datations obtenues dans les vallées de Noguera Ribagorzana, du Valira, de la Têt, du Malniu, du Querol, de l'Aránser, de l'Ariège, du Vicdessos, et du Gállego, aboutissent au même schéma chronologique (Synthèse in Delmas et al., 2023a et 2023b). Les

glaciers ont repris leur avancée lors du Oldest Dryas (GS-2.1b). L'ampleur de cette avancée apparaît beaucoup moins importante que celles qui caractérisent le LLGM. À la suite du Oldest Dryas (GS-2.1b), durant l'interstade Bölling-Alleröd (GI-1), les marges glaciaires se sont retirées dans les hautes vallées et la zone des cirques. Enfin, le Younger Dryas (GS-1) a été marqué par un épisode de refroidissement qui s'est traduit dans les Pyrénées par une réavancée modeste du front glaciaire et par le développement de glaciers rocheux (Synthèse in Delmas et al., 2022b et 2022c).

À la fin du Younger Dryas (GS-1), les températures sont remontées avec l'entrée dans l'Holocène. Durant le Préboréal, en l'espace de 2 000 ans, les températures ont augmenté à des niveaux proches de l'actuel (Francou et al., 2010). Les glaciers de montagne ont réagi par un recul particulièrement marqué des fronts en lien avec une ligne d'équilibre glaciaire qui s'est élevée d'environ 900 mètres par rapport à son niveau du LLGM (Francou et al., 2010).

1.2.4.4. L'emprise des glaciers pyrénéens au cours de l'Holocène

Les données concernant l'emprise spatiale et la chronologie des fluctuations glaciaires au cours de l'Holocène restent vraiment parcellaires (Fig. 1.15 ; Delmas et al., sous presse). Quelques indices chronologiques obtenus à travers l'utilisation des nucléides cosmogéniques permettent de situer l'emprise spatiale des glaciers en forte régression et cantonnés à la zone des cirques durant la première moitié de l'Holocène, dans des positions sensiblement plus réduites encore que celles du Younger Dryas :

- (i) les données TCN (^{10}Be et ^{36}Cl) obtenues à l'ouest des Pyrénées sur les dépôts de marge glaciaire du Gave d'Ossau (Cirque d'Arrémoulit) et dans la haute vallée du Gállego (vallée d'Agua Limpias) indiquent que la déglaciation définitive de ces cirques s'est produite soit au cours du Younger Dryas (GS-1), soit au début de l'Holocène (Palacios et al., 2015a, 2017) ;
- (ii) dans l'est des Pyrénées, des datations par ^{10}Be sur verrous rocheux et moraines frontales dans la vallée du Vicdessos (cirques de Picot et de Médecourbe) signalent la présence de deux petites langues de glace (< 1 km) au cours de l'Holocène précoce (Jomelli et al., 2020).

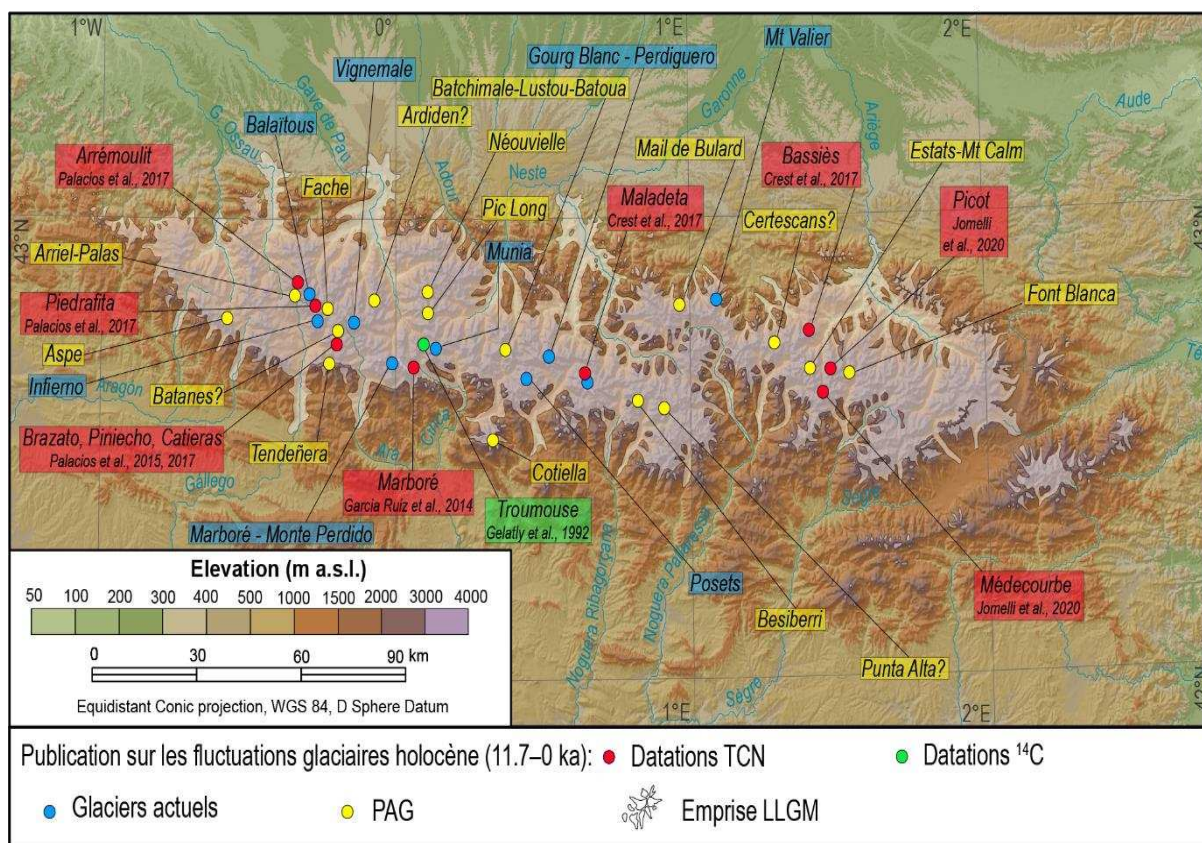


Figure I.15 : Emprise des paléoenglacements pléistocènes pyrénéens et sites holocènes datés. Extrait de Delmas et al. (in press), modifié.

Pour la période néoglaciale, il n'existe à ce jour que deux sites datés dans les Pyrénées (Synthèses in García-Ruiz et al., 2020 ; Delmas et al., sous presse).

- (i) dans le massif de Munia, les données radiocarbone obtenues dans le remplissage glaciolacustre du cirque de Troumouse permettent de renseigner la chronologie des moraines situées juste en amont et de situer leur mise en place entre 5 et 6 ka cal. BP (Gellatly et al., 1992 ; Fig. 1.16) ;
- (ii) une dizaine de kilomètres plus à l'ouest, les données ³⁶Cl obtenues dans le massif du Monte Perdido apparaissent franchement disparates, mais permettent d'envisager la présence d'une langue de glace aux alentours de 5 ka (García-Ruiz et al., 2014, 2020 ; synthèse Delmas et al., sous presse ; Figure 1.17).

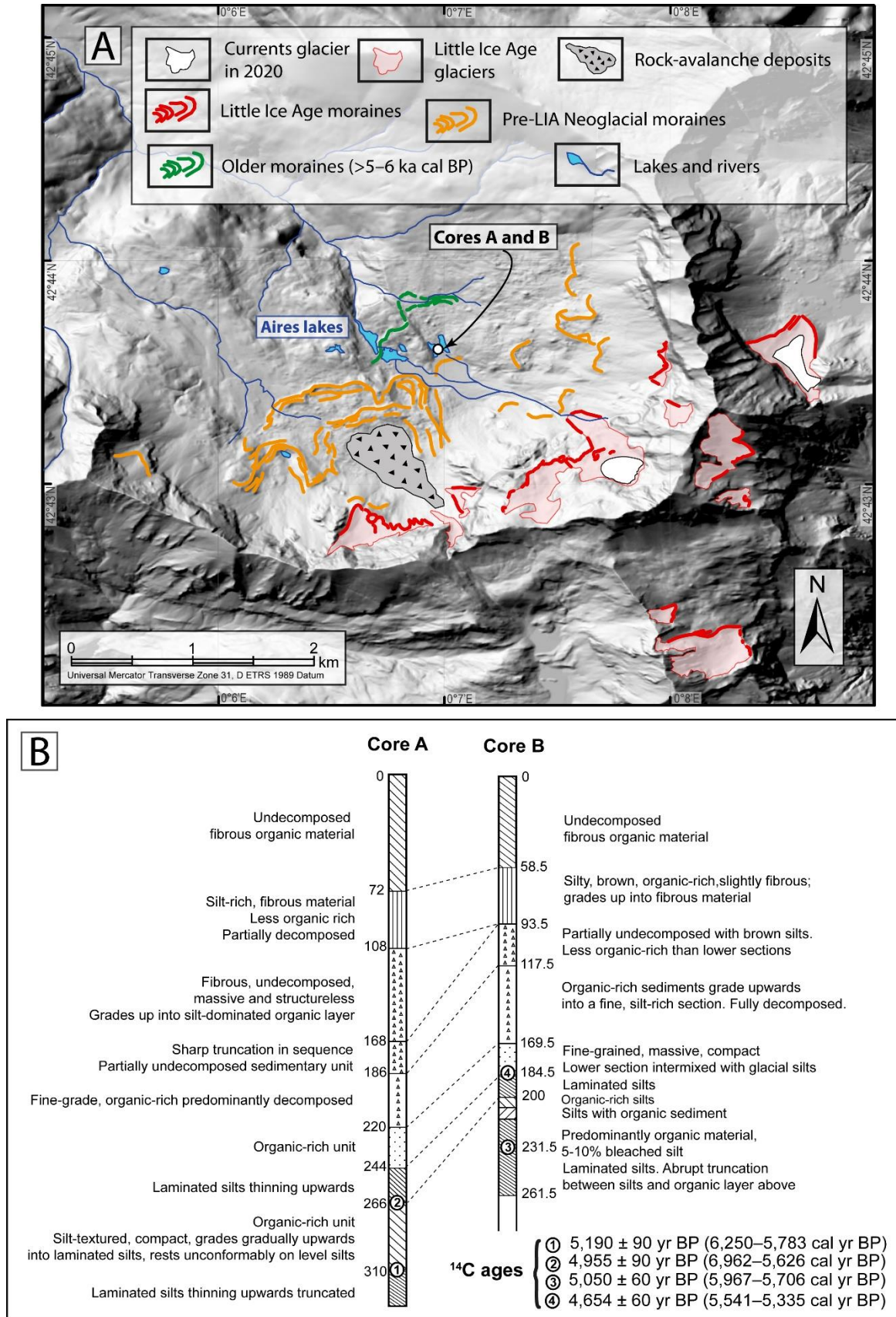


Figure I.16 : Dépôts glaciaires et proglaciaires et âges associés présents dans le cirque de Troumouse (massif de la Munia). Extrait de Delmas et al. (in press).

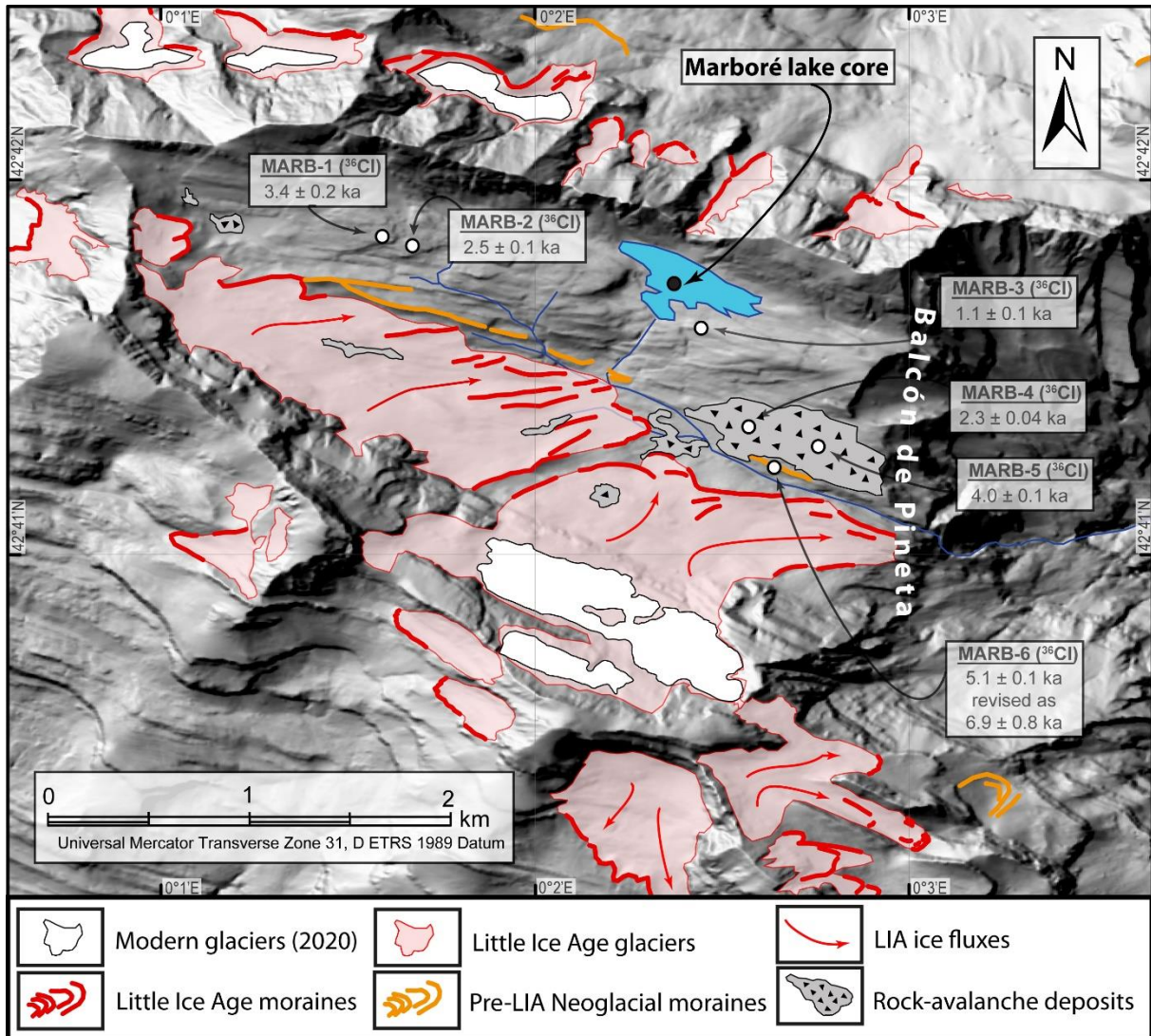


Figure I.I7 : Dépôts glaciaires et proglaciaires et âges associés présents dans le cirque de Marboré (massif du Monte Perdido). Extrait de Delmas et al. (in press).

Les études centrées sur les moraines contemporaines de l'extension maximale du PAG s'avèrent plus nombreuses (Synthèses in Garcia-Ruiz et al., 2020, et Delmas et al., sous presse). Elles concernent essentiellement les Pyrénées centrales au sein desquelles les évidences de glaciers du PAG apparaissent relativement nombreuses et solidement documentées par des sources historiques (González-Trueba et al., 2008 ; Serrano and Martín-Moreno, 2018 ; Serrano et al., 2018). En revanche, on ne dispose à ce jour d'aucune donnée géochronologique, si ce n'est de quelques données lichénométriques (Chueca and Julián, 1996 ; Mateo and Gómez-Ortiz, 1998). Plus de 100 glaciers ont existé (pour une surface glaciaire totale de 23 km²), certains d'entre eux mesuraient 1 à 2 km de long, dans au moins 19 massifs au cours du XIX^e siècle (Fig. 1.15 ; González-Trueba et al., 2008 ; Rico et al., 2017 ; Serrano and Martín-Moreno, 2018). Une tendance à la diminution a été enregistrée depuis lors en réponse au réchauffement

climatique actuel, malgré quelques brèves avancées en 1890-1920 (avec alors une surface glaciaire totale de 12,8 km²) et au cours des années 1970 (surface glaciaire totale correspondante de 9,5 km²). Moins de 20 glaciers, pour la plupart stagnants, existent encore aujourd'hui (la surface glaciaire totale s'élève à 2,6 km²), principalement sur les parois des cirques orientées nord et nord-est (Rico et al., 2017 ; Serrano, 2022).

1.3. Objectifs de la thèse et présentation du domaine d'étude

Nous l'avons vu, les glaciers actuels et passés constituent, en raison de leur forte sensibilité aux changements climatiques, des marqueurs particulièrement intéressants (cf. section 1.1), car (i) ils enregistrent les fluctuations climatiques avec un temps de réponse très bref, de l'ordre de quelques années à quelques décennies tout au plus (15 à 60 ans en climat tempéré ; Cuffey and Patterson, 2010) ; (ii) ils fournissent, à travers les caractéristiques de leurs paléobilans de masse et des vitesses d'écoulement de la glace, une information de type climatique ou paléoclimatique, permettant de reconstituer les températures et précipitations de haute montagne (Braithwaite, 1995, 2008 ; Ohmura, 1992 ; Nesje & Dahl, 2000 ; Heyman et al., 2013) ; (iii) ils permettent de retracer les grandes lignes des paléocirculations atmosphériques, notamment la trajectoire des perturbations porteuses de précipitations neigeuses, à travers la répartition spatiale des volumes de glace à l'échelle d'un ou plusieurs édifices montagneux (Florineth & Schultcher, 2000 ; Delmas et al., 2011 ; Monegato et al., 2017).

1.3.1. Les Pyrénées : un laboratoire de terrain idéal, aux forts contrastes climatiques

Les Pyrénées constituent un laboratoire de terrain idéal pour analyser l'impact des changements climatiques globaux sur les paléoenvironnements pléistocènes aux échelles locales et régionales. En effet, ils occupent à la fois une position charnière entre l'océan l'Atlantique et la mer Méditerranée et une latitude relativement méridionale en Europe occidentale (entre 42 et 43° de latitude nord). Ces deux caractéristiques expliquent les contrastes climatiques majeurs perceptibles au sein de l'espace pyrénéen entre les façades nord et sud et les extrémités orientales et occidentales de la chaîne (Fig. 1.18).

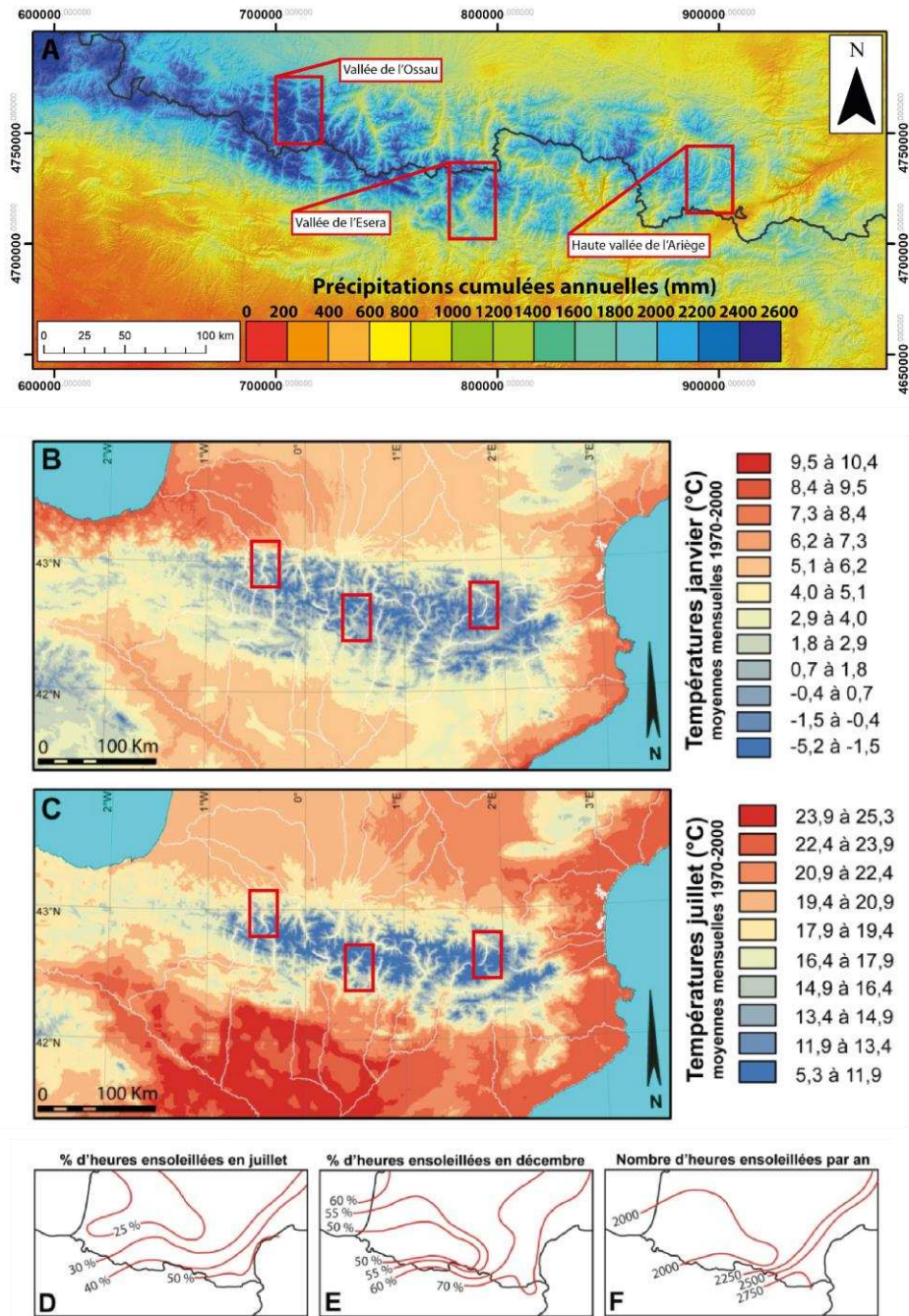


Figure I.18 : Contrastes climatiques majeurs au sein de l'espace pyrénéen et localisation des zones d'études. (A) Extrait de Batalla et al. (2018). (B et C) D'après WorldClim version 2 (Fick & Hijmans, 2017). (D et E) 100 % correspondrait à un ensoleillement continu du lever au coucher durant toutes les journées du mois. (D, E et F) Extraits de Kessler & Chambraud (1986). Extrait de Delmas (2019), modifié.

Les données actuellement disponibles concernant la position des fronts glaciaires au cours du GLGM montrent un gradient est-ouest, de la Méditerranée à l'Atlantique, de formation probablement paléoclimatique, qui pourrait en effet résulter d'une cyclogenèse d'origine méditerranéenne plus active que la cyclogenèse d'origine atlantique au cours du GLGM plutôt que durant le LLGM ou que lors de l'interglaciaire actuel (cf. section 1.2.4.2.). Un des objectifs

centraux de la thèse consiste à tester la validité de cette hypothèse en complétant le tableau de l'emprise spatiale des glaciers pyrénéens au cours du GLGM et de la LGIT. Pour cela, nous proposons de :

- (i) renseigner l'emprise spatiale et la chronologie des fluctuations glaciaires au cours du GLGM, en particulier dans les vallées occidentales des Pyrénées, au sein desquelles cette information n'est connue que de manière très indirecte ;
- (ii) caractériser la variabilité spatiale et chronologique des paléoenglacements contemporains de la LGIT et de l'Holocène ;
- (iii) exploiter l'emprise spatiale des paléoenglacements dans une optique paléoclimatique, afin de déterminer, via des modèles glaciologiques et des fonctions de transfert, les paléotempératures et paléoprécipitations de la haute montagne et, sur ces bases, d'identifier à quel moment les circulations d'ouest que nous connaissons aujourd'hui se sont remises en place ;

Dans cette optique, nos efforts se sont concentrés sur trois vallées pyrénéennes (Ariège, Esera et Ossau ; Fig. 1.18 et 1.19) qui échantillonnent toute la variabilité paléoclimatique de la chaîne et complètent efficacement l'information préalablement disponible (cf. section 1.2.4.).

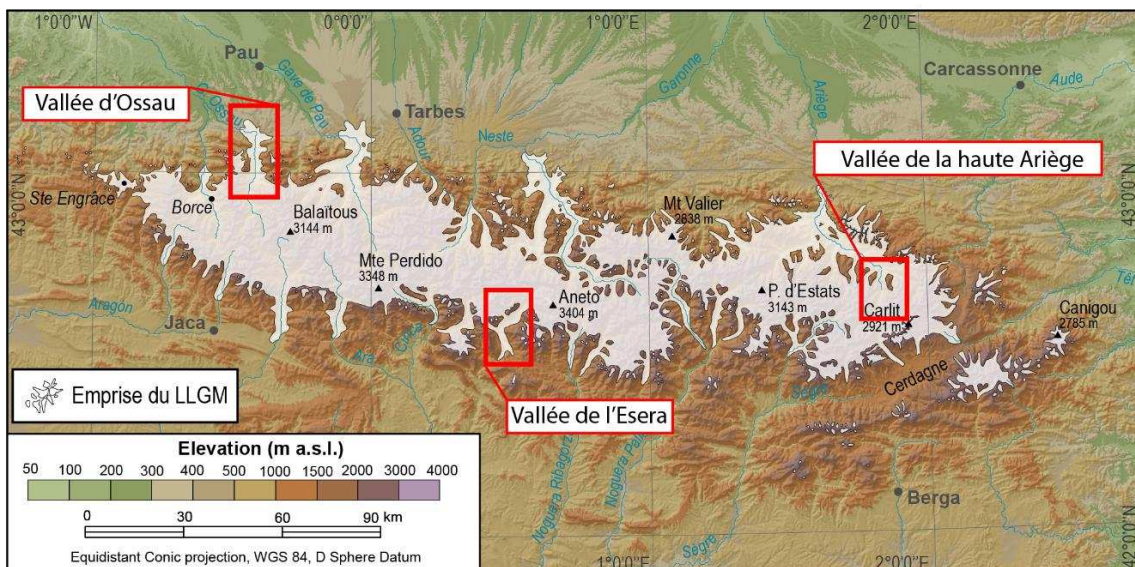


Figure I.19 : Emprise des paléoenglacements pléistocènes pyrénéens et localisation des zones d'études.

1.3.2. La vallée de la haute Ariège et le col de Puymorens

La haute vallée de l'Ariège se trouve sur la façade nord des Pyrénées. Elle est située en position intermédiaire entre les Pyrénées centrales et les Pyrénées méditerranéennes et représente la partie orientale du transect de sites sélectionnés dans cette thèse. La zone de la haute Ariège, qui s'étend sur 43 km², dépasse fréquemment les 2 000 mètres d'altitude (Fig. 1.20). Elle est caractérisée par la présence du col de Puymorens, secteur de transition entre la façade nord atlantique et la façade sud méditerranéenne. Sur ces bases, la vallée de la haute Ariège s'avère constituer un domaine particulièrement intéressant pour caractériser les contrastes de façade en matière d'emprises spatiales des paléoenclavements et de conditions paléoclimatiques, notamment pendant la phase de déglaciation (LGIT).

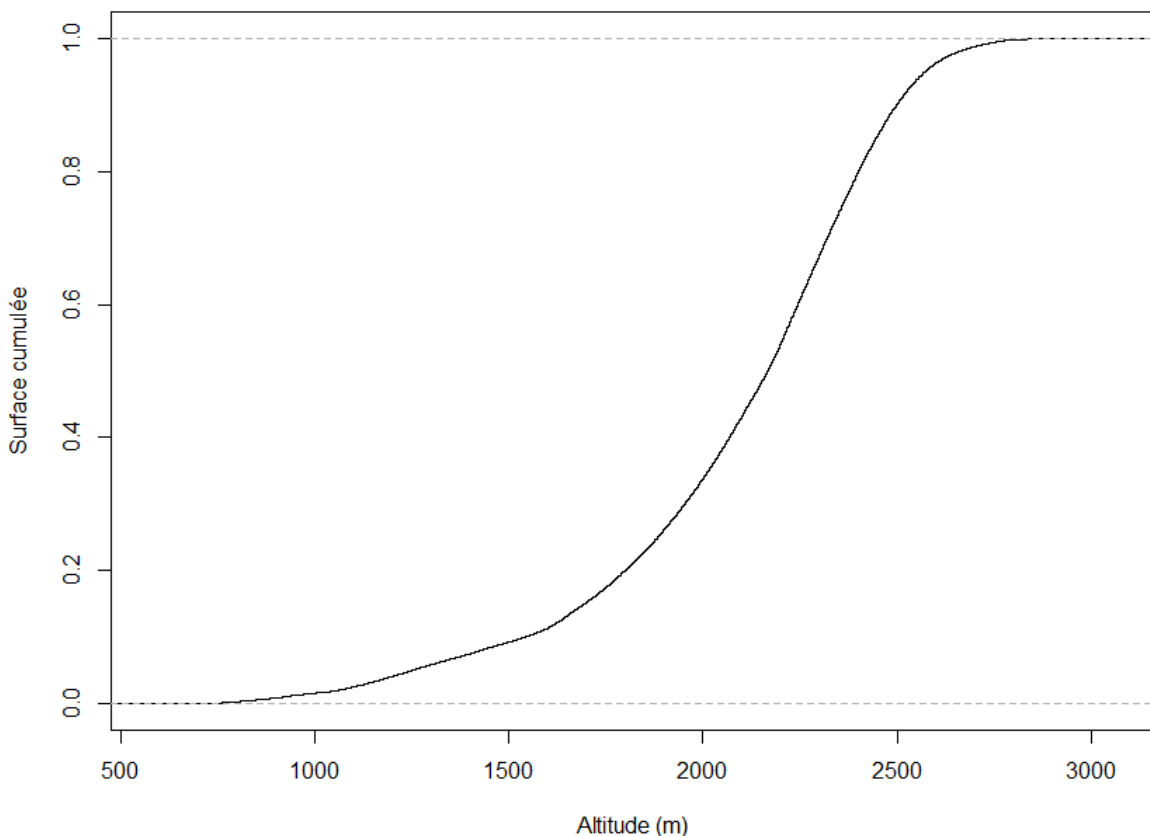


Figure I.20 : Courbe hypsométrique de la vallée de la haute Ariège

1.3.2.1. Géologie et reliefs

La haute vallée de l'Ariège est entièrement située dans la zone axiale des Pyrénées. Elle en recoupe tous les affleurements orientés en bandes est-ouest. La zone des cirques en amont de la vallée est essentiellement composée de granites hercyniens, le batholite de Mont-Louis-

Andorre, couronnés sur les restes d'aplanissements culminants par quelques placages d'altérites tertiaires. Les alentours du Pas-de-la-Case, du col de Puymorens et de l'Hospitalet sont constitués de terrains schisteux d'âge principalement cambrien, coincés sous la faille chevauchante à vergence sud de Soldeu-l'Hospitalet-Lanos. Jusqu'à Mérens-les-Vals, la vallée recoupe ensuite les gneiss œillés du massif de l'Hospitalet, un méta-granite d'âge ordovicien. Au niveau de Mérens-les-Vals, l'enveloppe schisteuse cambrienne réapparaît, ainsi que, plus vers l'est, une bande discontinue de schistes siluro-dévonien qui jalonne la zone broyée correspondant à la faille chevauchante est-ouest de Mérens, à vergence sud. Enfin, en aval de la vallée, la zone située entre Mérens et Ax-les-Thermes est composée essentiellement par l'extrémité orientale du dôme des orthogneiss de l'Aston, un méta-granite ordovicien comme celui de l'Hospitalet, associés à quelques intrusions de granites hercyniens, et des séries schisteuses cambriennes qui enveloppent le dôme de gneiss (carte géologique de Mont-Louis au 1/50 000 (n° 1094), Autran et al., 2005 ; Laumonier et al., 2017 ; carte géologique harmonisée du département de l'Ariège, Genna, 2008).

Les paysages reflètent relativement bien la structure et la lithologie. La masse montagneuse apparaît très lourde et mal aérée par le réseau des vallées. Les vallées ne s'évasent, avec des versants moins raides, que dans les bandes schisteuses (bassin centré sur le col de Puymorens et bassin d'Ax-les-Thermes). L'auge de l'Ariège, en pente continue, ne présente aucun bassin de surcreusement en amont de celui d'Ax et sa forme en U, bien marquée jusqu'à Mérens, cède la place à une gorge en méandres encaissés de Mérens à Ax. Le massif gneissique de l'Hospitalet est marqué par des crêtes de recoupement glaciaire particulièrement rocheuses, notamment de part et d'autre de l'auge de l'Ariège dans les massifs de Fontargente et du Carlit, au nord-ouest. Les parois des cirques dans les granites s'avèrent tout aussi raides. Certaines zones conservent toutefois des restes de plateaux couverts d'altérites, des vestiges de surfaces d'aplanissement tertiaires plus ou moins dégradées (Calvet et al., 2021), notamment au sud sur les granites, autour du col d'Envalira sur les schistes, et au nord sur les gneiss de l'Aston.

1.3.2.2. Conditions climatiques locales

Les secteurs de la haute vallée de l'Ariège et du col de Puymorens sont marqués par un contraste de versant au niveau des précipitations et des températures (Fig. 1.21). Dans la haute vallée de l'Ariège, les influences climatiques atlantiques entraînent la présence d'ambiances climatiques fraîches et humides, avec un cumul annuel de précipitations compris entre 1 000 et

1 700 mm, un nombre de jours de pluie compris entre 110 et 120, et un tapis neigeux hivernal épais, durable et continu jusqu'à 1 000-1 500 m. Sur la façade sud, à la jonction entre le col de Puymorens et la vallée du Carol, les influences méditerranéennes entraînent un air plus sec et plus doux, avec un cumul annuel de précipitations compris entre 600 et 800 mm dans les fonds de vallées et les bassins, un nombre de jours de pluie compris entre 60 et 80, un tapis neigeux moins épais, moins durable et souvent très discontinu en dessous de 2 000-2 300 m.

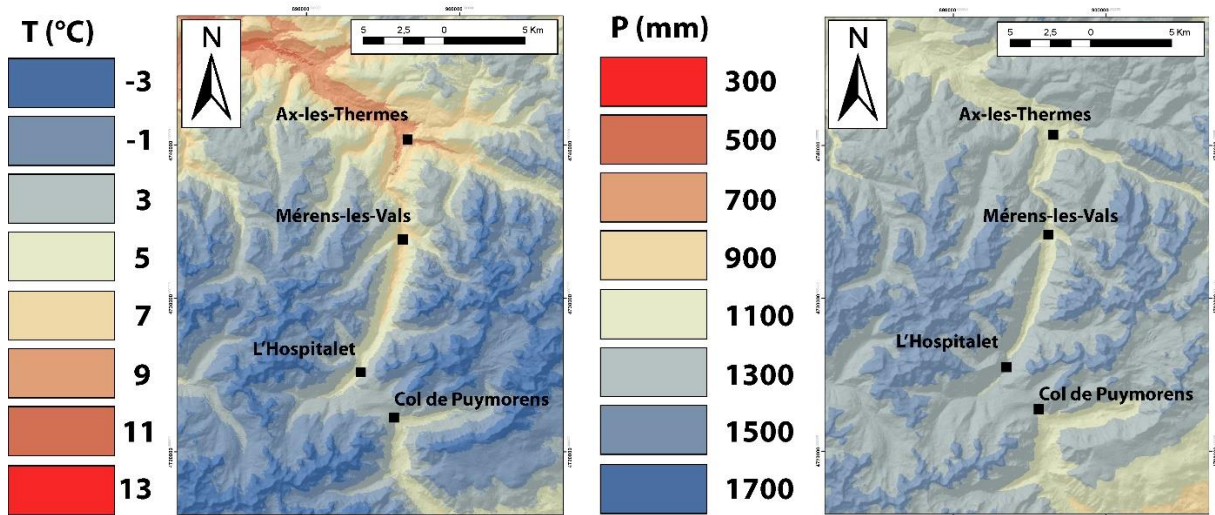


Figure I.2I : Conditions climatiques locales de températures et précipitations obtenues dans la vallée de la haute l'Ariège avec le modèle climatique de Batalla et al. (2018)

1.3.3. La vallée de l'Esera

La vallée de l'Esera est située sur la façade sud des Pyrénées centrales (Pyrénées aragonaises) et représente la partie centrale du transect de sites sélectionnés dans cette thèse. Ce secteur, qui s'étend sur 350 km² environ, comprend de hautes altitudes qui figurent parmi les plus élevées des Pyrénées (massif de l'Aneto à l'est : 3 404 m ; Pico Maldito : 3 350 m ; Maladeta : 3 308 m ; Tempestades : 3 290 m ; Pico Russell : 3 205 m ; massif des Posets à l'ouest : 3 369 m ; massif du Perdiguero au nord : 3 221 m ; Fig. 1.22). Cette vallée constitue une zone d'étude intéressante, car (i) elle permet de renseigner la chronologie de déglaciation à l'échelle de tout un organisme glaciaire en raison de son extension modérée (langue glaciaire de 32 km), (ii) elle permet de quantifier l'impact des ambiances méditerranéennes et océaniques sur les fluctuations glaciaires, et (iii) ses hautes zones d'accumulation peuvent renseigner la chronologie des fluctuations glaciaires postérieures à la dernière terminaison glaciaire.

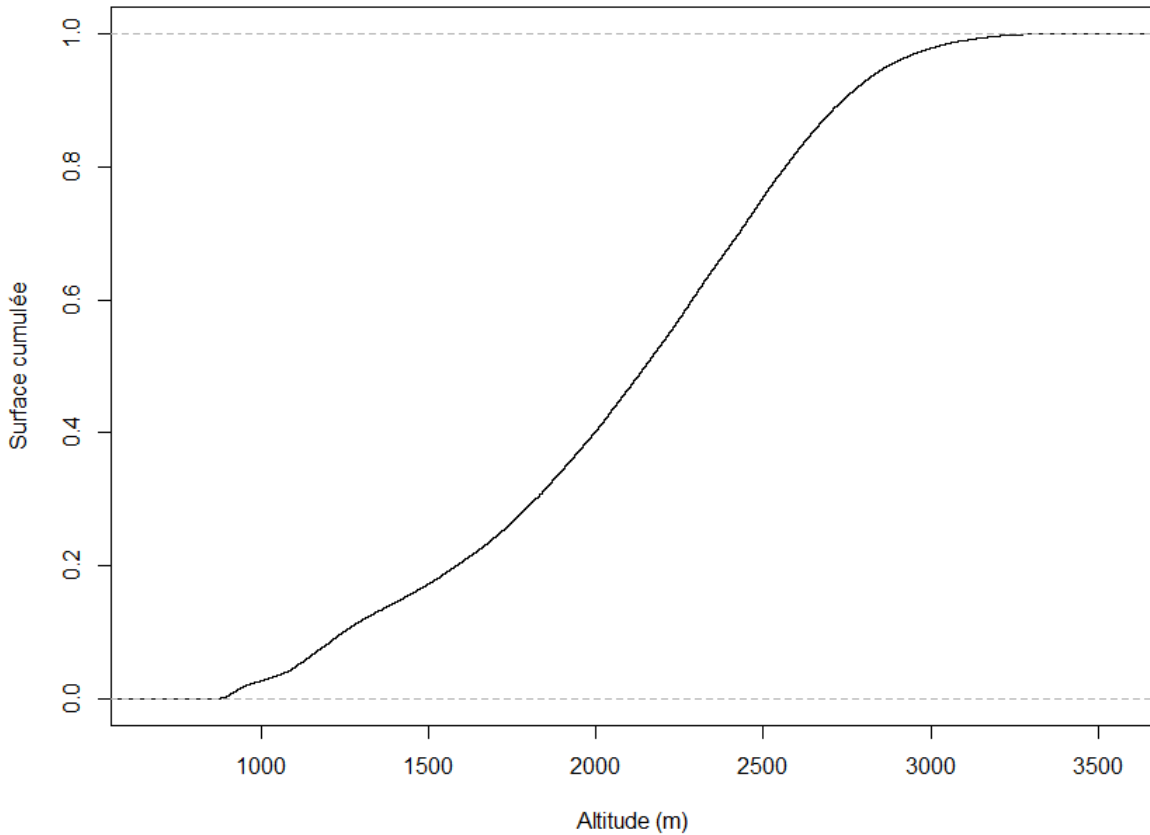


Figure I.22 : Courbe hypsométrique de la vallée de l'Esera

1.3.3.1 Géologie et relief

La vallée de l'Esera se situe à cheval entre les Pyrénées axiales et les chaînes calcaires des sierras intérieures. Comme celle de l'Ariège, elle recoupe perpendiculairement l'ensemble des structures de la zone axiale et de sa bordure plissée méridionale. Le relief est largement contrôlé par la structure. Les plus hauts massifs coïncident avec des plutons granitiques hercyniens : extrémité occidentale du grand pluton d'Aneto, plutons plus réduits des Posets, pluton de Lys-Caillaouas au nord armant la crête frontière. Ces massifs s'avèrent intrusifs au nord dans des schistes cambriens et au sud, pour l'essentiel s'agissant du bassin de l'Esera, dans des séries schisteuses et calcaires dévonocarbonifères extrêmement plissées. L'axe principal de la vallée se dirige d'abord vers l'ouest, puis s'oriente en direction du sud pour contourner le haut massif granitique d'Aneto-Maladeta. La marge sud de la zone axiale, dans la partie aval du bassin glaciaire de l'Esera, reste composée non seulement des séries détritiques et carbonatées dévonocarbonifères, mais également d'un vaste affleurement de schistes ampélitiques (massif de Sierra Negra) et d'une intrusion de dacite du Paléozoïque (massif de Cerler). L'auge de l'Esera,

de belle venue, vue la puissance des glaciers qui l'alimentaient, forme plusieurs bassins de surcreusement (notamment les ombilics de Bénasque et de Castejon de Sos). Les crêtes de recoupement apparaissent omniprésentes sur tous les massifs, à l'exception de celui de Sierra Negra, dans lequel persistent quelques vestiges mal conservés de surfaces culminantes. La glaciation a, en définitive, peu éventré les hauts massifs, au niveau desquels dominent les paysages de vastes cirques en van très évasés, le plancher perché entre 2 500 et 3 100 m et surplombé par des crêtes rocheuses relativement modestes (carte géologique de Bielsa au 1/50 000 (n° 179), Ríos Aragües et al., 1978a ; carte géologique de Vielha au 1/50 000 (n° 148), García-Sansegundo et al., 1994 ; carte géologique de Liena au 1/50 000 (n° 147), Ríos Aragües et al., 1978b ; carte géologique de Benasque au 1/50 000 (n° 180), Ríos Aragües et al., 1991)

1.3.3.2. La haute Esera, un secteur de haute altitude encore englacé

Les organismes glaciaires actuels présents dans les massifs de l'Aneto-Maladeta et de Posets constituent à eux seuls 45 % de la surface d'englacement totale des Pyrénées (Rico et al., 2017). Cette configuration s'explique d'une part par la haute altitude des bassins d'accumulation (> 3 100 m), et d'autre part, du fait des conditions topoclimatiques locales nourries par les flux atmosphériques atlantiques chargés d'humidité en provenance du nord-ouest et donc favorables au développement de neige et de glace. Ces vestiges glaciaires, bien plus étendus au PAG, existent sur les massifs des Posets, du Perdiguero et surtout de l'Aneto, le plus élevé et en position plus nordique que celui des Posets. De ce fait, l'orientation topographique nord-ouest/sud-est du massif de Maladeta-Aneto a permis (comme cela est également le cas ailleurs dans les autres secteurs glaciaires de l'Infiernos, du Vignemale ou du Monte Perdido) la conservation de cinq petits glaciers orientés nord-est localisés dans le fond des cirques les plus élevés (Glacier de l'Alba : front à ~ 3 000 m ; Glacier occidental de la Maladeta : front à ~ 2 860 m ; Glacier de l'Aneto : front à ~ 2 950 m ; Glacier de Barrancs : front à ~ 2 960 m ; Glacier de Tempestades : front à ~ 2 900 m ; Fig. 1.23) dans des massifs dont les sommets dépassent la LEG locale estimée aux alentours de 3 200 m d'altitude (Jomelli et al., 2020). Aujourd'hui, un seul glacier orienté sud-ouest (glacier de Coronas : front à ~ 3 050 m) perdure, et ce, dans des conditions de conservation difficiles (Chueca et al., 2003). Par ailleurs, au cours des 30 dernières années, de nombreux petits glaciers véritables ont évolué en glaciers résiduels, comme les glaciers occidentaux et orientaux de Salenques et Cregüeña, et Llosas.

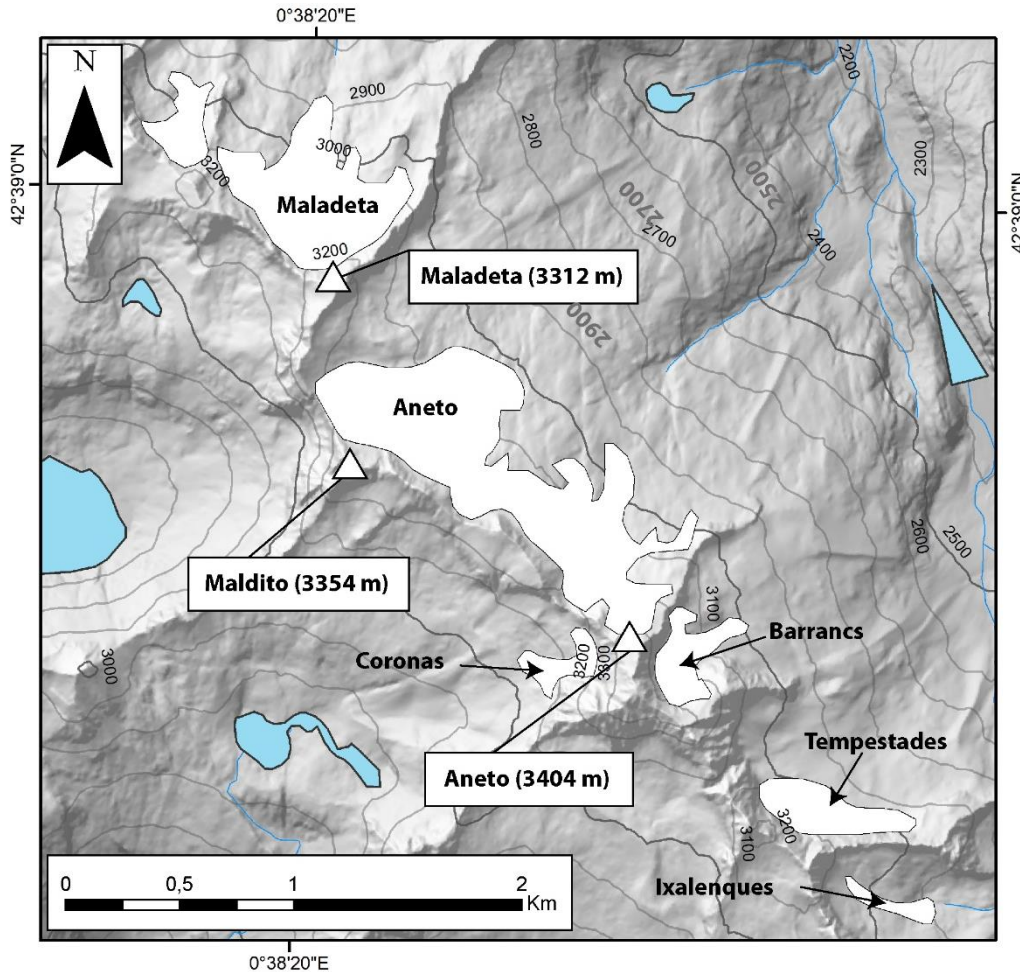


Figure I.23 : Localisation des glaciers actuels dans le massif de la Maladeta

1.3.3.3. Conditions climatiques locales

D'un point de vue de climatique, le secteur de l'Esera est soumis à deux influences distinctes. Dans la partie sud de la vallée, les principales précipitations proviennent du sud, majoritairement du sud-ouest avec des précipitations maximales observées en automne et au printemps. Pendant les mois d'hiver, décembre correspond généralement au mois durant lequel les précipitations sont les plus importantes. Dans cette zone de fond de vallée qui s'étend de Seira à Benasque, le cumul des précipitations varie entre 1 000 et 1 200 mm/an avec des températures moyennes annuelles se situant entre 9 °C et 10,5 °C. Les flux atmosphériques occidentaux, s'ils ne sont pas très puissants, s'avèrent déjà particulièrement faibles dans cette zone des Pyrénées et ne laissent que peu ou pas de précipitations. S'ils sont très puissants, ils produisent des précipitations importantes lorsqu'ils sont renforcés par les imposants reliefs de la vallée. La zone est entourée de hauts massifs, ce qui provoque un bon nombre de nuits claires par an, avec des minimums relativement bas et de nombreuses gelées. Dans la partie nord de la

vallée, les précipitations augmentent sous l'influence des perturbations atlantiques nord-ouest avec des cumuls dépassant les 2 000 mm/an dans le haut massif de Maladeta-Aneto (Figure 1.24) et des températures moyennes annuelles négatives sur la plupart des hauts sommets. La couverture neigeuse qui en résulte apparaît particulièrement conséquente (moyenne annuelle d'environ 80 cm/an), tandis que l'ensoleillement annuel reste franchement restreint (environ 150 W/m²).

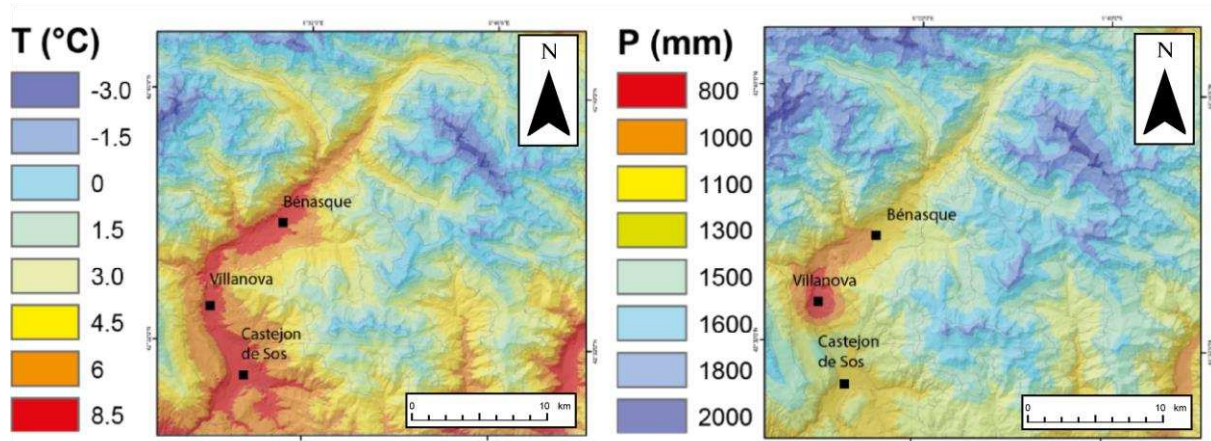


Figure 1.24 : Conditions climatiques locales de températures et précipitations obtenues dans la vallée de l'Esera avec le modèle climatique de Batalla et al. (2018).

1.3.4. La vallée d'Ossau

La vallée d'Ossau se situe sur la façade nord des Pyrénées atlantiques et représente la partie la plus occidentale du transect de sites sélectionnés dans cette thèse. Elle couvre une surface de 405 km² et s'étire géographiquement du nord au sud sur une cinquantaine de kilomètres depuis Rébénacq (à quinze kilomètres de Pau) jusqu'au col du Pourtalet (à la frontière espagnole). La partie basse de la vallée est caractérisée par un paysage de piémont pyrénéen (canton d'Arudy), tandis que la partie haute de la vallée est formée de moyenne et haute montagnes avec de nombreux sommets compris entre 2 100 et 2 600 m, et le point culminant du pic du Midi d'Ossau à 2 884 m (Fig. 1.25). La vallée d'Ossau s'avère constituer un domaine d'étude particulièrement intéressant, car elle permet de renseigner l'influence des flux atmosphériques atlantiques sur les fluctuations glaciaires.

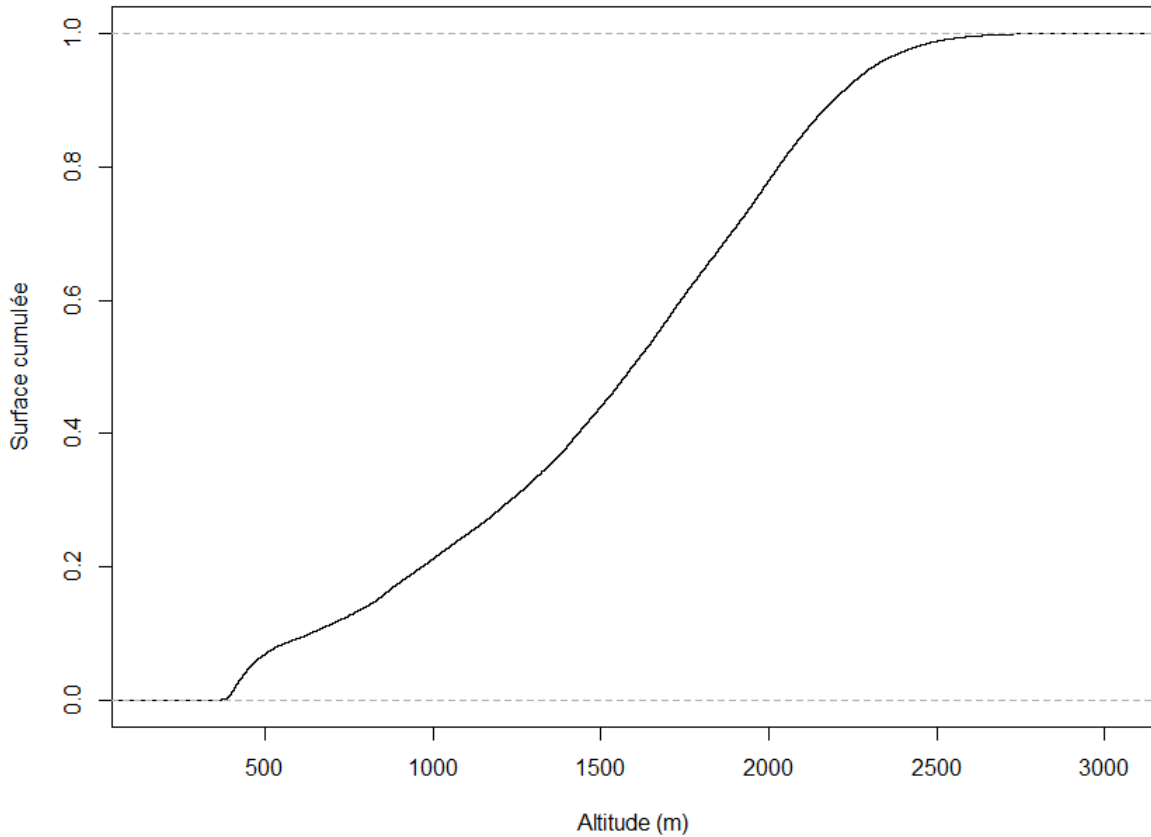


Figure I.25 : Courbe hypsométrique de la vallée d'Ossau.

1.3.4.1. Géologie et relief

La vallée d'Ossau recoupe perpendiculairement les structures pyrénéennes, de la terminaison occidentale de la haute chaîne axiale primaire à l'amont, à la zone nord-pyrénéenne vers l'aval. La haute vallée d'Ossau est caractérisée, à l'exception des massifs granitiques d'Artouste-Mont Palas (extrémité ouest du vaste batholite de Cauterets-Panticosa) et des Eaux-Chaudes, par des terrains sédimentaires représentant essentiellement le Paléozoïque supérieur (calcaires, pélites, et grès dévonocarbonifères). S'y sont ajoutées des andésites basiques et des dacites issues des intrusions d'origine volcanique, datées du Permien, qui forment le Pic du Midi d'Ossau. La couverture sédimentaire de la zone axiale, formée par les calcaires du Crétacé supérieur, est conservée dans le synclinal des Eaux-Chaudes, coincé sous un important accident chevauchant à vergence sud. La moyenne vallée d'Ossau, à partir d'Aste-Béon où passe l'extrémité occidentale de la faille nord-pyrénéenne, est quant à elle principalement constituée de terrains sédimentaires secondaires régulièrement plissés, qui appartiennent à la zone nord-pyrénéenne (schistes, marnes, calcaires massifs et grès). S'y ajoutent des marnes et flyschs très épais en zone de piémont. À Arudy, le Gave s'oriente brusquement à l'ouest, probablement en

lien avec des rejeux néotectoniques le long du pli frontal du Mail Arrouy (Alasset & Meghraoui, 2005 ; Lacan et al., 2012). Le chevauchement frontal nord-pyrénéen passe plus au nord sous les collines du piémont, scellé par les formations néogènes (carte géologique de Laruns-Somport au 1/50 000 (n° 069) ; Ternet et al., 2003 ; Ternet et al., 2004 ; carte géologique d'Oloron-Sainte-Marie au 1/50 000 (n° 1051), Casteras, 1970).

Le relief apparaît peu aéré dans la zone axiale, au niveau de laquelle dominent très largement les crêtes de recoupement glaciaires surplombant des auges étroites ; les vallées ne s'évasent quelque peu que dans les amonts, schistes et bassins granitiques, au sein desquels s'ouvrent de vastes cirques ponctués de lacs. Toutefois, l'auge du Gave d'Ossau atteint dans son segment aval et sur 16 km un calibrage remarquable et un surcreusement quasi continu, de Laruns à Arudy. Ce glacier puissant représente l'un des rares, avec son voisin le Gave de Pau, à avoir pu sortir de la montagne et construire un véritable amphithéâtre de piémont. La zone nord-pyrénéenne a aussi porté des glaciers locaux important confluant avec l'axe principal, notamment les massifs du Moule de Jaut (2 050 m) et du Mailh Massibé (1 975 m), mais le paysage reflète surtout la structure plissée régulière, avec des crêtes calcaires rocheux est-ouest et de longs sillons marneux. Ces formes structurales coexistent localement avec des restes d'aplanissements culminants, en particulier dans le massif du Mailh Massibé (Uzel et al., 2020 ; Calvet et al., 2021).

1.3.4.2. Conditions climatiques locales

La vallée d'Ossau appartient à la zone du climat tempéré océanique. Les nuages venant du golfe de Gascogne – ici très proche : 100 km – et qui butent sur les pentes de la vallée entre 1 000 et 2 000 m se transforment ensuite en pluie ou en neige. Les précipitations cumulées (les plus élevées des Pyrénées) sur le piémont et dans la vallée sont comprises entre 1 200 et 1 500 mm et augmentent rapidement avec l'altitude et l'orientation des bassins versants avec des cumuls pouvant atteindre environ 2 500 mm à 2 500 m d'altitude (optimum autour du pic d'Anie) (Fig. 1.26). Les températures moyennes annuelles se situent aux alentours de 13 °C dans les fonds de vallées et entre -1 et -3 °C près des sommets. L'enneigement hivernal s'avère irrégulier à cause de la relative douceur océanique, mais reste alimenté par d'abondantes précipitations durables au-dessus de 1 200 m. À l'ouest du massif du Balaïtous, connu pour son englacement notable au PAG et encore présent actuellement, la vallée d'Ossau n'abrite plus de

glaciers actuels, mais plusieurs petits appareils existaient au PAG, notamment au Palas (2 974 m) et au pic d'Arriel (2 824 m).

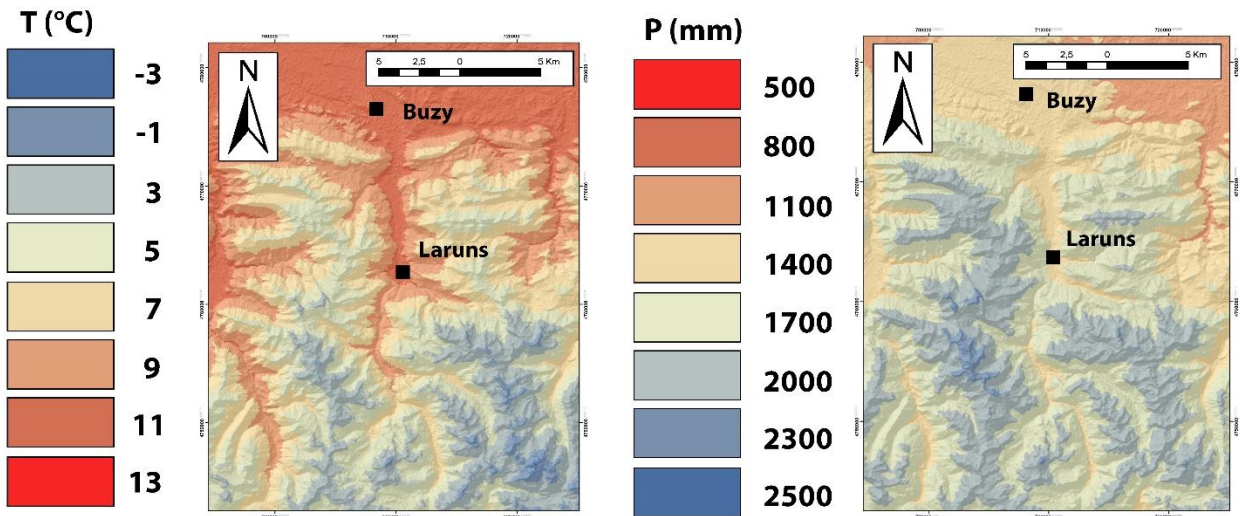


Figure I.26 : Conditions climatiques locales de températures et précipitations obtenues dans la vallée de l'Ossau avec le modèle climatique de Batalla et al. (2018).

1.4. Conclusion

Les trois terrains présentés ici apparaissent complémentaires à plusieurs égards :

- (I) ils permettent d'échantillonner la diversité climatique et potentiellement paléoclimatique de la chaîne pyrénéenne : non seulement contraste nord-sud des façades principales, mais aussi gradients potentiels des marges maritimes est et ouest ;
- (II) ils offrent l'opportunité de suivre l'histoire glaciaire des Pyrénées sur des espaces et des fenêtres temporelles d'extension variable et complémentaires.

Le cas de l'Ariège se focalise sur la déglaciation (LGIT), dans le segment amont (> 800 m) de cette longue vallée glaciaire de près de 80 km. Le repère des glaciers actuels, ou PAG, y fait totalement défaut. Dans cette vallée, seule la fin du Pléistocène supérieur est abordée en détail, afin de compléter les données chronologiques TCN acquises dans les travaux antérieurs, principalement en aval, ainsi que dans la zone amont du Vicdessos. La diffuence du col de Puymorens permet également d'effectuer le lien avec les vallées du versant méditerranéen.

La vallée de l'Esera, encore mal connue et sans datations numériques obtenues sur ses dépôts de marge glaciaire, a été étudiée dans sa globalité, des fronts LLGM aux glaciers actuels. La plage chronologique inventoriée inclut donc tout l'Holocène. Sa position en versant sud, mais très interne, permet de documenter le rôle potentiel de l'éloignement des sources d'humidité maritimes ; néanmoins, les très hauts massifs de sa tête reçoivent encore, actuellement, les flux océaniques d'ouest susceptibles de contrebalancer sa position au sud de la chaîne, tout en préservant l'information liée à l'éloignement des domaines maritimes.

La vallée du Gave d'Ossau s'avère surtout riche en dépôts morainiques dans sa partie aval, au niveau de laquelle les données numériques directes sur les moraines demeurent encore absentes. L'effort analytique a donc porté exclusivement sur ce segment aval, afin de saisir (i) l'âge du LLGM, (ii) la position encore inconnue du GLGM, et (iii) les toutes premières étapes de la déglaciation. Sa position très occidentale la place enfin dans le secteur le plus humide des Pyrénées (cf. section 1.3.1.), avec néanmoins des altitudes suffisantes pour avoir pu produire un glacier important.

Sur ces bases, il deviendra possible de porter un regard davantage documenté sur (i) la chronologie du dernier cycle glaciaire pyrénéen, (ii) les nuances et contrastes régionaux de ce dernier, en relation avec les gradients climatiques nord-sud et est-ouest, pour enfin (iii) pouvoir fournir les premières données paléoclimatiques quantifiées, fondées sur les modèles glaciologiques à plusieurs moments clés du dernier cycle glaciaire, principalement lors de la déglaciation.

Chapitre 2 : Méthodologie

Sommaire

2.1. Cartographier les dépôts de marge glaciaire.....	56
2.1.1. Les dépôts cartographiés.....	57
2.1.2. Acquisition et exploitation des données cartographiques.....	59
2.1.3. De la cartographie des séquences de dépôts à l'identification des stades d'englacement.....	59
2.2. Définir la géométrie 3-D des stades d'englacement.....	60
2.2.1. Revue des méthodes de reconstitution des paléoenglacements disponibles.....	60
2.2.2. Reconstruction de la surface 3-D d'un paléoglacier avec l'application Glare ArcGis™ toolbox (Pellitero et al., 2016).....	62
2.3. Reconstituer la ligne d'équilibre glaciaire, synthèse des méthodes disponibles.....	67
2.2.1. La méthode MGE.....	69
2.2.2. La méthode AAR.....	69
2.2.3. La méthode AABR.....	70
2.4. Exploiter l'emprise spatiale des paléoenglacements comme proxy paléoclimatique... 71	71
2.4.1. Reconstitution paléoclimatique à travers l'altitude de la LEG.....	72
2.4.2. Reconstitutions paléoclimatiques à travers la modélisation glaciaire.....	75
2.5. Le modèle de Harper et Humphrey.....	82
2.5.1. Modélisation du bilan de masse de surface.....	82
2.5.2. Calibration du modèle à partir des données glaciologiques issues du glacier d'Ossoue.....	83
2.5.3. Calibration du modèle à partir des données glaciologiques issues du glacier de Maladeta.....	86
2.5.4. Modélisation de l'écoulement glaciaire et détermination des paléo-températures et paléo-précipitations.....	94
2.6. Chronologie des fluctuations glaciaires par datation cosmogénique ¹⁰Be et ³⁶Cl produits <i>in situ</i>.....	96
2.6.1. Origine et formation des nucléides cosmogéniques produits <i>in situ</i>	97
2.6.2. L'accumulation des TCN dans la croûte terrestre.....	99
2.6.3. Détermination des taux de production des échantillons.....	100
2.6.4. Protocole analytique et détermination de la concentration en ¹⁰ Be.....	108
2.6.5. Protocole analytique et détermination de la concentration en ³⁶ Cl.....	116
2.7 Conclusion.....	121

Les changements climatiques du Quaternaire se sont traduits, dans les montagnes de latitude moyenne, par la succession et la juxtaposition de séquences de dépôts glaciaires, périglaciaires et fluviaux témoins des variations spatiales et temporelles des conditions environnementales et régionales et des systèmes d'érosion associés. Dans le cadre de ce travail, nous focalisons notre attention sur les dépôts de marge glaciaire. Les traitements appliqués à ces héritages géomorphologiques reposent sur la procédure méthodologique suivante :

- (i) cartographier les dépôts de marge glaciaire afin de caractériser leur géométrie à l'échelle de la zone étudiée (versant ou bassin versant) et, sur ces bases, établir une chronologie relative des séquences de formes ;
- (ii) définir l'emprise spatiale et la géométrie des stades d'englacement – longueur, largeur, épaisseur et surface en trois dimensions (3-D) ;
- (iii) déterminer l'altitude de la LEG de chaque stade d'englacement sur la base d'études morphométriques des dépôts de marge glaciaire croisées avec des approches numériques ;
- (iv) reconstituer les ambiances paléoclimatiques de la haute montagne à partir d'une modélisation des paléobilans de masse associée à chaque stade d'englacement ;
- (v) dater les dépôts de marge glaciaire à partir de datations par exposition (^{10}Be sur quartz, et ^{36}Cl sur feldspath) sur blocs erratiques enchâssés dans les constructions morainiques, afin de fixer la chronologie des stades d'englacement.

2.1. Cartographier les dépôts de marge glaciaire

La cartographie géomorphologique correspond à une méthode consistant à caractériser des formes du relief afin de comprendre l'évolution du paysage dans différents contextes environnementaux. En contexte glaciaire, elle permet de reconstituer l'emprise spatiale des paléoenglacements à partir de la mise en relation des séquences de dépôts présentes sur l'ensemble du bassin versant.

2.1.1. Les dépôts cartographiés

Les dépôts de marge glaciaire pris en compte dans le cadre de ce travail peuvent être classés selon différentes catégories :

- (i) les constructions morainiques mises en place sur les marges frontales et latérales des langues de glace ;
- (ii) les dépôts glaciolacustres traduisant l'existence d'un paléolac de barrage glaciaire ou morainique installé à l'extrémité aval d'une vallée affluente non englacée ;
- (iii) les dépôts fluviodeltaïques illustrant le colmatage progressif d'un paléolac par les écoulements issus de la marge glaciaire proprement dite d'une part, et par ceux en provenance du vallon affluent non englacé d'autre part ;
- (iv) les nappes fluvioglaciaires mises en place aux fronts des langues de glace lors des épisodes de progression et de stationnement de ces dernières.

Nos relevés cartographiques ont également pris en compte les glaciers rocheux en tant qu'expression visible de la présence d'un pergélisol et derniers vestiges de la déglaciation des bassins versants.

2.1.2. Acquisition et exploitation des données cartographiques

La cartographie géomorphologique en contexte glaciaire s'est considérablement améliorée au cours des dernières décennies. Les progrès technologiques de télédétection, tels que l'avènement des données issues de *light detection and ranging* (LiDAR), et l'évolution des systèmes d'information géographique (SIG) ont permis d'améliorer la qualité et la précision des relevés de terrain. Dans ce travail, les principales données cartographiques utilisées relèvent de trois types :

- (i) des cartes topographiques au 1/25 000, le produit « SCAN 25® version 3.0 » de l'Institut national de l'information géographique et forestière (IGN) pour la façade française des Pyrénées, le « MTN25 vectorial » fourni par l'Instituto Geográfico Nacional (IGN) pour la façade espagnole des Pyrénées ;

- (ii) des bases de données orthophotographiques constituées de collections de mosaïques numériques d'orthophotographies en couleur, « BD ORTHO® 5 M » sur la façade française, les orthophotos du Projet National Air Orthophotography Plan (PNOA) sur la façade espagnole. Ces dernières sont associées à des résolutions de 50 ou 25 cm selon les secteurs ;
- (iii) des modèles numériques de terrain (MNT) représentant la surface des zones étudiées à partir des données d'altitude du terrain. Le MNT « ASTER GDEM version 3.0 » (résolution de 30 m) fourni par la National Aeronautics and Space Administration (NASA) a été utilisé pour réaliser les cartes à l'échelle de l'ensemble des Pyrénées. Les MNT « RGE ALTI version 2.0 » (résolution 5 m) et « MDT02 » (résolution 2 m) ont été exploités respectivement pour les façades française et espagnole des Pyrénées.

Les cartographies effectuées dans ce travail ont été réalisées selon la procédure suivante (Fig. 2.1) :

- (i) une synthèse bibliographique et une analyse visuelle de la zone d'étude en utilisant des combinaisons d'outils de visualisation des données de télédétection en 3-D (Google Earth et ArcScene) et 2-D (ArcMap, Iberpix 4, Géoportail). Cette première cartographie manuelle numérique permet généralement d'identifier un ou plusieurs sites clés qui peuvent ensuite servir à une première cartographie test ;
- (ii) une évaluation critique des résultats de la cartographie test sur le terrain à travers la cartographie visuelle des dépôts, la sédimentologie et l'étude lithologique. Cette étape permet d'affiner les éléments relevés lors de la cartographie numérique ;
- (iii) la classification des reliefs glaciaires sous différents fichiers de forme dans un environnement SIG (ArcMap) en recoupant les données issues de la télédétection 3-D et de la cartographie de terrain.

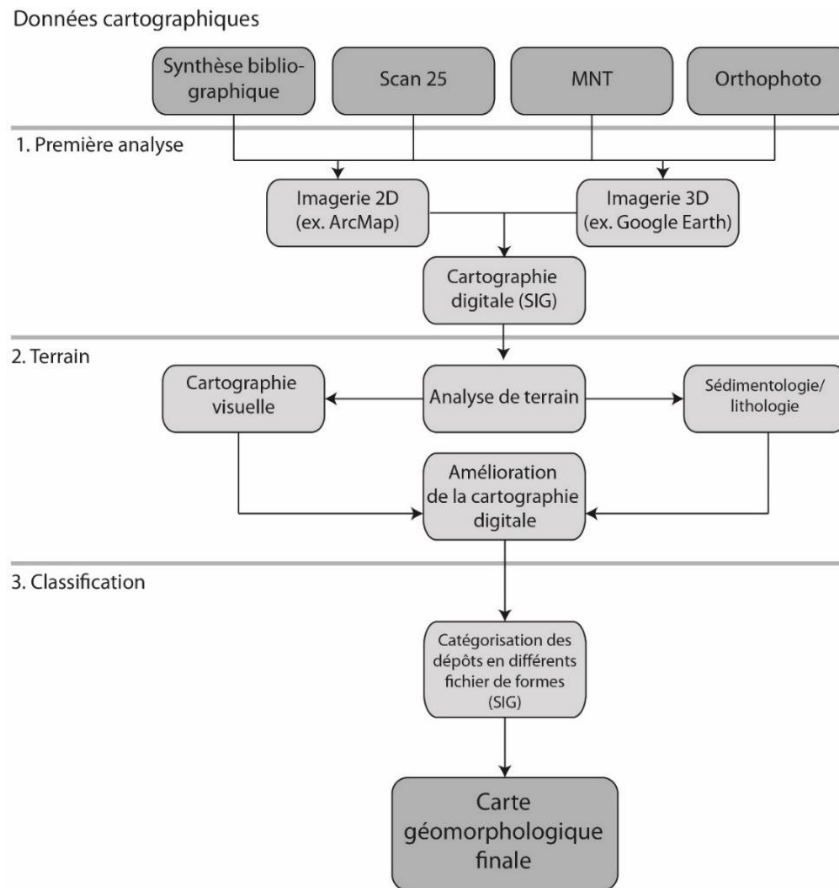


Figure 2.I : Diagramme schématique de la méthodologie adoptée

Concrètement, le travail de cartographie aboutit à la création d'un tableau listant toutes les formes de relief pertinentes avec leurs attributs (*i.e.* nom, coordonnées, signification géomorphologique). Cette classification permet d'établir une stratigraphie relative des séquences de formes et de dépôts en se basant sur la géométrie des dispositifs sédimentaires et, ponctuellement, l'état d'altération des dépôts. Les dépôts sont ensuite inscrits dans un contexte de paléoglaciations, avec la construction de morpho-séquences et la cartographie des anciennes étendues de glace.

2.1.3. De la cartographie des séquences de dépôts à l'identification des stades d'englacement

Si la cartographie des séquences de dépôts permet d'identifier les variations des marges glaciaires dans un segment précis de vallée, la synthèse des données cartographiques à l'échelle du bassin glaciaire sert à définir les contours des stades d'englacement matérialisés par les séquences de dépôts. Ainsi, la notion de « stade d'englacement » désigne l'emprise spatiale d'un paléoglacier en équilibre à un moment donné (bilan de masse nul et volume global du glacier

stable). La définition d'un stade d'englacement nécessite souvent (mais pas toujours) la mise en relation spatiale, et donc temporelle, de séquences de formes localisées en différents points du bassin glaciaire. Dans cette optique, l'utilisation d'outils numériques basés sur des modèles glaciologiques permet de proposer des corrélations entre séquences de dépôts localisées en différents points du bassin versant sur des bases plus objectives que les seuls critères altimétriques mobilisés dans un grand nombre d'études. Ces modèles glaciologiques peuvent par ailleurs servir à reconstituer les ambiances paléoclimatiques de la haute montagne en lien avec un stade d'englacement donné (cf. sections 2.3 et 2.4). Dans les deux cas, les modélisations glaciologiques nécessitent au préalable de définir la géométrie 3-D des stades d'englacement.

2.2. Définir la géométrie 3-D des stades d'englacement

2.2.1. Revue des méthodes de reconstitution des paléoenglacements disponibles

Différentes approches de modélisation ont été développées pour caractériser l'épaisseur, la surface et le volume des glaciers actuels. Les approches physiques sont basées sur la conservation de la masse et les principes de la dynamique du flux de glace. Ces quantifications nécessitent une paramétrisation des processus physiques impliqués (par exemple, le flux de glace : vitesse de glissement basale, bilan massique de la surface) pouvant être acquise par télédétection. D'autres approches plus simples reposent seulement sur un MNT de la topographie sous-glaciaire et les contours du glacier étudié. Une approche développée par Haeberli et Hoelzle (1995) offre, entre autres, la possibilité d'utiliser les paramètres topographiques basiques mesurés sur une langue de glace (*e.g.* la longueur et la pente de surface du glacier) pour obtenir une épaisseur de glace moyenne d'un grand échantillon de glaciers. Une méthode basée sur ce même modèle et adaptée à la réalisation dans un SIG a été développée par Linsbauer et al. (2009) puis appliquée dans les Alpes suisses (Linsbauer et al., 2013 ; Fig. 2.2). Les auteurs ont établi un lien entre l'épaisseur de la glace et les paramètres topographiques locaux le long des lignes d'écoulement des glaciers, en supposant que l'épaisseur de la glace diminue avec l'augmentation de l'angle de pente de surface.

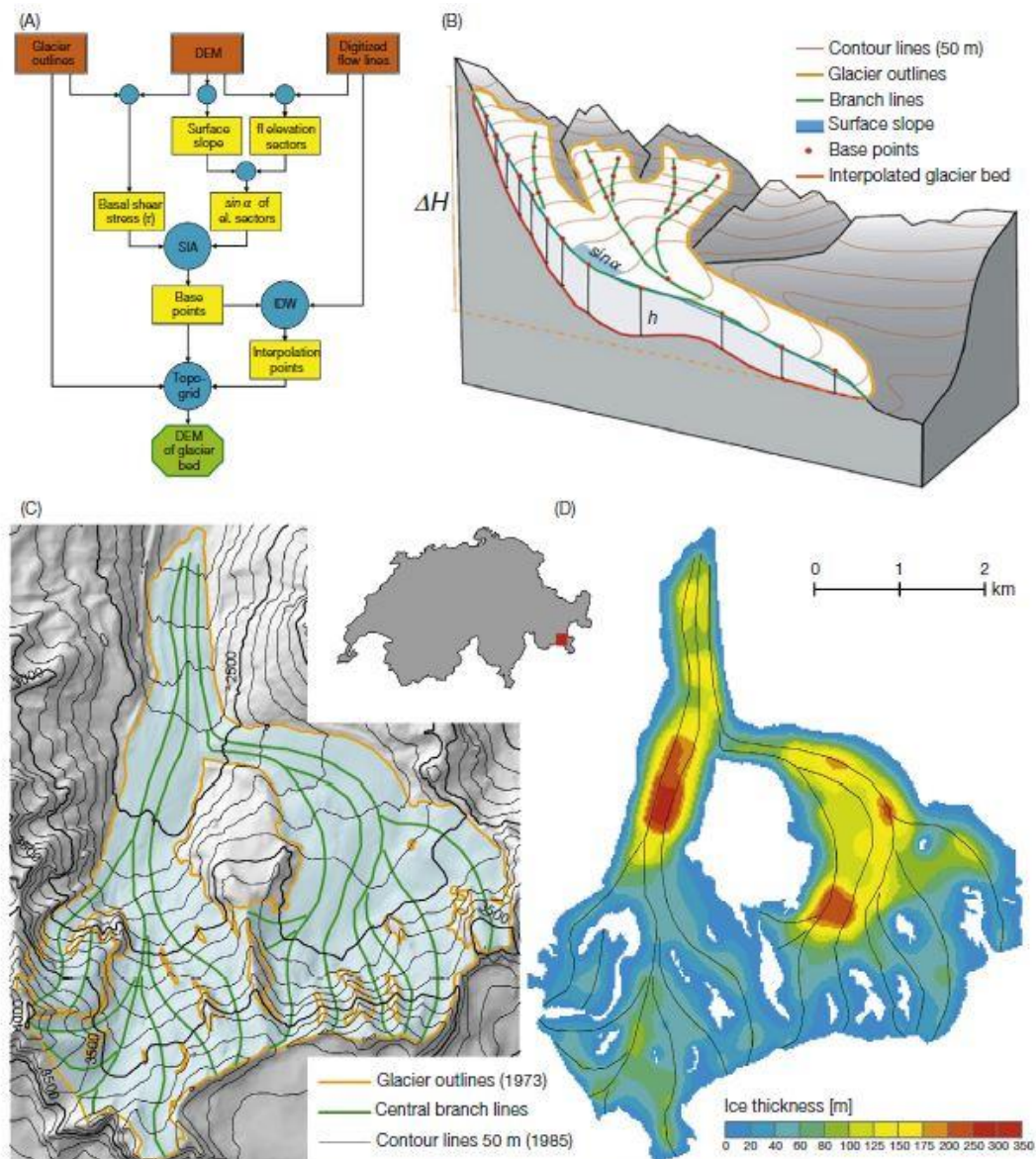


Figure 2.2 : Modélisation de l'épaisseur de glace à travers l'approche SIG développée par Linsbauer et al. (2009) et Linsbauer et al. (2012). (A) Organigramme de la méthode ; (B) Diagramme schématique ; (C) Paramètres entrants dans le modèle : MNT, ligne d'écoulement et contours du glacier ; (D) Modélisation de l'épaisseur de glace du glacier de Morteratschgletscher.

L'épaisseur locale de la glace est estimée tous les 50 m d'élévation à partir d'une valeur moyenne de la contrainte de cisaillement basal spécifique au glacier qui est ensuite interpolée spatialement dans le SIG. Cette approche nécessite de disposer des contours et des lignes d'écoulement principal du glacier, ainsi que d'un MNT haute résolution de la zone étudiée. Les résultats du modèle sont calculés automatiquement en utilisant l'interpolation de pondération par l'inverse de la distance (*inverse distance weighted*, IDW) qui détermine les valeurs de cellule via la combinaison pondérée de manière linéaire d'un ensemble de points d'échantillonnage. La Figure 2.2 (C et D) illustre l'application de cette approche pour le glacier Morteratschgletscher

dans les Alpes suisses. La comparaison avec les mesures de l'épaisseur de la glace effectuées à l'aide d'un radar à pénétration de sol montre que la forme générale du lit du glacier de Morteratsch est bien saisie. L'approche s'avère donc adaptée pour reproduire les caractéristiques générales de l'épaisseur d'un glacier et de sa topographie sous-glaciaire.

Dans le cas d'un paléoglacier, la topographie du lit sous-glaciaire est déjà documentée. *A contrario*, les altitudes, les pentes de sa surface et la contrainte de cisaillement basal ne sont connues que ponctuellement, au niveau des moraines latérales. En effet, les différents dépôts de marge glaciaire qui jalonnent le contour des paléoglaciers (trimline, obturations fluvioglaciaires, moraines frontales et latérales) s'avèrent souvent absents ou particulièrement fragmentés, en particulier dans la zone d'accumulation. Pour résoudre cette discontinuité, un outil développé par Pellitero et al. (2016) permet de générer une étendue glaciaire complète en 3-D correspondant au paléoglacier étudié en utilisant un minimum de preuves géomorphologiques. Cet outil est décrit en détail ci-dessous.

2.2.2. Reconstruction de la surface 3-D d'un paléoglacier avec l'application GlaRe ArcGis™ toolbox (Pellitero et al., 2016)

L'outil GlaRe développé dans le langage Python tourne sous la version 10.1 d'ArcGis et est disponible à l'adresse suivante : <https://github.com/RPellitero/ELA-calculation-toolbox>. Il utilise en entrée :

- (i) la topographie sous-glaciaire obtenue par l'intermédiaire d'un MNT haute résolution (cf. section 2.1.1) ;
- (ii) les points délimitant les contours du paléoglacier obtenus à travers la cartographie des dépôts de marge glaciaire ;
- (iii) les lignes d'écoulement glaciaire, tracées manuellement en suivant les lignes de talweg du bassin versant étudié.

Cet outil est fondé sur une approche numérique simple qui fonctionne par itération et repose sur un modèle d'écoulement de la glace par fluage viscoplastique (Paterson, 1994), sans prise en compte du glissement basal. Le modèle postule par ailleurs que :

- (i) la topographie actuelle est identique à la topographie sous-glaciaire du paléoglacier. En effet, un changement de la topographie par des effets de colmatage ou d'érosion postglaciaires peut engendrer de fortes incertitudes dans la modélisation glaciaire (Barr et al., 2014). Dans le cas des Pyrénées, nous considérons que la topographie sous-glaciaire des bassins versants n'a pas significativement évolué depuis le dernier maximum d'englacement (Delmas et al., 2009) ;
- (ii) le bilan de masse du paléoglacier se trouve en équilibre avec le climat (bilan de masse annuel nul) ;

La procédure de reconstruction de la surface 3-D d'un paléoenglacement comporte deux étapes :

- (i) la première consiste à déterminer l'épaisseur du glacier le long d'un profil en long tracé manuellement en suivant les lignes d'écoulement principal de la glace ;
- (ii) la seconde vise à reconstituer la surface 3-D du paléoglacier par interpolation des épaisseurs obtenues le long du profil en long à l'ensemble de la surface du glacier.

2.2.2.1. Modélisation du profil épaisseur

Au cours de cette étape, la *GlaRe toolbox* modélise l'épaisseur du glacier au niveau de *nodes* (en français, « nœuds ») disposés tous les 50 m de distance le long des lignes d'écoulement glaciaire. Pour ce faire, l'outil se base sur l'équation d'écoulement glaciaire (2.1) définie par Shilling and Hollin (1981) :

$$h_{i+1} = h_i + \frac{\tau_{av}}{F_{i\rho g}} \frac{\Delta X}{H_i} \quad (2.1)$$

où h correspond à l'altitude de surface de la glace, t_{av} à la contrainte de cisaillement basal, F au facteur de forme, ρ à la densité de la glace (900 kg.m^{-3}), g à l'accélération de la pesanteur ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$), H à l'épaisseur de glace (m), ΔX à la distance entre les différents *nodes* (m), et i au nombre d'itérations. Cette formule dérive de l'équation basique de la contrainte de cisaillement basal d'un glacier définie par Nye (1952a) :

$$\tau = \rho g H \sin(\alpha) F \quad (2.2)$$

où ρ représente la densité de la glace (900 kg.m^{-3}) ; g , l'accélération de la pesanteur ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$) ; α , l'angle de pente de la surface de la glace (degré), H l'épaisseur de glace (m) et F , le facteur de forme.

L'outil SIG permet aux utilisateurs de moduler les deux principaux paramètres qui régissent le calcul des épaisseurs de glace, à savoir (i) la contrainte de cisaillement basale (t) et (ii) le facteur de forme (F).

***Calcul de la contrainte de cisaillement basal**

La contrainte de cisaillement basal (τ) constitue le paramètre qui exerce une influence de premier ordre dans la modélisation de l'épaisseur et de l'emprise 3-D finale. La valeur de la contrainte de cisaillement basal peut s'avérer particulièrement variable selon le type de glacier, entre 50 et 150 kPa pour des glaciers de vallée (Nye, 1952b), et jusqu'à 190 kPa dans le cas de glaciers de cirque, par exemple (Weertman, 1971). Pour connaître la contrainte de cisaillement des paléoglaciers étudiés, la première modélisation est initiée avec une valeur standard de contrainte de cisaillement basal fixée à 100 kPa. Cette valeur est ensuite modifiée par itération successive de ± 10 kPa entraînant une modification directe de l'épaisseur de glace :

- (i) une augmentation de la contrainte de cisaillement a pour conséquence un accroissement de l'épaisseur de glace ;

- (ii) une diminution de la contrainte de cisaillement a pour effet une réduction de l'épaisseur de glace.

Nous avons retenu la valeur de contrainte de cisaillement donnant les épaisseurs les plus cohérentes par rapport à celles déduites de la cartographie des dépôts de marge glaciaire. Il est possible que la contrainte de cisaillement ne soit pas uniforme sur toute la longueur du paléoglacier en raison des caractéristiques du lit le long de la ligne d'écoulement (par exemple, la lithologie ou la rugosité du substratum rocheux, la couverture sédimentaire sur le fond de la vallée ou la diminution de la contrainte de cisaillement près des lignes de partage des glaces et des champs de glace). Par conséquent, il peut apparaître nécessaire de modifier manuellement la contrainte de cisaillement en tout point des lignes d'écoulement glaciaire pour se rapprocher le plus fidèlement possible de la géométrie du paléoglacier étudié.

***Calcul du facteur de forme**

La contrainte de cisaillement basal (t) ne constitue pas le seul paramètre à prendre en compte dans l'écoulement glaciaire. Les forces de friction induites par le frottement du glacier sur les marges latérales de la vallée exercent aussi un impact non négligeable. Cette résistance est prise en compte par la détermination du facteur de forme (F). Ce dernier se calcule pour différentes sections transversales (*cross sections*) établies perpendiculairement à la langue de glace dans la zone d'ablation (lignes noires sur la Fig. 2.3). Ces sections transversales doivent être paraboliques pour permettre de reconstituer la forme originelle de l'auge glaciaire (lignes pointillées sur la Fig. 2.3). Le calcul du facteur de forme (F) peut ensuite être effectué à l'aide de l'équation suivante (Benn and Hulton, 2010) :

$$F = \frac{A}{Hp} \quad (2.3)$$

où A (m^2) correspond à la surface de la section transversale du glacier, H à l'épaisseur de la glace (m) le long de la ligne centrale du glacier, et p (m) à la longueur du contact entre la glace et le lit pour cette section transversale.

La valeur du facteur de forme est proche de ou égale à 1 pour les calottes ou champs de glace, dans le cas où il n'existe pas de contraintes topographiques sur le glacier. Lorsque les glaciers sont contraints par les caractéristiques topographiques de la vallée, la valeur du facteur de forme peut réduire considérablement et entraîner un impact sur la reconstitution de l'épaisseur de glace (Nye, 1952b).

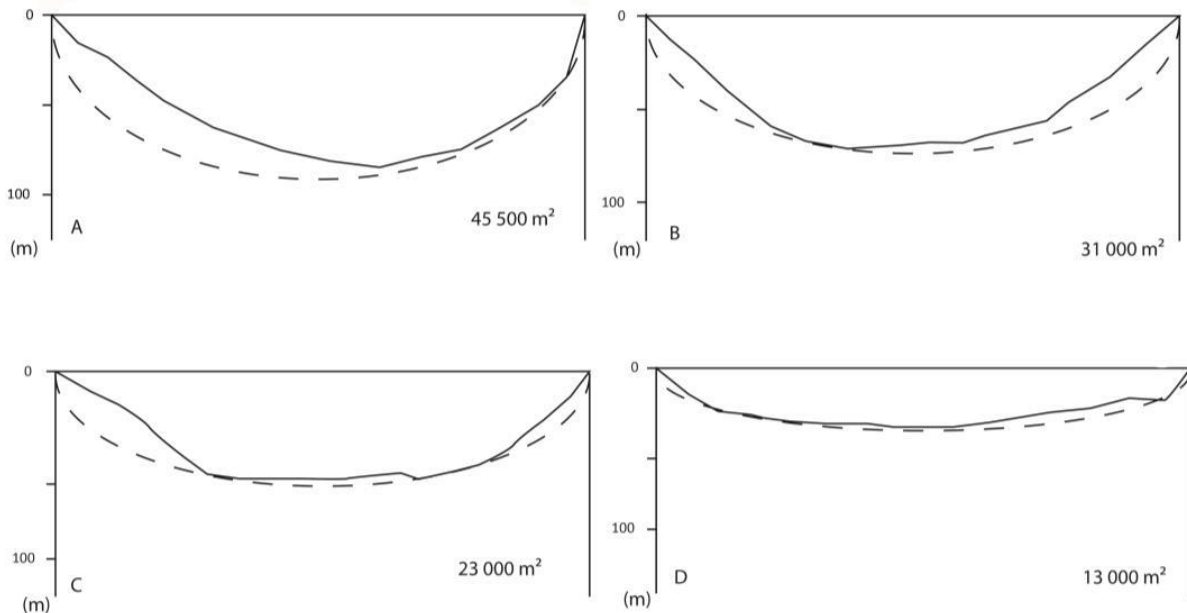


Figure 2.3 : Exemples de sections transversales établies le long de la section inférieure du glacier Grave-Aval dans le massif du Carlit. Les lignes continues noires représentent la topographie actuelle ; les lignes en pointillés illustrent la reconstitution parabolique de la topographie sous-glaciaire. La surface des sections transversales paraboliques est indiquée en bas à droite.

2.2.2.2. Interpolation des épaisseurs obtenues au niveau du profil en long et reconstitution de la surface 3-D

L'application des équations (2.2) et (2.3) corrigées par les valeurs de facteur de forme (F) permet ainsi de calculer la distribution des épaisseurs de glace le long des principales lignes d'écoulement glaciaire du paléoglacier étudié un profil 2-D. Le calcul des volumes de glace nécessite, quant à lui, une reconstitution de la surface 3-D du paléoenglacement. Pour cela, l'outil développé par Pellitero et al. (2016) offre la possibilité d'interpoler les valeurs d'épaisseur issues du profil en long 2-D à l'aide de la méthode « *Topo to Raster* ». Cette dernière consiste en effet à interpoler une surface en utilisant une méthode itérative (Hutchinson, 1989). Cette approche permet de créer des surfaces lisses et continues passant par tous les points d'entrée. Le principal inconvénient, en ce qui concerne la reconstruction du glacier, découle du fait que cette interpolation est conçue pour produire une surface hydrologiquement correcte, ce qui

n'est pas le cas d'une surface de glacier. En conséquence, des concavités irréalistes peuvent apparaître si l'interpolation est basée sur des points d'épaisseur de glace situés le long d'une seule ligne d'écoulement du glacier. Le nombre d'itérations constitue également un élément clé de cet outil, car davantage d'itérations donneront une surface plus lisse. Dans l'outil, ce nombre a été fixé à un optimum de 20 itérations, conformément aux recommandations de Hutchinson et al. (2011).

Cet outil permet ainsi d'obtenir une enveloppe 3-D complète du paléoenglacement étudié. Pour juger la fiabilité des reconstitutions, les auteurs ont testé cet outil sur la calotte glaciaire de Folgefonna en Norvège et sur le glacier suisse Griessgletscher, dont les topographies sous-glaciaires sont connues. Leurs résultats montrent des reconstitutions glaciaires très réalistes, que ce soit en matière de volume de glace ou de surface d'englacement, avec des marges d'erreur entre les glaciers modélisés et les glaciers réels ne dépassant pas les 10 % (Fig. 2.4). L'outil GlaRe s'avère particulièrement pertinent pour obtenir des géométries glaciaires tout à fait proches de la réalité, conditions indispensables aux calculs des lignes d'équilibre glaciaires et reconstitutions paléoclimatiques.

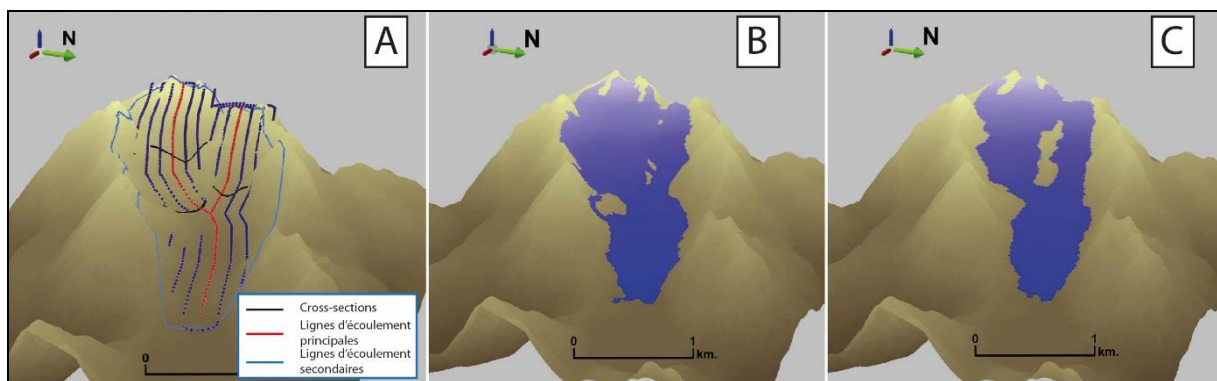


Figure 2.4 : Exemple de reconstitution glaciaire avec l'outil GlaRe. (A) Topographie sous-glaciaire du glacier Griessgletscher obtenue par radioglacéologie (Farinotti et al., 2009), *cross sections* et lignes d'écoulement glaciaire nécessaires à l'interpolation de la surface glaciaire en 3-D ; (B) Emprise glaciaire actuelle ; (C) Emprise glaciaire modélisée par l'intermédiaire de l'outil GlaRe. Les résultats de modélisation montrent des différences ($\sim 9\%$) entre le volume de glace réel et le volume de glace modélisé. D'après Pellitero et al. (2016) modifié.

2.3. Reconstituer la ligne d'équilibre glaciaire, synthèse des méthodes disponibles

La LEG correspond à une ligne théorique au niveau de laquelle le bilan de masse de surface annuel d'un glacier est égal à 0. Sa position altitudinale et ses variations au cours du temps traduisent les variations du bilan de masse glaciaire en lien avec les changements

climatiques survenus aux échelles locales et régionales (cf. section 1.1.3). Plusieurs méthodes permettent d'estimer l'altitude de la LEG d'un paléoenlagement. Ces méthodes reposent sur deux approches très différentes l'une de l'autre.

La première regroupe les méthodes fondées sur l'analyse des formes d'érosion glaciaire (altitude des planchers de cirque élémentaire : CFA ; morphologie des lignes de crêtes : GTM ; Fig. 2.5) qui s'avèrent relativement approximatives, car elles fournissent une position moyenne des LEG pour l'ensemble du Quaternaire. Une reconstitution climatique apparaît donc peu recommandable à partir de telles estimations (Pellitero et al., 2015).

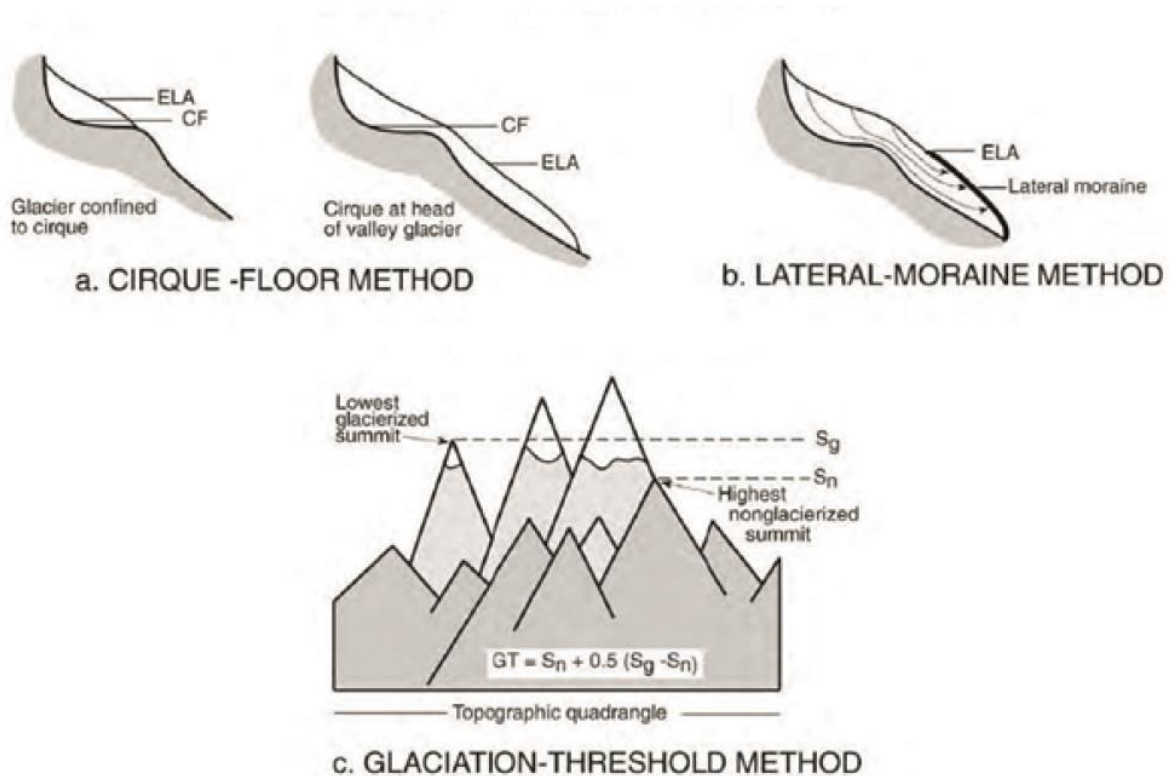


Figure 2.5 : Méthode de calcul des LEG. (a) Méthode des cirques ; (b) Méthode des moraines latérales ; (c) Méthode des lignes de crêtes. Extrait de Porter et al. (2001).

La seconde approche définit les méthodes fondées sur l'analyse directe des dépôts de marge glaciaire, qui s'avèrent plus intéressantes, car elles fournissent des estimations de la LEG associables à un stade d'englagement précis (Benn and Lehmkuhl, 2000 ; Gross et al., 1977 ; Torsnes et al., 1993). Ces dernières reposent sur l'altitude des moraines latérales (Lichtenecker, 1983 ; Fig. 2.5) ou sur des approches numériques utilisant la surface et le volume des paléoglaciers : (i) méthode MGE pour *median glacier elevation* (Kurowski, 1891) ;

(ii) méthode AAR pour *accumulation area ratio* (Kerschner et al., 2000) et (iii) méthode AABR pour *area altitude balance ratio* (Furbish, 1984).

2.3.1. La méthode MGE

Cette méthode dérive de la méthode THAR (*toe to headwall altitude ratio*) et repose sur l'idée que la LEG est localisée à une certaine distance entre le point le plus haut et le point le plus bas du glacier, avec un ratio généralement compris entre 0,35 et 0,5 pour les glaciers de cirque et de vallée (Meierding, 1982 ; Murray et Locke., 1989 ; Figure 2.6). La méthode MGE reprend le même principe et suppose que, pour un glacier à l'équilibre, dont le gradient de masse est fonction linéaire de l'altitude, la LEG se situe à l'altitude moyenne du glacier. Le ratio utilisé pour cette méthode s'élève donc à 0,5.

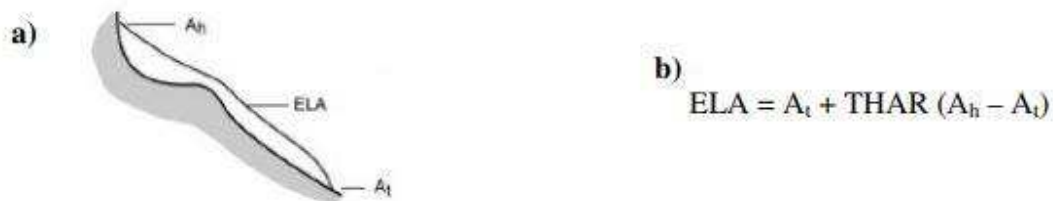


Figure 2.6 : Méthode de reconstitution de la LEG utilisant l'approche THAR. (a) Diagramme de la méthode : A_h représente la tête du glacier et A_t le pied de ce dernier ; (b) Équation permettant de calculer la paléo-LEG. Pour la méthode MGE, la valeur THAR est égale à 0,5. Extrait de Porter et al. (2001).

Cette méthode fonctionne relativement bien pour les petits glaciers présentant une répartition uniforme du rapport entre la surface et l'altitude. Cependant, le problème majeur de cette méthode reste la détermination de l'altitude maximale du glacier. Une incertitude autour de cette valeur peut engendrer une incertitude dans le calcul des LEG de ± 100 m (Porter, 2001). Par ailleurs, cette méthode est considérée comme peu précise, car elle ne tient pas compte de l'hypsométrie et du bilan de masse du glacier.

2.3.2. La méthode AAR

La méthode AAR est fondée sur l'hypothèse selon laquelle la surface 3-D de la zone d'accumulation d'un glacier occupe une proportion fixe par rapport à surface 3-D totale du glacier (Figure 2.7). Des études empiriques sur les glaciers modernes ont montré que, dans des conditions stables, lorsque le glacier se trouve à l'équilibre, le ratio AAR retenu pour les glaciers tempérés est compris entre 0,55 et 0,65 (Porter, 1975). Un ratio AAR de $0,6 \pm 0,05$ est généralement retenu pour les glaciers de vallée et de cirque.

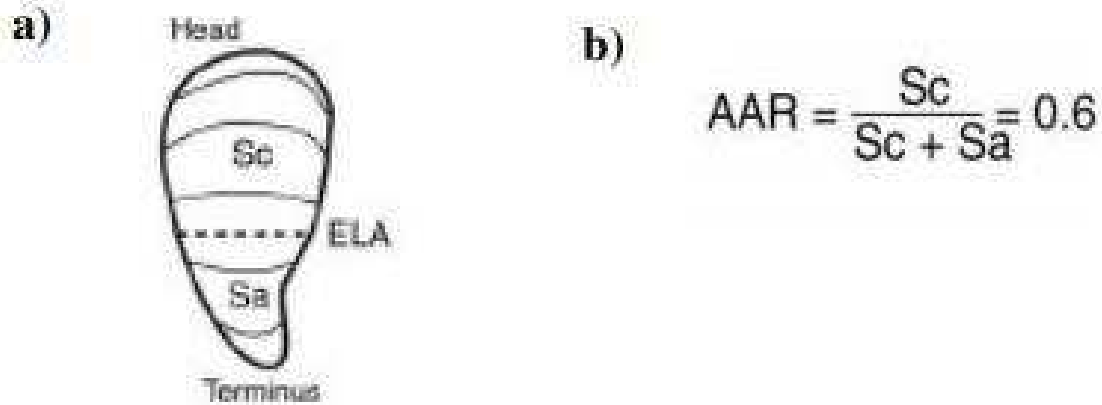


Figure 2.7 : Méthode de reconstruction de la LEG utilisant l'approche AAR. (a) Diagramme de la méthode ; (b) Équation permettant de calculer la paléo-LEG, Sc correspondant à la surface d'accumulation, et Sa à la zone d'ablation. Extrait de Porter et al. (2001).

La principale source d'erreur associée à cette méthode est liée à la reconstitution de la surface 3-D du glacier. Néanmoins, cette source d'inexactitude est considérée comme répartie de manière aléatoire et ne semblerait ainsi pas à l'origine d'écart importants (Nesje et Dahl, 2000). Une autre lacune de cette méthode réside dans le fait que celle-ci ne prend pas en compte l'hypsométrie de la surface du glacier (Furbish et al., 1984). Enfin, Benn et Evans (1998) expliquent que les LEG fondées sur des valeurs d'AAR supposées uniformes peuvent être sujettes à des erreurs importantes si un large éventail de formes de glacier est représenté dans la zone d'étude.

2.3.3. La méthode AABR

La méthode AABR s'avère la plus efficace pour calculer les LEG. Elle repose sur un principe analogue à la méthode AAR, mais elle ajoute deux informations supplémentaires :

- (i) l'hypsométrie de la surface du glacier ;
- (ii) les caractéristiques du gradient de masse qui désigne la valeur absolue de l'écart entre les zones d'accumulation et d'ablation (Furbish and Andrews, 1984 ; Benn and Evans, 1998 ; Nesje and Dahl, 2000).

Elle est basée sur trois hypothèses :

- (i) le gradient de masse varie avec l'altitude selon une fonction linéaire ;

- (ii) le bilan de masse du glacier se situe en équilibre et donc le gradient de masse reste relativement fixe dans le temps ;
- (iii) la topographie sous-glaciaire est supposée contraindre le volume du glacier, de sorte qu'un changement climatique sera directement répercuté par un changement perceptible de la morphologie du glacier.

Cette méthode requiert de connaître l'hypsométrie du glacier ainsi que le *balance ratio* (BR), autrement dit la pente de la droite qui décrit les variations de gradient de masse en fonction de l'altitude. Ce dernier constitue un élément crucial, car il tient compte des différences entre accumulation et ablation et leur contribution respective au bilan de masse du glacier. Il peut être calculé selon l'équation suivante (Furbish et al., 1984) :

$$BR = \frac{Zac * Aac}{Zab * Aab} \quad (2.4)$$

où *Zac* représente l'altitude moyenne pondérée en fonction de la zone d'accumulation, *Aac* la surface de la zone d'accumulation, *Zab* l'altitude moyenne pondérée de la zone d'ablation, et *Aab* la surface de la zone d'ablation.

Sur les glaciers actuels, le BR peut être calculé directement à partir des mesures *in situ* du bilan de masse. Pour les paléoglaciers, il apparaît nécessaire de dériver le BR par analogie à des glaciers actuels voisins et de supposer que le bilan de masse du paléoglacier étudié était contrôlé par des conditions climatiques et glaciologiques similaires.

2.4. Exploiter l'emprise spatiale des paléoenglacements comme proxy paléoclimatique

Nous avons vu précédemment (cf. section 1.1.3.) que les caractéristiques glaciologiques d'un organisme glaciaire (bilan de masse, position altitudinale de la LEG) s'avéraient fortement dépendantes des changements climatiques enregistrés aux échelles locales et régionales. La physique des interactions glacier-climat étant bien comprise, il apparaît possible d'utiliser la géométrie des paléoenglacements comme proxy paléoclimatique. Les principales méthodes de

reconstitution paléoclimatique à partir de la géométrie d'un stade d'englacement sont décrites en détail ci-dessous.

2.4.1. Reconstitution paléoclimatique à travers l'altitude de la LEG

Les méthodes de reconstitution paléoclimatique les plus simples et les plus utilisées reposent essentiellement sur l'altitude de la LEG. Cette dernière peut, en effet, être aisément calculée à travers l'étude des dépôts de marge glaciaire. Localisées à l'altitude à laquelle le bilan de masse d'un glacier est égal à 0 (l'accumulation contrôlée par les précipitations équivaut alors à l'ablation contrôlée par la température), les variations altitudinales de la LEG constituent le reflet direct d'un changement de bilan de masse induit par des modifications des conditions climatiques. Sur ces bases, il apparaît possible de calculer les anomalies de précipitations (ΔP) et de températures (ΔT) responsables des variations d'altitudes entre les LEG actuelles et les paléo-LEG associées aux paléoenglacements étudiés.

2.3.1.2. Reconstitution sur la base d'un gradient altitudinal de températures et de précipitations

Les anomalies climatiques peuvent être calculées sur la base d'une simple relation empirique (Ohmura et al., 1992) selon laquelle un changement de ± 100 m de l'altitude de la LEG est associé à un ΔT de $\pm 0,65$ °C ou à un ΔP de $+11/-9$ %. La simplicité de cette méthode permet de retranscrire les variations climatiques à l'échelle de tout un massif montagneux. Par exemple, Broecker et Denton (1990) ont appliqué cette approche à un transect montagneux s'étendant de l'Antarctique à l'océan Arctique le long de la Cordillère américaine pour mettre en évidence l'impact du système océan-atmosphère sur les fluctuations glaciaires. Plus récemment, une étude réalisée par Kuhlemann et al. (2008) sur le massif de la Corse au cours du LGM souligne la présence d'anomalies de températures et de précipitations localisées respectivement au nord-est et sud-ouest du massif. Ce phénomène s'explique, selon les auteurs, par l'advection vers l'est d'air froid et humide en hiver, associé à des cyclones stationnaires dans le nord de la mer Tyrrhénienne, qui provoquent alors une augmentation des températures par effets de foehn sur la partie sud-ouest de la Corse (Fig. 2.8).

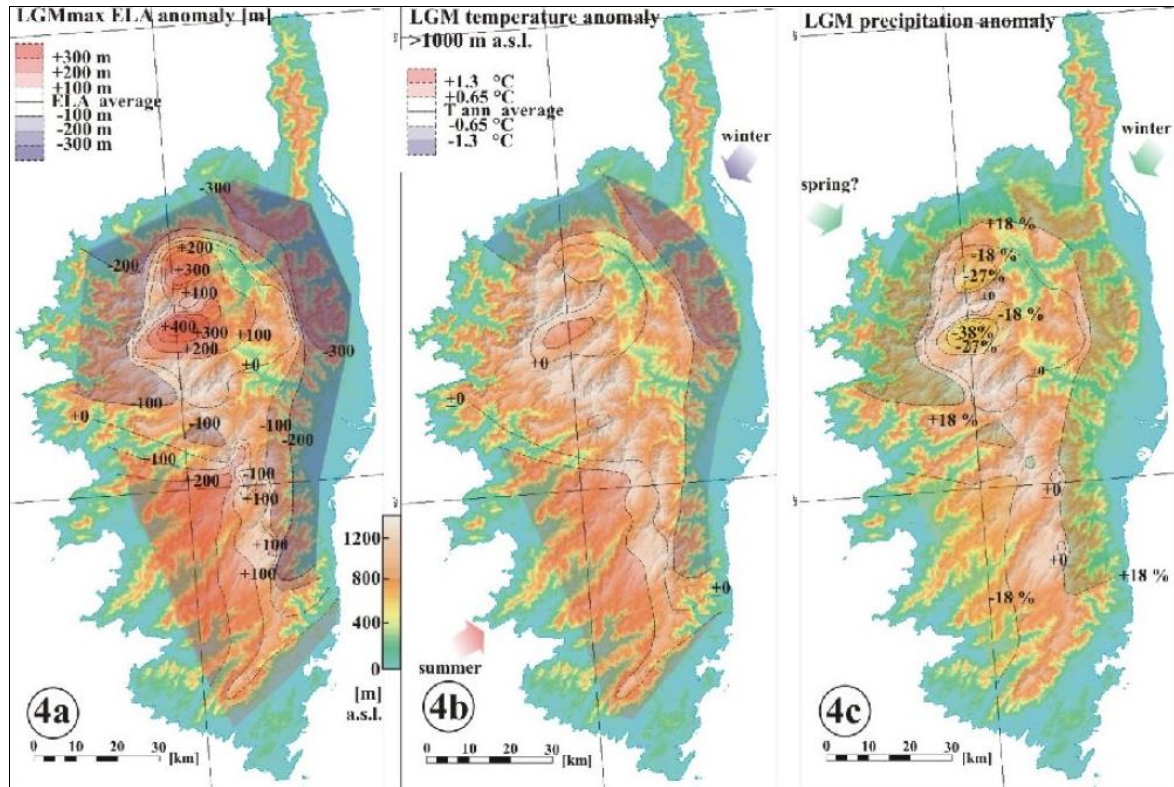


Figure 2.8 : Anomalies de températures et de précipitations calculées pour la période du LGM. Les anomalies d'altitudes de LEG par rapport à la LEG moyenne établie au LGM pour l'ensemble du massif de la Corse sont converties en ΔT et ΔP selon un gradient standard de $\pm 0,65 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ de LEG et $+11/-9 \text{ } \%/100 \text{ m}$ de LEG. (A) Anomalies d'altitude de LEG au cours du LGM. (B) Anomalies de températures. (C) Anomalies de précipitations. Extrait de Kuhlemann et al. (2008).

2.3.1.3. Reconstitutions sur la base de fonctions de transfert

Ces reconstitutions climatiques sont basées sur des fonctions de transfert qui relient les variables climatiques (précipitations et températures) à l'ablation et à l'accumulation en utilisant des techniques de régression établies sur des données obtenues sur un échantillon de 70 glaciers (Ohmura et al., 1992).

Si les valeurs des paléotempératures estivales sont connues, il est possible de calculer les précipitations annuelles à l'altitude de la paléo-LEG selon l'équation suivante :

$$P = 645 + 296T_S + 9T_S^2 \quad (2.5)$$

où P correspond aux précipitations annuelles et T_S aux températures estivales (juin-août).

Si les valeurs des paléoprécipitations sont connues, il est alors possible de calculer les températures estivales à l'altitude de la paléo-LEG selon l'équation suivante :

$$T_S = 0.1815 P^{0.5} - 4.1 \quad (2.6)$$

où P représente les précipitations annuelles et T_S les températures estivales (juin-août).

Ces fonctions de transfert appliquées à l'étude de 122 paléoenglacements contemporains du Younger Dryas en Europe (Rea et al., 2020) à travers 132 proxys paléoclimatiques de températures estivales (Chirinomid, Coleoptera, Pollen) ont permis par exemple de mettre en évidence la présence de fortes anomalies positives de précipitations en Méditerranée orientale et de fortes anomalies négatives de précipitations sur la calotte glaciaire de Fennoscandie, la plaine nord-européenne, et jusqu'aux Alpes au sud (Fig. 2.9). Sur ces bases, les auteurs ont mis en évidence une trajectoire de tempête plus méridionale et zonale, liée à une localisation méridionale concomitante du jet-stream front polaire, générant des foyers d'air froid et une cyclogenèse renforcée, en particulier sur la Méditerranée orientale.

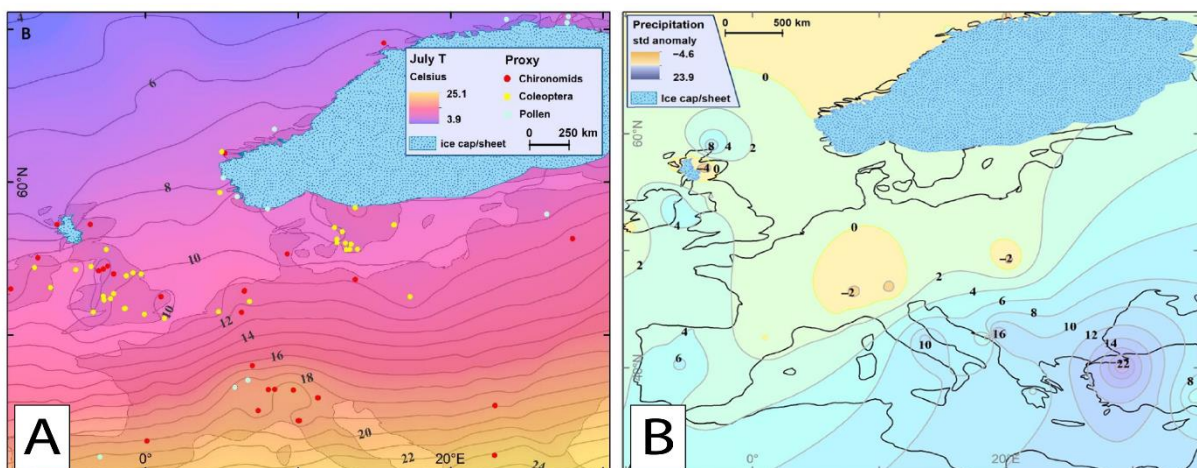


Figure 2.9 : Anomalies de précipitations Younger Dryas inférées à l'altitude des paléo-LEG à travers l'étude de proxy paléoclimatique de températures et des fonctions de transfert établies par Ohumra et al. (1992). (A) Localisation des proxys de paléotempératures et températures moyennes estivales (juin, juillet, août) spatialisées au niveau de la mer. (B) Anomalies de précipitations à l'altitude des LEG. Extrait de Rea et al. (2020).

Les approches de reconstitution paléoclimatique basées sur la reconstitution des paléo-LEG représentent donc une source importante de données paléoclimatiques dans de nombreuses régions glaciaires. Cependant, ces approches négligent de nombreux paramètres physiques (effets d'accumulation neigeuse, variations de l'albédo de surface, humidité relative ou couverture nuageuse) pouvant affecter la sensibilité de la paléo-LEG aux changements climatiques (Fig. 2.10). Par ailleurs, elles permettent difficilement de distinguer la part des températures et des précipitations dans les variations de la LEG.

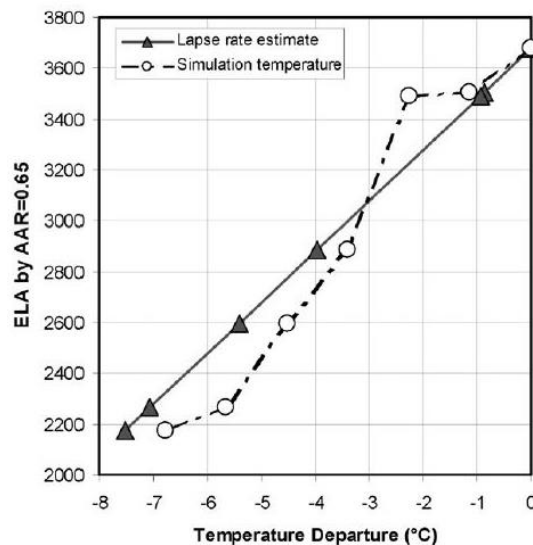


Figure 2.10 : Valeurs de paléotempératures obtenues à différentes altitudes de paléo-LEG en utilisant un gradient standard de 0,65 °C/100 m (courbe continue noire), et à travers l'utilisation d'un modèle de reconstitution paléoclimatique 2-D (courbe pointillée). Extrait de Plummer et al. (2003).

2.4.2. Reconstitutions paléoclimatiques à travers la modélisation glaciaire

Les modèles glaciologiques de reconstitution paléoclimatique ont commencé à se développer dans les années 1980 (Greuell, 1992 ; Oerlemans, 1986). Leur fonctionnement repose en général sur deux étapes : (i) une modélisation des variations du bilan de masse induites par les variations climatiques, (ii) une modélisation de l'écoulement glaciaire fondée sur les principes de la conservation de la masse et mettant en relation les variations du bilan de masse avec les changements de géométrie des glaciers. Les principaux avantages de ces modèles, par rapport aux simples reconstitutions de LEG, s'avèrent multiples :

- (i) ceux-ci peuvent être utilisés sans prérequis concernant la géométrie des paléoglaciers étudiés (e.g. ratio AAR de LEG ou valeur du gradient de masse) ;

- (ii) ils peuvent prendre en compte les effets topographiques locaux, tels que la variabilité spatiale du rayonnement solaire dans la vallée glaciaire étudiée ;
- (iii) ils permettent de réaliser des tests de sensibilité pouvant conduire à une analyse et une quantification plus complètes des incertitudes inhérentes aux reconstitutions paléoclimatiques.

La complexité des modèles utilisés dépend des thématiques de recherche abordées et des données entrantes disponibles. Les modèles les plus simples, basés sur des équations linéaires reliant longueur des glaciers et valeurs climatiques, sont adaptés aux reconstitutions climatiques couvrant de larges échelles spatiale et temporelle (Oerlemans, 2001 ; Oerlemans, 2005). *A contrario*, les modèles plus complexes sont généralement basés sur des approches modélisant le bilan de masse de glaciers distincts à travers les données météorologiques disponibles à l'échelle locale ou régionale, à partir de stations individuelles (Anderson et al., 2006) ou de données interpolées (Anderson & Mackintosh, 2012).

Une des difficultés de la modélisation du bilan de masse réside dans l'expression de l'ablation lors de l'estimation des changements dans le bilan de masse. Plusieurs modèles servant à décrire l'évolution du bilan de masse en fonction des variations climatiques ont été développés et permettent de résoudre le problème de différentes manières. La modélisation du bilan de masse peut ainsi s'effectuer :

- (i) à l'aide de relations empiriques reliant l'ablation et la somme des températures positives (*positive degree day model*) (Hock, 2005 ; Corripio, 2003 ; Vincent et al., 2005) ;
- (ii) ou à travers des analyses du bilan énergétique du glacier (Anslow et al., 2008 ; Brun et al., 1989 ; Greuell and Konzelmann, 1994 ; Plummer et al., 2003).

Le principal avantage des approches basées sur des relations empiriques correspond à la mobilisation d'un nombre limité de données entrantes (généralement les températures et les précipitations). Les modèles d'équilibre énergétique s'avèrent quant à eux plus complexes, car ils intègrent de nombreux paramètres difficiles à contraindre et à extrapoler à l'échelle du Pléistocène, comme la vitesse du vent, l'humidité relative ou la couverture nuageuse. Malgré leur simplicité relative, ces modèles ont prouvé leur efficacité et se sont montrés capables de

produire des résultats robustes à l'échelle d'un bassin versant et pour des périodes de temps mensuelles et annuelles (Hock., 1999).

Le couplage des modèles de bilan de masse avec ceux d'écoulement glaciaire 2-D ou 3-D offre ainsi l'avantage de pouvoir comparer les données obtenues en sortie avec celles recueillies lors des études de terrain (Birkel et al., 2012 ; Egholm et al., 2011 ; Gолledge et al., 2012 ; Kessler et al., 2006 ; Plummer & Phillips, 2003 ; Putnam et al., 2013a ; Fig. 2.11). De telles reconstitutions climatiques ont été particulièrement réussies dans des bassins versants de géométrie simple, avec des séquences de moraines bien cartographiées et datées (*e.g.*, Doughty et al. 2013 ; Kaplan et al., 2010 ; Makos et al., 2018 ; Protin et al., 2019 ; Biette et al., 2018).

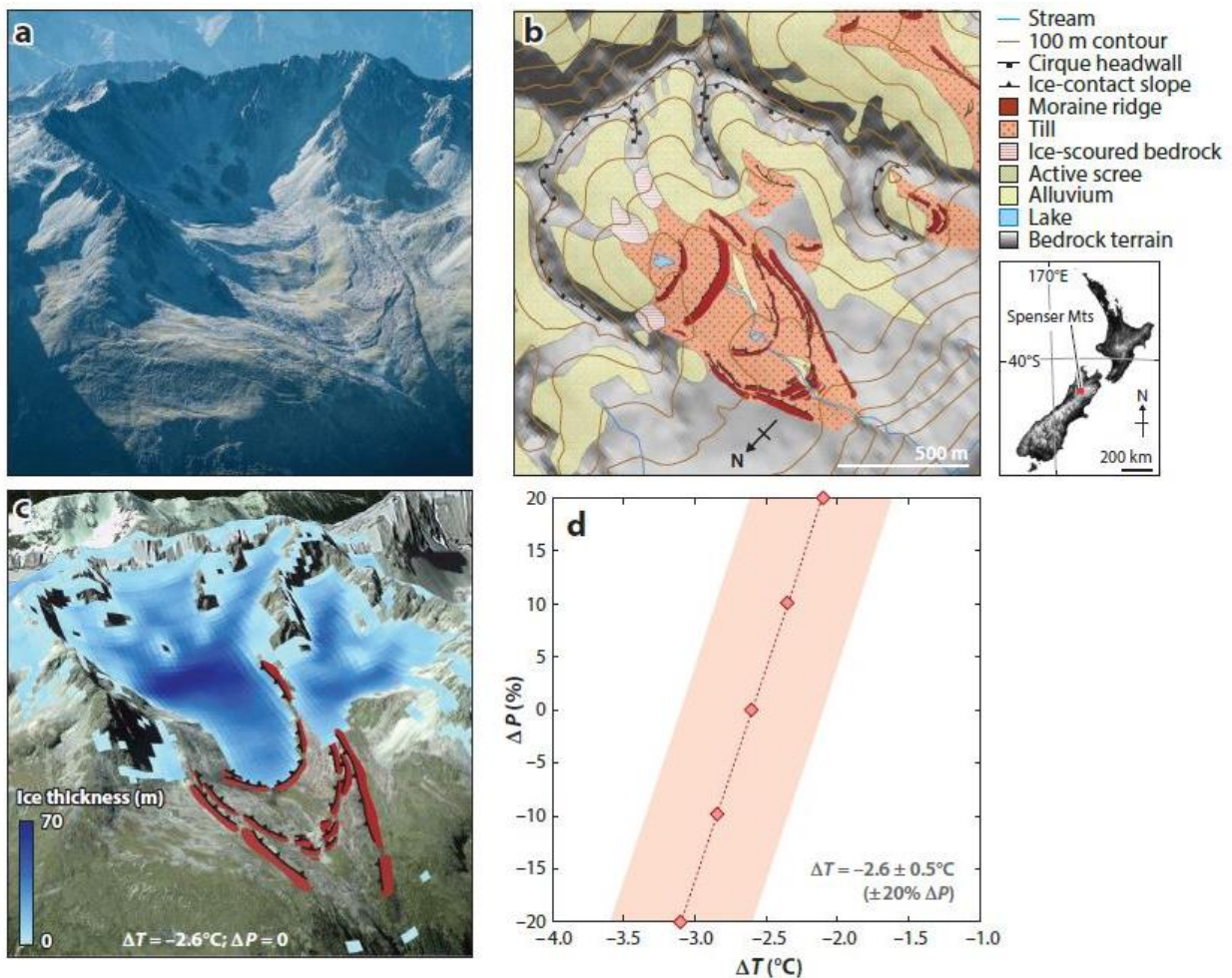


Figure 2.11 : Exemple de reconstitution paléoclimatique à travers l'utilisation d'un modèle glaciologique. (a et b) Dépôts de marge glaciaire cartographiés (monts Spenser, Nouvelle-Zélande) ; (c) Modélisation de l'écoulement glaciaire à l'aide d'un modèle 2-D ; (d) Couples précipitations-températures (losange orange) nécessaires à la modélisation de l'emprise glaciaire identifiée en assumant une incertitude de précipitation de $\pm 20\%$ (rectangle orange). Extrait de Mackintosh et al. (2017).

La reconstitution du paléoclimat à l'aide de la modélisation glaciologique reste cependant un exercice difficile. Les glaciers représentent des systèmes naturels particulièrement sensibles caractérisés par de nombreux processus qui nécessitent d'être paramétrés lors de la modélisation. Les mesures de bilan de masse et d'écoulement glaciaire réalisées sur des glaciers actuels peuvent aider à la calibration et aux tests de sensibilités des modèles glaciologiques afin d'estimer aux mieux les incertitudes liées aux reconstitutions paléoclimatiques (*e.g.* Anderson & Mackintosh, 2006 ; Hubbard et al., 1998 ; Biette et al., 2018 ; Protin et al., 2019 ; Fig. 2.12). Ces incertitudes sont généralement liées au manque de connaissance concernant les variables climatiques (*e.g.* effet orographique sur les précipitations) ou les paramètres du modèle (*e.g.* facteur de fonte). Cependant, même dans le cadre de l'expérience la mieux encadrée, il reste nécessaire de tester la sensibilité du résultat final du modèle (par exemple, une reconstitution des changements de température passés par rapport à la climatologie actuelle) en fonction des incertitudes de chaque paramètre.

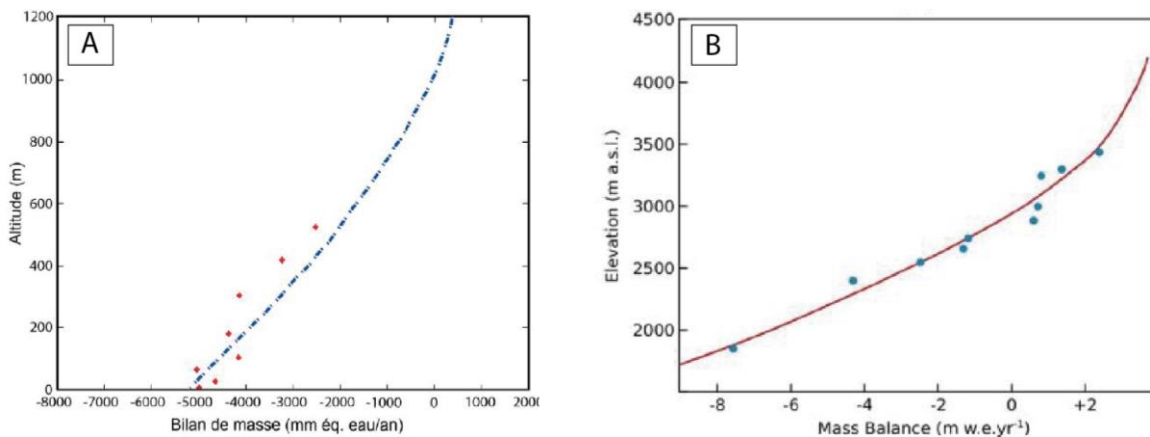


Figure 2.12 : Calibration du bilan de masse. (A) Calotte glaciaire d'Ilulissat ; (B) Glacier d'Argentière. Les points représentent les mesures observées empiriquement et les lignes, les modélisations obtenues par les modèles. D'après Protin et al. (2019) et Biette et al. (2018) modifié.

2.4.2.1. Distinguer l'apport des précipitations et des températures dans les modélisations glaciaires

Une des caractéristiques importantes de la reconstitution paléoclimatique à partir de modèles glaciologiques concerne l'équifinalité des états d'équilibre atteints par les glaciers. En effet, ces états d'équilibre peuvent être atteints par la modification de plusieurs paramètres, tels que la température, les précipitations et autres variables (vent, albédo, etc.) qui influencent le bilan de masse des glaciers (Oerlemans & Fortuin, 1992). Des expériences hiérarchiques effectuées à l'aide de modèles glaciologiques, dont l'objectif consiste à identifier et à classer les principales variables climatiques influençant la réponse des glaciers, montrent que sous un climat tempéré, l'avancée ou le recul des glaciers s'avèrent largement contrôlés par les

changements de températures ou de précipitations. Cependant, la contribution relative de ces changements au bilan de masse reste encore débattue actuellement (McKinnon et al., 2012).

Distinguer l'apport des précipitations et des températures nécessaires au glacier pour atteindre un état d'équilibre donné s'effectue généralement par des expériences itératives, dans lesquelles les changements d'état d'équilibre des glaciers sont forcés par une reconstitution climatique indépendante, telle qu'une reconstitution paléocéologique, un enregistrement de carottes de glace ou des modèles atmosphériques (Doughty et al., 2013 ; Hubbard 1999 ; Jomelli et al., 2011) (Fig. 2.13).

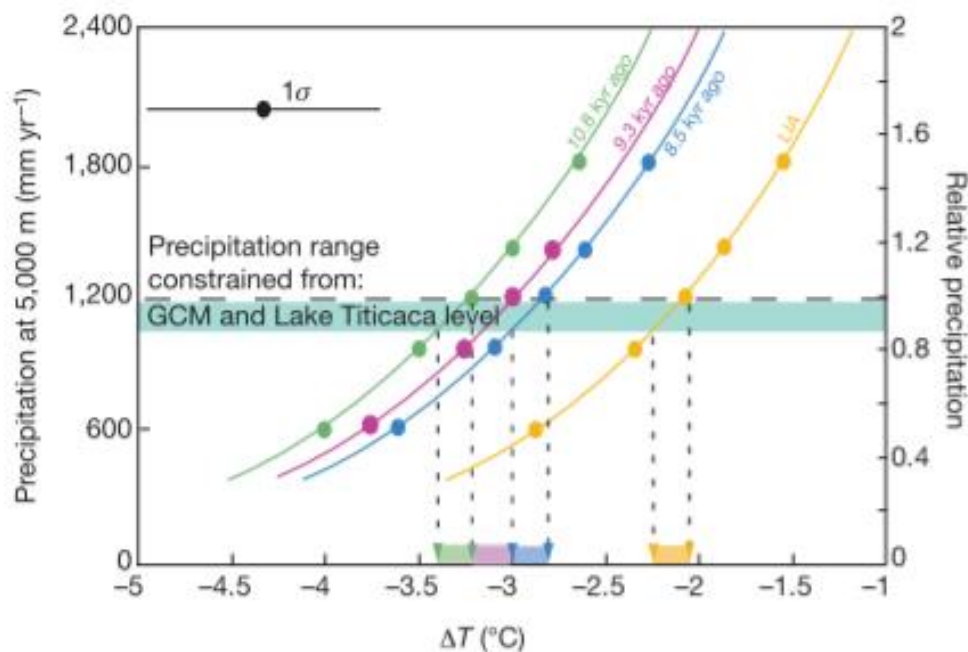


Figure 2.13 : Reconstitution paléoclimatique pour le glacier du Telata. Dans cet exemple, les conditions de précipitations pour l'Holocène (lignes pointillées verticales) sont contraintes par six simulations issues d'un modèle atmosphérique (GCM). Extrait de Jomelli et al. (2011).

Si les données paléoclimatiques sont absentes, les valeurs de températures et de précipitations peuvent être extraites conjointement à travers l'étude de la morphologie générale du paléoglacier étudié. Une approche (Kerschner, 1999 ; Kull & Grosjean, 2000 ; Ivy-Ochs et al., 2006) permet par exemple de calculer le gradient d'ablation, sur la base de reconstitutions de l'emprise spatiale d'un paléoenglacement (ses contours et sa topographie de surface) et d'une série de paramètres glaciologiques (contrainte de cisaillement, vitesse et débit d'écoulement de la glace, et ablation nette) déterminés le long de sections transversales paraboliques localisées selon des sections équidistantes établies entre la LEG et le front du paléoenglacement. Ce gradient d'ablation est intégré à des fonctions de transfert qui relient ablation, accumulation,

paléotempératures estivales (T) et paléoprécipitations annuelles (P) calibrées sur la base de données statistiques acquises sur des glaciers actuels (Fig. 2.14).

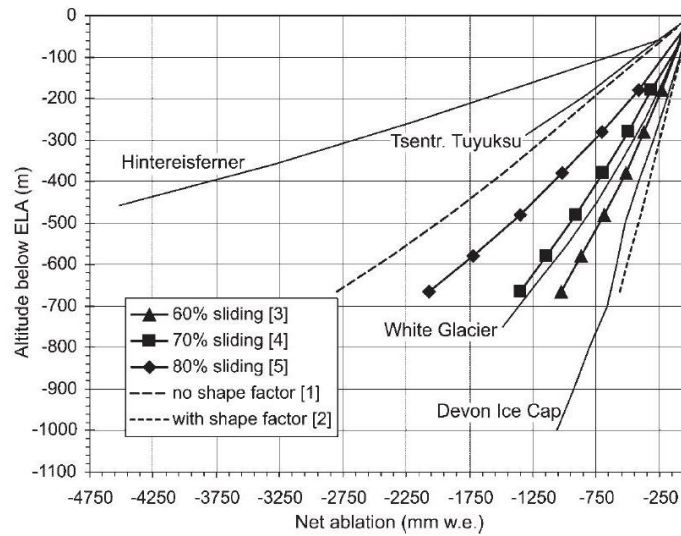


Figure 2.14 : Gradient d'ablation calculé pour différents types de glaciers. Extrait d'Ivy Ochs et al. (2006).

D'autres approches basées sur des modèles physiques (Plummer et al., 2003 ; Adhikari & Marshall, 2012; Juvet & Funk, 2014; Wijngaard et al., 2019) ou statistiques (Sarikaya et al., 2009 ; Makos et al., 2014 ; Plummer et al., 2003) permettent de déterminer les formes et distributions glaciaires pour un large éventail de conditions climatiques dans le cas d'un glacier à l'équilibre avec le climat. Ces modèles utilisent :

- (i) les données climatiques actuelles spatialisées (températures et précipitations) intégrées dans un modèle de type degré-jour ;
- (ii) un modèle d'écoulement de la glace simulant le flux de glace induit par le bilan de masse annuel en tout point du glacier le long des lignes d'écoulement.

En tenant compte du fait que l'écoulement de glace modélisé est fonction des conditions climatiques, le modèle permet à l'utilisateur de moduler les conditions d'ablation et d'accumulation pour faire correspondre le glacier reconstitué aux marqueurs géomorphologiques relevés sur le terrain (moraines latérales et frontales du paléoenlacement). Les conditions limites du modèle sont généralement déterminées par la longueur du glacier, la position de la LEG, et l'épaisseur du glacier le long de la ligne d'écoulement principal (Fig. 2.15 et 2.16).

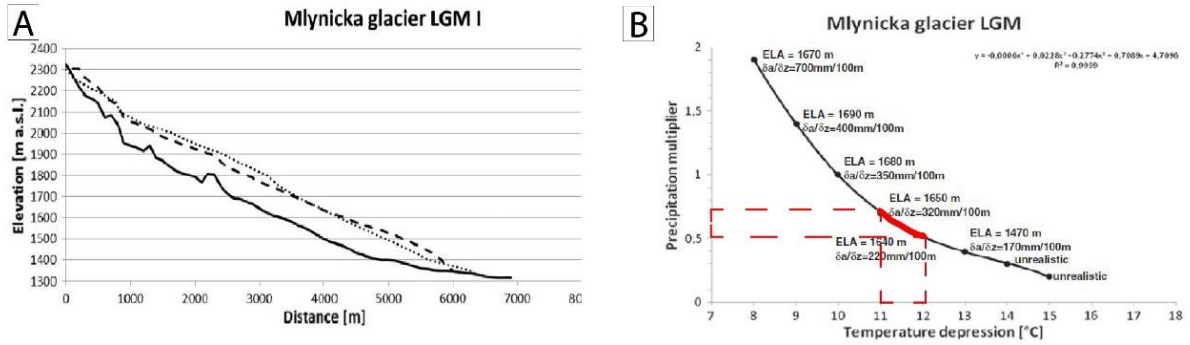


Figure 2.15 : Modélisation glaciaire pour le glacier de Mlynicka situé dans les montagnes de Tatras. (A) Profil d'épaisseur réel du glacier et profil d'épaisseur modélisé. (B) Couples précipitations-températures, altitude de LEG, et gradient d'ablation permettant de modéliser l'emprise du glacier. Les lignes rouges pointillées représentent les couples précipitations-températures retenus pour la reconstitution paléoclimatique sur la base des marqueurs géomorphologiques relevés sur le terrain. D'après Makos et al. (2014) modifié.

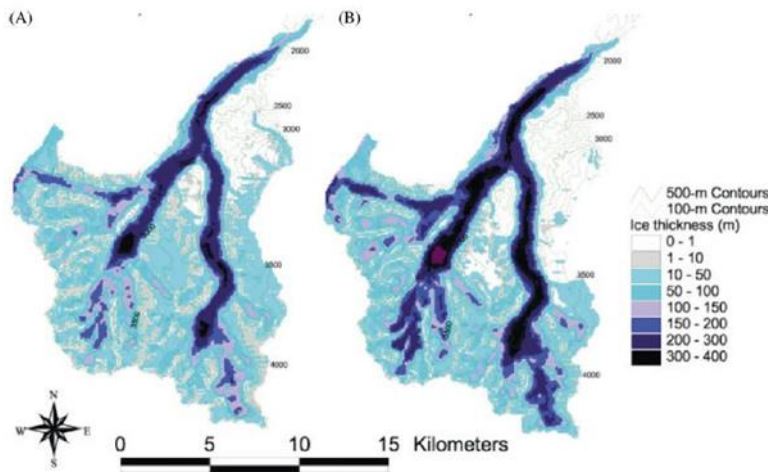


Figure 2.16 : Modélisation glaciaire du glacier de Bishop Creek (Californie) pour deux régimes climatiques différents. (A) Modélisation pour une dépression de température de 6 °C et une augmentation des précipitations de 10 %. (B) Modélisation pour une dépression de 1 °C et une augmentation des précipitations de 500 %. Bien que le terminus du glacier dans chacune de ces simulations soit essentiellement le même, il existe plusieurs différences intéressantes dans le schéma général de distribution de la glace. Les taux d'accumulation et d'ablation sont plus élevés dans la simulation la plus humide et le flux à travers le glacier apparaît donc considérablement plus important. La zone d'accumulation dans la simulation plus humide s'avère toutefois nettement plus petite, car le gradient de bilan massique plus pentu concentre l'accumulation en altitude. La simulation du climat plus froid présente un gradient de masse glaciaire plus doux et la zone d'accumulation s'étend de des altitudes plus basses. D'après Plummer et al. (2002).

Dans cette thèse, nous nous sommes basés sur le modèle Matlab développé par Harper et Humphrey (2003). En effet l'approche proposée dans ce modèle apparaît double, elle permet :

- (i) à travers un modèle de bilan massique simple, d'observer la dynamique des langues de glace à larges échelles (à l'échelle de plusieurs vallées) ;
- (ii) à travers un modèle complexe, d'observer la dynamique des glaciers individuels.

Ce modèle est décrit en détail dans la section suivante.

2.5. Le modèle de Harper et Humphrey

L'application Matlab de Harper et Humphrey a été à l'origine développée pour étudier l'impact des précipitations sur les flux de neige et de glace des glaciers du massif de l'Annapurna (Harper and Humphrey, 2003). Le principe de base du modèle correspond au fait de suivre l'accumulation, l'ablation, et le transport de neige et de glace le long des topographies étudiées. Dans cette thèse, l'approche a consisté à simuler des paléobilans de masse en surface en faisant varier différents paramètres climatiques, comme les précipitations et la température. Ce paléobilan de masse combiné à un automate cellulaire permet ensuite, en se fondant sur la topographie du lit rocheux (modélisée sous la forme d'un MNT), de reconstituer une paléoextension dont la morphologie correspond à celle relevée sur le terrain à travers la cartographie des dépôts de marge glaciaire.

2.5.1. Modélisation du bilan de masse de surface

Le bilan de masse de surface actuel est modélisé dans le modèle sur la base de l'équation suivante :

$$mb = ac - ab \quad (2.7)$$

où *ac* et *ab* représentent respectivement l'accumulation de neige et l'ablation de glace et de neige.

L'accumulation de neige (P_{snow}) est calculée en fonction des précipitations cumulées mensuelles (PCM), d'une température limite pluie-neige (ici 0 °C), des moyennes mensuelles de températures (MMT) et de leur écart-type.

L'ablation est modélisée à l'aide d'une approche dite « degré-jour » (*positive degree day*) qui établit une relation entre la somme des températures positives de l'air (T^+) (en °C-jours), et la quantité de fonte correspondant au facteur de degré-jour, (DDF, pour *Degree Day Factor*) (exprimée en mm d'eau équivalente °C⁻¹-jour⁻¹) (Braithwaite, 1995, 2008). Sur ces bases, le bilan de masse peut être reformulé selon l'équation suivante :

$$mb = P_{snow} - T^t \times DDF \quad (2.8)$$

Le modèle doit ensuite être calibré à partir d'observations glaciologiques et climatiques actuelles réalisées à l'échelle régionale.

2.5.2. Calibration du modèle à partir des données glaciologiques issues du glacier d'Ossoue

Le glacier d'Ossoue (42°61' N ; 1°44' E) a fait l'objet d'un suivi de son bilan de masse entre 2001 et 2016 (Annexe A) par l'association Moraine (René, 2014). Les données glaciologiques d'accumulation et d'ablation qui permettent de calculer le bilan de masse annuel sont obtenues au niveau de huit balises glaciologiques positionnées entre 2 860 m et 3 160 m (Fig. 2.17 et Tabl. 2.2). Pour mesurer la pertinence du modèle de bilan de masse de surface utilisé dans ce travail, nous avons comparé le bilan de masse modélisé à partir des données climatiques actuelles avec les valeurs empiriques de bilan de masse de surface mesurées sur le glacier d'Ossoue.

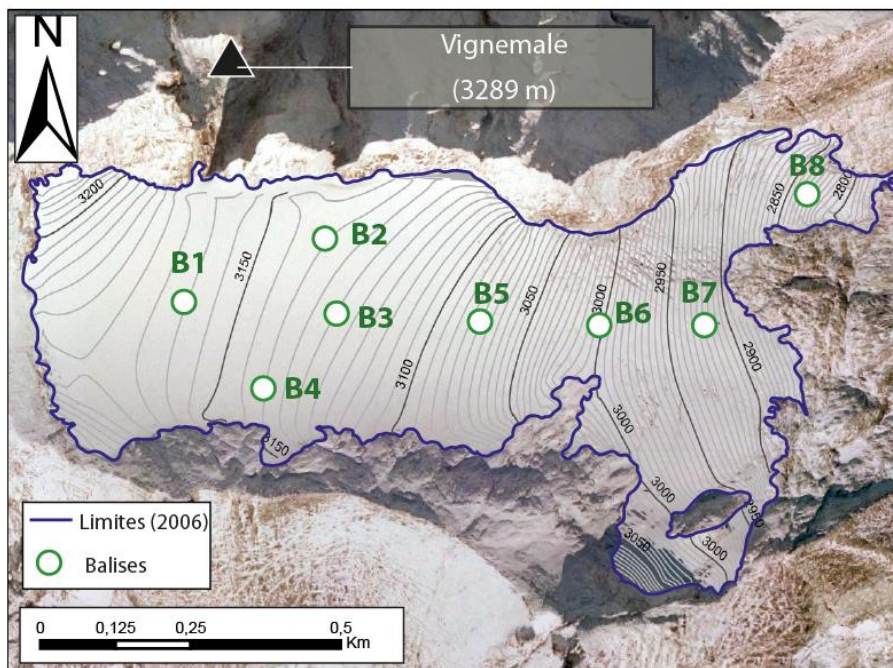


Figure 2.17 : Position des balises glaciologiques sur le glacier d'Ossoue

2.5.2.1. Données utilisées en entrée pour modéliser le bilan de masse de surface du glacier d'Ossoue

*Choix des MMT et des PCM

Le bilan de masse de surface actuel du glacier d'Ossoue a été modélisé à l'aide des données climatiques acquises entre 1992 et 2011 à la station météorologique de Gavarnie (située à 1 380 m d'altitude et à 11 km du glacier d'Ossoue, Tabl. 2.1).

Tableau 2.I : Données climatiques entrantes utilisées pour la modélisation du bilan de masse de surface du glacier d'Ossoue

Mois	J	F	M	A	M	J	JJ	A	S	O	N	D
MMT (°C)	0,6	0,2	3,8	6,2	9,74	13,9	15,6	15,3	12,2	9,9	3,7	0,5
Écart-type des températures	1,5	2,6	1,8	1,8	1,2	1,8	1,4	1,3	1,3	2,1	2,3	1,7
PCM (mm)	92	87	116	137	148	121	95	106	109	191	174	105

***Choix du gradient thermique altitudinal**

Un gradient thermique altitudinal de $5,2 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot 1000^{-1}$ a été utilisé pour modéliser le glacier d'Ossoue. Cette valeur provient d'une étude menée par Navarro-Serrano et al. (2018) sur la variabilité des gradients thermiques altitudinaux dans les Pyrénées en fonction de l'orientation des bassins versants. Cette étude a en effet montré que le gradient thermique vertical s'élève à $5,2 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot 1000^{-1}$ dans le cas des bassins versants orientés à l'est.

***Choix du gradient pluviométrique altitudinal**

Des études menées par Marti et al. (2015), Marti (2016) et Jomelli et al. (2020) ont montré que les PCM au niveau du glacier d'Ossoue (2 800 m d'altitude) apparaissent 2,8 fois plus importantes qu'au niveau de la station météorologique de Gavarnie (1 380 m d'altitude) en raison des effets orographiques locaux sur les précipitations et de la redistribution de la neige par le vent et les avalanches. Sur ces bases, le gradient pluviométrique altitudinal utilisé pour modéliser le glacier d'Ossoue s'élève à $187 \text{ mm} \cdot 100^{-1}$. Il a été calculé à partir de l'équation suivante :

$$P(i, :) = P(ref) \times \left(1 + 1,8 \times \frac{Z(i, :) - 1380}{2800 - 1380} \right) \quad (2.9)$$

Où $P(ref)$ correspond aux valeurs de PCM de références mesurées à 1 380 m au niveau de la station de Gavarnie, et $P(i, :)$ les valeurs de PCM extrapolées à une altitude donnée $Z(i, :)$

***Choix des degree day factor (DDF)**

Enfin, les valeurs de DDF utilisées pour la calibration s'élèvent à 3,0 mm w.e.°C⁻¹.day⁻¹ pour la neige, et à 6,1 mm w.e.°C⁻¹.day⁻¹ pour la glace, sur la base de données glaciologiques enregistrées pour les glaciers des Alpes occidentales françaises (Six et Vincent, 2014).

2.5.2.2. Confrontation du bilan de masse modélisé aux mesures glaciologiques in situ

Les valeurs de bilan de masse de surface et de ligne d'équilibre glaciaire modélisées ont ensuite été comparées avec les bilans de masse de surface mesurés empiriquement entre 2001 et 2016 (Tabl. 2.2 et Fig. 2.18). L'altitude de LEG obtenue en sortie (3 284 m) s'avère proche de celle mesurée sur le terrain (3 190 m). Les gradients de masse apparaissent également tout à fait similaires avec des valeurs de 0,74 m.a⁻¹.100⁻¹ m pour la modélisation et de 0,68 m.a⁻¹.100⁻¹ m pour la réalité. La figure 2.18 montre la corrélation entre les bilans de masse de surface mesuré et calculé. Le coefficient de corrélation de Pearson *r* entre la simulation et les données empiriques s'élève à 0,86, et le coefficient de détermination *R*² à 0,75. Dans l'ensemble, le modèle a donc démontré une bonne aptitude à simuler les processus de bilan de masse du glacier d'Ossoue.

Tableau 2.2 : Bilan de masse de surface en différents points du glacier d'Ossoue (mesures glaciologiques entre 2001 et 2016)

Balise	Longitude x ¹ (DMS)	Latitude y ¹ (DMS)	Altitude (m)	Bilan de masse mesuré (m.w.e.a ⁻¹)	Bilan de masse modélisé (m.w.e.a ⁻¹)
B1	00°08'53,3'' O	42°46'15,7'' N	3 160	-0,94	-0,89
B2	00°08'40,2'' O	42°46'20,2'' N	3 140	-0,86	-0,66
B3	00°08'40,2'' O	42°46'15,7'' N	3 130	-1,79	-0,75
B4	00°08'40,2'' O	42°46'11,7'' N	3 140	-1,32	-0,66
B5	00°08'27,2'' O	42°46'15,7'' N	3 080	-1,87	-1,58
B6	00°08'15,7'' O	42°46'14,7'' N	3 000	-0,83	-1,82
B7	00°08'07,4'' O	42°46'14,2'' N	2 920	-2,44	-2,44
B8	00°08'06,5'' O	42°46'23,0'' N	2 860	-2,45	-2,92

¹Système de référence WGS84

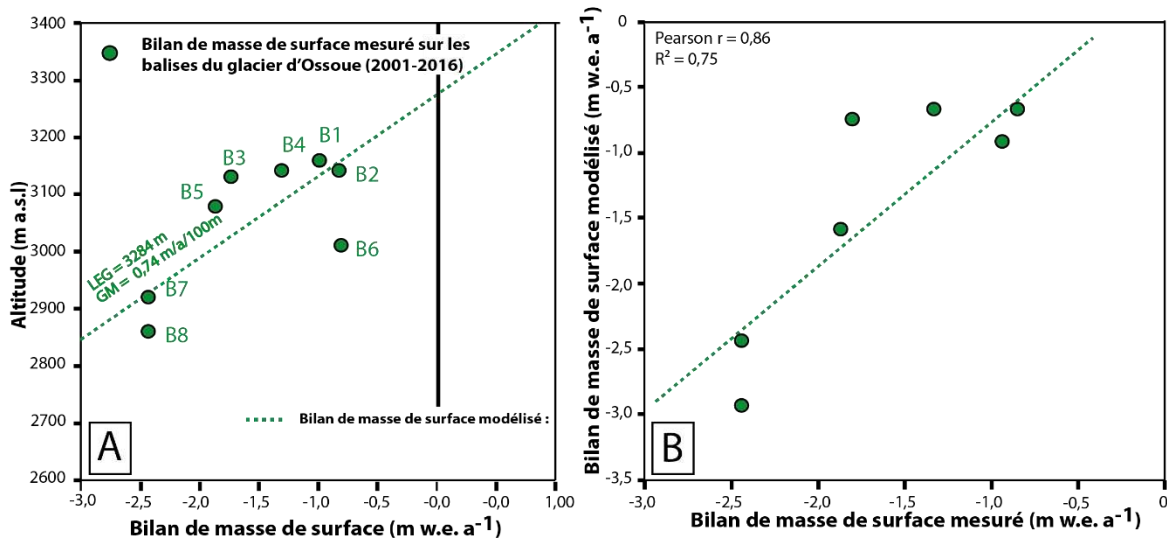


Figure 2.18 : Modélisation du bilan de masse de surface du glacier d'Ossoue. (A) Bilan de masse de surface mesuré et bilan de masse modélisé. (B) Corrélation de Pearson entre les bilans de masse de surface modélisé et mesuré.

2.5.3. Calibration du modèle à partir des données glaciologiques issues du glacier de Maladeta

Le haut massif de Maladeta-Aneto constitue l'un des massifs les plus englacés des Pyrénées (96 ha de glace en 2016) avec la présence, notamment, du glacier de l'Aneto, le plus important des Pyrénées en matière de superficie (56 ha de glace en 2016). Ce secteur représente donc l'endroit idéal pour tester et vérifier le bon fonctionnement du modèle de bilan de masse de surface. La calibration des paramètres d'ablation et d'accumulation a été effectuée à partir des données glaciologiques disponibles sur le glacier Maladeta ($42^{\circ}38'59''\ N$; $0^{\circ}38'21''\ E$). En effet, le bilan de masse glaciologique annuel (analyse d'accumulation en période hivernale et d'ablation en période estivale) de celui-ci fait l'objet, depuis 2011, d'un suivi régulier réalisé par le bureau hydrographique de l'Ebre (Annexe B). Les valeurs de bilan de masse sont mesurées à travers sept stations réparties entre 2 850 m et 3 150 m d'altitude (Fig. 2.19).

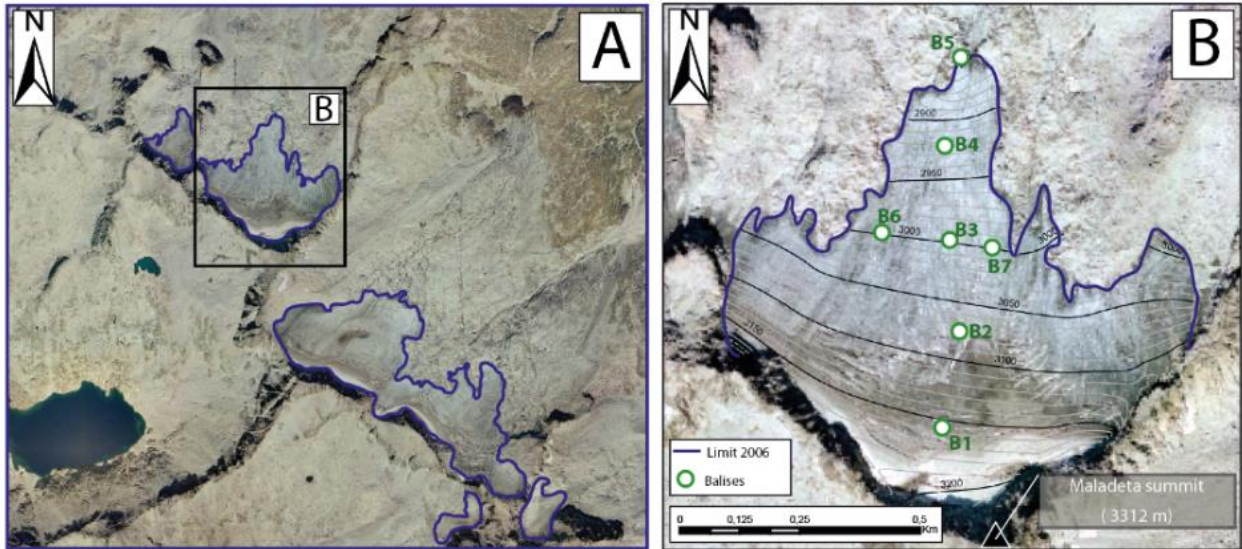


Figure 2.19 : Englacement du haut massif Aneto-Maladeta. (A) Localisation du glacier de Maladeta. (B) Position des balises glaciologiques.

2.5.3.1. Données utilisées en entrée pour la modélisation du bilan de masse de surface du glacier de Maladeta

***Données climatiques issues des stations météorologiques locales**

La simulation des processus d’ablations et d’accumulation et, *in fine*, la modélisation du bilan de masse de surface actuel ont été réalisées à partir de données de précipitations et de températures mesurées autour de la zone d’étude. Les valeurs des moyennes mensuelles de températures (MMT), écarts-types et précipitations cumulées mensuelles (PMC) ont été déterminées à partir des mesures effectuées au niveau de six stations météorologiques présentes dans la vallée de Benasque et la zone de piémont de la vallée Noguera Ribagorzana (Tabl. 2.3 et Fig. 2.20). Ces données climatologiques fournies par le département Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) couvrent une période temporelle comprise entre 1960 et 2015.

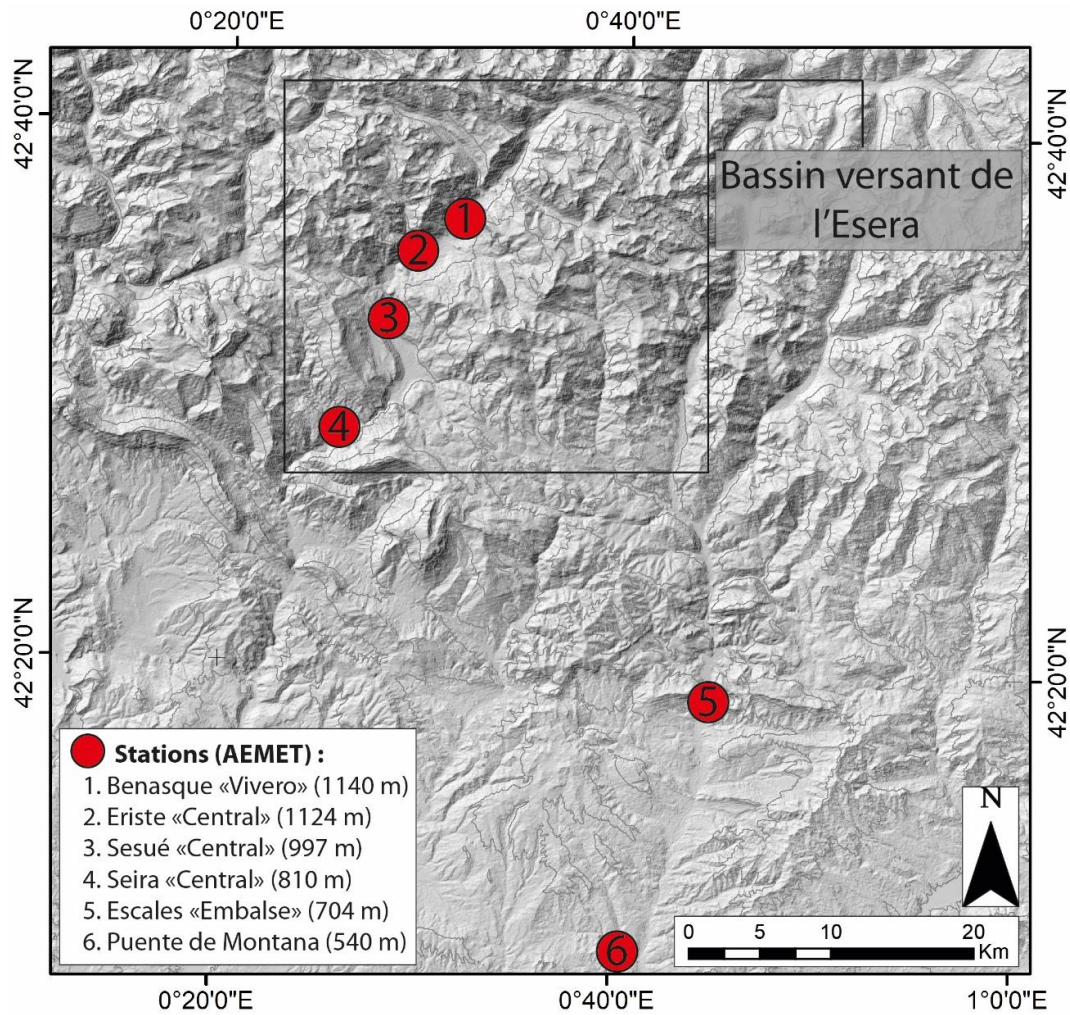


Figure 2.20 : Emplacement des stations météorologiques (AEMET)

Tableau 2.3 : Données météorologiques de températures et précipitations fournies par l'AEMET

		Précipitations (mm)												
Station	Altitude (m)	J	F	M	A	M	J	JJ	A	S	O	N	D	Annuelles
Benasque « Vivero »	1 140	65,4	70,4	65,3	110,0	134,7	98,8	87,5	89,7	93,80	102,1	139,4	86,9	1 144,0
Eriste « central »	1 124	85,7	73,2	65,0	112,2	117,6	95,5	75,2	77,5	92,00	90,7	117,5	108,1	1 110,2
Sesué « central »	997	71,6	60,6	56,3	94,8	111,1	99,5	67,8	74,1	84,5	86	112,4	85,7	1 004,4
Seira « central »	810	76,7	63,5	62,5	108,2	128,0	108,0	75,5	94,7	88,00	86,1	109,5	95,4	1 096,1
Sopeira Escales « Embalse »	704	32,7	34,9	36,2	68,6	76,9	82,0	44,4	52,2	67,90	50,8	61,0	45,6	653,2
Puente de Montanana	540	36,5	34,6	37,6	56,9	74,4	65,7	36,1	48,9	51,10	47,1	57,3	42,9	589,1

		Températures (°C)												
Station	Altitude (m)	J	F	M	A	M	J	JJ	A	S	O	N	D	Annuelles
Benasque « Vivero »	1 140	1,00	1,87	4,43	6,6	11,5	15,0	18,9	18,2	15,7	10,4	5,1	2,1	9,26
Sesué « central »	997	1,12	2,31	4,57	7,0	11,0	15,1	18,4	17,7	14,7	9,8	4,7	1,7	9,03
Seira « central »	810	0,08	1,86	4,25	7,2	10,8	14,9	18,4	17,5	14,4	9,4	3,9	0,7	8,63
Sopeira Escales « Embalse »	704	3,87	5,29	7,62	9,9	13,6	18,0	21,8	21,3	18,4	13,5	7,9	4,3	12,15
Puente de Montanana	540	2,71	4,41	7,21	11,1	15,0	19,6	22,9	22,3	18,9	13,2	7,1	3,5	12,36

En amont de la station de Benasque, les données climatiques font défaut. Une station météorologique automatique installée sur le glacier Aneto à 3 050 m d'altitude par le département de géographie de l'université de Saragosse (Cancer Pomar et al., 2006) ne couvre qu'une période très réduite, comprise entre le 10 octobre 2004 et le 14 janvier 2005. Les données enregistrées par cette station montrent des minimas de températures proches de -20 °C avec des températures maximales ne dépassant pas les -5 °C . Le gradient de température calculé par les auteurs entre le glacier d'Aneto et les stations situées plus bas dans la vallée est compris entre $0,52\text{ °C.100 m}^{-1}$ et $0,36\text{ °C.100 m}^{-1}$.

Les données climatiques (MMT et PCM) acquises à partir des stations météorologiques de l'AEMET (Fig. 2.20 et Tabl. 2.4) n'apparaissant pas facilement extrapolables à la haute vallée et à la zone des cirques, les données climatiques utilisées dans ce secteur pour contraindre les valeurs de MMT et PCM proviennent de l'Atlas Climatique Digital Pyrénéen (ACDP) élaboré par Batalla et al. (2018).

Tableau 2.4 : MMT et PCM mesurées aux stations météorologiques de l'AEMET

Station	Longitude x (DD) ¹	Latitude y (DD) ¹	Altitude (m)	Températures moyennes annuelles (°C)	Précipitations cumulées annuelles (mm)
Benasque « Vivero »	0,524	42,607	1 140	9,26	1 144
Eriste « central »	0,491	42,588	1 124	No Data	1 110
Sesué « central »	0,468	42,545	997	9,03	1 004
Seira « central »	0,428	42,478	810	8,63	1 096
Puente de Montanana	0,676	42,160	540	12,36	589
Sopeira Escalas « Embalse »	0,746	42,316	704	12,15	653

¹Système de référence WGS84

***Données climatiques issues de l'ACDP**

L'ACDP est établi sur une compilation des données climatiques obtenues dans 400 stations météorologiques des Pyrénées normalisées sur une période comprise entre 1950 et 2012. Ce modèle restitue la variabilité spatiale des données climatiques à haute résolution (30 m) et tenant compte des effets de la topographie locale.

La figure 2.21 montre que les données climatiques fournies par l'ACDP s'avèrent d'excellente qualité sur l'ensemble de la zone d'étude, puisque les coefficients de corrélation de Bravais-Pearson (r) calculés entre les données de l'ACDP et celles issues des six stations météorologiques de l'AEMET sont proches de 1 pour les températures du mois le plus chaud ($r = 0,94$), du mois le plus froid ($r = 0,94$) et pour les températures moyennes annuelles ($r = 0,98$). Les résultats du test pour les précipitations apparaissent inférieurs, mais restent de bonne

qualité ($r = 0,92$ pour les précipitations estivales, $r = 0,88$ pour les précipitations hivernales et $r = 0,93$ pour les précipitations totales annuelles).

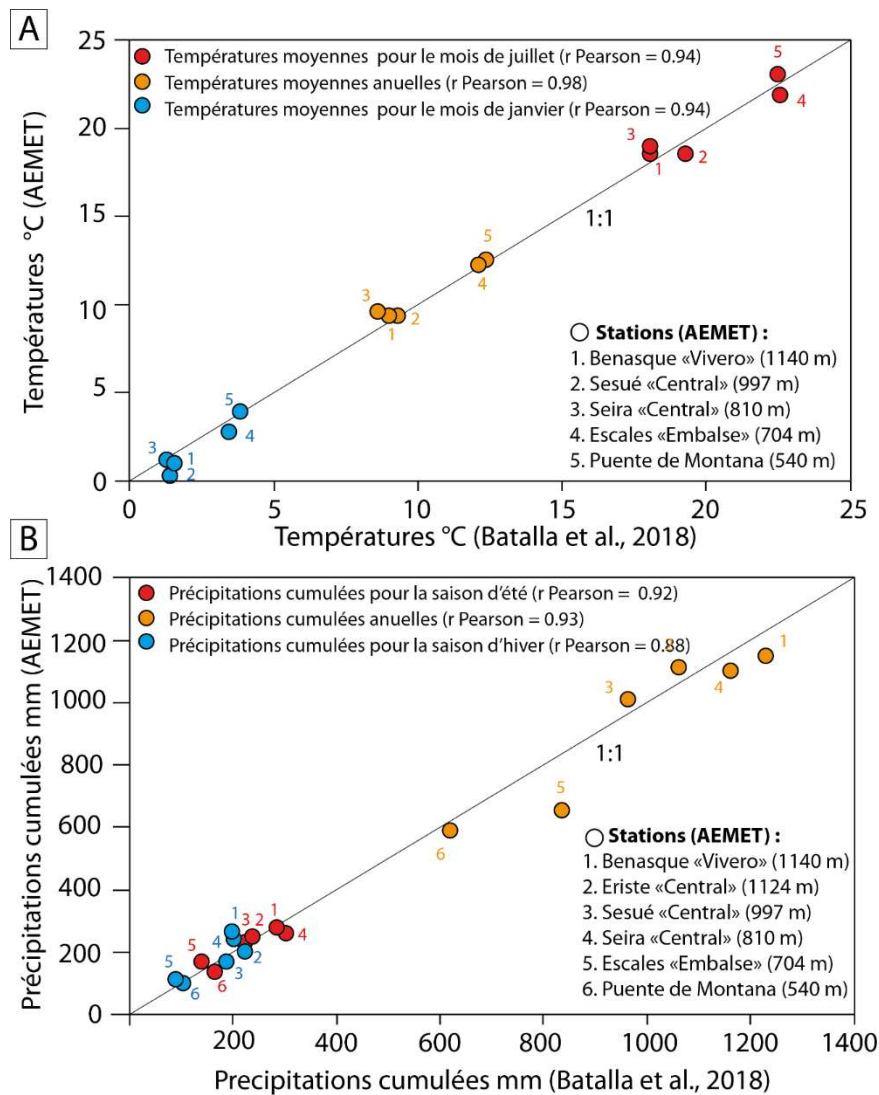


Figure 2.2I : Comparaison entre les données climatiques issues de l'AEMET et de l'ACDP. (A) Comparaison des données de températures. (B) Comparaison des données de précipitations.

Un second test statistique de Bravais-Pearson a été appliqué indépendamment à chaque jeu de données afin de déterminer le coefficient de corrélation r entre les variables de précipitations et de températures, et l'altitude (Fig. 2.22). La distribution des températures en fonction de l'altitude suit globalement la même tendance, quelle que soit la base de données mobilisée (stations météorologiques de l'AEMET ou ACDP). Les régressions linéaires permettent de calculer des gradients altitudinaux de températures de $0,59 \text{ C}^\circ \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ pour les données AEMET et de $0,57 \text{ C}^\circ \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ pour celles provenant de l'ACDP. Le coefficient r calculé ressort

cependant nettement supérieur pour les données de l'ACDP, avec une valeur de 0,98, contre 0,77 pour les données mesurées dans les stations de l'AEMET.

Concernant les précipitations, entre 500 et 1 000 m d'altitude, les deux jeux de données suivent globalement la même tendance, avec de forts gradients de précipitation supérieurs à 80 mm/an. Cependant, les données de précipitations spatialisées de l'ACDP apportent une information supplémentaire et indiquent que le gradient altitudinal de précipitations diminue dès l'entrée dans la vallée de Benasque pour s'établir à une valeur de $48 \text{ mm} \cdot 100^{-1}$ jusqu'au haut sommet. Ici encore, les données ACDP apparaissent mieux corrélées avec l'altitude que celles de l'AEMET, avec un coefficient r de 0,91 pour le premier contre 0,87 pour le second.

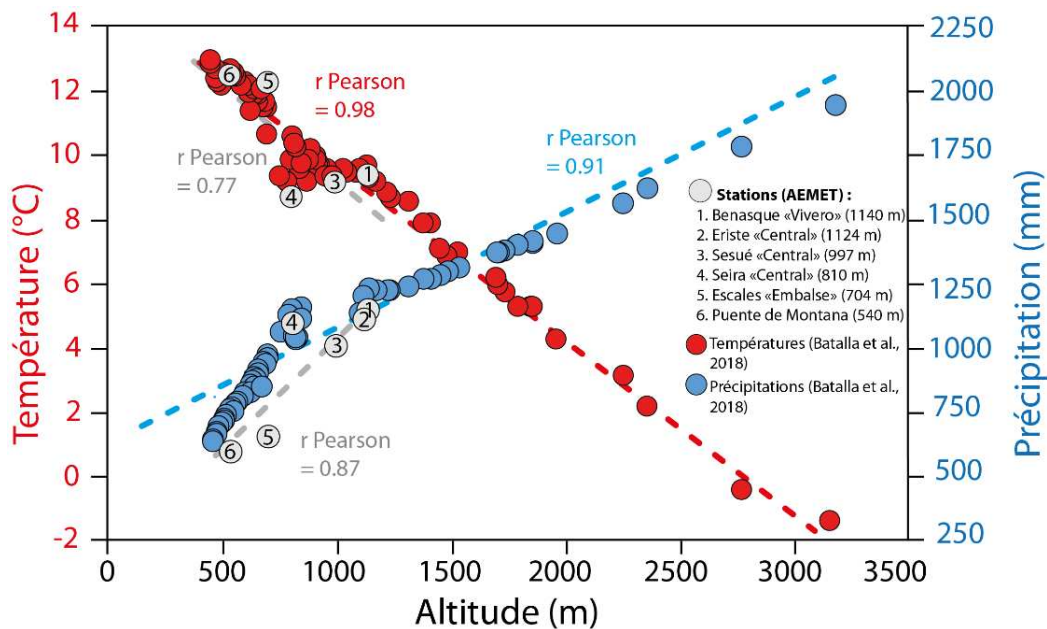


Figure 2.22 : Spatialisation des données de précipitations et de températures issues de l'ACDP

***À propos des gradients thermiques et pluviométriques altitudinaux**

Le tableau 2.5 compare les gradients thermiques et pluviométriques obtenus pour la vallée de l'Esera (via les stations de l'AEMET et les données de l'ACDP, cf. supra) avec ceux mesurés dans d'autres secteurs des Pyrénées. Ce tableau de synthèse montre des valeurs très proches pour l'ensemble des gradients thermiques publiés, quels que soient le lieu et la méthode de calcul. Concernant les gradients pluviométriques, il convient de noter que seule la valeur issue de l'ACDP ($48 \text{ mm} \cdot 100^{-1}$) s'avère proche de celle obtenue pour l'ensemble des Pyrénées ($46 \text{ mm} \cdot 100^{-1}$, López-Moreno, 2006). Ces données permettent par ailleurs de situer

l'isotherme 0 °C actuel entre 2 700 et 2 800 m d'altitude, soit des valeurs proches de celles calculées par Del Barrio et al. (1990) et par Feuillet (2010) qui situent respectivement l'isotherme 0 °C à 2 750 et 2 650 m d'altitude.

Tableau 2.5 : Synthèse des gradients thermiques et pluviométriques calculés dans les Pyrénées

Zone d'étude	Esera	Esera	Pyrénées	Haut Aragon	Esera	Pyrénées	Esera
Références	(AEMET)	(Batalla et al., 2018)	(López-Moreno, 2006),	(García-Ruiz et al., 1985)	(Chueca et al., 2007)	(Navarro-Serrano et al., 2018)	(Cancer Pomar et al., 2006)
Températures (°C.100 m ⁻¹)	0,59	0,57	0,63	0,60	0,60	0,52	0,36-0,52
Précipitations (mm.100 ⁻¹)	90	48	46	No Data	No Data	No Data	No Data

****Des données climatiques (MMT, PCM) retenues en entrée pour la modélisation du bilan de masse de surface du glacier de Maladeta***

Les données MMT et PCM utilisées pour la modélisation du glacier de Maladeta sont reportées dans le tableau 2.6. Pour obtenir ces valeurs, nous sommes basés sur les données empiriques mesurées dans la station météorologique la plus élevée de la zone d'étude (Benasque, 1 140 m). Ces valeurs ont ensuite été extrapolées verticalement en utilisant les gradients thermiques et pluviométriques altitudinaux issus de l'ACDP, à savoir 0,57 °C.100 m⁻¹ et 48 mm.100⁻¹. En effet, les coefficients de corrélations calculés précédemment ont montré que les données climatiques issues de l'ADCP sont représentatives de la variabilité verticale du climat vers les hautes vallées.

Tableau 2.6 : Données climatiques entrantes utilisées pour la modélisation du bilan de masse de surface du glacier de Maladeta

Climat actuel (1 140 m)	Mois											
	J	F	M	A	M	J	JJ	A	S	O	N	D
MMT (°C)	1,00	1,87	4,43	6,68	11,51	15,07	18,90	18,22	15,75	10,41	5,14	2,18
Standard deviation	0,70	1,28	1,52	1,41	1,82	1,22	1,44	1,20	1,36	1,28	1,04	0,99
PCM (mm)	65,4	70,4	65,3	110	134,7	98,8	87,5	89,7	93,8	102,1	139,4	86,9

****Choix des degree day factor (DDF)***

Les facteurs de fonte utilisés découlent des mesures glaciologiques effectuées sur des glaciers des Alpes de l'ouest, 3,0 mm eq. water °C⁻¹ day⁻¹ pour la neige, et 6,1 mm eq. water °C⁻¹ day⁻¹ pour la glace (Six and Vincent, 2014).

2.5.3.2. Confrontation du bilan de masse modélisé aux mesures glaciologiques in situ

Les valeurs du bilan de masse de surface et l'altitude de ligne d'équilibre glaciaire obtenues en sortie par le modèle ont ensuite été comparées avec les mesures empiriques obtenues entre 2011 et 2017. Les résultats de la modélisation montrent que le gradient de précipitation utilisé (cf. supra) est largement sous-estimé et doit être multiplié par un facteur de 3,0 entre la station de Benasque (1 140 m) et la surface du glacier (3 200 m) pour rendre compte des effets orographiques locaux et de la redistribution de la neige par le vent et les avalanches. Il a été calculé à partir de l'équation suivante :

$$P(i, :) = P(ref) \times \left(1 + 1,8 \times \frac{Z(i, :) - 1140}{3200 - 1140} \right) \quad (2.10)$$

où $P(ref)$ correspond aux valeurs de PCM de références mesurées à 1 140 m au niveau de la station de Bénasque, et $P(i, :)$ les valeurs de PCM extrapolées à une altitude donnée $Z(i, :)$.

Sur ces bases, la ligne d'équilibre glaciaire obtenue en sortie de 2 243 m apparaît comparable aux mesures qui donnent une LEG située au-delà de 3 200 m d'altitude. Les gradients de bilan de masse s'avèrent aussi tout à fait similaires avec des valeurs de $0,66 \text{ m yr}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ pour la modélisation et $0,74 \text{ m yr}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ pour la réalité. La figure 2.23 montre la corrélation entre les bilans de masse mesuré et modélisé. Le coefficient de corrélation r entre la simulation et les données empiriques s'élève à 0,97 et le coefficient de détermination R^2 à 0,94. Dans l'ensemble, le modèle a donc démontré une bonne aptitude à simuler les processus de bilan de masse du glacier de Maladeta.

Tableau 2.7 : Position des balises glaciologiques sur le glacier de Maladeta et bilan de masse

Balise	Longitude x ¹ (D,D)	Latitude y ¹ (D,D)	Altitude (m)	Bilan de masse mesuré (m.w.e.a ⁻¹)	Bilan de masse modélisé (m.w.e.a ⁻¹)
B1	0,639	42,647	3 150	-0,177	-0,52
B2	0,639	42,648	3 100	-0,956	-0,79
B3	0,639	42,649	3 000	-1,489	-1,36
B4	0,638	42,651	3 000	-1,489	-1,36
B5	0,639	42,652	3 000	-1,489	-1,36
B6	0,638	42,649	2 900	-1,979	-2,1
B7	0,640	42,649	2 850	-2,407	-2,5

¹Système de référence WGS84

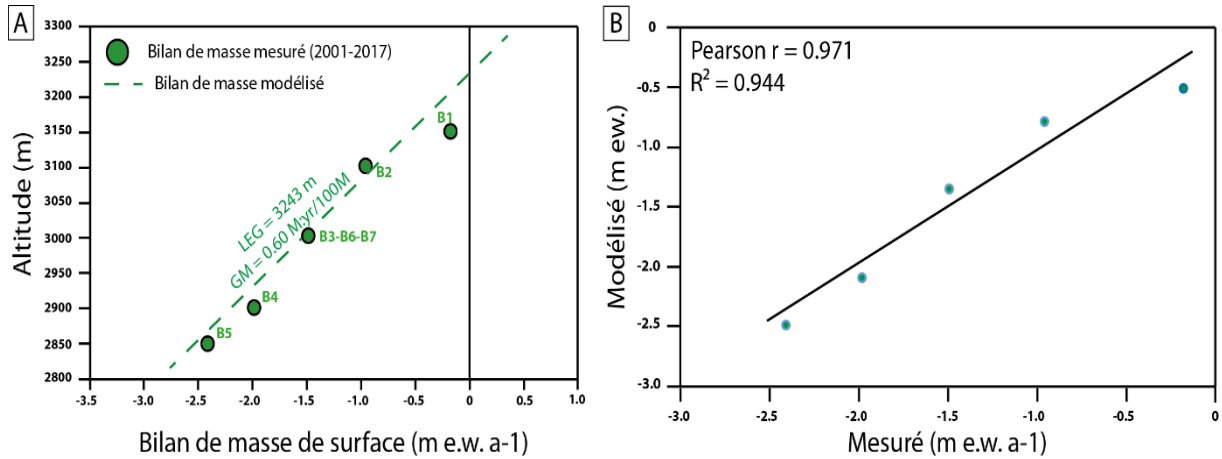


Figure 2.23 : Modélisation du bilan de masse de surface du glacier de Maladeta. (A) Bilans de masse de surface mesurés et modélisés. (B) Corrélation de Pearson entre les bilans de masse de surface modélisés et mesurés.

2.5.4. Modélisation de l'écoulement glaciaire et détermination des paléotempératures et des paléoprécipitations

2.5.4.1 Principe du modèle d'écoulement

Le bilan de masse de surface modélisé (cf. supra) a été intégré dans un modèle d'écoulement glaciaire 2-D permettant de simuler le développement du glacier sur le MNT d'un bassin versant donné. Le modèle subdivise en premier lieu le MNT en un réseau de cellules hexagonales avec un espace optimal compris entre 100 et 200 mètres entre chaque cellule (Fig. 2.24). Dans chaque cellule de la grille, la glace se déplace de manière synchrone à des pas de temps constants afin de maintenir la contrainte de cisaillement basal du glacier étudié (cf. section 3.5.1). Pour ce faire, le modèle calcule la quantité de glace et de neige (en mm équivalent eau) ajoutée à ou retirée de chaque cellule de la grille selon trois processus :

- (i) la chute de neige et la fonte de la neige ou de la glace régies par les paramètres de l'ablation et de l'accumulation de l'équation 2.7 ;
- (ii) les avalanches de neige ou de glace qui proviennent de l'angle supérieur du réseau de cellules hexagonales et se propagent selon une pente de 35° ;
- (iii) par le fluage viscoplastique et le glissement basal du glacier.

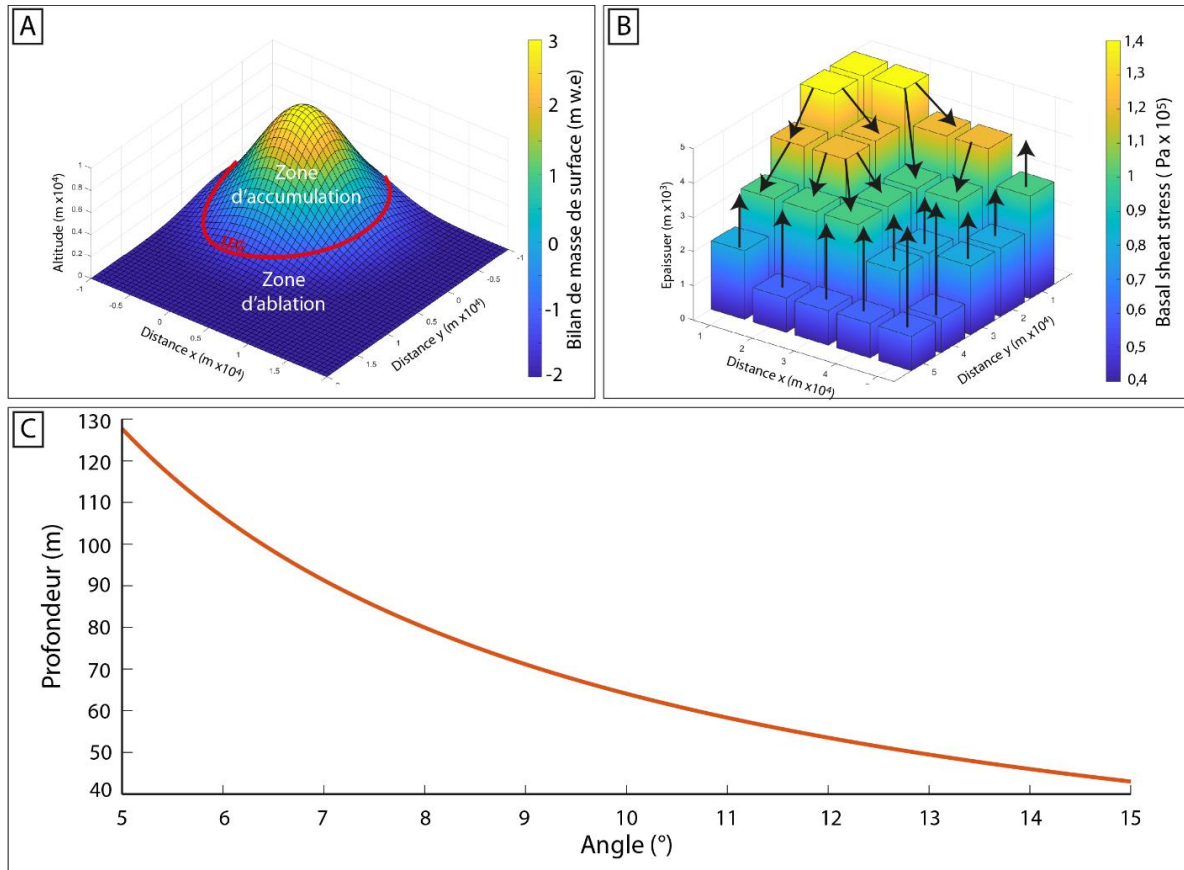


Figure 2.24 : Illustration du fonctionnement de l'application d'Harper et Humphrey. (A) Modélisation du bilan de masse. (B) Modélisation de l'écoulement glaciaire. L'écoulement est réglé pour limiter la contrainte de cisaillement basal (1 bar dans cet exemple). Lorsque la contrainte de glace dépasse 1 bar, l'excès de glace est déplacé vers la cellule suivante en aval. (C) Profondeur et pente de glace nécessaires pour maintenir une contrainte de cisaillement basal à 1 bar.

2.5.4.2. Acquisition des paléotempératures et des paléoprécipitations

À partir du bilan de masse actuel, plusieurs simulations sont lancées au pas de temps annuel en modulant les températures et les précipitations afin de générer un bilan de masse favorable au développement d'un glacier à l'équilibre avec le climat dont l'emprise spatiale sera comparable à celle des paléoenclacements identifiés sur le terrain à partir des dépôts de marge glaciaire (cf. section 2.1). Lorsque le glacier théorique a atteint l'emprise spatiale recherchée, le modèle propose en sortie une multitude de combinaisons précipitations-températures et gradient de masse de surface, chacune étant associée à une épaisseur de glace et à une ligne d'équilibre glaciaire. Le couple précipitations-températures retenu est celui qui correspond le mieux à la longueur, au profil d'épaisseur et à la ligne d'équilibre glaciaire réelle du paléoglacier (Fig. 2.25). Les incertitudes associées aux températures et aux précipitations reconstruites (ΔT ,

ΔP) sont calculées en faisant tourner le modèle de bilan de masse avec des valeurs d'entrée extrêmes de DDF provenant de divers glaciers tempérés du monde entier (Annexe C).

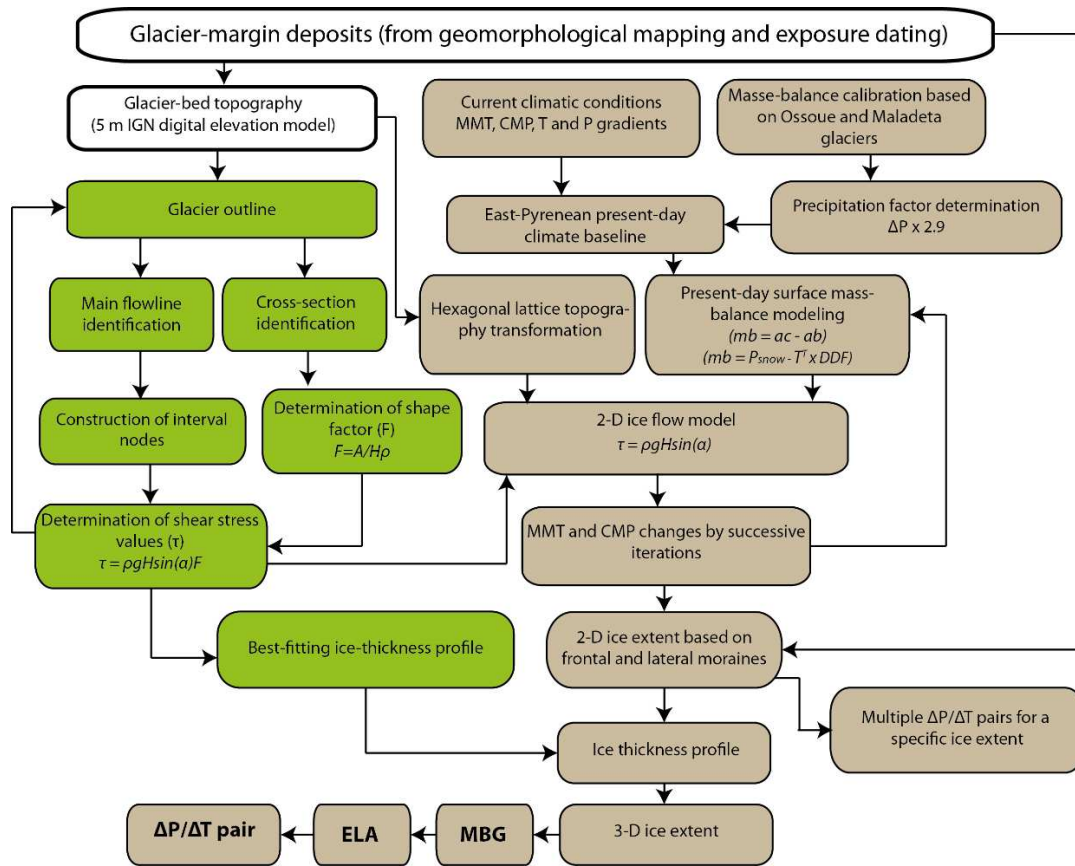


Figure 2.25 : Méthodologie de reconstitution des paléoclimats. Encadrés blancs : entrées de données de base communes à toutes les étapes. Encadrés verts : étapes impliquant la boîte à outils GlaRe ArcGis™ (Pellitero et al., 2016). Encadrés bruns : étapes impliquant l'outil Matlab Harper et Humphrey (2003).

2.6. Chronologie des fluctuations glaciaires par datation cosmogénique ^{10}Be et ^{36}Cl produits in situ

Les sections précédentes ont montré la manière dont la cartographie des formes et dépôts de marge glaciaire permet de délimiter l'emprise spatiale des stades d'englacement et donc la stratigraphie relative des fluctuations glaciaires à l'échelle d'un bassin versant ou d'un massif montagneux. Ces stades d'englacement peuvent également être datés de façon numérique à l'aide d'une ou plusieurs méthodes de géochronologie adaptées au type de matériaux et à la plage temporelle concernée. Les données chronologiques acquises dans le

cadre de cette thèse reposent sur la mesure de nucléides cosmogéniques produits *in situ*, dans les minéraux des roches de surface, à savoir le ^{10}Be et le ^{36}Cl qui sont produits respectivement dans le quartz et la calcite. Dans cette section, nous présentons dans un premier temps le principe de la méthode de datation par exposition des surfaces rocheuses au *Terrestrial in situ cosmogenic nuclides* (TCN) et la stratégie d'échantillonnage afférente. Dans un deuxième temps, nous détaillons les étapes du protocole analytique associé aux traitements chimiques et aux mesures physiques réalisées sur les échantillons.

2.6.1. Origine et formation des nucléides cosmogéniques produits in situ

La Terre et son atmosphère sont soumises en permanence au bombardement des particules issues du rayonnement cosmique primaire et secondaire. Le rayonnement cosmique primaire est composé à 99 % de particules chargées positivement (86 % de protons p et 12 % de noyaux d'hélium α) et, pour 1 %, de noyaux lourds (positrons et autres particules subatomiques) et d'électrons (Dunai, 2010). Ces particules cosmiques primaires voyagent dans l'espace à une vitesse proche de celle de la lumière. Les plus énergétiques d'entre elles (10^6 à 10^{20} électronvolts – eV) résultent d'ondes de choc liées à l'explosion de supernovæ situées à l'intérieur et à l'extérieur de notre galaxie ; leur taux de production s'avère constant depuis 10 Ma (Leya et al., 2000). Les moins énergétiques d'entre elles (10^3 à 10^6 eV) proviennent d'éruptions se produisant à la surface de notre soleil (Masarik & Reedy, 1995) ; leur taux de production apparaît plus instable au cours du temps, du fait de la variabilité temporelle des cycles d'activité solaire.

L'interaction entre les particules cosmiques primaires et les atomes qui constituent l'atmosphère terrestre (O, N, Ar) produit un flux de particules cosmiques secondaires (Fig. 2.26 ; Gosse & Philips, 2001 ; Niedermann, 2002 ; Siame et al., 2000 ; Dunai, 2010 ; Dunai & Lifton, 2014) au sein duquel trois principales composantes peuvent être individualisées : (i) nucléonique (protons p , neutrons n , particules α) produite essentiellement par spallation, (ii) mésonique (pions π et muons μ), et (iii) électromagnétique (rayons gamma γ , électrons e^- , et positrons e^+). La spallation correspond à une réaction nucléaire au cours de laquelle une particule incidente possède suffisamment d'énergie pour pénétrer un noyau atomique cible et, du fait de la violence de l'impact, éjecter une partie des protons et neutrons qui le constituent. Les nucléons produits par cette spallation induisent à leur tour d'autres réactions de spallation dans d'autres nucléides cibles produisant alors une cascade de réactions de l'atmosphère jusqu'au sol. La composante

muonique n'interagit, quant à elle, que très peu avec la matière. En effet, au niveau de la croûte terrestre, l'essentiel de la production de nucléides cosmogéniques est issu de la composante nucléonique (98 % de neutrons au niveau de la mer ; Masarik et Beer, 1999) tandis que les muons dominent cette production au-delà de 3 m de profondeur dans la croûte terrestre (Fig. 2.26).

La majorité des réactions nucléaires se déroule dans la haute atmosphère (entre 70 et 800 km d'altitude). Cependant, une fraction (0,1 %) des particules secondaires générées (neutrons, protons, et muons) dans les cascades atmosphériques atteint la surface de la Terre. Ces particules engendrent alors à leur tour des réactions nucléaires dans les minéraux de roches de surface et forment ainsi les nucléides cosmogéniques produits *in situ*.

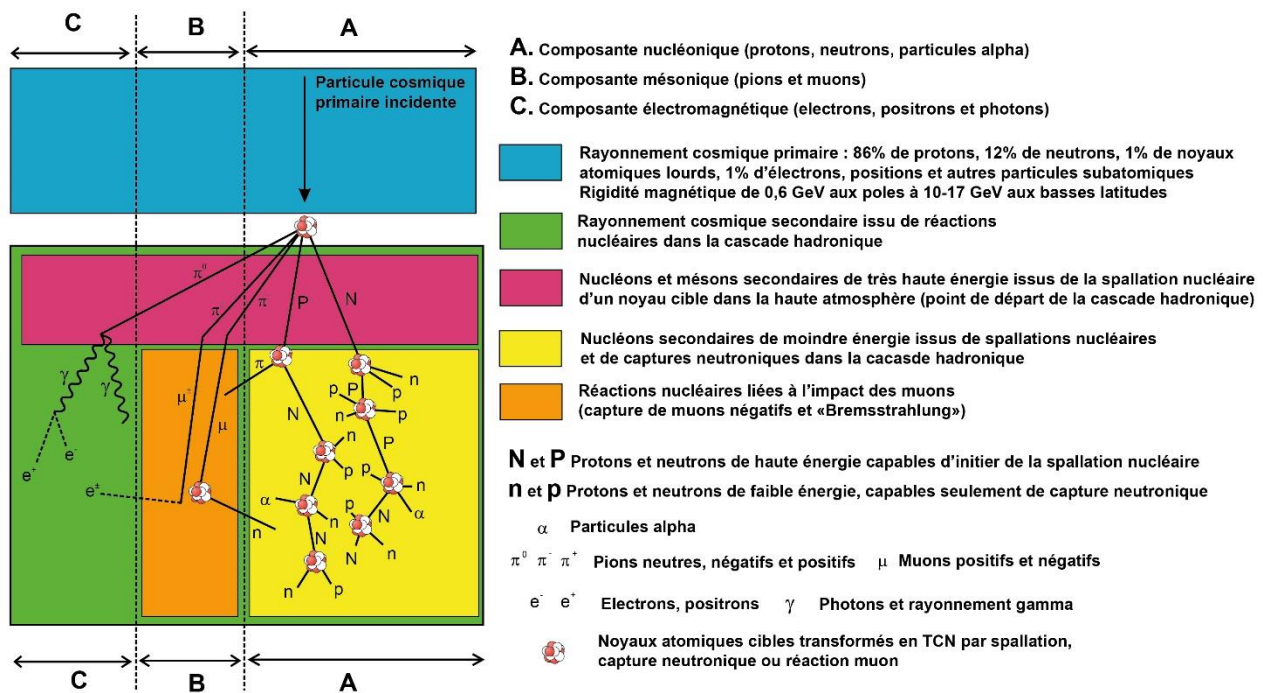


Figure 2.26 : Formation des nucléides cosmogéniques terrestres dans la cascade nucléaire. Les correspondances des abréviations sont les suivantes : n : neutron et p : proton (lettres majuscules pour les nucléons provoquant la *cascade nucléaire*), α : particule alpha, e^+ : électron ou positron, γ : photon rayon gamma, π : pion, μ : muon. Lorsqu'un rayon cosmique primaire entre dans l'atmosphère, il rencontre des noyaux cibles et se brise sous l'effet du choc. Cette collision nucléaire donne naissance à une série de particules élémentaires qualifiées de « rayonnement secondaire » formant une véritable cascade, illustrée sur ce schéma. Extrait de Delmas (2019) d'après Dunai (2010), modifié.

Les deux nucléides cosmogéniques produits *in situ* utilisés dans le cadre de cette thèse correspondent au béryllium-10 (^{10}Be) et au chlore-36 (^{36}Cl). Le ^{10}Be est majoritairement produit par spallation sur les éléments les plus abondants dans l'atmosphère, à savoir l'azote-14 (^{14}N) et l'oxygène-16 (^{16}O) essentiellement, mais également le magnésium-24 ^{24}Mg , l'aluminium-26

(²⁶Al), et le silicium-28 (²⁸Si). Le ³⁶Cl est principalement produit par capture neutronique du chlore-35 (³⁵Cl) et spallation du potassium-39 (³⁹K) et du calcium-40 (⁴⁰Ca). Leur période de décroissance radioactive s'élève à $1,387 \pm 0,012$ Ma pour le ¹⁰Be (Chmeleff et al., 2010 ; Korschinek et al., 2010) et à 301 ± 2 ka pour le ³⁶Cl (Rosalie et al., 1955).

2.6.2. L'accumulation des TCN dans la croûte terrestre

Le modèle qui régit l'accumulation des TCN dans la croûte terrestre s'écrit de la manière suivante :

$$\begin{aligned}
 N(x, \varepsilon, t) = N_{inherited} \exp(-\lambda t) &+ \frac{P_{sp} \cdot \exp\left(-\frac{x}{L_n}\right) \left(1 - \exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{L_n} + \lambda\right)\right)\right)}{\frac{\varepsilon}{L_n} + \lambda} \\
 &+ \frac{P_{0\mu slow} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_{\mu slow}}\right) \left(1 - \exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu slow}} + \lambda\right)\right)\right)}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu slow}} + \lambda} \\
 &+ \frac{P_{0\mu fast} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_{\mu fast}}\right) \left(1 - \exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu fast}} + \lambda\right)\right)\right)}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu fast}} + \lambda}
 \end{aligned} \tag{2.11}$$

où $N(x, \varepsilon, t)$ correspond à la concentration en TCN en fonction de la profondeur (x) de l'échantillon (à noter que la profondeur est ici exprimée en $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$ afin d'intégrer la densité des roches traversées), du taux de dénudation (ε) en surface au droit du point d'échantillonnage (exprimé en $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$), et de la durée d'exposition (t) exprimée en années. P_{0n} , $P_{0\mu slow}$ et $P_{0\mu fast}$ désignent le taux de production en surface lié respectivement au flux de neutrons, de muons lents et de muons rapides. Λ_n , $\Lambda_{\mu slow}$ et $\Lambda_{\mu fast}$ représentent respectivement la longueur d'atténuation des neutrons, muons lents et muons rapides. $N_{inherited}$ constitue l'héritage d'exposition, autrement dit la quantité de nucléides accumulés lors d'une précédente phase d'exposition. Enfin, λ correspond à la période de décroissance radioactive du TCN d'intérêt.

Pour résoudre cette équation (2.11), la première étape a consisté à déterminer deux facteurs, les taux de production en surface (P_{0n} , $P_{0\mu\text{slow}}$ et $P_{0\mu\text{fast}}$) et la concentration de l'échantillon en nucléides cosmogéniques (N). Lorsque ces premières phases ont été réalisées, l'équation (2.11) ne comporte plus que deux inconnues, la durée d'exposition t et la dénudation ε . En postulant que la surface rocheuse exposée n'a subi aucune dénudation ($\varepsilon = 0$), la résolution de l'équation fournit par conséquent un âge d'exposition minimal (t).

Dans cette thèse, un total de 91 échantillons (55 dans la vallée de l'Esera et 41 dans celle d'Ossau) a été traité au LN2C-Cerege sous la direction de Régis Braucher. Parmi ces échantillons, 27 ont été prélevés dans la vallée de l'Esera par Magali Delmas et Marc Calvet en juillet et en octobre 2017, 20 échantillons ont été prélevés dans la vallée d'Ossau par Magali Delmas, Marc Calvet et moi-même en octobre 2018 et en juin 2019, et 44 ont été prélevés par mes soins en août 2019 dans la vallée d'Ossau et en octobre et novembre 2019 dans la vallée de l'Esera. Par ailleurs, 251 échantillons provenant d'études précédentes ont été recalculés sur la base homogène des paramètres de modélisation les plus récents (Annexe D).

2.6.3. Détermination des taux de production des échantillons

Le taux de production *in situ* représente la quantité d'atomes qui s'est accumulée au cours d'une année dans un gramme de la fraction minérale cible. Ce taux dépend de la variation de plusieurs facteurs : la profondeur de l'échantillon par rapport à la surface, le rayonnement cosmique secondaire au point d'échantillonnage, la densité des roches, la pression atmosphérique, l'activité géomagnétique, l'enneigement, et l'écrantage topographique.

2.6.3.1 Facteur d'échelle (scaling factor), sea level high latitude (SLHL), et taux de production brut

Les facteurs d'échelle (*scaling factor*) constituent des modèles permettant de calculer le taux de production *in situ* dans un échantillon situé à n'importe quel point sur la Terre à partir d'un taux de production normalisé au *sea level high latitude* (SLHL) (Lal, 1991 ; Stone, 2000 ; Dunai, 2001 a,b ; Desilets & Zreda, 2003 ; Desilets et al., 2006 ; Lifton et al., 2014). La figure 2.27 montre en effet que le flux de particules cosmiques secondaires frappant la surface terrestre à un instant T est fonction de la latitude et de l'altitude :

- (i) L'effet *latitude* apparait directement lié à la sensibilité des particules du rayonnement cosmique primaire aux champs électromagnétiques. Le flux de particules cosmiques s'avère minimal à l'équateur et croît régulièrement en se rapprochant des pôles pour se stabiliser entre 50° et 90° de latitude.
- (ii) L'effet *altitude* est directement lié à la perte d'énergie des particules cosmiques secondaires lorsque celles-ci traversent l'atmosphère. Cette perte d'énergie dépend de l'épaisseur d'atmosphère traversée et de la pression atmosphérique.

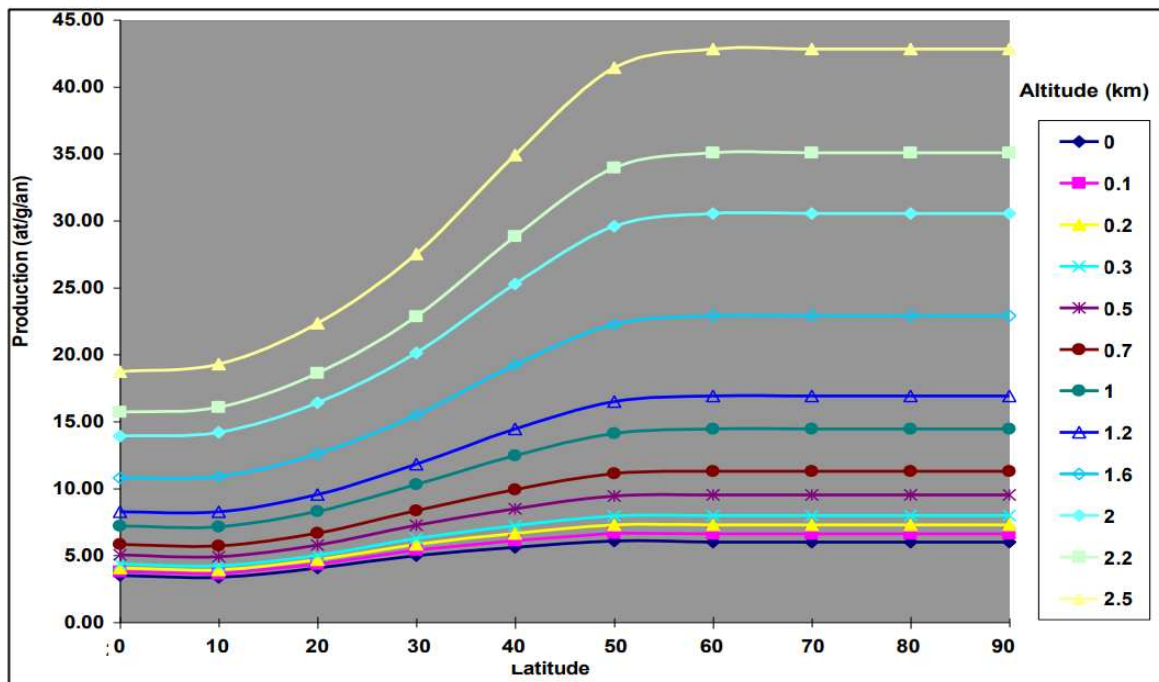


Figure 2.27 : Représentation graphique illustrant l'évolution de la production en nucléides cosmogéniques *in situ* en fonction de l'altitude et de la latitude (Braucher, comm. pers.)

Le SLHL correspond quant à lui à la normalisation des taux de production mesurés sur plusieurs sites de calibration. Ces données sont moyennées et ramenées à une valeur standard établie pour le niveau de la mer et les hautes altitudes (*sea level high latitude*). La multiplication du SLHL par les valeurs issues des modèles de facteur d'échelle permet de calculer le taux de production brut (non corrigé par rapport à l'écrantage)

Les facteurs d'échelle et le taux de production brut peuvent être déterminés en routine par plusieurs calculateurs disponibles en ligne (Annexe D. Dans ce travail :

- (i) Les facteurs d'échelle concernant les échantillons ^{10}Be ont été calculés à l'aide du calculateur Cosmic Ray Exposure program (CREp) (Martin et al., 2017) selon le

modèle *Lal-Stone time corrected* (Lal, 1991 ; Stone, 2000 ; Nishiizumi et al., 1989 ; Balco et al., 2008). Ce dernier a ensuite été corrigé pour prendre en compte les variations atmosphériques avec le modèle 2-D ERA-40 qui se base sur la réanalyse des données météorologiques entre 1957 et 2002 (ERA40 ; Uppala et al., 2005) et l'activité géomagnétique avec le modèle *Atmosphéric ¹⁰Be-based VDM* (Muscheler et al., 2005). Le SLHL utilisé ($4,16 \pm 0,2 \text{ at g}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$) repose sur des sites de calibration situés en Europe (Claude et al., 2014).

- (ii) Les facteurs d'échelle concernant les échantillons ³⁶Cl ont été calculés à l'aide de l'outil Cosmocalc Excel© add-in (Vermeesch, 2007) basé sur les modèles de Stone (2000) pour la production nucléonique et de Braucher et al. (2011) pour la production muonique. Les SLHL utilisés reposent sur les valeurs obtenues dans les études les plus récentes. Ils s'élèvent à $42,2 \pm 4,8 \text{ at. } ^{36}\text{Cl (g Ca)}^{-1} \text{ a}^{-1}$ pour la spallation du Ca (Schimmelpfennig et al., 2011), à $148,1 \pm 7,8 \text{ at. } ^{36}\text{Cl (g K)}^{-1} \text{ a}^{-1}$ pour la spallation du K (Schimmelpfennig et al., 2014), à $13,3 \pm 3,0 \text{ at. } ^{36}\text{Cl (g Ti)}^{-1} \text{ a}^{-1}$ pour la spallation du Ti (Fink et al., 2000), à $1,9 \text{ at. } ^{36}\text{Cl (g Fe)}^{-1} \text{ a}^{-1}$ pour la spallation du F (Stone et al., 2005), et à $626 \pm 46 \text{ neutrons g air}^{-1}$ pour la production de neutrons épithermiques à partir de neutrons rapides dans l'atmosphère à l'interface terre-atmosphère (Phillips et al., 2001).

Les taux de production bruts doivent ensuite être corrigés de façon à prendre en compte les spécificités d'échantillonnage (géométrie de l'écrantage topographique, épaisseur et durée du manteau neigeux et, le cas échéant, profondeur de l'échantillon sous la surface).

2.6.3.2. Impact de l'écrantage topographique sur le taux de production

Les modèles de facteurs d'échelle (cf. supra) sont calibrés pour calculer le taux de production brut d'un échantillon associé à une surface rocheuse plane, horizontale et dominée par un ciel ouvert. Or, sur le terrain, les surfaces échantillonnées présentent souvent une certaine pente et sont surplombées par un relief environnant faisant écran au bombardement cosmique. L'écrantage topographique doit donc être mesuré pour corriger le taux de production sur le lieu de l'échantillonnage (Fig. 2.28)

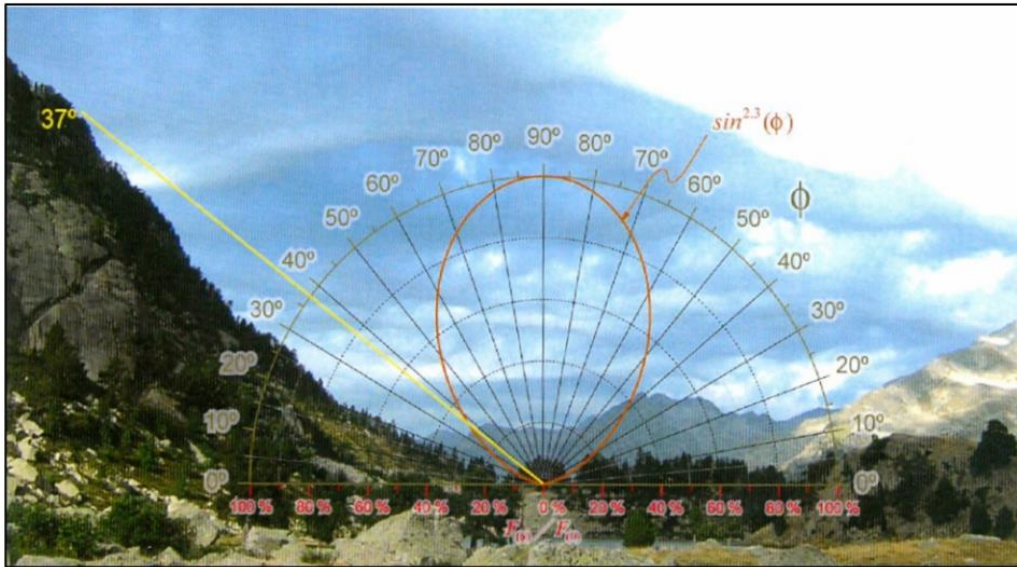


Figure 2.28 : Écrantage topographique et taux de production. Dans cet exemple, le versant gauche bloque un angle de 37°, diminuant de 30 % le taux de production local. Extrait de Rodas Bolumburu (2008).

La formule permettant de calculer l'écrantage topographique est la suivante (Dunne et al., 1999) :

$$f_{topo} = 1 - \frac{1}{360^\circ} \sum_{i=1}^n \Delta\phi_i \sin^{m+1}\theta_i \quad (2.12)$$

où n correspond au nombre de points de mesure sur le masque topographique depuis le point d'échantillonnage, θ_i représente l'inclinaison spécifique du masque topographique par rapport à l'horizon, $\Delta\phi_i$ la largeur azimutale sur laquelle est valable l'inclinaison spécifique mesurée, et m un exposant égal à 2,3. Les mesures sont réalisées sur le terrain au moment de l'échantillonnage à l'aide d'une boussole de visée avec clinomètre.

La formule permettant de calculer l'auto-écrantage (dépendant de l'angle de pendage de la surface échantillonnée) est la suivante (Dunne et al., 1999 ; Niedermann, 2002) :

$$f\delta = \frac{m+1}{2\pi} \int_{\phi}^{2\pi} \int_{\theta=y(\phi,\delta)}^{\frac{\pi}{2}} \sin^m\theta \cos\theta d\theta d\phi \quad (2.13)$$

où γ correspond à la pente de la surface échantillonnée et ϕ à la direction de cette dernière.

L'angle d'inclinaison γ dans la direction ϕ est tel que :

$$y(\phi, s) = \arctan(\cos\phi \tan\delta) \quad (2.14)$$

2.6.3.3. Impact de la couverture neigeuse sur le taux de production

La présence d'une couche de neige sur une surface rocheuse pendant une certaine durée constitue un écrantage de couverture qui réduit le flux de particules cosmiques secondaires et donc le taux de production brut. Cet écrantage peut être intégré dans le calcul du taux de production brut selon l'équation suivante (Schildgen et al., 2005) :

$$f_{neige} = e^{-(Z_{neige}\rho)/\Lambda} \quad (2.15)$$

Où Z_{neige} représente l'épaisseur moyenne annuelle du manteau neigeux exprimée en cm, ρ sa densité exprimée en g. cm⁻³ (valeur moyenne en Eurasie : 0,25 g.cm⁻³ ; Onuchin et Burenina, 1996) et Λ la longueur d'atténuation des particules secondaires prises en compte dans la correction (160 g.cm⁻² pour les neutrons, 1 500 g.cm⁻² pour les muons lents et 4 320 g.cm⁻² pour les muons rapides).

Dans le cadre de cette thèse, les valeurs d'épaisseur de neige utilisées sont issues d'un modèle de Météo-France qui combine la modélisation haute résolution (12 km) et l'adaptation statistique des analyses fines (8 km) pour tenir compte au mieux de la complexité topographique (ANR SCAMPEI : http://www.umr-cnrm.fr/scampe/presentation_scampe/index.php). Les épaisseurs du manteau neigeux sont issues de simulations réalisées par zones climatiques homogènes (zone Symposium) et indexées tous les 300 m d'altitude (Fig. 2.29). Les valeurs d'épaisseur de neige ne s'avèrent disponibles que pour la France. Les valeurs utilisées dans ce travail pour le secteur de l'Esera (Espagne) sont donc extraites de la zone Symposium la plus proche et de laquelle provient l'essentiel des courants climatiques, à savoir le Luchonnais.

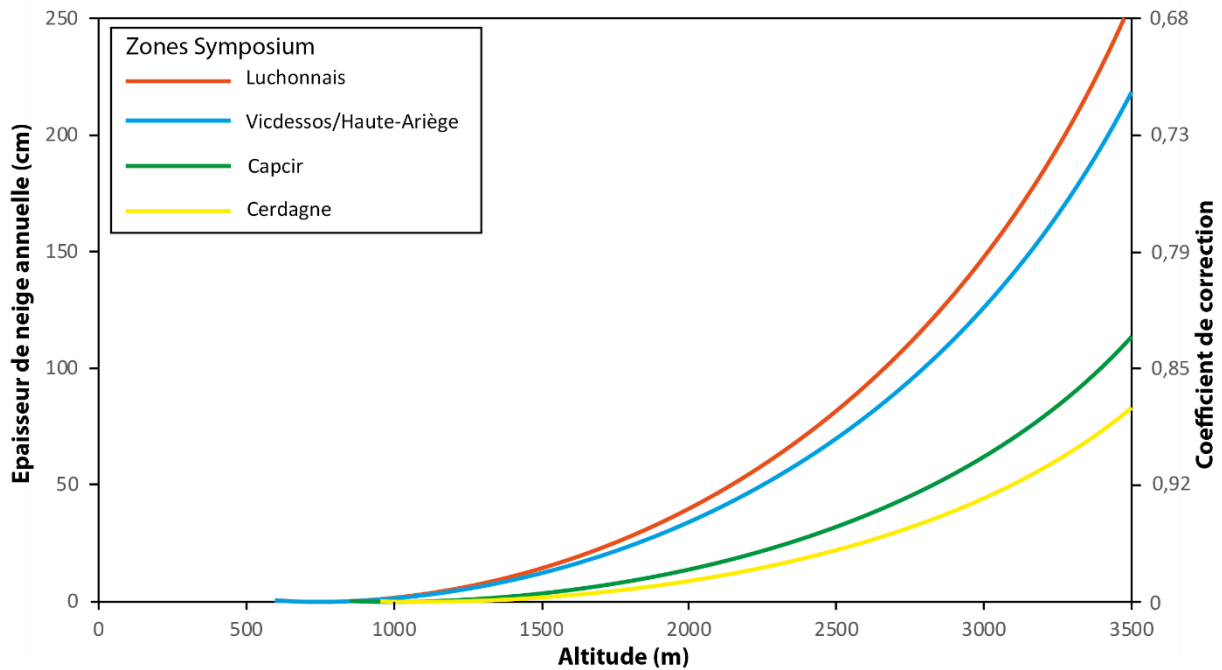


Figure 2.29 : Épaisseur de neige annuelle et coefficient de corrélation en fonction de l'altitude et de la zone Symposium étudiée.

2.6.3.4. Stratégie d'échantillonnage

Le fait de mesurer un seul TCN par échantillon place l'utilisateur devant la nécessité de résoudre conjointement les deux inconnues du modèle régissant l'accumulation des TCN *in situ*, à savoir la durée d'exposition (t) et le taux de dénudation (ε , cf. section 2.6.2 et l'équation 2.11). La figure 2.30 montre que la concentration mesurée sur un échantillon peut être convertie en durée d'exposition, à condition (i) de connaître le taux de dénudation qui a abaissé la surface rocheuse au droit du point d'échantillonnage durant toute la plage d'accumulation des TCN *in situ* et (ii) d'avoir la garantie que le domaine asymptotique n'est pas atteint. Sur ces bases, la concentration mesurée au niveau d'une surface rocheuse peut être modélisée en durée d'exposition à condition de savoir sous quel régime érosif (autrement dit, sous quel taux de dénudation) les nucléides cosmogéniques se sont accumulés au cours du temps. Le plus simple pour exploiter les TCN produits *in situ* en tant qu'outil de datation reste donc d'échantillonner des surfaces rocheuses possédant une histoire d'exposition simple et continue et une surface présentant des traces évidentes d'une érosion nulle ou limitée depuis l'exposition initiale au rayonnement cosmique.

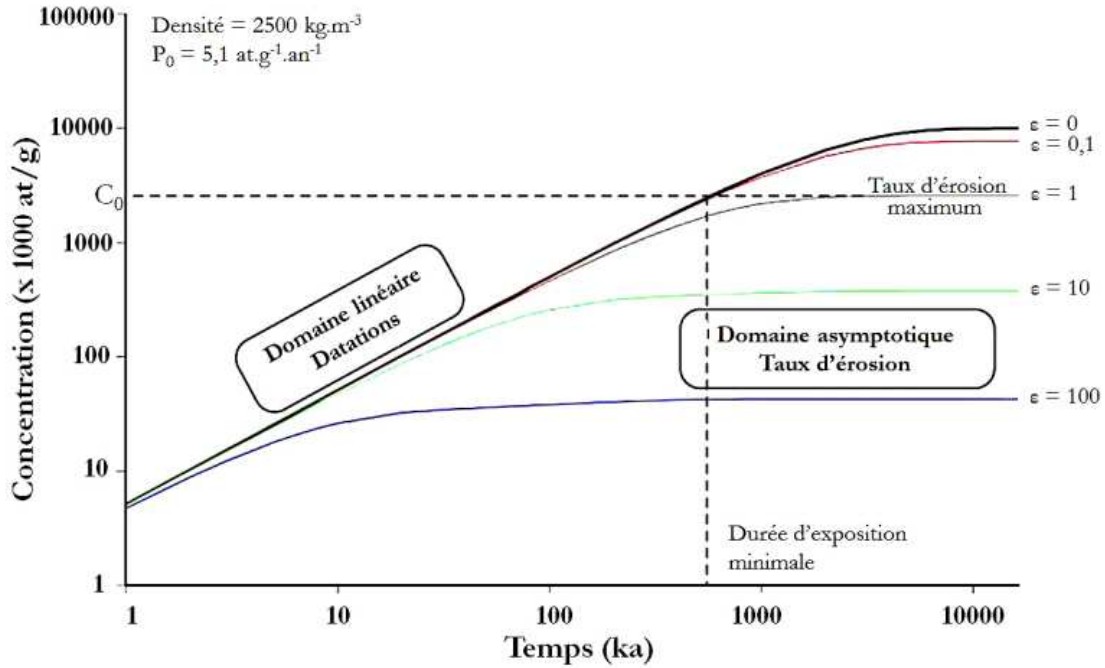


Figure 2.30 : Évolution temporelle de la concentration en ¹⁰Be produit *in situ* pour différents taux de dénudation. Extrait de Regard (2010).

Pour dater les dépôts de marge glaciaire identifiés sur le terrain (cf. section 2.1), différents critères de sélection des surfaces rocheuses échantillonnées ont donc été pris en compte afin de répondre aux contraintes méthodologiques des nucléides cosmogéniques en tant qu'outil de datation (cf. supra ; Fig. 2.30 et 2.31). La stratégie d'échantillonnage adoptée dans cette thèse s'est d'abord focalisée sur des prélèvements réalisés à la surface des blocs erratiques (majoritairement de granite et de dacite) enchâssés dans des constructions morainiques. En effet, une minorité d'entre eux (~ 2 %) exposent les stratégies d'échantillonnage à un risque d'héritage d'exposition (Putkonen & Swanson, 2003 ; Heyman et al., 2011). Par ailleurs, nous nous sommes intéressés à des blocs de taille métrique à décamétrique (Heyman et al., 2016), totalement exhumés des matrices morainiques, d'aspect émoussé en surface et associés à des traces de polissage glaciaire témoignant d'une dégradation limitée de la surface rocheuse au cours de la période postglaciaire, garantissant ainsi une érosion proche de 0 depuis l'exposition initiale du bloc. De plus, les prélèvements ont porté sur des surfaces subhorizontales localisées sur le sommet des blocs pour limiter l'écrantage topographique.

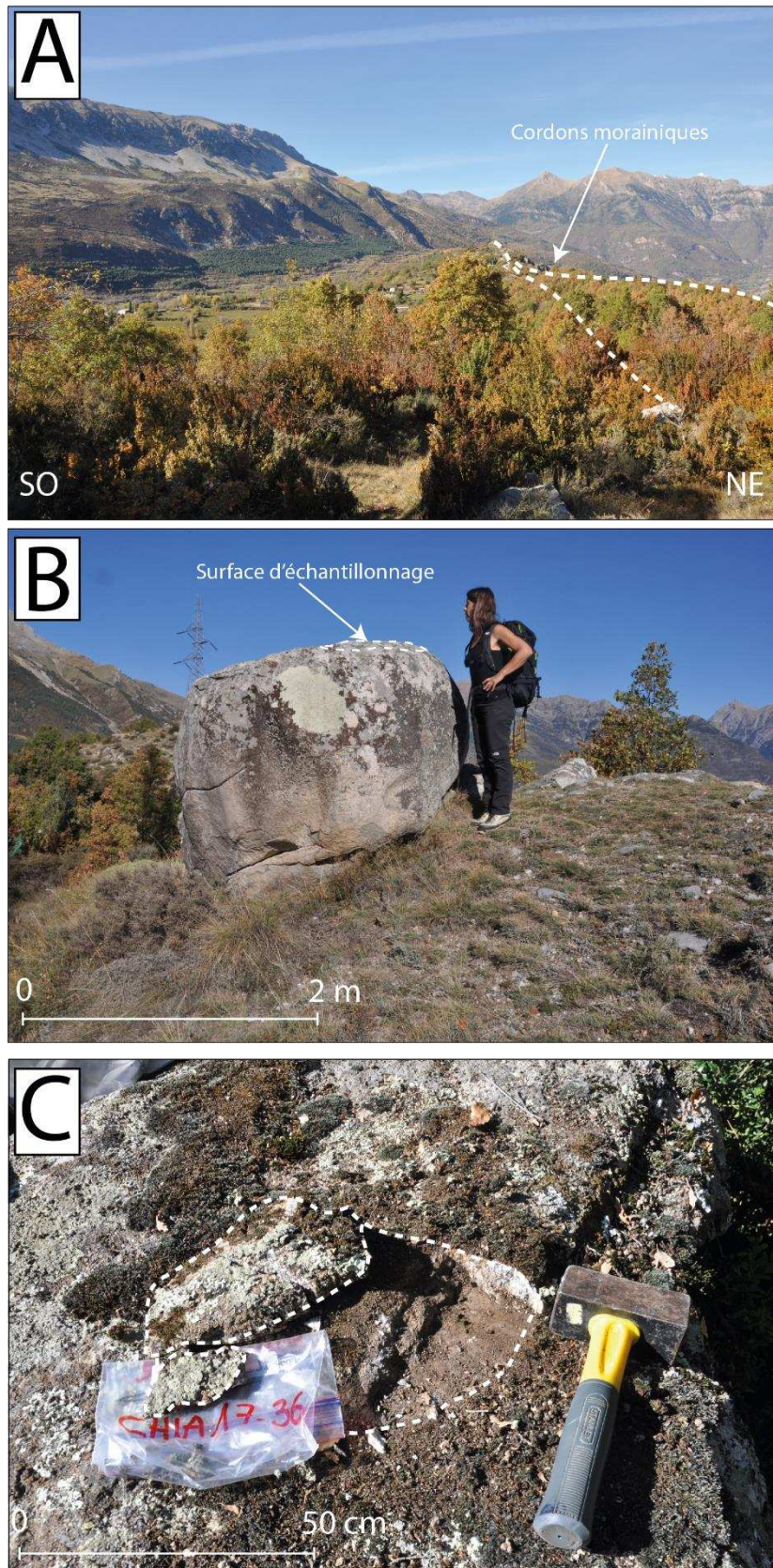


Figure 2.31 : Illustration de la campagne d'échantillonnage réalisée dans la vallée de l'Esera. (A) Localisation d'un édifice morainique bien préservé dans le paysage. (B) Sélection d'un bloc morainique présentant un émoussé glaciaire et une surface lisse garantissant une érosion proche de 0. (C) Échantillonnage du bloc à l'aide d'un burin et d'une masse. Clichés Marc Calvet, octobre 2017.

2.6.4. Protocole analytique et détermination de la concentration en ^{10}Be

Le protocole d'extraction du Béryllium (Be) présenté ci-dessous a été appliqué au LN2C-CEREGE (Laboratoire national des nucléides cosmogéniques Centre de recherche et d'enseignement des géosciences de l'environnement) (Fig. 2.32). Il a été mis au point par Brown et al. (1991) et Merchel et Herpers (1999) et adapté par Braucher et al. (2011), et consiste en :

- (i) une purification du quartz présent dans les échantillons par élimination des minéraux non quartzueux et du ^{10}Be atmosphérique ;
- (ii) la dissolution complète du quartz via des séquences d'évaporation-précipitation destinées à éliminer les éléments traces non désirés.

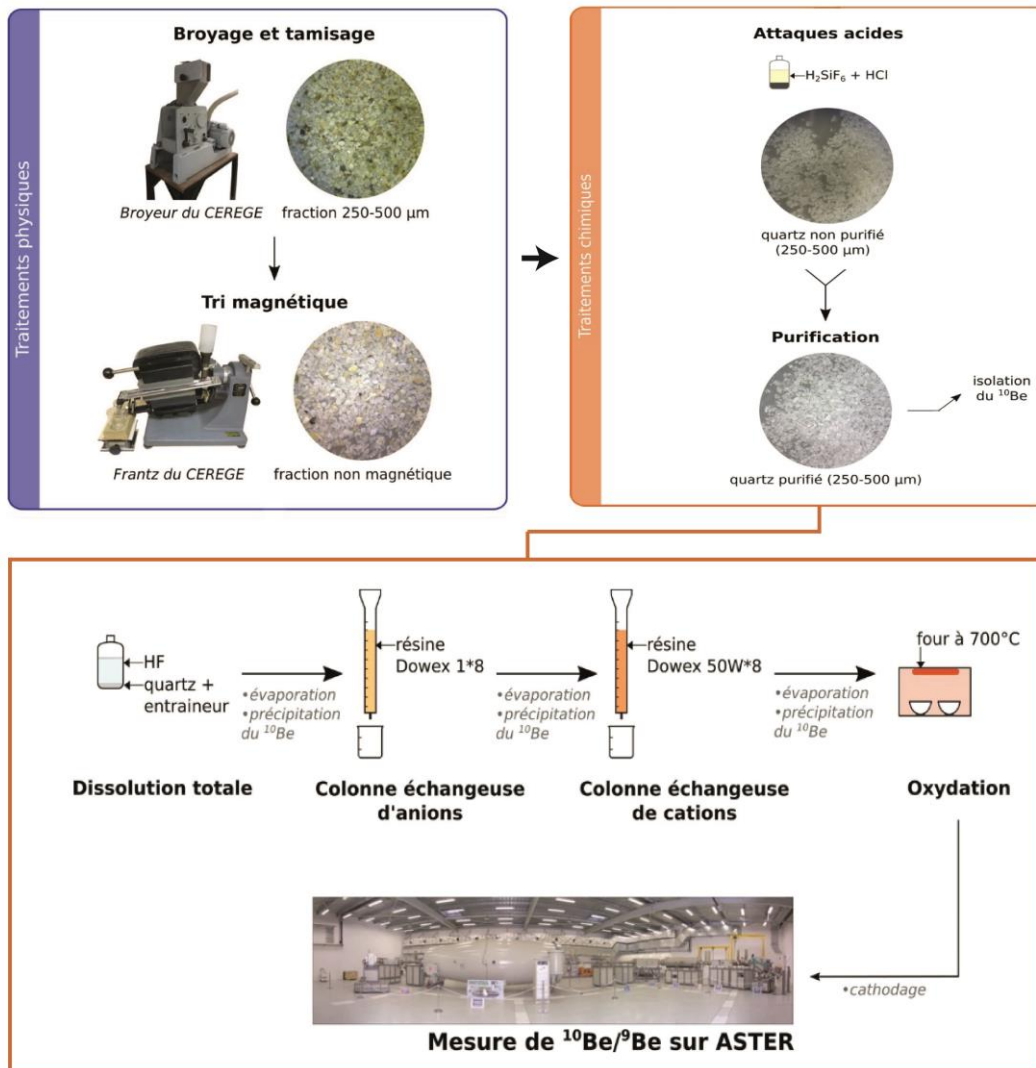


Figure 2.32 : Diagramme schématisant les différentes étapes nécessaires à la purification du quartz et à l'extraction du Béryllium. Extrait de Protin (2019), modifié.

2.6.4.1. Broyage et tamisage

La première étape permettant l'isolation du quartz consiste en un broyage des échantillons. Après leur passage à l'étuve ($T = 90\text{ °C}$) destiné à éliminer leur humidité, les échantillons sont passés dans un concasseur-broyeur à mâchoire stationnaire dont l'écart entre les mâchoires est diminué progressivement afin de réduire la taille des morceaux de roche. À l'issue du broyage, les échantillons sont tamisés à sec sur des tamis de $250\text{ }\mu\text{m}$ et 1 mm . Les particules de taille supérieure à 1 mm sont conservées en vue d'un nouveau broyage. Les particules fines ($< 250\text{ }\mu\text{m}$) sont éliminées. La fraction d'intérêt (entre $250\text{ }\mu\text{m}$ et 1 mm) est, quant à elle, conservée pour la suite des traitements, car seule cette dernière permet d'optimiser l'efficacité des attaques acides, notamment celles destinées à éliminer le ^{10}Be atmosphérique à la surface des grains de quartz.

2.6.4.2. Séparation magnétique

Si l'échantillon étudié comporte des minéraux ferromagnésiens paramagnétiques (de la biotite par exemple), il s'avère nécessaire d'effectuer une séparation magnétique à l'aide d'un passage dans un séparateur Frantz. L'intensité maximale appliquée s'élève à $1,5\text{ A}$. Plusieurs passages des échantillons sont réalisés afin d'optimiser la séparation (en augmentant l'intensité entre chaque passage). Ce procédé permet de retirer la fraction magnétique de la fraction non magnétique de l'échantillon qui est conservée pour les étapes de séparation suivantes.

2.6.4.5. Élimination des minéraux non quartzeux

La suite du protocole consiste à mettre en contact les échantillons avec un mélange contenant un tiers d'acide chlorhydrique (HCl) à 37% et deux tiers d'acide hexafluorosilicique (H_2SiF_6) à 34% . L' H_2SiF_6 s'attaque aux minéraux distincts du quartz, car cet acide se trouve en équilibre avec la silice ($\text{SiO}_2 + 6\text{HF} \rightarrow \text{H}_2\text{SiF}_6 + 2\text{H}_2\text{O}$ et $\text{H}_2\text{SiF}_6 \rightarrow \text{SiF}_4 + 2\text{HF}$) et provoque la dissolution de ces derniers. Pour homogénéiser et accélérer la réaction, les échantillons sont placés sous agitation continue pendant 24 à 48 heures. Trois à cinq attaques s'avèrent généralement nécessaires, avec un renouvellement du mélange d'acide, pour obtenir une solution limpide (les acides n'agissent plus sur l'échantillon). Après rinçage et mise à l'étuve ($T = 80\text{ °C}$), les échantillons sont pesés afin de mesurer la masse de quartz pur qu'ils contiennent.

2.6.4.6. Élimination du ^{10}Be atmosphérique

Le ^{10}Be atmosphérique résulte des réactions de spallation à partir de l'azote (^{14}N) et de l'oxygène (^{16}O) contenus dans l'atmosphère. Il est transféré sous sa forme soluble à la surface du globe par les précipitations (Lebatard et Bourlès, 2015). Cette fraction atmosphérique peut fausser les mesures de concentration en TCN *in situ* et doit donc être éliminée par dissolution chimique (Kohl et Nishiizumi, 1992). Pour cela, les échantillons subissent trois attaques à l'acide fluorhydrique (HF) à 40 % sous agitation continue pendant 24 heures. Chaque attaque à l'HF doit dissoudre 10 % de la masse de quartz présente dans l'échantillon. Outre l'élimination du ^{10}Be atmosphérique à la périphérie du quartz, ces attaques à l'HF permettent aussi de dissoudre les minéraux résiduels (feldspath et micas) susceptibles d'avoir résisté aux attaques précédentes.

Après rinçage et mise à l'étuve des échantillons, la quantité de quartz séché est pesée puis fractionnée en deux masses réduites. Environ 15 à 25 g de quartz totalement purifié sont utilisés pour la suite du protocole, tandis que la masse restante est mise en réserve.

2.6.4.7. Ajout d'un entraîneur et préparation du blanc

L'ajout d'une quantité précise d'une solution acide concentrée contenant une concentration connue de ^9Be (appelée entraîneur, ou *spike*) permet de s'assurer d'obtenir au sein de l'échantillon des quantités manipulables de Béryllium, car les quantités en ^{10}Be contenues naturellement dans les échantillons s'avèrent très faibles. L'ajout d'un entraîneur permet donc de disposer d'une quantité de matière suffisante pour être manipulable au niveau de l'extraction chimique et quantifiable au niveau de l'*Accelerator Mass Spectrometer* (AMS).

L'entraîneur utilisé au LN2C-CEREGE a été préparé à partir de la dissolution d'une Phénakite (Be_2SiO_4) échantillonnée dans une mine brésilienne. La concentration en ^9Be de cette solution s'élève à $3\,025 \pm 9$ ppm (Merchel et al., 2008 ; Braucher et al., 2015). Chaque échantillon reçoit donc une quantité précise (100 μl) de cet entraîneur. Sur ces bases, il apparaît possible de calculer le nombre d'atomes de ^9Be contenus dans le *spike* avec l'équation (2.16). Cette valeur permet, à la suite des mesures AMS, de fixer le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et de calculer la concentration ^9Be *in situ*.

$${}^9\text{Be} = \frac{m_{\text{spike}} \times [\text{spike}] \times 10^{-6}}{M(\text{Be}) \times N_A} \quad (2.16)$$

Où m_{spike} correspond à la masse (exprimée en g) de l'entraîneur ajouté dans l'échantillon, $[\text{spike}]$ représente la concentration de l'entraîneur ($3\,025 \pm 9$ ppm), $M(\text{Be})$ la masse molaire du ${}^9\text{Be}$ ($9,012$ g.mol⁻¹) et N_A le nombre d'Avogadro ($6,022 \times 1\,023$ mol⁻¹).

En parallèle, un blanc chimique doit être préparé pour chaque série d'échantillons dans lequel seul l'entraîneur est introduit. Il subit, comme les autres échantillons, la totalité de la suite du protocole et permet de quantifier les pollutions éventuelles survenues au cours des extractions chimiques.

2.6.4.8. Dissolution totale

Pour séparer les éléments (Béryllium, Aluminium, Bore, Fer, Manganèse), il s'avère nécessaire de dissoudre totalement la masse de quartz récupérée à ce stade. Une quantité d'HF (concentré à 40 %) en excès (par rapport à la masse de quartz) est mise au contact des grains sous agitation continue pendant 24 ou 48 heures jusqu'à dissolution totale du quartz. Si tout le quartz de l'échantillon n'est pas dissout après l'évaporation à sec ($T = 200$ °C) et le rinçage des bouteilles Nalgène®, la masse résiduelle est pesée pour être soustraite à la masse initiale de quartz purifié [m_{quartz}] nécessaire pour le calcul de la concentration en ${}^{10}\text{Be}$.

La solution restante est ensuite placée dans un bécher en téflon et chauffée à 250 °C jusqu'à évaporation complète de l'HF. L'ajout, pendant l'évaporation, d'une faible quantité (5 ml) d'acide perchlorique (HClO₄) puis d'acide nitrique (HNO₃) permet d'éliminer les différents composés fluorés (notamment CaF₂, MgF₂) contenus dans la solution. Le précipité issu de ces évaporations est ensuite remis en solution par ajout d'une faible quantité (4 à 5 ml) d'HCl à 7 M puis transféré dans un tube à essai et centrifugé pour éliminer les éventuels résidus.

2.6.4.9. Récupération du Béryllium

L'objectif consiste à ce stade à isoler et à extraire le béryllium en le faisant précipiter sous forme d'hydroxydes de béryllium. Pour ce faire, une solution d'ammoniaque aqueuse à 32 % (NH₄OH) est ajoutée goutte à goutte à la solution afin d'obtenir un pH proche de 8-9 pour précipiter le Be sous forme Be(OH)₂ et éliminer certains éléments solubles en milieu basique

(dont le fer et le titane par exemple). Le précipité est séparé de la solution par centrifugation puis à nouveau dissout par un ajout d'HCl à 10,2 M.

Une fois le précipité remis en solution dans un milieu acide, celui-ci est versé dans des colonnes de résines échangeuses d'ions conditionnées servant à retenir les éléments résiduels. Les échangeurs d'ions présents dans ces résines constituent des macromolécules insolubles qui fixent de manière réversible les ions d'une solution et les rejettent au profit d'ions d'une charge équivalente provenant d'une autre solution. Cette élution ne se fait pas à la même vitesse pour tous les ions et peut ainsi être calibrée pour séparer les éléments les uns des autres. La première colonne utilisée (résine cationique Dowex 1x8, 100-200 mesh) permet l'élimination des ions ferreux (Fe^{2+}) et manganèse (Mn^{2+}). Avant l'introduction dans une seconde colonne, les échantillons sont à nouveau évaporés et précipités par ajout d'ammoniaque aqueuse à 32 % (NH_4OH) puis resolubilisés par ajout de HCl à 10,2 M. La seconde colonne (résine anionique DOWEY 50WX8, 100-200 mesh) permet de séparer le bore (^{10}B), qui constitue un interférent du ^{10}Be lors des analyses par spectromètre de masse, et le Be et l'aluminium (Al) dans des fractions distinctes. Après élution, purification, remise en solution (ajout d'acide nitrique HNO_3 à 65 %) et évaporation à sec, les échantillons sont placés dans des creusets en porcelaine ou de quartz et oxydés dans un four à moufle ($T = 700\text{ }^\circ\text{C}$) afin d'obtenir de l'oxyde de béryllium (BeO). Ce dernier peut alors être inséré dans une cathode de cuivre qui sera introduite dans l'AMS. De la poudre de Niobium (Nb) est ajoutée dans la cathode afin de permettre une meilleure conductivité de la poudre lors du passage du courant dans l'AMS.

2.6.4.10. Mesure de la concentration en ^{10}Be par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS)

Les mesures par AMS sont réalisées à l'instrument national ASTER (Accélérateur pour les sciences de la Terre, environnement, risques), situé au CEREGE (Centre européen de recherche et d'enseignement en géosciences de l'environnement, UMR 7730 CNRS) à Aix-en-Provence (Arnold et al., 2010) par les membres du Laboratoire national des nucléides cosmogéniques (LN2C).

La spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) constitue une technique qui permet de distinguer et de compter les atomes d'un élément cible présents dans un échantillon en fonction de leur masse atomique, ou, plus exactement, de leur nombre de masse (nombre total de nucléons), mais aussi en fonction de leur numéro atomique (nombre total de protons). Pour

ce faire, les éléments sont séparés dans l'accélérateur en fonction de leur nombre de masse et de leur numéro atomique afin que les atomes ^{10}Be arrivant dans une chambre de détection soient comptés. Le flux de ^9Be est alors mesuré grâce à une cage de Faraday, permettant de remonter au rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de l'échantillon (Fig 2.33).

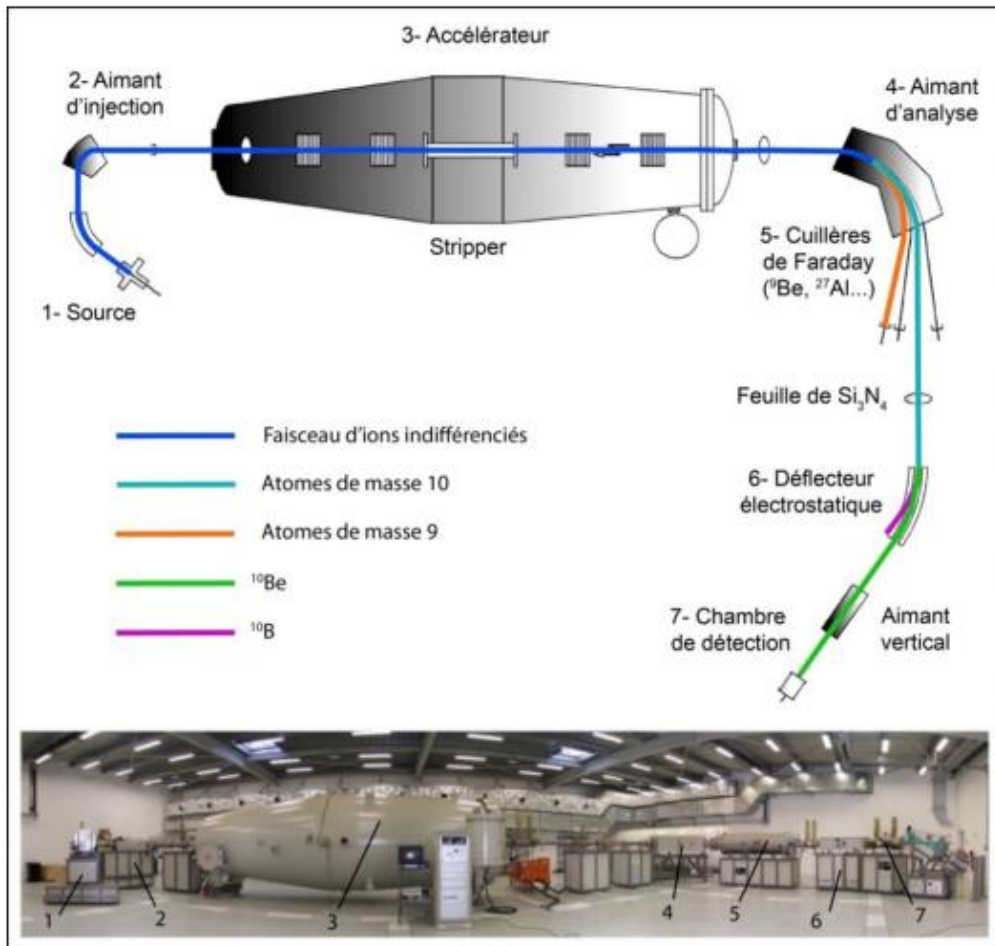


Figure 2.33 : Schéma du spectromètre de masse par accélérateur ASTER. Les traits de couleurs représentent le trajet des différents éléments. Extrait de Delmas (2019), modifié d'après Klein et al. (2008).

Lorsque la cathode de l'échantillon est insérée dans l'AMS, elle est ionisée par un bombardement d'ions césium (Cs^+), ce qui crée un faisceau de molécules (contenant des noyaux atomiques ^9Be , ^{10}Be , O). Ces ions subissent d'abord une analyse en impulsion dans un aimant avant d'être à nouveau accélérés et injectés dans un accélérateur électrostatique. L'accélération suivante les propulse vers la borne centrale de l'accélérateur au niveau de laquelle une feuille à gaz à pompage différentiel (*stripper*) arrache plusieurs électrons aux ions et transforme les anions BeO^- en cations Be^{2+} . À la sortie de l'accélérateur, les cations passent à travers un aimant. Le rayon de courbure propre à chaque élément dépend de son nombre de masse. Les ions $^9\text{Be}^{2+}$, qui suivent une courbure plus importante que le $^{10}\text{Be}^{2+}$, sont recueillis dans une cage de Faraday

qui détermine la quantité de ^9Be à travers la mesure du courant électrique. Les ions restants traversent quant à eux une feuille de nitrure de silicium dans laquelle la perte d'énergie s'avère proportionnelle à leur numéro atomique. Ceci permet de discriminer le ^{10}Be du ^9Be , et de les comptabiliser, en fonction de l'énergie résiduelle des atomes.

L'analyse de l'AMS permet ainsi d'obtenir, pour chaque échantillon analysé, le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ($R_{^{10}\text{Be}/^9\text{Be}}$) et l'incertitude ($\text{Incert}_{^{10}\text{Be}/^9\text{Be}}$) qui lui est associée (%), ainsi que le nombre de *coups* relatifs au ^{10}Be enregistré. Ces informations et la masse d'entraîneur ajoutée ($m_{\text{spike}} = \sim 0,1 \text{ g}$ pour une concentration $C_{\text{spike}} = 3\,025 \pm 9 \text{ ppm}$) lors de la phase de dissolution totale sont alors utilisées pour calculer la concentration [^{10}Be] et l'incertitude $\pm^{[^{10}\text{Be}]}$ qui lui est associée (at/g) :

$$[^{10}\text{Be}] = \frac{m_{\text{spike}} \times C_{\text{spike}} \times 10^{-6}}{M_{\text{Be}} \times N_A} \times \left(R_{\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}} - R_{\text{blanc}} \right) \quad (2.17)$$

$$\pm_{[^{10}\text{Be}]} = \frac{\pm_{\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}}}{100} \quad (2.18)$$

Où M_{Be} correspond à la masse molaire du béryllium (9,012 g/mol), N_A au nombre d'Avogadro ($6,022 \cdot 10^{23} \text{ mol}^{-1}$), R_{blanc} représente le ratio de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesuré dans l'échantillon blanc contenant seulement de l'entraîneur, et m_{qz} correspond à la masse de quartz pur analysée par échantillon.

2.6.4.11. Difficultés rencontrées lors du traitement des échantillons de dacite de l'Esera et de l'Ossau

À l'issue des étapes de dissolution destinée à éliminer le ^{10}Be atmosphérique (cf. section 2.6.4.6.), le quartz présent dans les échantillons de dacite prélevée dans les vallées de l'Esera et du Gave d'Ossau (cf. chap. 4 et 5) a été complètement dissout. Pour tenter de comprendre le phénomène, plusieurs analyses complémentaires ont été effectuées sur cette roche.

Pour mesurer la teneur en quartz de la dacite, des mesures par modélisation des diffractogrammes de rayons X (méthode Rietveld) après identification des différentes phases

crystallines présentes dans la roche ont été réalisées par l’Institut des Sciences de la Terre (ISterre, université Grenoble-Alpes). Les résultats (Tabl. 2.8 ; Annexe D) montrent que les roches de dacite contiennent effectivement du quartz dans des proportions comprises entre 20 et 30 %. Sur ces bases, une des solutions envisagées pour isoler le quartz consistait à travailler sur de gros volumes de matière (au minimum 150 g de broyat initial) et à utiliser une méthode de séparation magnétique avec de la magnétite. Cependant, des analyses complémentaires à la loupe binoculaire montrent que, même si le quartz est bien présent, celui-ci reste très diffus. Il n’apparaît pas sous forme de grains, comme dans les granites où le quartz peut atteindre une taille supérieure à 100 µm ; il semble plutôt constituer le ciment entre les autres minéraux qui forment la dacite. Une solution pourrait viser à effectuer un microbroyage de la roche, mais même avec cette manipulation, cela risque de s’avérer extrêmement difficile d’isoler le quartz, car, lors des lavages successifs, une grande partie de l’échantillon serait probablement perdue du fait de la très faible granulométrie de ce dernier.

Tableau 2.8 : Résultats de l’analyse minéralogique quantitative effectuée sur les échantillons globaux. L’incertitude sur les proportions relatives des différentes phases est de l’ordre de $\pm 1-2\%$.

Échantillon	Quartz (%)	Pumpellyite (%)	Feldspath K (%)	Plagioclase	Dioc. Mica (%)	Smectite (%)	Chlorite (%)	Total (%)
CER_1905	29,5	/	17,7	25,4	20,3	3,3	3,7	100
OSS_1903	20,0	21,7	1,7	26,8	11,0	5,6	13,2	100

Ainsi, faute de pouvoir isoler le quartz, les blocs de dacite ont fait l’objet d’un rééchantillonnage en vue d’une extraction du ^{36}Cl produit dans les feldspaths potassiques de cette roche. En effet, des mesures géochimiques (des éléments majeurs par ICP-OES et des éléments traces par ICP-MS) réalisées par le Service d’analyse des roches et minéraux (SARM) du Centre national de la recherche scientifique (CNRS) au Centre de recherches pétrographiques et géochimiques (CRPG) de Nancy ont montré que les dacites contiennent les éléments chimiques (présence de Ca et de K) nécessaires pour ce type de traitement (Tabl. 2.9 ; Annexe E). Le protocole analytique d’extraction du ^{36}Cl est décrit en détail dans la section suivante.

Tableau 2.9 : Synthèse géochimique réalisée sur les échantillons de dacite

Échantillon	Concentration des éléments majeurs									Concentration des éléments traces						
	CaO (wt %)	K ₂ O (wt %)	TiO ₂ (wt %)	Fe ₂ O ₃ (wt %)	SiO ₂ (wt %)	Na ₂ O (wt %)	MgO (wt %)	Al ₂ O ₃ (wt %)	MnO (wt %)	P ₂ O ₅ (wt %)	B (ppm)	Sm (ppm)	Gd (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Cl (ppm)
CER17-17	2,17	2,50	0,15	2,99	69,47	3,45	0,36	15,23	0,069	0,13	34,5	8,64	5,89	19,3	4,43	66
OSS_1903	9,40	0,35	0,69	5,97	55,51	2,78	3,19	17,81	0,11	0,13	12,2	4,96	4,25	7,44	2,45	69

2.6.5. Protocole analytique et détermination de la concentration en ^{36}Cl

Le protocole d'extraction du chlore (Cl) présenté ci-dessous a été appliqué au LN2C-CEREGE. Il a été mis au point par Stone et al. (1996) et adapté par Schimmelpfennig (2009) (Fig 2.34). Il consiste en :

- (i) une purification des feldspaths sur roche totale et l'élimination du ^{36}Cl atmosphérique ;
- (ii) une dissolution complète des feldspaths et fabrication d'un composé (AgCl) contenant le ^{36}Cl pour la mesure à l'AMS.

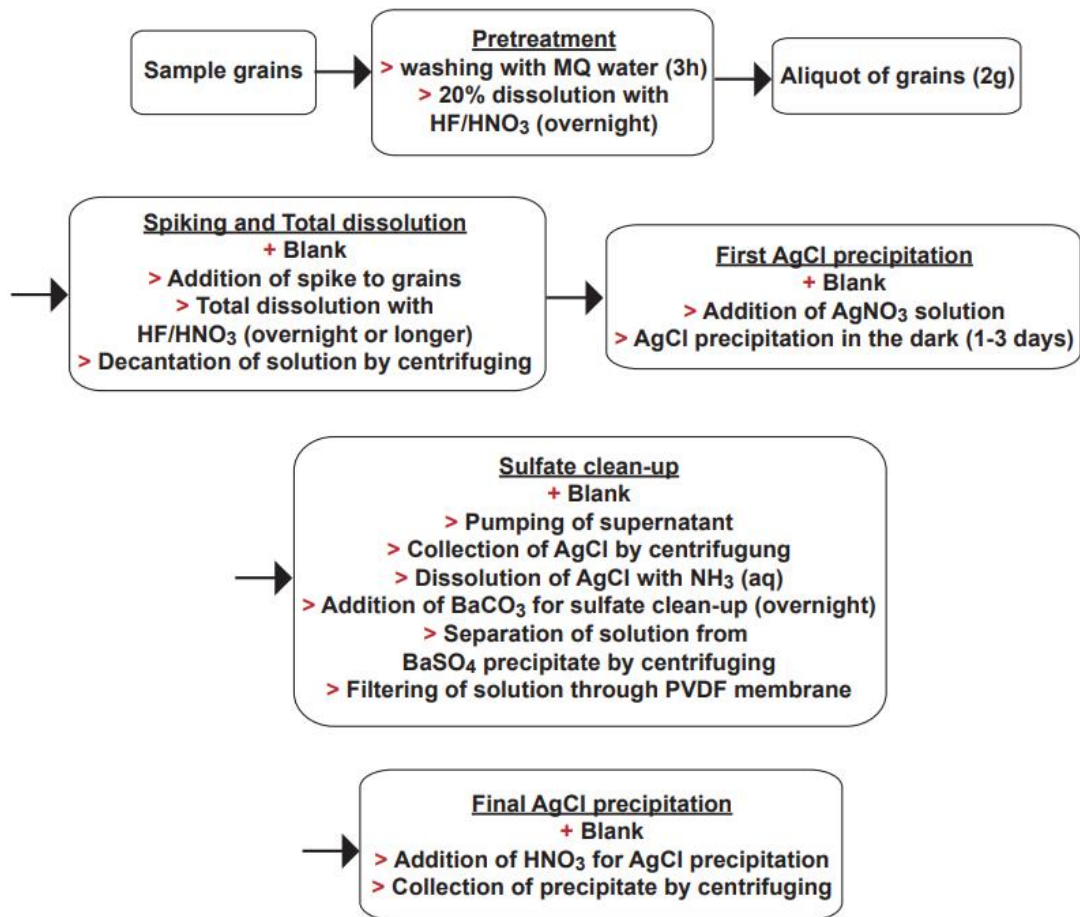


Figure 2.34 : Diagramme schématique représentant les différentes étapes nécessaires à la purification des feldspaths et à l'extraction du chlore. Extrait de Schimmelpfennig (2009), modifié.

2.6.5.1. Broyage et tamisage

La première étape consiste en un broyage des prélèvements. Après leur placement dans une étuve ($T = 90\text{ °C}$) destiné à éliminer leur humidité, les échantillons sont passés dans un concasseur-broyeur à mâchoire stationnaire dont l'écart entre les mâchoires est diminué progressivement afin de réduire la taille des morceaux de roche. À l'issue du broyage, les échantillons sont tamisés pour obtenir des fractions granulométriques comprises entre 100 et 400 μm , qui apparaît optimale pour la séparation magnétique. Les matériaux les plus fins et les plus grossiers sont conservés.

2.6.5.2. Séparation magnétique

Le protocole de séparation magnétique est le même que celui suivi pour le béryllium (cf. section 2.6.4.2.)

2.6.5.3. Prétraitement chimique

Avant que l'échantillon ne soit dissout en vue de l'extraction du ^{36}Cl , il doit être prétraité chimiquement pour deux raisons :

- (i) Il convient en premier lieu de s'assurer que le ^{36}Cl et le Cl extraits de la roche échantillonnée ne proviennent pas d'autres sources que la roche elle-même. En effet, le Cl est présent en abondance dans l'air, l'eau de pluie et l'eau de mer, sur la peau humaine, etc., tandis que le ^{36}Cl est produit dans l'atmosphère par la spallation de ^{40}Ar . Une lixiviation à l'eau s'avère suffisante pour décontaminer l'échantillon du ^{36}Cl atmosphérique en raison de la nature hydrophile du Cl (Merchel et al., 2008). Néanmoins, une étape de décontamination par eau et (ou) par HNO_3 dilué (65 %) est généralement effectuée à titre de précaution.
- (ii) Une prédissolution de l'échantillon peut augmenter la pureté des minéraux. Les parties riches en Cl de la roche, telles que la masse broyée ou le verre, peuvent être éliminées.

Sur ces bases, le prétraitement chimique consiste en deux étapes : un lavage avec de l'eau MQ (Milli-Q®) et une prédissolution à 20 % avec un mélange HF- HNO_3 . Pour le lavage, l'eau MQ est versée sur l'échantillon jusqu'à environ trois quarts de la bouteille. L'échantillon est

ensuite placé sur un agitateur pendant environ trois heures. Puis il est séché dans une étuve ($T = 80\text{ }^{\circ}\text{C}$) et pesé après refroidissement.

Pour la prédissolution à 20 %, les grains de l'échantillon sont mouillés avec un peu d'eau, puis mis au contact de 0,72 ml de HNO_3 dilué (10 %) par g d'échantillon. Le HNO_3 dissout les carbonates et oxyde la matière organique et le métal.

Au cours de l'étape suivante, l'HF est ajouté aux grains de l'échantillon. Il convient qu'il soit particulièrement pur (par exemple, MERCK suprapur R), car les acides moins purs peuvent contenir des quantités importantes de Cl et de ^{36}Cl , et ainsi contaminer l'échantillon. Pour ralentir la réaction, la bouteille contenant l'échantillon est placée dans un bain de glace pendant l'ajout de l'HF ; 0,36 ml d'HF concentré (40 %) par g d'échantillon est ajouté. La bouteille est ensuite placée sous agitation continue pendant 24 heures. Cette quantité d'HF dissout ainsi environ 20 % de l'échantillon. Le lendemain, le mélange est décanté et jeté dans les déchets acides, et les grains de l'échantillon sont rincés plusieurs fois (au moins trois) à l'eau MQ. L'échantillon est ensuite séché pendant une nuit à l'étuve ($T = 80\text{ }^{\circ}\text{C}$) et pesé une fois refroidi.

2.6.5.4. Ajout de l'entraîneur et dissolution totale

Avant d'entamer les étapes de dissolution totale, une aliquote de 2 g doit être prélevée dans l'échantillon afin de déterminer la concentration de ce dernier en éléments chimiques cibles. Le reste de l'échantillon est ensuite pesé à nouveau avant de se voir ajouter l'entraîneur. Cet entraîneur concentré en Cl à $6\text{ }\mu\text{g/g}$ et enrichi en ^{36}Cl et ^{35}Cl permet de déterminer les concentrations en ^{36}Cl et Cl dans l'échantillon lors de la mesure à l'AMS par le principe de dilution isotopique. Il agit de plus comme un transporteur en ajoutant une quantité connue de Cl dans l'échantillon, à condition que la cible finale d'AgCl soit suffisamment conséquente pour être mesurée par AMS. Généralement, 1,5 mg de Cl suffit à constituer une quantité exploitable d'AgCl (4 à 5 mg). Chaque échantillon reçoit donc une dose précise de cet entraîneur pour obtenir 1,5 mg de Cl. En parallèle, un blanc chimique doit être préparé pour chaque série d'échantillons : seul l'entraîneur y est introduit. Il subit, comme les autres échantillons, la totalité de la suite du protocole et permet de quantifier les pollutions éventuelles survenues au cours des extractions chimiques.

Pour la dissolution totale des grains de l'échantillon, la procédure s'avère similaire à celle de la prédissolution (cf. section 2.6.5.3). L'échantillon est d'abord humidifié avec un peu d'eau, puis 9 ml de HNO_3 (10 %) dilué sont ajoutés par gramme d'échantillon. Lorsque le flacon contenant l'échantillon est placé dans le bain de glace, 4,5 ml d'HF concentré (40 %) sont ajoutés par gramme d'échantillon. L'échantillon est ensuite placé sous agitation continue pendant 24 heures puis centrifugé pendant cinq minutes à 3 000 rpm. Puis le surnageant est récupéré et pesé.

2.6.5.5. Première précipitation d'AgCl

Pour précipiter l'AgCl, 2 ml d'une solution d' AgNO_3 (10 % dans 2N HNO_3) sont ajoutés à l'échantillon. L'Ag doit être ajouté en excès pour que tout le Cl soit précipité. Habituellement, un nuage blanc commence à se former lorsque la solution d' AgNO_3 a été intégrée. L'échantillon est ensuite placé dans l'obscurité totale pendant 24 heures, car si l'AgCl est exposé à la lumière pendant une longue période, il se dissocie en Ag (métal) et en Cl.

2.6.5.6. Élimination des sulfates

L'Ag ne réagit pas seulement avec le Cl mais aussi avec le S et d'autres éléments. Le ^{36}S provoque des interférences isobariques pendant la mesure AMS du ^{36}Cl , l'échantillon doit donc être débarrassé du soufre. Pour ce faire, 1 à 2 ml de solution $\text{NH}_3(\text{aq})$ sont ajoutés afin de redissoudre ce précipité. Ce dernier est ensuite centrifugé, puis son précipité est rincé et remis en suspension par l'ajout d'environ 3 ml d'eau MQ et d'1 à 2 ml de solution $\text{NH}_3(\text{aq})$. Par la suite, 1 ml de solution saturée de $\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$ est ajouté à la solution, qui est alors mélangée et placée sous hotte pendant 24 heures permettant la précipitation de BaSO_4 et BaCO_3 . Afin de séparer la solution nettoyée du précipité de l'échantillon, le surnageant est filtré à travers un filtre Acrodisc avec une membrane PVDF (*polyvinylidene difluoride*) de 0,45 μm utilisant une seringue stérile. Le précipité de $\text{BaSO}_4/\text{BaCO}_3$ est rincé avec 2 ml d'eau et deux gouttes de $\text{NH}_3(\text{aq})$.

2.6.5.7. Précipitation finale d'AgCl

Pour précipiter l'AgCl final, 2 à 3 ml de HNO_3 dilué sont ajoutés à la solution nettoyée de l'échantillon, puis celle-ci est placée dans l'obscurité pendant 24 heures. Le surnageant est ensuite jeté et le précipité est rincé deux fois avec de l'eau MQ. Le précipité d'AgCl est ensuite séché à l'étuve ($T = 80\text{ }^\circ\text{C}$) pendant 48 heures. Il peut alors être inséré dans une cathode de

nickel qui sera introduite dans l'AMS. De la poudre de Niobium (Nb) est versée dans la cathode afin de permettre une meilleure conductivité de la poudre lors du passage du courant dans l'AMS.

2.6.5.8. Mesure de la concentration en ^{36}Cl par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS)

Les mesures par AMS sont réalisées à l'instrument national ASTER situé au CEREGE à Aix-en-Provence (Arnold et al., 2010) par les membres du LN2C.

Les tâches réalisées à l'AMS correspondent à des mesures de rapports isotopiques. En principe, il convient de quantifier le nombre d'ions de l'isotope rare (radioactif) par rapport au nombre d'ions d'un isotope abondant (stable) du même élément. Pour le ^{36}Cl , il faut mesurer les rapports $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ et $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$. Leurs valeurs se situent généralement entre 10^{-14} et 10^{-12} .

La première étape consiste à bombarder l'échantillon d'ions césium (Cs^+) pour produire un faisceau d'ions chargé négativement. Les champs électriques dans la source d'ions ont pour effet que seuls les ions négatifs sont transportés dans le faisceau d'ions, autrement dit les atomes qui ne forment pas d'ions négatifs sont séparés.

Le faisceau d'ions négatifs est ensuite accéléré à 40–100 keV par un champ électrique et passe par un premier spectromètre de masse magnétique. Les ions y sont déviés en fonction de leur masse et de leur charge. Seuls les ions présentant une valeur prédéterminée de ME/q^2 (où M représente la masse, E l'énergie cinétique, et q la charge) sont sélectionnés et continuent la trajectoire.

Dans la première moitié de l'accélérateur, les ions sont accélérés jusqu'à la borne haute tension au niveau de laquelle se trouve le *stripper* d'électrons. Ainsi, les ions négatifs sont transformés en ions positifs.

Après avoir été de nouveau accélérés dans la deuxième moitié de l'accélérateur, les ions positifs passent par un deuxième spectromètre de masse magnétique. Là encore, certains ions sont sélectionnés en fonction de leur valeur ME/q^2 .

Enfin, les ions sont identifiés dans un système de détection ; les isotopes rares sont comptés dans un détecteur à l'état solide et les courants électriques des isotopes stables dans

des coupes de Faraday. Les ions restants traversent quant à eux une feuille de nitrure de silicium dans laquelle la perte d'énergie s'avère proportionnelle à leur numéro atomique.

L'analyse de l'AMS permet ensuite d'obtenir, pour chaque échantillon mesuré, le rapport $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ ainsi que le nombre de *coups* relatifs au ^{36}Cl enregistré. Ces informations et la masse d'entraîneur ajouté lors de la phase de dissolution totale sont alors utilisées pour calculer la concentration $[^{36}\text{Cl}]$ (at/g) :

$$[^{36}\text{Cl}]_{\text{nat}} = \frac{R_m^{35} (N_{\text{sp}}^{\text{Cl}} \%_{\text{sp}}^{35} + N_{\text{nat}}^{\text{Cl}} \%_{\text{nat}}^{35})}{m_{\text{diss}}} \quad (2.19)$$

ou R_m^{35} correspond à la mesure du ratio $^{35}\text{Cl}/^{36}\text{Cl}$, $N_{\text{sp}}^{\text{Cl}}$ au nombre d'atomes de Cl dans l'entraîneur, $\%_{\text{sp}}^{35}$ à l'abondance relative du ^{35}Cl dans l'entraîneur (99,9 %), $N_{\text{nat}}^{\text{Cl}}$ au nombre d'atomes de Cl dans l'échantillon, $\%_{\text{nat}}^{35}$ à l'abondance relative du ^{35}Cl dans la nature (75,77 %), m^{diss} à la masse de l'échantillon dissout.

2.7. Conclusion

Ce chapitre montre qu'il apparaît nécessaire de sélectionner, parmi les nombreux outils méthodologiques à notre disposition, ceux qui s'adaptent le mieux aux thématiques de recherche étudiées.

- (i) Concernant la cartographie des dépôts de marge glaciaire et les reconstitutions paléogéographiques des stades d'englacement, il s'avère essentiel de se focaliser sur des données géographiques de hautes résolutions (lidar-MNT, orthographies, scan 25) couplées à une étude de terrain. Pour reconstituer les stades d'englacement, compte tenu de la nature généralement éparse des moraines, l'utilisation des modèles de Pellitero et al. (2015, 2016) permet d'obtenir des résultats robustes en matière de géométries et de LEG des stades d'englacement, avec un minimum de données entrantes.

- (ii) Concernant les reconstitutions paléoclimatiques, le modèle d'Harper et Humphrey (2003) combine à la fois un modèle de bilan de masse de surface et un modèle d'écoulement glaciaire. Il permet ainsi, à travers l'utilisation de la topographie de la zone étudiée et des données climatiques et glaciologiques entrantes, d'observer la dynamique des langues de glace et d'extraire les données paléoclimatiques associées aux géométries des stades d'englacement.

- (iii) Concernant la datation des fluctuations glaciaires, les connaissances actuelles relatives à la formation des nucléides cosmogéniques ^{10}Be et ^{36}Cl *in situ* et à la variabilité des taux de production en fonction de la zone géographique étudiée permettent d'obtenir des datations numériques sur les dépôts de marge glaciaire et de dépasser les simples stratigraphies relatives des stades d'englacement.

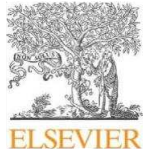
Chapitre 3 : Chronologie des fluctuations glaciaires
dans la haute vallée de l'Ariège et implications
paléoclimatiques

Sommaire :

3.1. Article : Climatic conditions between 19 and 12 ka in the eastern Pyrenees, and wider implications for atmospheric circulation patterns in Europe	124
1. Introduction.....	124
2. Study area.....	125
3. Methods.....	126
4. Results: glacier fluctuation chronology and paleoclimate reconstructions.....	129
5. Discussion.....	139
6. Conclusions.....	142
7. References.....	143

3.1 Article

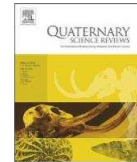
Quaternary Science Reviews 260 (2021) 106923



Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary Science Reviews

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quascirev



Climatic conditions between 19 and 12 ka in the eastern Pyrenees, and wider implications for atmospheric circulation patterns in Europe



Theo Reixach ^{a,*}, Magali Delmas ^a, Régis Braucher ^b, Yannì Gunnell ^c, Cécile Mahé ^a, Marc Calvet ^a

^a HNHP UMR 7194, Université de Perpignan Via Domitia, Bâtiment Y 52, Avenue Paul Alduy, 66860, Perpignan, Cedex 9, France

^b CEREGE, Aix Marseille Univ., CNRS, Collège de France, IRD, INRAE, Plateau de l'Arbois 13545, Aix en Provence, France

^c Université Lumière Lyon 2, CNRS UMR 5600, F-69676, Bron, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 8 October 2020

Received in revised form

9 March 2021

Accepted 31 March 2021

Handling Editor: C. O' Cofaigh

Keywords:

Last glacial-to-interglacial transition

Deglaciation chronology

Cosmogenic exposure dating

Paleoclimate

Modeling

Pyrenees

ABSTRACT

The chronology of the most extensive Late Pleistocene glaciation in the eastern Pyrenees is now well established, but climatic variations during the subsequent Last Glacial-to-Interglacial Transition (LGIT) are much less well documented. The aim of this research is to fill that gap. We present a new series of 22 ¹⁰Be exposure ages from a sequence of moraines in the upper Ariège catchment, and update 64 previously published exposure ages from seven other valleys. Based on (i) geomorphological maps of successive generations of ice-marginal deposits and (ii) their age distributions, followed by (iii) glaciological modeling to infer corresponding mass-balance gradients and equilibrium line altitudes (ELAs), we reconstruct glacier behaviour in the eastern Pyrenees during the LGIT and retrieve paleoclimatic parameters for each glacial stillstand. Results document rapid deglaciation involving four relative stillstands, with an ELA rise of ~410 m and increases in temperature and precipitation of ~4 °C and ~40%, respectively, between ~18 ka (Greenland Stadial GS-2.1b) and ~14.5 ka (Greenland Interstadial GI-1). A cold and dry environment prevailed from ~18 ka onward, and deglaciation was almost complete by GI-1. Only small glaciers persisted as late as ~12.3 ka in cirques where local conditions allowed it. These patterns are compatible with a transient Polar Front Jet Stream repositioning to latitudes of 40e42°N between 18 and 16 ka, with Westerlies-dominated circulation not yet feeding precipitation to the mountain belt abundantly from the northwest, and outbursts of polar air meeting with cool sea waters in the western Mediterranean mostly suppressing precipitation from Mediterranean sources.

© 2021 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Fine-scale reconstructions of Holocene and Pleistocene temperature (T) and precipitation (P) conditions in terrestrial environments are best documented by biological proxies, but the mountain environments of the mid-latitudes are poorly documented by long time series. In glaciated mountains, however, glacial landforms provide a record of past glacier fluctuations from which paleoclimatic conditions can be inferred. By establishing glacial chronologies, for example based on terrestrial cosmogenic nuclide (TCN) exposure dating, and by reconstructing former mountain glaciers in three dimensions, it is possible to derive paleotemperature and paleoprecipitation conditions based on

certain assumptions or analogues (e.g., Ivy-Ochs et al., 2006; Biette et al., 2018; Chandler et al., 2019; Hofmann et al., 2019; Protin et al., 2019).

The circum-Mediterranean mountain ranges are particularly important testing grounds for paleoclimate studies because of their sensitivity to changes in the climatic regimes of adjacent areas, including the North Atlantic (e.g., Hughes and Woodward, 2017). By forming a land bridge between the Atlantic Ocean in the west and the Mediterranean Sea in the east, both of which strongly influence climate along and across the mountain range, the Pyrenees offer ideal conditions in that respect. The Late Pleistocene glaciation chronology of the Pyrenees prior to the LGM has been increasingly well documented in the last 20 years (see Delmas, 2015; Delmas et al., 2021a, b), and an emerging feature is that the time of most extensive glaciation during this last glacial cycle coincided with Marine Isotope Stage (MIS) 3 and/or MIS 4 (Jalut et al., 1992; García-Ruiz et al., 2003; Lewis et al., 2009; Pallas et al., 2010; Delmas et al.,

* Corresponding author.

E-mail address: theo.reixach@univ-perp.fr (T. Reixach).

2011; Tomkins et al., 2018). Thus, in Pyrenean valleys documented until now, the local last glacial maximum (LLGM) preceded the global last glacial maximum (LGM), which currently designates the interval from 29 ka to 19 ka (i.e., earlier part of MIS 2) and corresponds to the most recent period of maximum ice sequestration on continents worldwide (Mix et al., 2001; Thompson and Goldstein, 2006; Lambek et al., 2014).

The inventory of Pyrenean ice-margin positions during the LGM is incomplete, but currently available data suggest a west-to-east paleoclimatic gradient along the orogen. This gradient, with maximum precipitation in the east, could be related to a southerly position of the Polar Front, which would have re-directed storm tracks and allowed Mediterranean weather systems to impinge on the eastern Pyrenees more prominently than they do now (Kuhlemann et al., 2008; Luetscher et al., 2015; Merz et al., 2015). The growing evidence in support of this scenario is based on the TCN dating record for successive generations of frontal moraines such as preserved in the Têt, Querol and Malniu valleys which, during the LGM, reached positions within a few hundred metres of their MIS 4/MIS 3 predecessors (Pallas et al., 2006, 2010; Delmas et al., 2008). Distances between the MIS 3/MIS 4 and LGM frontal moraines increase progressively westward, where they stand 7 km apart on the Ariège (Delmas et al., 2011) and ca. 30 km on the Gállego (Palacios et al., 2015a, 2017; Guerrero et al., 2018). A similar pattern has been reported in the European Alps, with contrasts in outlet glacier lengths between the north and south foreland zones (Ivy-Ochs, 2015; Ivy-Ochs et al., 2018; Monegato and Ravazzi, 2018; Seguinot et al., 2018), thereby suggesting that southerly Mediterranean airstreams provided favorable conditions for the expansion of LGM glaciers (Haeblerli and Penz, 1985; Florineth and Schlüchter, 2000; Kuhlemann et al., 2008; Luetscher et al., 2015; Ludwig et al., 2016; Monegato et al., 2017).

Testing this hypothesis more widely across western Europe calls for acquiring time constraints on when circulation of the Westerlies, and thus conditions of today's prevailing climates, became reestablished after the LGM. Reduced supply of moisture from the Mediterranean would have sealed the fate of the Alpine glaciers, which entered a final recessional phase after 22 ka and faded out after 17.5 ka (Monegato et al., 2017).

The chronology of glacier fluctuations in the Pyrenees since the LGM, i.e., during the Last Glacial-to-Interglacial Transition (LGIT), is sparsely documented, thereby setting limits to our current understanding of post-LGM paleoclimate patterns and local topoclimatic conditions. Given that just a dozen sites have been radiocarbon- or TCN-dated (glaciolacustrine sediments, moraines or glacially-scoured bedrock surfaces: gray and red stars in Fig. 1), multi-plying constraints on the chronology of the LGIT should thus be an important prerequisite for deriving valid paleoclimate models for the region.

In this paper, we expand and refine the glacial chronology of the eastern Pyrenees (Figs. 1 and 2), and use the record of glacier fluctuations to reconstruct climatic change during the LGIT. The eastern Pyrenees host the steepest modern precipitation gradient of the entire mountain belt (Fig. 2A and B). Two-thirds of the existing LGIT age determinations in the Pyrenees already come from this area, with 4 in massifs on the south side of the Axial Zone (Paleozoic backbone of the orogen) under Mediterranean influence (Delmas et al., 2008; Pallas et al., 2010; Palacios et al., 2015b; Andrés et al., 2018), and another 4 on the north side under Atlantic influence (Jalut et al., 1982; Delmas et al., 2011; Crest et al., 2017; Jomelli et al., 2020). By associating a new series of TCN ages ($n = 22$) for the upper Ariège catchment with recalculated TCN ages from previous work ($n = 64$), the aims of this paper are to (i) establish a chronology for post-LGM glacier fluctuations in the eastern Pyrenees; and (ii) derive paleoclimatic data from glaciological models

of the reconstructed glaciers.

The chronological frame used in reference to cooler and warmer time intervals during the LGIT will follow the Greenland (GRIP and North GRIP) event stratigraphy (Rasmussen et al., 2014), which captures millennial-scale oscillations potentially relevant to regions bordering the North Atlantic such as the Pyrenees. The chronostratigraphic scale is based on a GS (Greenland Stadial) and GI (Greenland Interstadial) dichotomy.

2. Study area

The Pyrenees extend for ~400 km between the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea. The middle segment of the range hosts the highest summits, a number of them exceeding 3000 m between Mt. Balaitous (3144 m) and Pique d'Estats (3143 m). The range at present hosts only a small number of cirque glaciers, all confined to 9 massifs where summits exceed 3000 m. Their equilibrium line altitude (ELA) is ~3200 m, thus only slightly higher than the ELA of glaciers (other than around Mont Blanc) in the Western Alps (3000e3100 m; Six and Vincent, 2014).

The eastern segment of the range (this study) displays at least three geomorphological features not encountered farther west: (i) maximum elevations do not exceed 2800e2900 m, except for Pique d'Estats; (ii) the elevated mountain tops tend to be flat plateaus rather than serrated peaks (Calvet et al., 2015); and (iii) the mountain topography is fragmented by Neogene extensional basins (Figs. 1 and 2). On the shorter and steeper north-facing side of the orogen, the Ariège catchment extends from the Axial Zone northward across belts of highly crumpled Mesozoic cover rocks containing large outposts of Paleozoic crystalline basement such as Trois-Seigneurs (summit: 2199 m), Tabe/Saint-Barthélemy (2368 m), and Arize (1716 m) massifs. The south-facing side of the Axial Zone, which also hosted Pleistocene glaciers, consists of a juxtaposition of often small watersheds, typically connecting to the Neogene intermontane half-grabens of Cerdagne, Capcir and Conflent (Figs. 1 and 2). Drainage, in all cases, joins the Mediterranean either via the southern fold-and-thrust belts and Ebro Basin (Segre River); via the northern fold-and-thrust belts (Aude River); or directly eastward, mostly following the succession of Neogene tectonic breaches and basins of the Axial Zone (Têt River).

The dominant climatic characteristic of the eastern Pyrenees is the contrast between the relatively cool and humid massifs under Atlantic influence on the north side, and the much drier and somewhat warmer Mediterranean massifs in the south (Fig. 2A and B). This climatic divide occurs in the Axial Zone, near the present-day drainage divide, and is prominent in several ways. For example, south of the climatic divide the Cerdagne intermontane basin records 30 fewer rainy days and ~400 mm less mean annual precipitation than the immediately adjacent, north-facing Ariège catchment. Likewise, a steep gradient in total annual as well as daily sunshine hours distinguishes the southeastern massifs

(2750 h yr⁻¹, with 50% of daily sunshine in December and 70% in July) from their northwestern counterparts (<2000 h yr⁻¹, 25e30% of daily sunshine in December and 50e55% in July).

Such strong contrasts were also prevalent in the Pyrenees during the Late Pleistocene, and are recorded by the north-south asymmetry in ice extent on either side of the icefield divide (Fig. 2); thus, whereas on the north side quite long outlet glaciers reached the most external ranges and the piedmont, on the south side glaciers never advanced beyond the Internal Sierras. These differences were sharpest in the eastern Pyrenees (Delmas et al., 2011), with the Ariège glacier reaching ~400 m near Foix at the time of the LLGM and collecting tributary ice from the Trois-Seigneurs, Bassiès, Aston, Carlit and Tabe massifs (Figs. 1 and 2). At that time, the Ariège glacier was about 60 km long (ELA ca. 1800

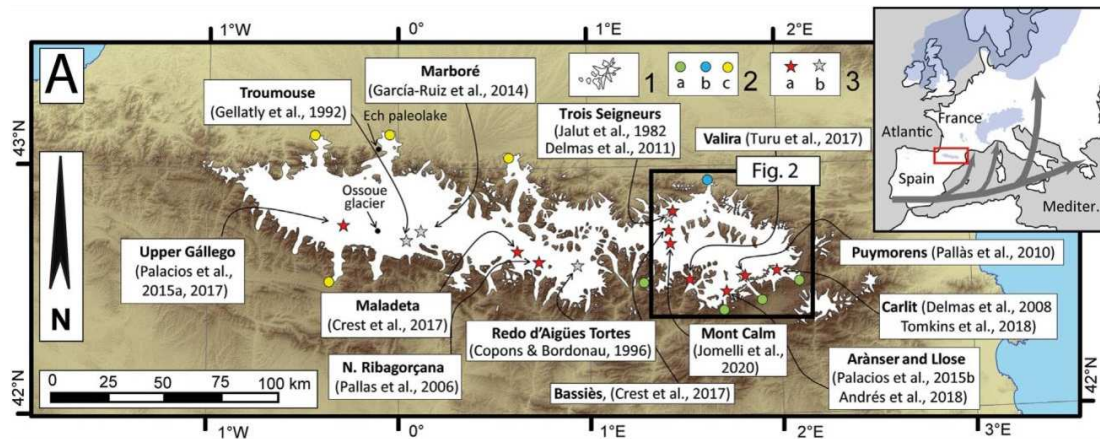


Fig. 1. The Late Pleistocene Pyrenean icefield (after Calvet et al., 2011; Delmas et al., 2011). 1- Local LGM (LLGM, MIS 4 or MIS 3). 2- Pyrenean ice extent at the time of the LGM (29e19 ka). a- LGM glacier fronts very close (typically <0.5 km) to the LLGM position. b- LGM glacier fronts located ~10 km upstream from the LLGM position. c- LGM glacier fronts believed to be located more than 20 km upstream from the LLGM but not yet mapped with great accuracy. 3- Published studies on Last Glacial-to-Interglacial Termination (LGIT) and Holocene ice fluctuations. a- Data based on TCN exposure ages. b- Data based on radiocarbon ages (Copons and Bordonau, 1996; García-Ruiz et al., 2014; Gellatly et al., 1992; Turu et al., 2017).

m), whereas coeval valley glaciers in the more southern massifs never exceeded 15e20 km (ELA ca. 2200 m; Fig. 2C). Post-LGM ice recession was rapid on both sides of the range, occurring as early as 20 ka cal. BP in the upper Tet valley (Delmas, 2005; Delmas et al., 2008) and likewise around 19e20 ka in the Ariège catchment (Delmas et al., 2011). During the Glacial to Interglacial Transition, receding outlet glaciers fragmented into a large number of short, disconnected cirque or valley glaciers confined to the inner Axial Zone, typically 30e40 km from the LLGM terminal moraines on the north side of the range, and 5e10 km on the south.

3. Methods

3.1. Geomorphological mapping of glacial features

Geomorphological mapping was undertaken to establish the distribution of Late Pleistocene ice-marginal landforms (e.g., moraines, kame terraces) generated by stationary glaciers at successive moments and locations. We used 1:25,000 scale topographic sheets and high-resolution (0.2 m ground sampled distance) aerial photographs published by the Institut Géographique National (IGN), and the resulting observations were completed by ground checks and additional field surveys (see Chandler et al., 2018, for an overview of available methods). Based on the relative elevations and positions of the deposits in the catchment, the aim is to reconstruct the extent of local stadial ice margins and thus to document the relative positions of successive glacier stillstands. Benefiting from systematic field work, the geomorphological maps also report the petrographic composition of the till units in order to establish contributing areas established from 1:50,000 scale geological maps. Periglacial, paraglacial and/or postglacial landforms such as rock glaciers, talus cones and debris fans were also mapped, as well as the main ridge crests, nunataks, and Neogene 'paleic' surfaces (preglacial summit erosion surfaces, whether at any time ice-covered or not).

3.2. Surface exposure dating: sampling strategy and analytical procedure

TCN dating was used to establish the exposure age of boulder

surfaces embedded in lateral or frontal moraines. We sampled large granite and gneiss boulders (long axis: 1e5 m), each time making sure to select at least 2 or 3 boulders on each moraine as controls on age consistency (e.g., Prud' homme et al., 2020). All samples (~2 cm thick) were taken from boulder tops that displayed features indicative of glacial abrasion (e.g., rounded, glacially-polished surfaces; Fig. 3) in order to minimise two commonly encountered risks (e.g., Heyman et al., 2011): one situation arises when the sample has retained a proportion of nuclides accumulated in the minerals prior to glaciation (so-called nuclide inheritance) because glacial denudation was overall insufficiently intense to reset the nuclide inventory to zero. This results in overestimating boulder exposure age, and thus in spuriously concluding that deglaciation occurred earlier than it actually did. The other (reverse) situation arises in the case of post-glacial boulder-surface degradation (loss of rock mass, and thus also of nuclides), or in the case of delayed exhumation from till matrix initially shielding the boulder from direct contact with the atmosphere. This results in a relative nuclide deficit in the boulder's ^{10}Be inventory, generates anomalously young exposure ages, and thus spuriously underestimates the true timing of deglaciation.

We followed the chemical procedure of Braucher et al. (2011) for ^{10}Be extraction from the quartz contained in the rock samples. The samples were crushed and sieved, the 250e1000 mm fraction retrieved, and magnetic minerals removed using a FrantzTM isodynamic magnetic separator. Chemical processing for ^{10}Be extraction consists of a succession of sample dissolution steps, starting with $\text{H}_2\text{SiF}_6/\text{HCl}$ to eliminate non-quartz materials, followed by dilute HF in order to remove the atmospheric ^{10}Be . Before complete dissolution in 48% HF, samples were spiked with 0.15 g of an in-house-made ^9Be solution (3.025 ± 0.009 ppm; Merchel et al., 2008). After total dissolution, all sample solutions were evaporated, and beryllium was extracted from the dry residues using anion and cation exchange columns and precipitation of $\text{Be}(\text{OH})_2$ in successive steps. The hydroxides were dried and oxidized at 700 °C for 1 h. The BeO oxide was mixed with Nb powder and placed in copper cathodes for measurement of the sample $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios at the French national AMS facility ASTER (Arnold et al., 2010), and calibrated against in-house standard STD-11 with an assigned $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of $(1.191 \pm 0.013) \times 10^{-11}$ (Braucher et al., 2015) using

Chapitre 3 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la haute vallée de l'Ariège et implications paléoclimatiques

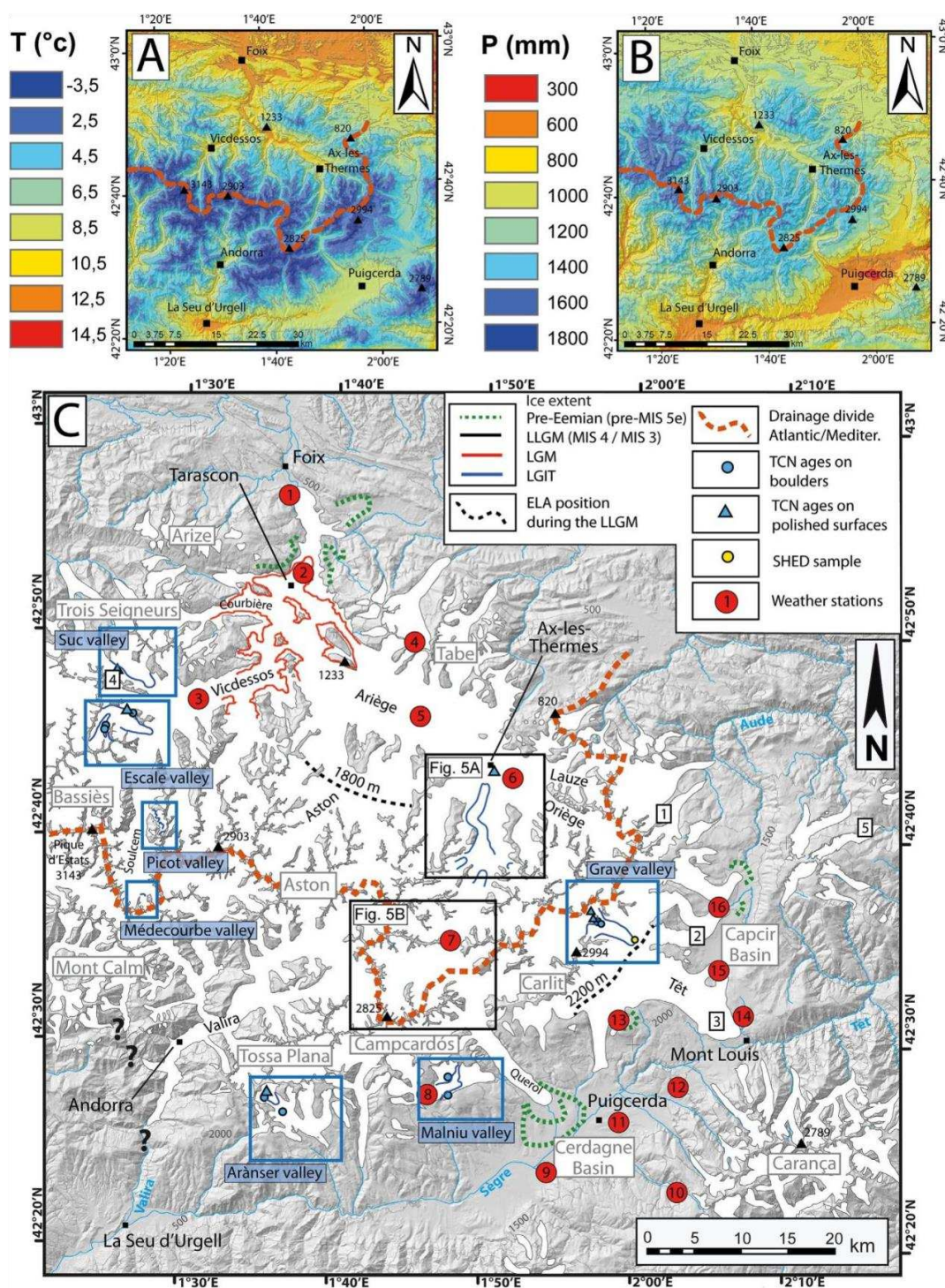


Fig. 2. Modern climatic conditions and Late Pleistocene glaciation in the eastern Pyrenees. Map frames in A, B and C are identical. A, B: present-day mean annual surface air temperature and total annual precipitation values (generated from data in Batalla et al., 2018). Red dashes: Atlantic/Mediterranean drainage divide, which was also the Late Pleistocene ice divide. C: Late Pleistocene ice limits and location of research focus areas. Black and blue rectangles: areas mapped in Fig. 5, and in Fig. 9 and 11, respectively. White squares locate the lacustrine sequences cited in the text: 1- Ruisseau de Laurenti; 2- Balcère; 3- La Borde; 4- Freychinède; 5- La Moulinasse. Weather stations used for paleoclimate modeling (numbered red circles): 1- Foix; 2- Tarascon; 3- Vicdessos; 4- Montferrier; 5- Verdun; 6- Ascou; 7- Hospitalet; 8- Malniu; 9- Das; 10- La Molinas; 11- Puigcerdà; 12- Targassonne; 13- Saillagouse; 14- Mont Louis; 15- Col de la Quillane; 16- Formiguères. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Chapitre 3 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la haute vallée de l'Ariège et implications paléoclimatiques

T. Reixach, M. Delmas, R. Braucher et al.

Quaternary Science Reviews 260 (2021) 106923

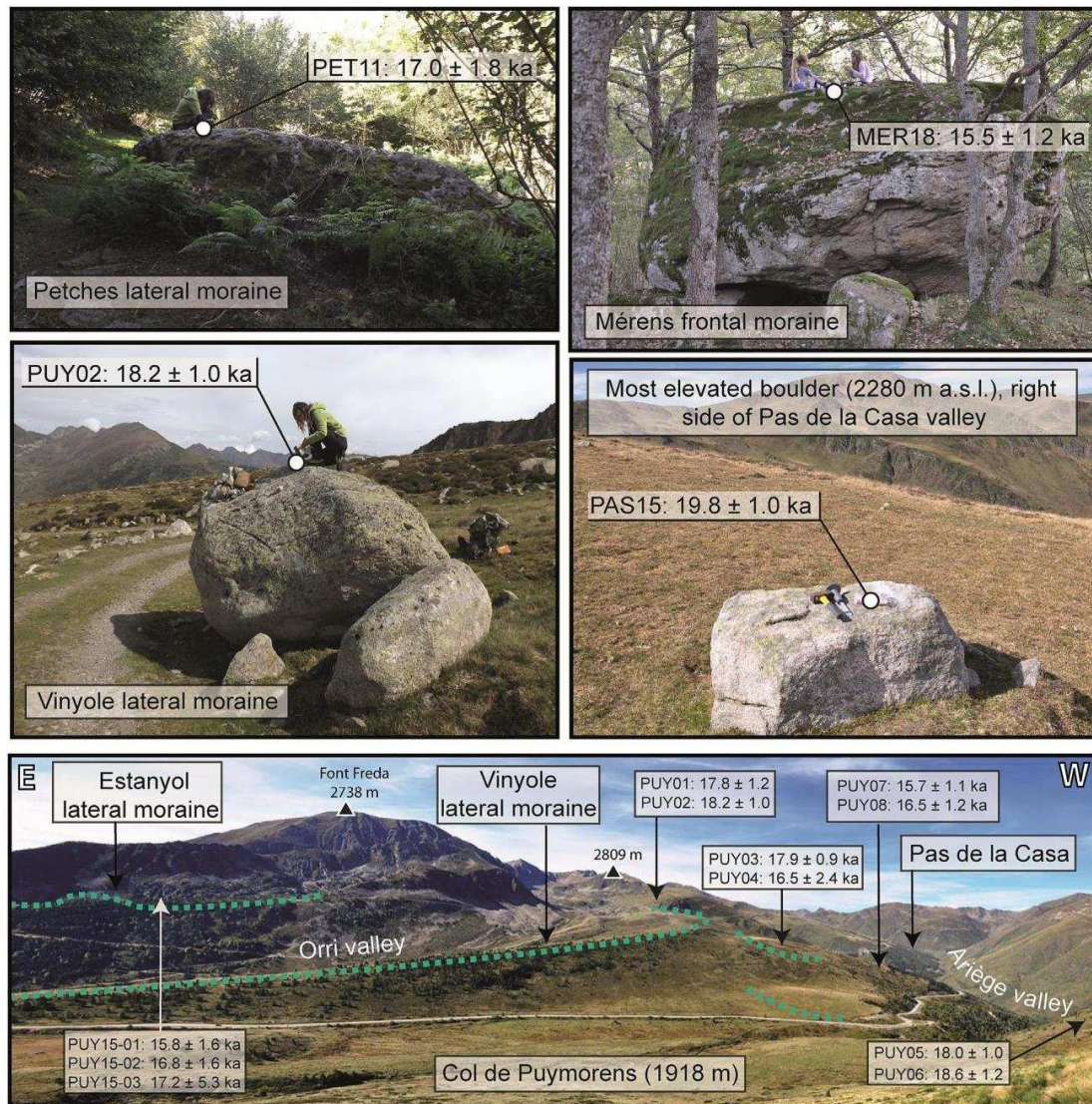


Fig. 3. Examples of boulders sampled for ^{10}Be surface exposure dating in the upper Ariège catchment.

the ^{10}Be half-life of $(1.387 \pm 0.0012) \times 10^6$ years established by Chmeleff et al. (2010) and Korschinek et al. (2010). The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ blank ratio ranged between 8.54×10^{-16} and 2.29×10^{-15} . Measurement-related analytical uncertainties include ASTER counting statistics and machine stability ($\sim 0.5\%$; Arnold et al., 2010).

New and previously published ^{10}Be exposure ages were calculated or recalculated using the Cosmic Ray Exposure Program (CREP) (Martin et al., 2017; Suppl. Material 1). Kernel density probability age plots, which display the probability density distribution, weighted mean, and associate standard deviation of each result, were generated with the iceTEA numerical toolkit (Jones et al., 2019). All nuclide concentrations were converted to the 07KNSTD standard (Nishiizumi et al., 2007). Production rates were calibrated by applying the LalStone time-corrected scaling scheme (Lal, 1991; Stone, 2000; Nishiizumi et al., 1989; Balco et al.,

2008) with the muon parameters of Braucher et al. (2011), the ERA-40 atm model (Uppala et al., 2005), and the ^{10}Be -based atmospheric corrections for geomagnetic field intensity (Muscheler et al., 2005), resulting in a Europe SLHL (sea-level high altitude) production rate of 4.16 ± 0.2 at $\text{g}^{-1}\text{yr}^{-1}$ (Claude et al., 2014). The SLHL was further corrected for topographic shielding (Dunne et al., 1999) and snow shielding (Gosse and Phillips, 2001) using a mean value for snow density of 0.25 g cm^{-3} . Snow cover extrapolations are based on present-day data provided by a high-resolution model developed by Météo-France (ANR SCAMPEI: http://www.umr-cnrm.fr/scampe/presentation_scampe/index.php). Whether newly acquired (n 22) or recalibrated from previous publications (n 49), the ^{10}Be results were modeled with and without snow-shielding correction in order to assess the influence of this parameter on results. Both age series were calculated under a hypothesis of no postglacial denudation given the well-rounded and glacially-

polished characteristics of the sampled surfaces (Fig. 3AeD).

Recalculations of published ^{36}Cl exposure ages (14, 15) were based on the statistical tools developed by Schimmelpfennig (2009) and Schimmelpfennig et al. (2009) (Suppl. Material 1). Elevation/latitude scaling factors were evaluated using CosmoCalc (Vermeesch, 2007) and were based on the scaling models of Stone (2000) for nucleonic production, and Braucher et al. (2011) for muonic contribution.

3.3 Glaciological and paleoclimate modeling

Ice-margin reconstructions and chronologies obtained from the methods described above were used to characterise the paleoclimatic conditions prevalent in the glacial catchment during the corresponding interval. The approach is based on the two following steps, both of which interact iteratively as illustrated in Suppl. Figure 2.1.

The first step uses the GlaRe ArcGis™ toolbox developed by Pellitero et al. (2016) to reconstruct glacier ice-thickness profiles based on a simple glaciological model, schematically illustrated in Fig. 4A and detailed in Suppl. Material 2. The toolbox requires as inputs (i) glacier outlines, here provided by the geomorphological maps; (ii) glacier bed topography (obtained in the present case from the 5 m IGN digital elevation model); and (iii) glacier flowlines manually drawn based on the present-day slope system. We assumed that the subglacial topography has remained roughly unchanged since the LGM.

The second step focuses on the reconstruction of T and P conditions that were prevalent at the time of a given glacial stillstand. For this, we used a Matlab script developed by Harper and Humphrey (2003) and improved by Blard et al. (2007; see Suppl. Material 2). The application allows a glacier mass-balance in a given climatic context to be reconstructed on the basis on four parameters: (i) mean monthly temperatures (MMT) and their associated standard deviation (1 σ), (ii) cumulative monthly precipitation (CMP), (iii) temperature and precipitation altitude gradients, and (iv) degree-day factor (DDF) values. The advantage of using the two models in combination is that Harper and Humphrey (2003) impose a default shear stress of 100 Pa, whereas basal shear stress in GlaRe is a variable. Optimal fits of glacier thickness to the ice-margin deposits are thus enhanced by more realistic values of that key variable (Suppl. Table 2.1).

In this study, the climatic reference frame is elaborated from present-day CMP and MMT values recorded from the nearest 16 weather stations (see Fig. 2C and Suppl. Table 2.2). Data were normalised to a reference altitude of 1400 m based on an atmospheric annual temperature lapse rate and precipitation gradient set to 0.63 °C/100 m $^{-1}$ and 46 mm/100 m $^{-1}$, respectively (López-Moreno, 2006), thus generating spatially-averaged values of CPM and MMT (see Suppl. Table 2.3). This baseline then makes it possible to investigate the magnitude of annual temperature and precipitation anomalies, DT and DP, relative to the current baseline, and thus also provides the potential for appreciating Pleistocene climatic changes through space and time.

DDF values of 3.0 mm eq. water °C $^{-1}$ day $^{-1}$ for snow, and 6.1 mm eq. water °C $^{-1}$ day $^{-1}$ for ice, were applied on the basis of the glaciological data recorded for glaciers in the western French Alps (Six and Vincent, 2014). Regional DDF variations are known to be a function of humidity, wind speed, and cloud cover (Hock, 2003). Uncertainty arising from these variations can be defined by a sensitivity test (Blard et al., 2007). This approach consists in estimating the uncertainty envelope around reconstructed temperatures and precipitation (DT, DP) by running the mass-balance model with extreme DDF input values from various temperate glaciers around the world (Braithwaite and Zhang, 2000; Hock,

2003; see Suppl. Table 2.4). Given the $\pm 17.8\%$ envelope with respect to the DDF value recorded for the Alpine glaciers, the sensitivity test estimates mass-balance gradient (MBG) variation between ± 0.09 and ± 0.03 m yr $^{-1}$ 100 m $^{-1}$, resulting in uncertainties around Pyrenean paleoclimatic reconstructions of ± 0.5 °C for temperatures and ± 5 to $\pm 25\%$ for precipitation (light blue shading in Fig. 4C).

Lastly, the mass-balance model was calibrated by modern glaciological baseline data in order to integrate orographic effects on precipitation and snow redistribution by wind and avalanches. Using 2001e2017 glaciological data from the Ossoue glacier on the north side of the central Pyrenees (source: Observatoire des Glaciers des Pyrénées françaises) and from the Maladeta glacier on the south side (source: Pedrero Muñoz, pers. comm., 2019; Fig. 1), we established that mass-balance best fits were obtained when applying an average correction factor of 2.9 to available CMP values, and that this factor was fully valid for an elevation band ranging between ~ 1400 m and the elevated glacier surface. The factor of 2.9 is consistent with the value of 2.8 applied by Marti (2016). Overall, the modern theoretical mass-balance gradient reconstructed for the eastern Pyrenees is thus 0.54 m yr $^{-1}$ 100 m $^{-1}$ with an ELA at 3163 m (red curve in Fig. 4B).

After the modern surface mass-balance curve has been established, the current MMT and CMP are changed by step-wise, user-defined perturbations aimed at making the glacier expand from present-day conditions until it reaches the desired spatial extent defined by the mapped and dated ice-margin deposits (see Section 3.1). The models combined in the Harper and Humphrey (2003) algorithm generate a large range of paleoclimatic conditions, i.e., several DP and DT pairs, each corresponding to a specific ice-thickness profile, itself related to a given mass-balance gradient and to a given altitudinal position of the ELA (smaller blue circles in Fig. 4C). Ideally, output values of DP or DT should be constrained by independently obtained paleoclimate proxies. Given, however, the absence of data on past atmospheric conditions in the study area, we used best-fitting ice thickness profiles generated by the Glare Toolbox as criteria for selecting (among the multiple solutions generated by the Harper and Humphrey model) the best-fitting values of MBG, ELA, and deviations of P and T (DP, DT) relative to present-day climatic conditions (larger blue circles in Fig. 4C).

4. Results: glacier fluctuation chronology and paleoclimate reconstructions

4.1. The upper Ariège catchment

4.1.1. Sequence of ice-marginal deposits and landforms

The geomorphological maps shown in Fig. 5 highlight ice-marginal deposits in two key areas: (i) along the Ariège valley, close to Petches and Mérens-les-Vals; and (ii) in the vicinity of Col de Puymorens, at the contributory outlets of the En Garcia, Orri, Baladrar and Pas-de-la-Casa subcatchments.

At the village of Petches (Fig. 5A), three lateral moraines between 900 and 960 m on the slopes of the Ariège valley mark out the successive positions of a valley glacier significantly thinner than during the LLGM, when it attained the 1650 m elevation contour in this section of the catchment (Delmas et al., 2012). The ice front is not well marked out by a frontal moraine, but the position of the lateral moraines suggests that the 25-km-long glacier reached the 800 m elevation contour at Ax-les-Thermes. At this time, the Ariège iceway was disconnected from the Najar tributary glaciers, and probably also from the Oriège (Delmas et al., 2011). Further upstream, close to Mérens, a frontal moraine at 1050 m marks out the terminal position of an even thinner and shorter glacier, 15 km long and disconnected from its Nabre and Mourguillou tributaries

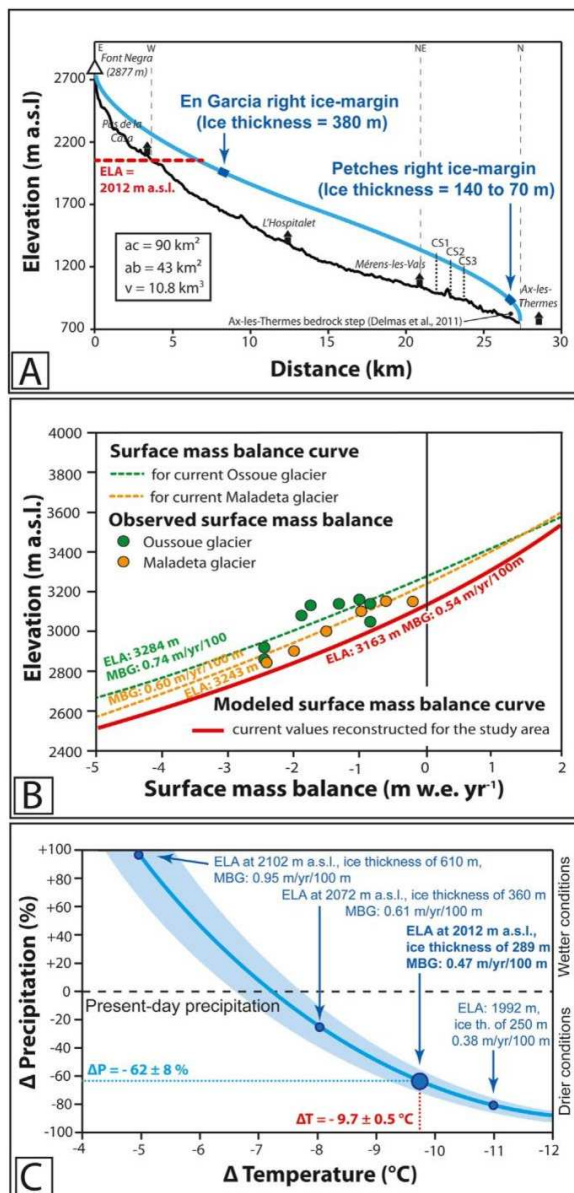


Fig. 4. Method for paleoclimate reconstructions: example based on the Petches/Ax-les-Thermes stadial position. A- Ice-thickness reconstruction using the Glare ArcGIS™ toolbox. Light blue line: ice thickness variation along the flowline. The dark and bold blue sections locate the lateral moraines used to constrain the longitudinal glacier profile, ice thickness, and 3-D ice surface of the glacial stillstand. Black line: topography of the glacier bed inferred from the 5 m DEM along the ice flowline, manually drawn on the basis on the present-day slope morphology; ac: accumulation area; ab: ablation area; CS1, CS2, CS3: cross-sections used for calculating the F value in equations (1) and (2). B- Current surface mass-balance curve modeled following Harper and Humphrey (2003). C- Paleoclimatic conditions (summarized as precipitation-temperature pairs) relative to present values obtained from the glaciological models and the Harper and Humphrey (2003) application. Light blue line links all the P and T pairs suited to generating the Petches/Ax stadial ice extent under constraints of a DDF value of 3.0 mm eq. water °C⁻¹ day⁻¹ for snow and of 6.1 mm eq. water °C⁻¹ day⁻¹ for ice. Light blue shading covers all P and T pairs suited to generating the Petches/Ax stadial ice extent when accounting for DDF variability as recorded worldwide among temperate glaciers. Blue circles show P and T pairs, each corresponding to a given ice thickness, ELA, and mass balance gradient (MBG). (For

(Fig. 5A).

Although not abundant enough to qualify as moraines, conspicuous alignments of glacially-polished gneiss boulders between 1950 and 1980 m striking NWeSE along the east side of the col (blue dashed lines in Fig. 5B) clearly outline a glacier margin. The lithology indicates that they were supplied by the En Garcia catchment. Their altitude on the slope shows that the ice was thick enough to have joined the trunk glacier also fed by the three other catchments on the south side of Puymorens. Other gneiss boulders located higher up the same eastern mountain side (up to 2110 m; brown stars in Fig. 5B) outline the former presence of a wider and thicker glacier, with limits probably very close (or identical) to those of the LLGM. Note that the LLGM is not marked out by an abundance of ice-marginal deposits because the col, at the time, was located within the accumulation rather than the ablation zone of the trunk glacier (local ELA at the time of the LLGM: ~1800 m; Calvet, 2004; Fig. 2C). Below the alignments of gneiss boulders, twowell-preserved moraines (1930 m), exclusively consisting of granite boulders, outline the left margin of a glacier previously fed by ice supplied by the Orri, Baladrar or Pas-de-la-Casa catchments, but already disconnected from the En Garcia (Fig. 5B).

On the south side of Puymorens, a lateral moraine at the outlet of the Estanyol subcatchment marks out the left margin of a glacier joining the Querol valley. Further west, the Vinyole moraine complex (multiple ridges; green lines in Fig. 5B), is the combined product of left-margin lateral moraines from a glacier exiting the Orri, and right-margin moraines from another glacier fed by the Baladrar and Pas-de-la-Casa subcatchments (Fig. 3E). The lower right-margin moraine documents a time when the col was partially deglaciated and hosted an ice-marginal lake now completely filled with sediment. On the left side of Orri valley, the multiple lateral moraines of the Vinyole complex document respectively (i) a 7-km-long glacier descending to elevations of 1650e1700 m (ice front); (ii) a thinner and shorter (5 km) glacier reaching an elevation of 1900 m; and (iii) an even thinner and shorter (3 km) glacier confined to the eastern part of the Orri cirque floor, below the higher headwall of the catchment, and terminating at the 2100 m elevation contour. Thereafter, the catchment hosted two rock glaciers: the older one developed at the time of the 2100 m Orri glacial stillstand, the younger one formed after the glacier had retreated to the cirque headwall and vanished.

Finally, the Baladrar and Pas-de-la-Casa subcatchments host a similar sequence of rock glaciers and ice-margin deposits assignable to four substantially different ice extents (Fig. 5B):

- (i) The most elevated ribbon of ice-marginal debris occurs at 2280 m on the right side of Pas-de-la-Casa valley (brown stars in Fig. 5B); it delineates a glacier boundary close to that of the LLGM.
- (ii) Further down the mountain side, several lateral moraines and a kame terrace occurring at 2040 m mark out the right side of a substantially thinner and narrower glacier. At this time, however, the thickness of the Ariège trunk glacier was still sufficient to ensure a connection with the Baladrar tributary and reach the right-margin lateral moraines of the Vinyole complex (Fig. 5B; green lines).
- (iii) Further still down the hillsides, several lateral moraines located ca. 1980 m mark out the right side of a former glacier confined to the Pas-de-la-Casa subcatchment. The Ariège trunk glacier was still connected to its Baladrar tributary, and

interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Chapitre 3 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la haute vallée de l'Ariège et implications paléoclimatiques

T. Reixach, M. Delmas, R. Braucher et al.

Quaternary Science Reviews 260 (2021) 106923

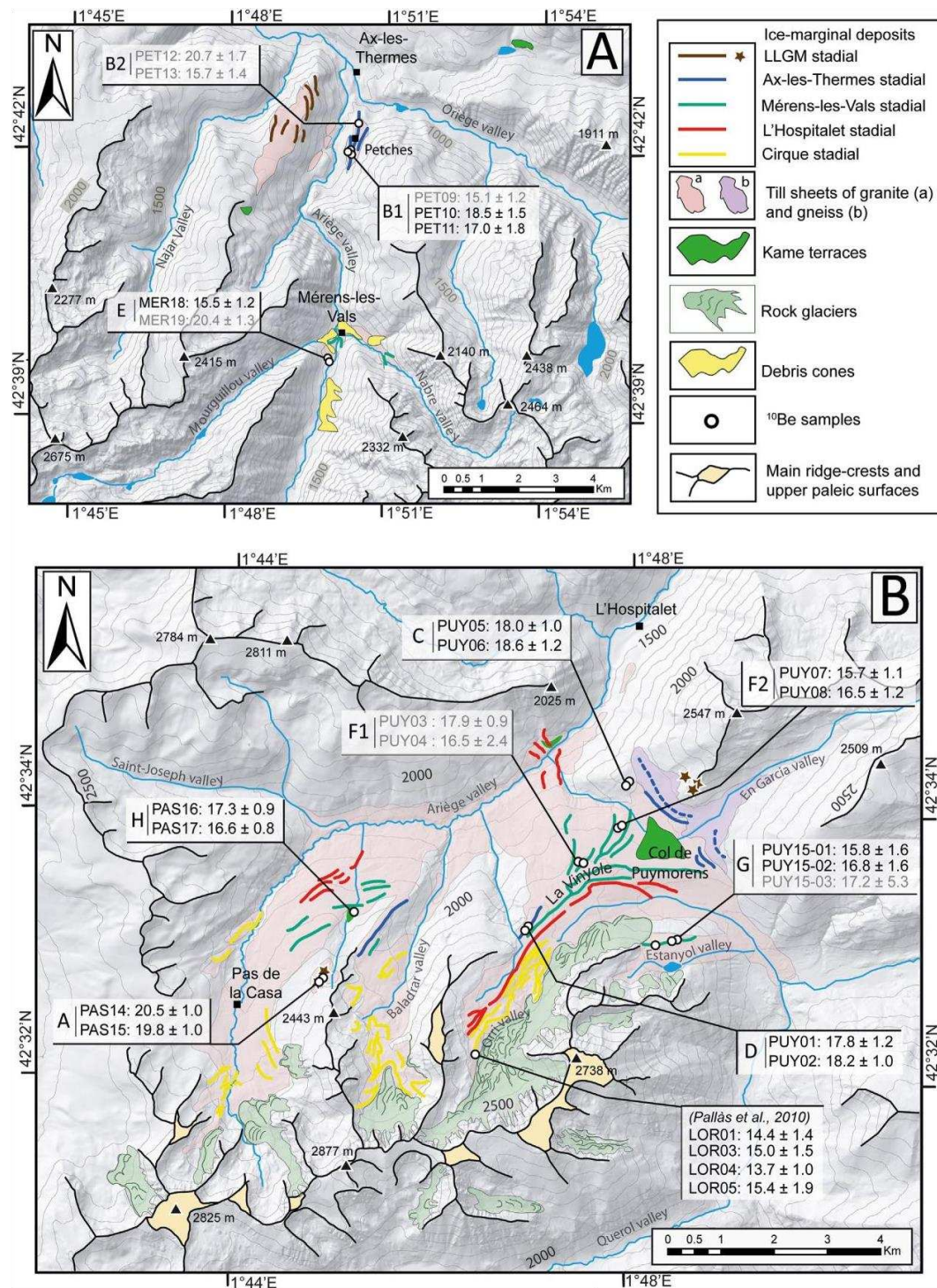


Fig. 5. Geomorphological maps of Pleistocene landforms and deposits and ^{10}Be surface exposure ages obtained in the downstream part (A) and upstream part (B) of the upper Ariège catchment. Ages indicated in gray are not used in the modeling for reasons explained in Section 4.1.2. Brown stars in B: gneiss boulders. Elevation contour interval: 100 m. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Chapitre 3 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la haute vallée de l'Ariège et implications paléoclimatiques

T. Reixach, M. Delmas, R. Braucher et al.

Quaternary Science Reviews 260 (2021) 106923

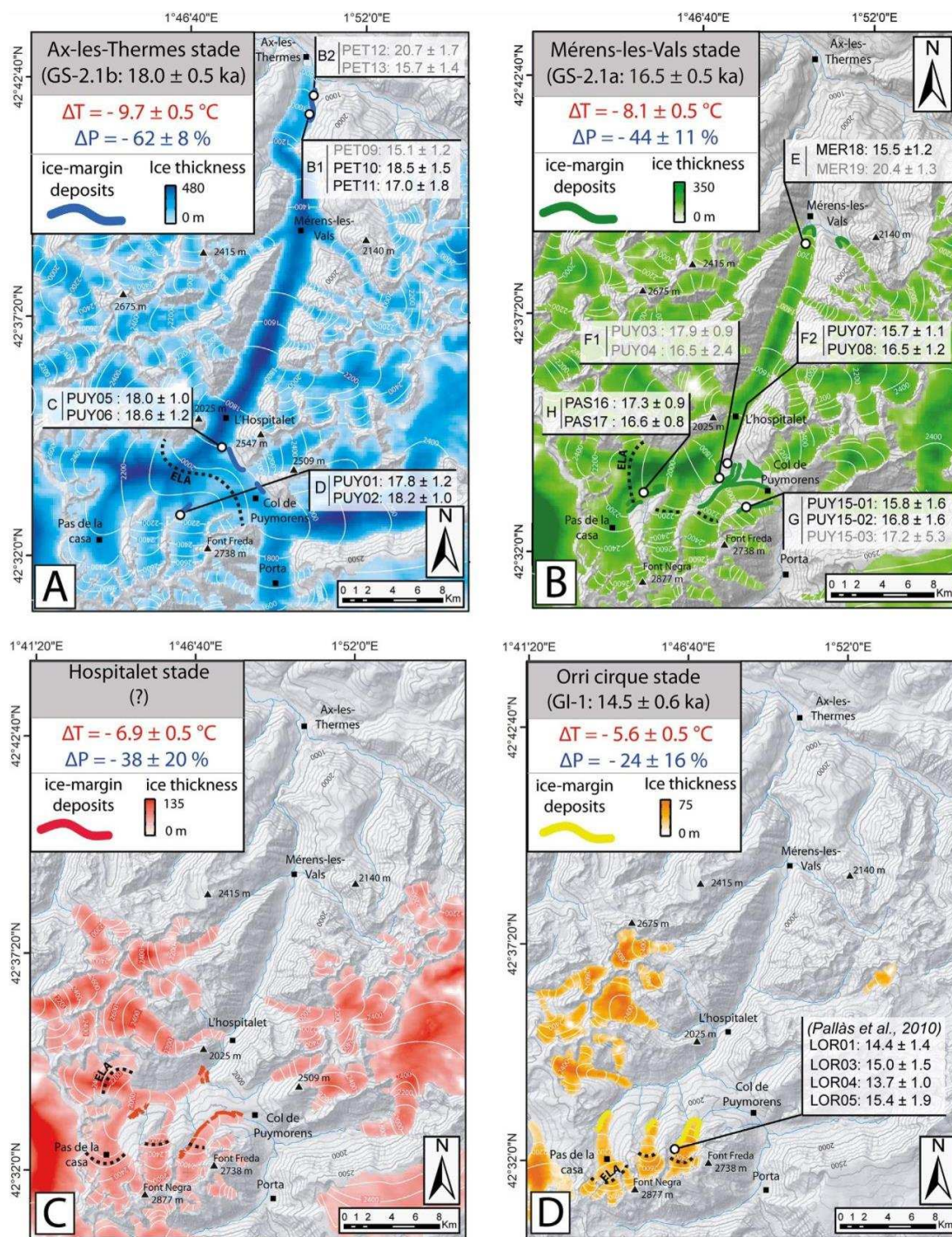


Fig. 6. 3-D glacier configurations during each of the four glacial stillstands (local stades) identified in the upper Ariège catchment.

Chapitre 3 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la haute vallée de l'Ariège et implications paléoclimatiques

T. Reixach, M. Delmas, R. Braucher et al.

Quaternary Science Reviews 260 (2021) 106923

Table 1
Location of cosmogenic¹⁰Be samples (Ariège valley).

Glacial stade	Sample site (see Fig. 4)	Sample code	Lithology	Latitude ^a (dec. Deg.)	Longitude ^a (dec. Deg.)	Altitude (m a.s.l.)
Close to LLGM	A	PAS14	Granite	42.5452	1.7477	2280
		PAS15	Granite	42.5455	1.7480	2280
Ax-les-Thermes	B1	PET09	Gneiss	42.7002	1.8386	930
		PET10	Gneiss	42.6994	1.8388	930
		PET11	Gneiss	42.7000	1.8380	917
	B2	PET12	Gneiss	42.7069	1.8405	928
		PET13	Gneiss	42.7069	1.8405	918
	C	PUY05	Granite	42.5708	1.7994	1922
Mérens-les-Vals	D	PUY06	Granite	42.5702	1.7988	1917
		PUY01	Granite	42.5519	1.7822	2144
	E	PUY02	Granite	42.5525	1.7827	2131
		MER18	Gneiss	42.6511	1.8325	1116
		MER19	Gneiss	42.6513	1.8322	1114
	F1	PUY03	Granite	42.5608	1.7911	2001
		PUY04	Granite	42.5605	1.7919	2000
		PUY07	Granite	42.5650	1.7977	1894
	F2	PUY08	Granite	42.5652	1.7983	1888
		G	PUY15-01	Granite	42.5511	1.8077
PUY15-02			Granite	42.5508	1.8071	2072
H	PUY15-03	Granite	42.5503	1.8041	2092	
	PAS16	Granite	42.5544	1.7530	2040	
	PAS17	Granite	42.5541	1.7533	2040	

Note.

^a Ellipsoid of reference: WGS84.

Table 2
Cosmogenic¹⁰Be surface data from the upper Ariège catchment.

Sampling site (see Fig. 4)	Sample code	Scaling factor	Topographic shielding factor	Snow (cm/yr)	Snow shielding	[¹⁰ Be] (10 ⁵ at/g)	Exposure age ^a (*10 ³ yr ± 1 sigma)	Exposure age ^b (*10 ³ yr ± 1 sigma)
A	PAS14	5.69	0.99	55	0.91	4.37 ± 0.15	18.8 ± 0.9	20.5 ± 1.0
	PAS15	5.68	0.99	55	0.91	4.22 ± 0.13	18.2 ± 0.9	19.8 ± 0.9
B1	PET09	2.06	0.99	0	1	1.28 ± 0.09	15.12 ± 1.2	15.1 ± 1.2
	PET10	2.09	0.99	0	1	1.58 ± 0.12	18.48 ± 1.5	18.4 ± 1.5
	PET11	2.05	0.99	0	1	1.43 ± 0.15	16.97 ± 1.7	16.9 ± 1.7
B2	PET12	2.10	0.98	0	1	1.77 ± 0.13	20.77 ± 1.7	20.7 ± 1.7
	PET13	2.05	0.98	0	1	1.31 ± 0.11	15.75 ± 1.3	15.7 ± 1.3
C	PUY05	4.40	0.99	30	0.95	3.10 ± 0.13	17.2 ± 1.0	18.0 ± 1.0
	PUY06	4.39	0.99	30	0.95	3.19 ± 0.16	17.7 ± 1.1	18.5 ± 1.1
D	PUY01	5.13	0.99	45	0.93	3.5 ± 0.20	16.6 ± 1.1	17.8 ± 1.1
	PUY02	5.09	0.99	45	0.93	3.5 ± 0.16	17.0 ± 1.0	18.1 ± 1.0
E	MER18	2.39	0.97	0	1	1.49 ± 0.10	15.51 ± 1.1	15.5 ± 1.1
	MER19	2.43	0.97	0	1	2.0 ± 0.11	20.44 ± 1.3	20.4 ± 1.3
	PUY03	4.65	0.99	35	0.94	3.2 ± 0.12	16.9 ± 0.9	17.8 ± 0.9
F1	PUY04	4.62	0.99	35	0.94	2.9 ± 0.44	15.6 ± 2.3	16.5 ± 2.3
	PUY07	4.40	0.99	30	0.96	2.65 ± 0.15	15.2 ± 1.0	15.7 ± 1.0
F2	PUY08	4.27	0.99	30	0.96	2.79 ± 0.18	15.9 ± 1.2	16.5 ± 1.2
	G	PUY15-01	4.84	0.99	40	0.93	2.5 ± 0.30	15.0 ± 1.5
PUY15-02		4.80	0.99	40	0.93	3.6 ± 0.30	15.6 ± 1.5	16.8 ± 1.6
PUY15-03		4.94	0.99	40	0.93	3.2 ± 1.08	16.1 ± 5.0	17.7 ± 5.5
H	PAS16	4.75	0.99	38	0.95	3.10 ± 0.10	15.9 ± 0.8	16.6 ± 0.8
	PAS17	4.76	0.99	38	0.95	3.22 ± 0.13	16.5 ± 0.9	17.3 ± 0.9

Notes.

^a Without snow shielding.

^b With snow shielding. Outliers highlighted in gray.

was producing the frontal moraines mapped around 1580 m, 2 km upstream of L' Hospitalet (red lines in Fig. 5B).

- (iv) A last recessional stillstand, confined to the most elevated cirque floors and followed by a period of rock-glacier development, is identifiable in the Baladrar and Pas-de-la-Casa catchments (yellow lines in Fig. 5B).

4.1.2. Four glacial stades and their chronology

The sequence of ice-marginal deposits described above allows a succession of four stadial boundaries to be distinguished in the upper Ariège catchment.

- (i) Glacier boundaries for the Petches/Ax-les-Thermes stadial are defined by the Petches lateral moraines. At this time, the trunk glacier in the upper part of the catchment was 100e150 m thinner than at the time of the LLGM (Fig. 6A). Ice was nonetheless thick enough to allow the tributaries (En Garcia, Orri, Baladrar and Pas-de-la-Casa) to join up as a unique composite glacier spilling north and south into the Ariège and Querol valleys, respectively. Col de Puymorens was thus still functioning at the time as a diffluence col.
- (ii) Thereafter, the Ariège glacier retreated to a new position defined by the Mérens frontal moraines. In the upper part of the catchment, this interval produced the lower right-

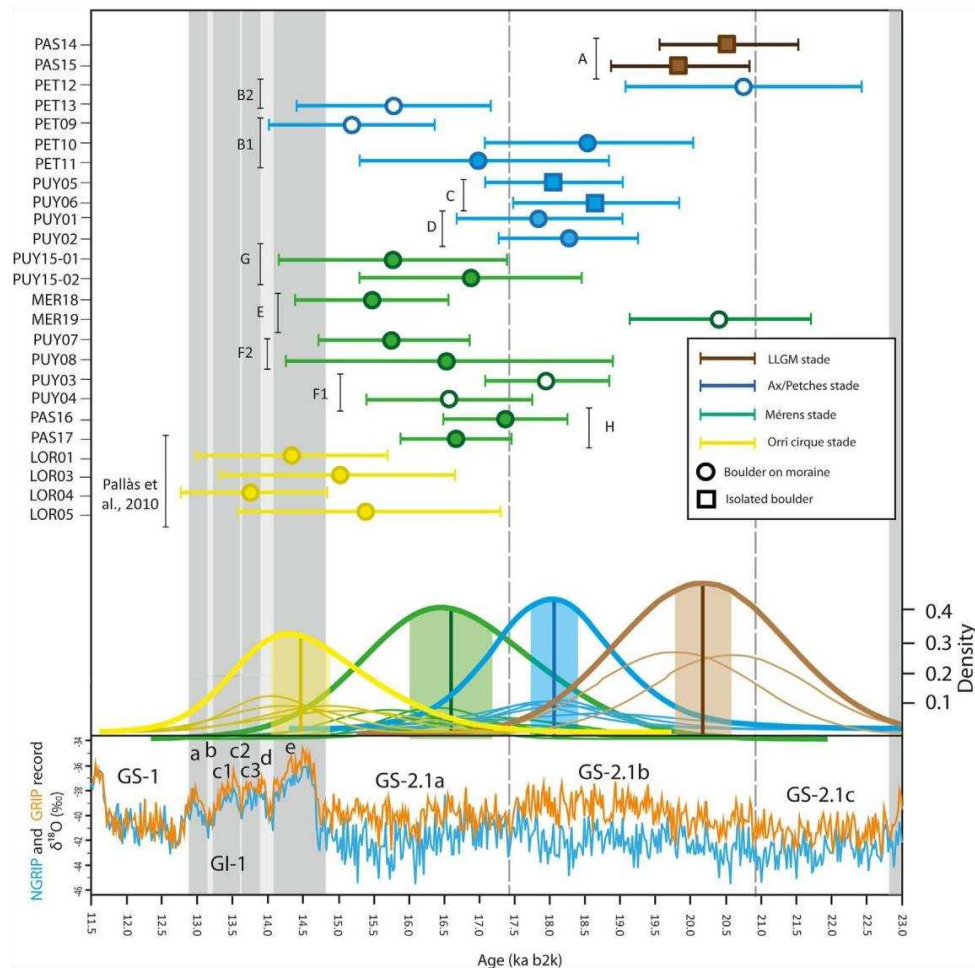


Fig. 7. ^{10}Be exposure ages and their probability density plots for the upper Ariège catchment. Samples are arranged by sampling site and associated by stadal ice extent. White circles: samples considered as outliers for reasons explained in Section 4.1.2.

margin moraine of the Vinyole complex, which documents a partial deglaciation of the Puymorens pass, and the ice-margin deposits at 2040 m on the right side of the Pas-de-la Casa glacier (Fig. 6B).

- (iii) At the time of the Hospitalet stillstand, the Ariège glacier was confined to its Pas-de-la-Casa subcatchment (Fig. 6C).
- (iv) The last glacial stillstand recorded in the study area, before rock-glacier development in periglacial and/or paraglacial environments, corresponds to small cirque glaciers (less than 1 km long, Fig. 6D).

Tables 1 and 2 present the series of 22 new ^{10}Be surface exposure ages from boulders from nine sampling sites relevant to the Ax and Mérens glacial stillstands defined above. A tenth sampling site is located close to the LLGM ice limit near Puymorens. Overall, age results around Puymorens for sites A, C, D, F, G and H are often statistically indistinguishable, but age differences between sites are consistent with their relative positions in the landform sequence, and thus with the expected ice-recession chronology outlined above (Figs. 5e7). For example, boulders located on the most elevated right-marginal ribbon of glacial debris ca. 2280 m in Pas-

de-la-Casa valley (Fig. 5B: site A) provide two consistent ages of 20.5 ± 1.0 ka and 19.8 ± 1.0 ka. On that basis, ice thickness at Puymorens at the end of the LGM (~ 20 ka) was almost identical to ice thickness during the LLGM. This is consistent with the ages of 18.0 ± 1.0 ka and 18.6 ± 1.2 ka obtained from site C (Fig. 5B, Table 2). Given that those boulders occur below the ribbon of gneiss boulders (1950 and 1980 m) on the NE side of the col (blue dashed lines, Fig. 5B), configurations of ice extent inferred from the geomorphological map dictate that the boulders at site C (100e150 m below the LLGM deposits around Col de Puymorens) match the Ax/Petches stadal boundaries rather than any other. On the same basis, the granite boulders from site D provide two ages of 17.8 ± 1.2 and 18.2 ± 1.0 (Fig. 5B; Table 2), thereby showing that the higher Vinyole moraines at the time of the Ax/Petches stillstand were medial moraines between the coalescing glaciers originating from the Orri and Baladrar catchments (Fig. 6A).

Boulders at site F1 provide more scattered results (17.9 ± 0.9 ka on PUY03) and large uncertainty around PUY04 (16.5 ± 2.4 ka), whereas boulders at site F2, on the right side of the Ariège glacier at the time of the Mérens stade (by which time the Puymorens col area was ice-free), provide ages of 15.7 ± 1.1 ka and 16.5 ± 1.2 ka

Chapitre 3 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la haute vallée de l'Ariège et implications paléoclimatiques

T. Reixach, M. Delmas, R. Braucher et al.

Quaternary Science Reviews 260 (2021) 106923

Table 3
Synthesis of glaciologic and climatic reconstructions of east-Pyrenean LGIT glacial stades.

Location	Chronological data			Glaciological reconstructions				Climatic reconstructions		
	Relative position within mountain range	INTIMATE stratigraphy	Local glacial stage	Age (ka ± 1 sigma)	Glacier length (km)	Area above ELA (km ²)	ELA (m a.s.l.)	Mass-balance gradient (m.yr ⁻¹ .100 m ^{e1})	DT (°C)	DP (%)
North		GS-2.1 b	Ax-les-Thermes	18.0 ± 0.5	27.5	90.7	2012	0.47 ± 0.05	-9.7 ± 0.5	-62 ± 8
North			Outer Picot	17.8 ± 0.3	2.6	No data	2425 ^a	No data	No data	No data
South			Malniu	19.2 ± 0.7	3.1	2.1	2413	0.37 ± 0.06	-7.5 ± 0.5	-70 ± 9
North		GS-2.1a	Mérens-les-Vals	16.5 ± 0.5	19.5	25.3	2152	0.50 ± 0.05	-8.1 ± 0.5	-44 ± 11
North			Freychinède	16.7 ± 1.0	4.9	3.6	1700 ^a	0.65 ± 0.09	-9.1 ± 0.5	-45 ± 25
North			Légunabens	16.1 ± 0.2	6.6	4.4	2012	0.44 ± 0.05	-9.1 ± 0.5	-45 ± 11
North			Inner Picot	16.7 ± 0.1	1.9	0.4	2449 ^b	0.23 ± 0.04	-9.1 ± 0.5	-80 ± 5 ^d
South			Arånsær	Indirectly dated	2.4	0.5	2473	0.35 ± 0.05	-7.4 ± 0.5	-77 ± 7
South			Grave	16.1 ± 0.5	6.5	3.8	2383	0.40 ± 0.06	-7.5 ± 0.5	-67 ± 8
North		No data	Hospitalet	No data	9.2	16	2293	0.53 ± 0.07	-6.9 ± 0.5	-38 ± 12
North		GI-1	Cirque Orri	14.5 ± 0.6	3.8	2.8	2423	0.55 ± 0.09	-5.6 ± 0.5	-24 ± 16
North		GS-1	Mouscadous	12.3 ± 0.2	3.4	2.1	2203	0.52 ± 0.09	e 7.0 ± 0.5	-21 ± 16
North			Médecourbe	13.2 ± 0.9	1.6	0.4	2525 ^a	0.41 ± 0.03	e	-60 ± 7 ^d
									7.0 ± 0.5 ^c	

Notes.

^a EL A calculated using the AABR method (Balance ratio of 1.59; Rea, 2009).

^b DT value obtained for Légunabens glacial stage.

^c DT value obtained for Médecourbe glacial stage.

^d DP value modeled on the basis of a DT value obtained from an adjacent catchment during the same glacial stage.

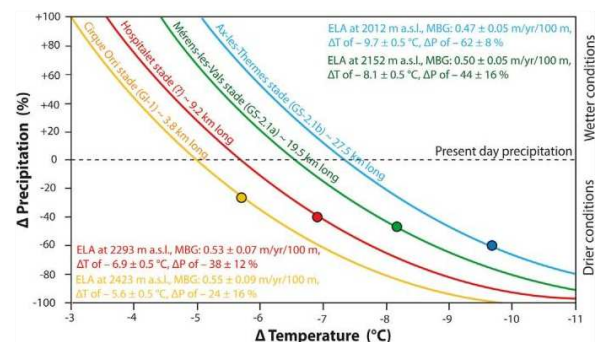


Fig. 8. Reconstructed P and T pairs relative to present conditions, here applied to the four glacial stillstands (local stades) identified in the upper Ariège catchment.

(Fig. 5A; Table 2). Results for F2 are in good agreement (i) with the age of 16.8 ± 1.6 ka and 15.8 ± 1.6 from two other boulders embedded in the Estagnol left-margin moraine (site G; the third age for site G, 17.2 ± 5.3 ka, has been removed because analytical error exceeds 15%); and likewise (ii) with the 17.3 ± 0.9 ka and 16.6 ± 0.8 ka ages for the right-marginal moraine at 2040 m in Pas-de-la-Casa valley (site H; Fig. 5B, Table 2).

Results obtained at sites B and E are substantially more scattered (Fig. 5A; Table 2). Given the consistent ¹⁰Be ages obtained in the vicinity of Puymorens (see above), we infer that: (i) the ages for PET10 (18.5 ± 1.5 ka), PET11 (17.0 ± 1.8 ka) and MER18 (15.5 ± 1.2 ka) accurately estimate the time at which the Petches and Mérens lateral moraines were constructed; (ii) the ages for PET12 (20.7 ± 1.7 ka) and MER19 (20.4 ± 1.3 ka) are anomalously old (the likely cause being that boulders from the LLGM deposit situated on the hillside above sites B and E have polluted the Petches and Mérens moraines that occur lower down); (iii) the ages for PET09 (15.1 ± 1.2 ka) and PET13 (15.7 ± 1.4 ka) are too young given their

low elevation (<1200 m). This lower part of the valley was engulfed from the early Holocene onward by a rapid return of temperate deciduous forest (Jalut et al., 1992), wherein the humid climate typical of forest habitats in the Pyrenean foothills would have ensured high rates of post-depositional weathering of the glacial deposits, thus making till-embedded boulders vulnerable to exposure-age anomalies.

Further TCN results from near Ax-les-Thermes and from Col de Puymorens, previously published by Delmas et al. (2011) and Pallas et al. (2010) and recalibrated in the context of this study (see Suppl. Table 3.1), are of little direct use to the purpose of paleoclimate modeling or refining the chronology presented above. However, of crucial value for completing the LGIT history, four ¹⁰Be ages were obtained by Pallas et al. (2010) from boulders from the lateral moraine that marks out the smaller (3-km-long) and thinner (90e40 m) Orri glacier (terminal position: 2100 m). The exposure ages for LOR01 ($14.4\text{ka} \pm 1.4$ ka), LOR03 (15.0 ± 1.5 ka), LOR04 (13.7 ± 1.0 ka), and LOR05 (15.4 ± 1.9 ka), updated here on the basis of the recalibrations described in Section 3.2, provide a weighted mean age of 14.5 ± 0.6 ka (Figs. 5B, 6D and 7, Table 3). This ascribes these glacier-margin deposits to the beginning of GI-1. On that basis, the rock glacier at the foot of the cirque headwall likely formed during GS-1, suggesting that the Orri glacier, despite being hosted by a north-facing cirque, had become extinct by the end of GI-1.

To summarize, the glacier stillstand chronology in the upper Ariège catchment (Fig. 7, Table 3) based on weighted mean ¹⁰Be exposure ages is as follows: the (i) Pas-de-la-Casa (ribbon of ice-marginal boulders at 2280 m; 2 samples; weighted mean: 20.2 ± 0.3 ka), (ii) Petches/Ax-les-Thermes (various ice-margin deposits: 6 samples; weighted mean of 18.0 ± 0.5 ka), (iii) Mérens (various ice-margin deposits: 7 samples; weighted mean: 16.5 ± 0.5 ka), and (iv) Orri (4 samples; weighted mean: 14.5 ± 0.6 ka) stillstands span the latest LGM and most of the LGIT (early GS- 2.1b, late GS-2.1b, GS-2.1a, and GI-1, respectively). The Hospitalet stillstand, situated between Mérens and Orri, is unsatisfactorily

Chapitre 3 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la haute vallée de l'Ariège et implications paléoclimatiques

T. Reixach, M. Delmas, R. Braucher et al.

Quaternary Science Reviews 260 (2021) 106923

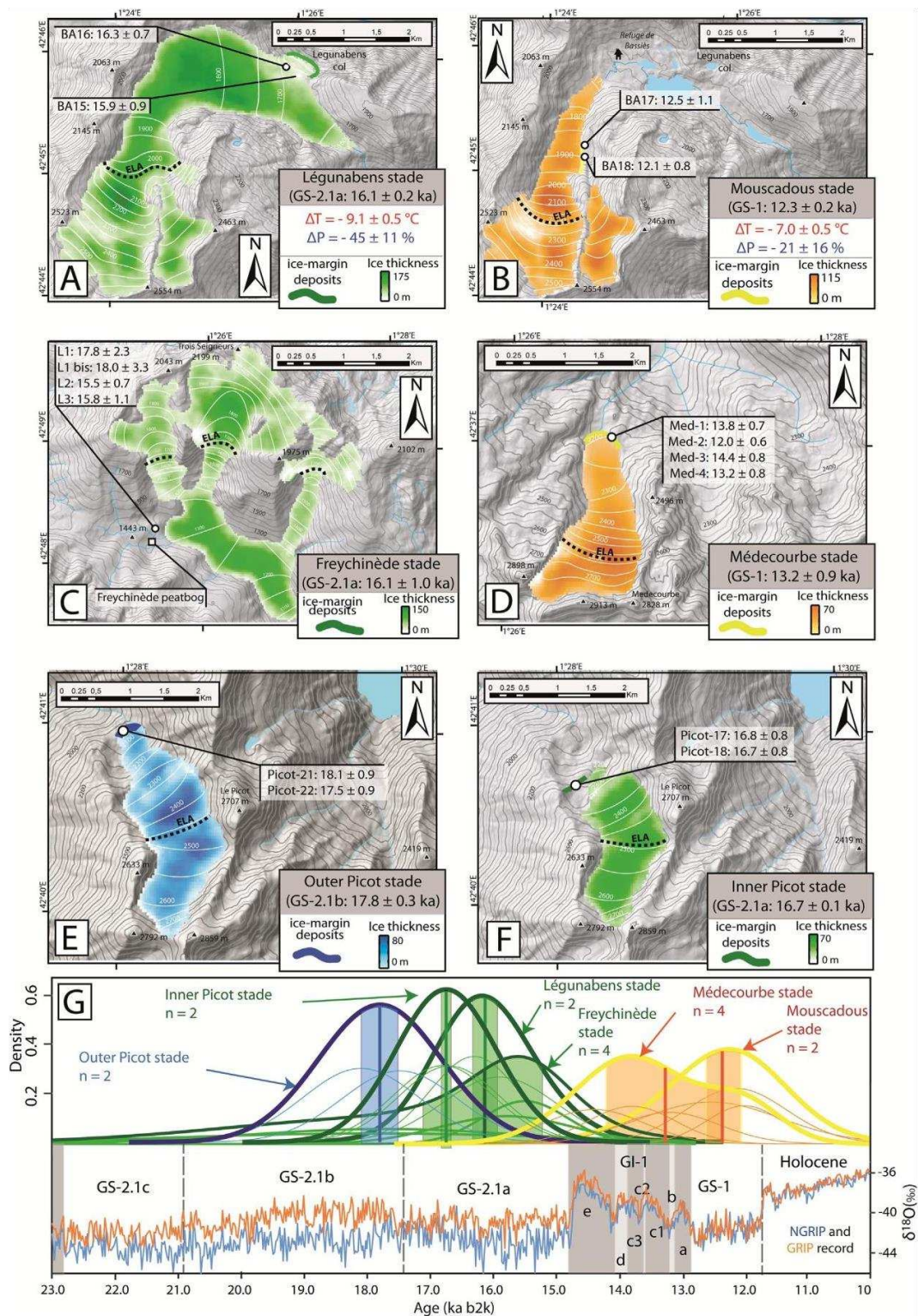


Fig. 9. 3-D glacier configurations during each of the glacial stillstands identified in the northern massifs of the eastern Pyrenees. Panel G: probability density plots of ¹⁰Be exposure ages.

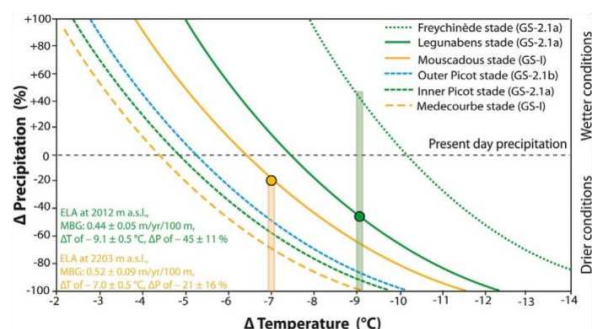


Fig. 10. Reconstructed P and T pairs relative to present conditions, here applied to the glacial stillstands identified in the Videssos catchment.

dated, but can still undergo glaciological and paleoclimatic modeling.

4.1.3. Glaciological and paleoclimatic reconstructions

On the basis of the successive ice boundaries presented and dated, the Harper and Humphrey application further allows the paleoglaciological (ELA, MBG) and paleoclimatic (DP and DT) conditions relating to each glacial stade to be reconstructed (Table 3; Figs. 6 and 8). Ice-thickness profiles obtained for the Ax/Petches stade on the basis of Fig. 6A yielded an ELA at 2012 m and a mass-balance gradient of $0.47 \pm 0.05 \text{ m yr}^{-1} \text{ } 100 \text{ m}^{-1}$, and best-fitting P and T pairs of $-62 \pm 8\%$ for paleoprecipitation relative to present-day reference conditions, and $-9.7 \pm 0.5 \text{ } ^\circ\text{C}$ for paleotemperature (Figs. 4C and 8). On the same basis, the best-fitting paleoclimatic conditions valid for the three subsequent glacial stades in the upper Ariège catchment are summarized and illustrated in Figs. 6 and 8.

This, at the time of the Mérens stade, the Ariège glacier was about 15 km-long, 270 m thick (right-margin lateral moraine of Pas-de-la-Casa at 2040 m) and 300 m thick a few kilometres downstream, at the Vinyole complex. Reconstructed glaciological and paleoclimatic conditions shown in Fig. 8 are based on ice profile constraints set by these two points.

At the time of the Hospitalet stade, the Ariège glacier was 9.5 km long, the ice front stood at an elevation of 1580 m and formed on its right margin the lateral moraines located between 1870 and 2030 m. Paleoclimatic conditions shown in Fig. 8 are based on ice thickness constraints ($\sim 100 \text{ m}$) set by these lateral moraines.

Constraints on ice thickness during that final period of residual cirque glaciers are provided by a lateral moraine in the Orri valley (ice thickness: $70 \pm 35 \text{ m}$, and ice front at 2100 m). Reconstructed paleoclimatic conditions based on that evidence are shown in Fig. 8.

4.2. LGIT ice fluctuations and paleoclimate reconstructions among other east-Pyrenean catchments

Here we extend the methodology presented above as a pilot for the Ariège to other east-Pyrenean catchments where LGIT glacial chronologies have previously been documented (Table 3, Figs. 9e11). These include catchments within massifs to the north (Suc, Escal, Picot and Médecourbe) and south (Aranser, Malniu, Grave) of the Axial Zone (Fig. 2C). Chronological results are based on a recalibration of the population of existing TCN exposure ages for those valleys in order to update the age determination of the glacial landform sequences already mapped and dated in those catchments (see Suppl. Tables 3.2 and 3.3). Ice-marginal deposits ascribed to each local glacial stade allow paleoglaciological (ELA, MBG) and paleoclimatic (DP and DT) conditions to be reconstructed

for several key locations that sample the climatic variability within the eastern Pyrenees (Fig. 2) and at different times of the LGIT (Table 3).

4.2.1. North side of the eastern Pyrenees

4.2.1.1. Suc valley (Trois-Seigneurs massif; after Delmas et al., 2011).

The Suc is a tributary of the Videssos River, on the south side of the Trois-Seigneurs massif. Four ^{10}Be ages from glacier-polished surfaces sampled at Freychinède bedrock step (site L, Fig. 9C) indicate that this bedrock exposure was ice-free ca. $16.1 \pm 1.0 \text{ ka}$ (see also Suppl. Table 3.2). This, and an independent study by Jalut et al. (1982) based on radiocarbon dating and other lithostratigraphic criteria from a glacial paleolake, indicates that the Suc glacier was confined to its upper valley by the end of GS-2.1a. Glacier thickness, however, remains imprecisely defined. Given its position 100 m above the valley floor and in a sheltered zone (edge of a diffuent ice flow; Fig. 9C), the scenario constructed around site L only provides a minimum value for glacier thickness. The available evidence is thus not an optimal input for the glaciological model and for reconstructing paleoclimatic conditions in Suc valley at the time of GS-2.1a (Fig. 10).

4.2.1.1. Escal valley (Bassies massif; after Crest et al., 2017). In a catchment just 4 km to the south of Suc valley (Fig. 2C), the presence of a frontal moraine (1500 m) on the north side of the Légunabens diffuence col provides a proxy for reconstructing a 6.5-km-long glacier in Escal valley, 150 m thick at the col (Fig. 9A). The ELA, MBG, DP and DT best-fitting values produced on that basis are summarized in Table 3 and Fig. 10. Two ^{10}Be ages (BA15, BA16) provided a weighted mean of $16.1 \pm 0.2 \text{ ka}$ (Fig. 9A, Suppl. Table 3.2), thereby situating the Légunabens glacial stillstand within GS-2.1a. Further upvalley, a smaller glacier marked out by a multiplicity of closely-spaced lateral moraines ca. 1885 m (Mouscadous local stade; weighted mean ^{10}Be ages from BA17 and BA18: $12.3 \pm 0.2 \text{ ka}$; Fig. 9B, Suppl. Table 3.2) place this stadial unit in GS-1.

4.2.1.3. Picot and Médecourbe valleys (Soulcem catchment; Mont Calme Pique d' Estats massif; Jomelli et al., 2020).

This area is situated in the upper part of the Videssos River catchment (Figs. 2C), 10–15 km southeast of Légunabens. Picot is a steep-walled amphitheatre floored by three glacial hollows, each containing a lake and separated from the other by $\sim 100\text{-m}$ -high, subvertical rock spurs bearing large, east-facing rock glaciers. Revised age values (inclusive of snow shielding corrections) from the Outer Picot stadial moraine (elevation: 2060 m) provide a weighted mean age of $17.8 \pm 0.3 \text{ ka}$ (Picot-21, Picot-22, Fig. 9E; Suppl. Table 3.2). Deposits associated with the Inner Picot glacial stillstand (ice front around 2200 m, Fig. 9F; Picot-17: $16.8 \pm 0.8 \text{ ka}$, Picot-18: $16.7 \pm 0.8 \text{ ka}$) and two glacially-polished bedrock surfaces at 2300 m (Picot-15, Picot-16: weighted mean age of $16.7 \pm 0.1 \text{ ka}$; Suppl. Table 3.2) overall place the Outer and Inner Picot stadial deposits within GS-2.1b and GS-2.1a, respectively.

The small Médecourbe catchment (5 km south of Picot) also hosts a succession of five frontal moraines located between 2200 and 2300 m and spanning a few hundred metres. Age remodeling (inclusive of snow shielding) of nine samples produced slightly older exposure ages than previously obtained by Jomelli et al. (2020) (Suppl. Table 3.2) but, as in the Picot catchment, the corrected ages do not fundamentally change the chronological interpretations initially inferred. A weighted mean age of $13.2 \pm 0.9 \text{ ka}$ (Med 1, Med 2, Med 3, Med 4; Fig. 9D, Suppl. Table 3.2) places the frontal moraines (elevation: 2200 m) at the transition between GI-1 and GS-1. Given, however, the uncertainty both in snow-cover duration and snow thickness at high altitudes, we assume that the Médecourbe glacial stillstand occurred at the time of GS-1 rather

Chapitre 3 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la haute vallée de l'Ariège et implications paléoclimatiques

T. Reixach, M. Delmas, R. Braucher et al.

Quaternary Science Reviews 260 (2021) 106923

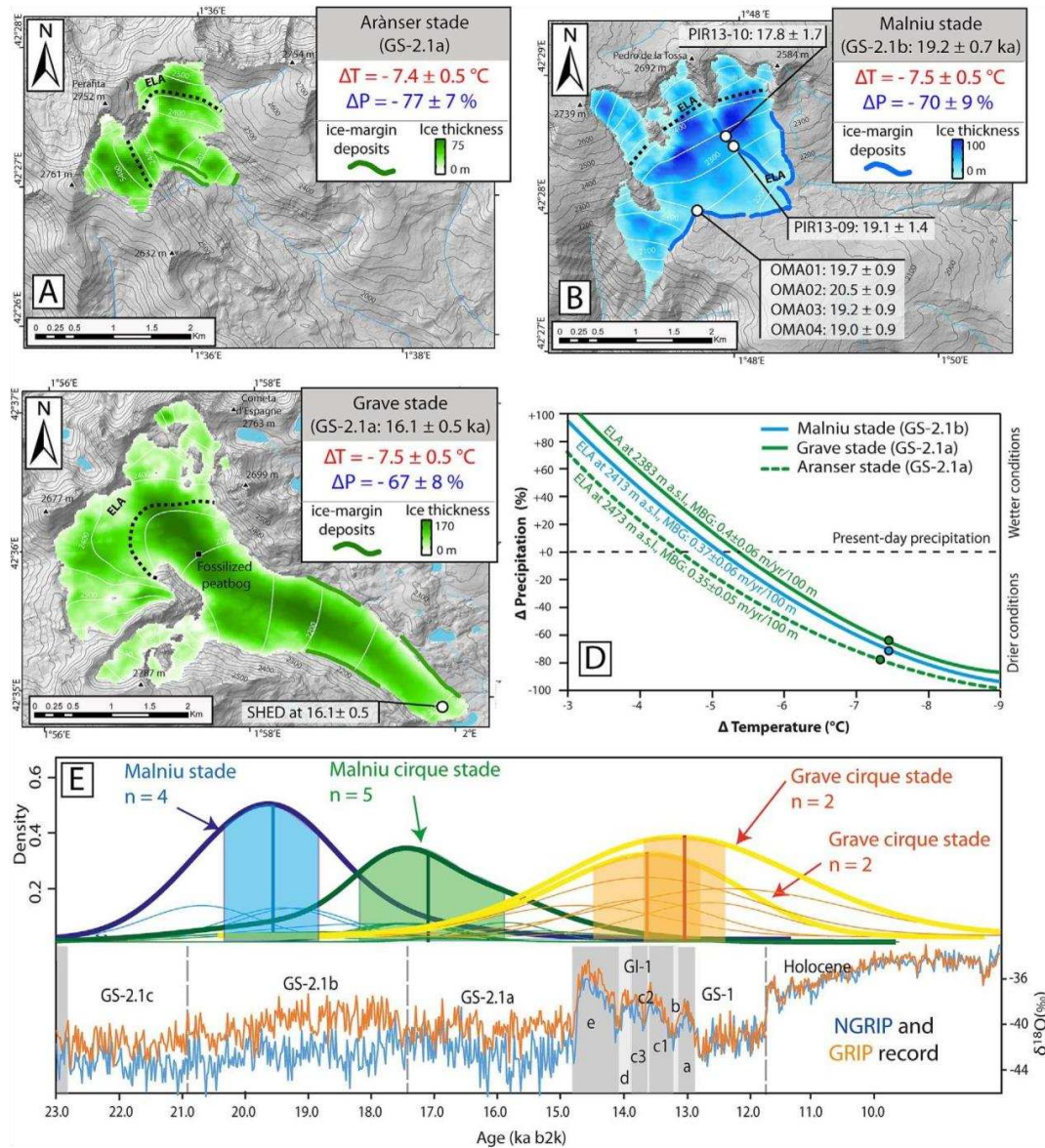


Fig. 11. 3-D glacier configurations applied to the glacial stillstands identified among the southern massifs of the eastern Pyrenees. A to C: method as in Fig. 7 and 9. D: method and abbreviations as in Fig. 4. Panel E: Probability density plots of ¹⁰B ages.

than at the end of interstadial GI-1.

4.2.2. South side of the eastern Pyrenees

4.2.2.1. Arànsers valley (Tossa Plana massif; after Palacios et al., 2015b; Andrés et al., 2018). At the time of the LLGM, the Arànsers catchment in northern Spain hosted a 5e6-km-long composite glacier on the south-eastern side of the flat-topped Tossa Plana (2600e2700 m, border with Andorra). Restricting ³⁶Cl age recalculations to samples that were not considered anomalous outliers by Palacios et al. (2015b) and Andrés et al. (2018), results for PIR11-08, PIR11-09 and PIR11-12 provide a weighted mean age of 13.6 ± 0.9 ka for the Perafita moraines (Fig. 11A). On that basis, we

infer that (i) the left-margin lateral moraines of Perafita glacier were constructed during GS-2.1a; (ii) as in the case of the Orri catchment on the north side of the orogen, the Perafita glacier became extinct during the GI-1 interstadial despite the benefits of the Tossa plateau acting as a (small) reservoir of windblown snow feeding the SE-facing cirques. The catchment thereafter hosted active rock glaciers (Palacios et al., 2015b).

4.2.2.2. Malniu valley (Campcardós massif; Pallas et al., 2010; Palacios et al., 2015b; Andrés et al., 2018). The Campcardós massif (2914 m; Fig. 2), ~15 km east of Arànsers, is also flat-topped and favours snow accumulation downwind of northwesterly

airstreams. In Malniu valley, the 24 revised exposure ages document four distinct Late Pleistocene stadial positions: (i) a MIS 3 and/or MIS 4 terminal moraine; (ii) a LGM frontal moraine situated inboard of, but very close to, its MIS 3/MIS 4 predecessor; (iii) a smaller, early GS-2.1b moraine (still at the time a valley glacier fed by ice originating from the four south-facing glacial cirques; Fig. 11B); and (iv) a GS-2.1a stadial moraine. Two rock glaciers developed subsequently during GI-1, both confined to the glacial cirques. Revised model ages from the six boulders sampled on the lateral moraines provide a weighted mean age of 19.2 ± 0.7 ka (PIR13-09, PIR13-10, OMA01 to OMA04, Suppl. Table 3.3), which confirms that these stadial deposits belong to GS-2.1b. The glaciological and paleoclimatic reconstructions are based on the frontal and lateral moraines ascribed to GS-2.1b: ice thickness was ~ 50 m close to ^{10}Be sample OMA, and ~ 80 m close to ^{36}Cl sample PIR13-09/10 (see Fig. 11B).

4.2.2.3. Upper Tet, or Grave, valley (Carlit massif; after Delmas, 2005; Delmas et al., 2008; Crest et al., 2017; Tomkins et al., 2018). The Grave valley is located 25 km NE of Campcardós. Although south facing and relatively dry, the valley receives northwesterly airflow and precipitation through a saddle in the headwall. Radiocarbon ages obtained from a peatbog (2150 m) on the valley floor suggest early and rapid post-LGM glacial recession, with ice becoming mostly confined to cirque floors at the end of the LGM. A SHED age of 16.1 ± 0.5 ka associated with a left-margin lateral moraine (elevation: 2200–2100 m; Tomkins et al., 2018) nonetheless hints at an ice front located around 2020 m in the Grave valley at that time, and thus accrediting the possibility that the peatbog was overridden by a readvancing glacier during GS-2.1a (Fig. 11C). Based on that scenario, the reconstructed 3-D ice surface at the time of GS-2.1a shows a glacier 6.5 km long and thinning in stages from 130 to 25 m in the ablation zone. On the basis of the ice-thickness profile constrained by the left-margin lateral moraine, the paleoclimatic model parameters are summarized in Table 3 and Fig. 11D. In the uppermost part of the catchment, several frontal and lateral moraines mark out two smaller (and younger) glacier stillstands, with their respective ice fronts reaching 2150 and 2160 m. Revised model ages for both these local stades provide weighted means of 13.8 ± 0.6 ka (ice front at 2150 m, sites M) and 13.1 ± 0.6 ka (ice front at 2160 m, site N and O), respectively (Suppl. Table 3.3). Such an age sequence places the two events within the GI-1 interstadial (Fig. 11E).

5. Discussion

Based on paleoglaciological (ELA, MBG) and paleoclimatic (DP, DT) results acquired from the glacial stillstands documented above (Section 4, Table 3 and Fig. 12), we analyse patterns of LGIT climatic conditions in the eastern Pyrenees (Section 5.1) and discuss their implications for atmospheric circulation in a wider European context (Section 5.2).

5.1. LGIT glacier fluctuations as proxies for east-Pyrenean climate variability through space and time

As emphasized in Section 3.3, in mountain settings where modern climatic (MMT, CMP, altitudinal lapse rates) and glaciological (DDF) constraints are unavailable, such as in many parts of the Pyrenees, model reconstructions of paleoclimate can only be addressed in relative terms, i.e., by comparing (i) simultaneous conditions in different parts of the mountain range during a particular time interval; or (ii) relative P and T changes over a given chronological sequence in different valleys. Results reported in Table 3 document a sharp climatic contrast between the north and

the south side of the range from the end of the GS-2.1b (Section 5.1.1). They also highlight a clear transformation of regional climate during the LGIT (Section 5.1.2), with a significant increase of temperatures and precipitation between GS-2.1a and GI-1. Impacts of GS-1-related cooling are also examined.

5.1.1. A clear and enduring north-south climatic divide during GS-2.1b and thereafter

In terms of glacier size, the upper Ariège valley hosted the largest: 27.5 km at the time of GS-2.1b (Ax stade), and still 19.5 km during GS-2.1a (Mérens stade). Coeval glaciers on the south-facing sides of the Campcardós (GS-2.1b, Malniu) and Tossa Plana (GS-2.1a, Aransér) were just 2–3 km long, and a little longer (~ 6 km) on the south-facing sides of the Carlit (GS-2.1a Grave) and Bassiès massifs (GS-2.1a, Légunabens). These size contrasts are mostly explained by glacial catchment hypsometry (specifically: the surface area of catchments situated above ELA), which controls the volume of ice in the accumulation zone (Suppl. Material 4). With 90.7 km^2 at the time of GS-2.1b, and still 25.3 km^2 during GS-2.1a, the upper Ariège afforded by far the best conditions during the early LGIT compared to $<4.4 \text{ km}^2$ in the other massifs during the same period (Table 3). Position of the ELA and mass-balance gradient are direct indicators of montane paleoclimate and because they integrate information about the regional climate and about local (topoclimatic) effects. On that basis, the glaciological modeling results document colder and wetter conditions among the northern massifs of the study area, with:

- (i) systematically lower ELAs on the north side of the range (during GS-2.1b: respectively 2012 m and 2413 m for the Ax and Malniu stillstands; during GS-2.1a: respectively 2152 m and 2473 m for the Mérens and Aransér stillstands);
- (ii) systematically higher mass-balance gradients, i.e., wetter conditions, on the north side of the range (GS-2.1b: respectively 0.47 ± 0.05 and $0.37 \pm 0.06 \text{ m yr}^{-1} \100 m^{-1} for Ax and Malniu; GS-2.1a: respectively 0.50 ± 0.05 and $0.35 \pm 0.05 \text{ m yr}^{-1} \100 m^{-1} for Mérens and Aransér; Fig. 12, Table 3).

As explained in Section 3.3, DT and DP values reported in Table 3 should be analyzed in relative terms, i.e., whether contrasts between massifs in the past were similar, larger or smaller than today's. The data indicate that north-south climatic contrasts were more pronounced during the early LGIT (GS-2.1b and GS-2.1a) than they are today. At the time of GS-2.1b, this pattern is particularly clear in the case of temperatures ($-9.7 \pm 0.5 \text{ }^\circ\text{C}$ vs. $-7.5 \pm 0.5 \text{ }^\circ\text{C}$ during the Petches/Ax and Malniu stillstands). At the time of GS-2.1a, the pattern mainly concerned precipitation ($44 \pm 11\%$ vs. $77 \pm 7\%$ during the Mérens and Aransér stades).

Nested within this north-south divide, some finer spatial distinctions are apparent for GS-2.1a (Fig. 12, Table 3). Among the south-facing catchments, the Grave stillstand (ELA: 2383 m, MBG: $0.40 \pm 0.04 \text{ m yr}^{-1} \100 m^{-1}) occurred in a cooler and wetter environment than the Aransér further west (ELA: 2473 m, MBG: $0.35 \pm 0.05 \text{ m yr}^{-1} \100 m^{-1}). Among the northern massifs, the Légunabens stillstand (ELA: 2012 m, MBG: $0.44 \pm 0.05 \text{ m yr}^{-1} \100 m^{-1}) occurred in a cooler and drier environment than further east (Mérens stillstand in the upper Ariège valley; ELA: 2152 m, MBG: $0.50 \pm 0.05 \text{ m yr}^{-1} \100 m^{-1}). It is remarkable that the model data are sufficiently sensitive to evidence subsidiary topoclimatic effects of this kind: the NW-SE Grave valley head coincides with a saddle in the ridgetop, allowing the accumulation zone to be directly supplied by Atlantic airflow from the NW. The Vicdessos valley, in contrast, strikes NEE-SW and is sheltered from northwesterly airflow by high

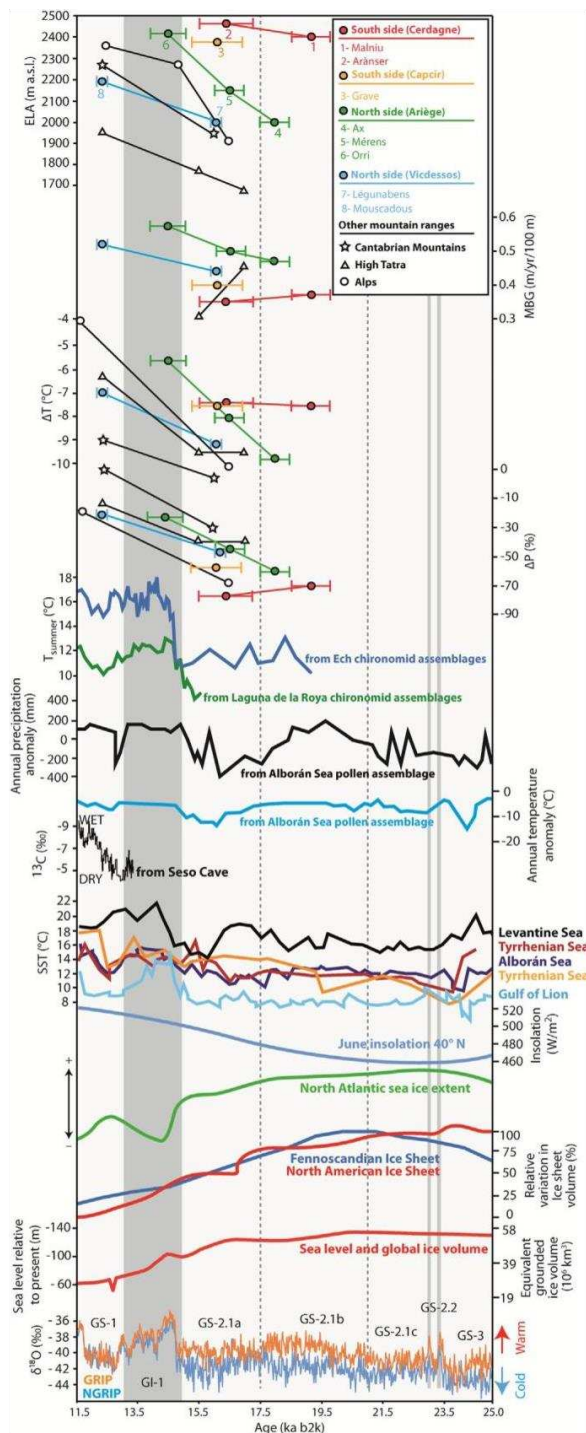


Fig. 12. East-Pyrenean paleoclimate within a multi-proxy European setting. Note that data for the southern massifs are lacking from GI-1 onward because glaciers by that time had become very small or extinct. Data sources are as follows: Cantabrian Mountains: Pellitero et al. (2019); High Tatra: Makos et al. (2012, 2018); European Alps: Ivy-Ochset et al. (2006, 2008), Protin et al. (2019); central Pyrenees (Ech chironomid assemblage): Millet et al. (2012), and speleothem geochemistry of Seso Cave: Bartolomé et al. (2015); NW Iberia (Laguna de la Roya chironomid assemblage): Muñoz Sobrino et al. (2012);

summits. Also revealed by the data is the steeply declining precipitation gradient along the Videssos valley between the Trois-Seigneurs massif, which stands in a front-line position vulnerable to Atlantic weather systems, and the inner Bassiès and Mont Calm massifs, which stand in more sheltered interior positions (Fig. 2). The gradient is perceptible in the data for GS2.1a (DP: $45 \pm 25\%$ at Freychinède, $-45 \pm 11\%$ at Légunabens, $-80 \pm 5\%$ at Inner Picot) and for GS-1 ($-21 \pm 16\%$ at Mouscadous, $-60 \pm 7\%$ at Médecourbe).

51.2. Evidence of climatic change over time and compatibility with records for SW Europe

The data in Table 3 show a change in climatic conditions from GS-2.1a to GI-1. In the upper Ariège valley, temperatures rose by $2.5 \pm 0.5 \text{ }^\circ\text{C}$ between the Mérens and Orri stadial units (GS-2.1a: $-8.1 \pm 0.5 \text{ }^\circ\text{C}$; GI-1: $-5.6 \pm 0.5 \text{ }^\circ\text{C}$), and a slight increase in precipitation ($30 \pm 16\%$) can be inferred for the same time interval (GS-2.1a: $44 \pm 11\%$; GI-1: $24 \pm 16\%$). The climatic downturn (GS-1) cannot be directly documented in the upper Ariège valley because dated glacial deposits are unavailable. Two other sites (Mouscadous and Médecourbe) fail to provide clear trends because GI-1 is undocumented in the Videssos valley. Glacier stillstands documented in the Bassiès massif (Légunabens and Mouscadous), however, show that GS-1 was substantially warmer and a little wetter than the earlier stages of GS-2.1a ($2.1 \pm 0.5 \text{ }^\circ\text{C}$ warmer and $\sim 24 \pm 16\%$ wetter, with an ELA 190 m higher up the mountain; Table 3). On that basis, and given further the DT and DP changes ($2.5 \pm 0.5 \text{ }^\circ\text{C}$, and $20 \pm 16\%$) recorded between the Mérens and Orri glacial stillstands, it remains indirectly plausible that small glacial cirques were present in the upper Ariège (Pas-de-la-Casa) during GS-1.

Acquiring ages brackets for the Hospitalet moraines downvalley and for cirque outlet moraines further upvalley (Fig. 5B) would provide the missing evidence, but indirect constraints can nonetheless be added by the recalculated ^{10}Be ages for the Orri frontal moraine (2100 m). These show that the last time a glacier was hosted by this cirque was not GS-1, as initially envisaged by Pallas et al. (2010), but instead GI-1 (Table 3). This arises because revised ^{10}Be dating protocols tends to generate systematically older exposure ages than under previous calibrations, particularly when snow shielding is included (see Suppl. Material 3). Exactly as on the south side of the range, cirque glaciers in this region of the Axial Zone thus dwindled to extinction during GI-1. When applying to the south side of the range, the rises in ELA recorded in the upper Ariège (271 m between GS-2.1a and GI-1) and Bassiès (191 m between GS-2.1a and GS-1), all the valley heads of the southern catchments likewise underwent definitive deglaciation during the course of GI-1. The potential for ice accumulation on Tossa Plana and Campcardós was insufficient for a subsequent readvance during GS-1 (calculated ELA on the south side of those two massifs: $2740 \pm 2660 \text{ m}$). These conclusions are consistent with the development of rock glaciers in the cirques of the southern massifs during GI-1 and continuing into GS-1, most of this occurring in a paraglacial context of strong slope response to glacier extinction (Delmas et al., 2008; Andrés et al., 2018). The Grave valley in the

Alborán Sea (pollen-inferred climate reconstruction, annual T and P anomalies): Combourieu-Nebout et al. (2009), Rodrigo-Gámiz et al. (2011). Levantine Sea (TEX86-based SST estimates): Castañeda et al. (2010); Alborán Sea (UK37-index-based SST estimates): Cacho et al. (1999); Tyrrhenian Sea (UK37-index-based SST estimates): Cacho et al. (2001); Gulf of Lion SST (April/May) derive from planktonic foraminiferal assemblages: Melki et al. (2009). June insolation at 40°N : after Laskar et al. (2004), calculated using AnalySeries 2.0 (Paillard et al., 1996). Evolution of sea-ice extent (based on bromine enrichment): Maffezzoli et al. (2019). Ice volume evolution of the Fennoscandian Ice Sheet: Hughes et al. (2016). Ice volume evolution of the North American Ice Sheet: Stokes et al. (2012). Pleistocene sea-level reconstructions: Lambeck et al. (2014); GRIP and NGRIP stratigraphies: Rasmussen et al. (2014).

Carlit massif may have continued to host small glaciers, 1e2 km long, benefiting from windblown snow accumulation and local topographic effects during GI-1 (see Section 4.2.2.3) and probably also during GS-1, as suggested by three ages (11.49 ± 1.8 , 12.6 ± 1.5 , 12.6 ± 2.7 ; Suppl. Table 3.3) from a glacially-polished bedrock step located further back from the GI-1 moraine, ca. 2380 m.

Overall, climatic changes reported in this study concur with a very large array of independently reported local and regional paleoenvironmental proxies in the Pyrenees and Iberia (Fig. 12). Pollen spectra documented from the lake sediments at Freychinède (1350 m), La Borde (1660 m), Ruisseau de Laurenti (1860 m), Balcère (1770 m), and La Moulinasse (1360 m), for example (locations in Fig. 2C), confirm that climatic conditions in the inner valleys of the eastern Pyrenees were substantially colder and drier during GS-2.1b and GS-2.1a (particularly under Mediterranean influence) than during GI-1 (synthesis in Jalut et al., 1992; Reille and Lowe, 1993; Reille and Andrieu, 1993). Further west, LGIT summer paleotemperatures inferred from *Chironomidae* in the lacustrine sediment sequence of Ech (710 m; central Pyrenees) and Laguna de la Roya (1608 m, NW Iberia) confirm the cold conditions of GS-2.1b and GS-2.1a, followed by a rapid rise in temperature conditions during GI-1 (Millet et al., 2012; Sobrino et al., 2012). The Ech and Laguna de la Roya lacustrine sequences also capture the cooling event corresponding to GS-1. They were associated with summer temperatures at least 2 °C higher than at the time of GS-2.1a (Millet et al., 2012; Muñoz Sobrino et al., 2012). Moreover, the wetter conditions during GS-1 compared to GS-2.1a are independently confirmed by the speleothem geochemistry of Seso cave (Central Pyrenees, Spain; Bartolomé et al., 2015) and pollen-based climate reconstructions from the Alborán Sea (Combourieu-Nebout et al., 2009; Rodrigo-Gámiz et al., 2011). Finally, multi-proxy analysis of lacustrine (Fletcher et al., 2010; Rius et al., 2014; Moreno et al., 2012, 2014; González-Samperiz et al., 2017; Oliva-Urcia et al., 2017) and marine (Combourieu-Nebout et al., 2009; Dormoy et al., 2009; Melki et al., 2009; Naughton et al., 2019) sequences from within the wider region of SW Europe indicate similar chronologies, all of these in step with global records (Lisiecki and Raymo, 2005; Rasmussen et al., 2014; Lambeck et al., 2014).

5.2. LGIT paleoclimates of the eastern Pyrenees in the wider European context

Paleoclimatic conditions in the eastern Pyrenees, and their chronology and patterns of change discussed in Section 5.1, extend the existing spectrum of evidence documenting changes in atmospheric circulation across Europe during the transition from the LGM to the Holocene.

The trajectories over Europe of low-pressure weather systems initially generated in the North Atlantic during the Late Pleistocene were essentially controlled by shifts in latitude of the Polar Front Jet Stream (PFJS). The position of the PFJS is itself a function of land- and sea-temperature-related high-pressure centres generated by the expansion and recession of (i) the North American Ice Sheet, (ii) sea ice in the North Atlantic, and (iii) the Fennoscandian Ice Sheet, which block or deflect the band of Westerlies southward (Bakke et al., 2009; Hofer et al., 2012; Beghin et al., 2015; Merz et al., 2015).

During the LGM, displacement of the PFJS southward to ~38° N (see models by Merz et al., 2015) was conducive to cold winter air masses invading the Mediterranean Basin more frequently than under interglacial conditions such as today. In that context, low-pressure systems would track frequently through the Straits of Gibraltar and directly across the full fetch of the Mediterranean. They would also, however, funnel through the lowland region between the ice-capped Alps and Pyrenees and into the Gulf of Lion, Ligurian Sea and Tyrrhenian Sea (Florineth and Schlüchter, 2000;

Kuhlemann et al., 2008), with the relatively warm surface waters of the Mediterranean all the while providing ideal conditions for fuelling moisture advection and generating cyclonic weather (Hayes et al., 2005). Under the dynamics promoted by this atmospheric configuration, valley glaciers hosted by mountains of the Mediterranean peninsulas, but also by the southern massifs of the Alps and Pyrenees, found conditions for expansion (Haerberli and Penz, 1985; Florineth and Schlüchter, 2000; Kuhlemann et al., 2008; Delmas et al., 2011; Luetscher et al., 2015; Ludwig et al., 2016; Monegato et al., 2017).

After the LGM, insolation increased (Fig. 12) and the North American Ice Sheet began to recede during GS-2.1a (Stokes et al., 2012; Monegato et al., 2017). This triggered a displacement of the PFJS northward to latitudes of ~40e42° N between 18.3 and 15.9 ka (Eynaud et al., 2009), thus reducing the effects of southerly storm tracks and entailing glacier recession in the circum-Mediterranean mountain ranges. In the eastern Pyrenees, this is confirmed by the concomitant rise of ELAs from ~1800 m to ~2050e2150 m in northern massifs and from ~2200 m to ~2380e2450 m among their southern counterparts (Fig. 12). Magnitudes of change in temperature and precipitation between the LGM and early LGIT remain unknown but, whether on the north or the south side of the range, paleoclimatic data from east-Pyrenean glaciers indicate overall a very cold and dry environment during GS-2.1b and GS-2.1a (Fig. 12).

This record concurs with trends documented Europe-wide. In the Austrian Alps, the Gschnitz stadial ELA (~16e17 ka, i.e., GS-2.1a) was 1930 m, and paleotemperatures and paleoprecipitations were respectively 10 °C and 70% lower than today (Ivy-Ochs et al., 2006). In the Tatra Mountains, the ELA was 1600e1800 m, and paleotemperatures and paleoprecipitation were respectively 9e10 °C and 30e50% lower than today (Makos et al., 2018). In the Cantabrian Mountains (Fuentes Carrionas), the ELA was ~1990 m at a time when paleotemperatures and paleoprecipitation were respectively 10.4 °C and 30% lower than today (Pellitero et al., 2019). The eastern Mediterranean area was comparatively more humid (Mount Erciyes, in central Turkey, recorded paleoprecipitation 50% higher than today and paleotemperatures lower by 4.5e6.4 °C; Sarikaya et al., 2009), still probably benefiting from intense convection over the Levantine Sea with its warmer SSTs coming into contact with cold winter air (Fig. 12; Castañeda et al., 2010).

The study area nonetheless also records a contrast in paleoprecipitation totals between the northern and southern massifs during GS-2.1a (Fig. 12), highlighting more abundant supply of precipitation from Atlantic sources and supplying glaciers in the northern massifs. The NeS contrast points to a climatic regime with a PFJS now roughly positioned at Pyrenean latitudes, with snowfall generated by low-pressure weather systems over the North Atlantic impacting the northern Pyrenees more strongly than during the LGM, and masses of cold air and their associated cold fronts periodically pinching off the polar hemisphere and getting funneled southeastward across France to the western Mediterranean. The funneling scenario is supported by the age of OSL-dated eolian deposits in the lower Rhône valley, which document wind acceleration from the north and northwest between 27 and 16 ka, i.e., during the LGM and onward through to GS-2.1a (Bosq et al., 2018). Adding to the continuing outflow of glacial waters from the Rhône catchment, cooler SSTs over the Gulf of Lion, generated by these frequent and intense northerly (mistral) and northwesterly (tramontane) winds, also entailed strong upwelling effects (Melki et al., 2009). These cumulative factors overall curbed the potential for convective circulation above the western Mediterranean, and mostly shut down opportunities (which were prevalent during the LGM) for heavy snowfall over the southern massifs of the eastern Pyrenees during GS-2.1a.

General climatic conditions became milder during GS-1 compared to GS-2.1a, and involved a rise in ELAs and in T and P values throughout Europe. In the High Tatra Mts., the reconstructed GS-1 ELA (12.5 ka) had risen to 1950e2000 m, and T and P were respectively 6 °C and 15e25% lower than today (Makos et al., 2012, 2018). In the Western Alps, during the transition between GS-1 and the earliest Holocene (~11 ka), the ELA of the Argentièr glacier (Mont Blanc) was ~2400 m, with T and P respectively 3.6e5.5 °C and 0e45% lower than today, (Protin et al., 2019). In the Cantabrian Mountains (Fuentes Carrionas), the GS-1 ELA (12.4 ka) was 2265 m, DT was -9 °C, but DP only -2% (Pellitero et al., 2019). As shown in Fig. 12, ELAs in the eastern Pyrenees had risen everywhere to at least 2200 m, often to 2500 m, thus reducing potential glacier accumulation zones to vanishingly small sizes given the hypsometry of the massifs (Suppl. Material 4).

A study of Europe-wide paleoprecipitation based on 122 reconstructed glacier boundaries and proxy atmospheric temperatures has allowed precipitation anomalies during GS-1 to be simulated widely across Europe (Rea et al., 2020). With greater precision than for GS-2.1, the results for GS-1 show a strong contrast between negative and positive P anomalies in the western and eastern Mediterranean, respectively. These are fully consistent with the Pyrenean results presented here, which indicate, however, a slightly more negative precipitation anomaly (-20%) than adduced by Rea et al. (2020). This minor difference can be explained by the fact that Rea et al. (2020) based their evidence in the eastern Pyrenees on 4 data points (from the Carlit, Campcardós and Puy-morens areas), all of which overestimate the size of glaciers during GS-1 because the arithmetics of age recalibration (this study) make those stadial positions effectively older (GI-1) than GS-1. Additionally, Rea et al. (2020) did not integrate finer-scale orographic effects, whereas model calibration on modern glaciers in this study provides tighter controls on the local impact of orographic effects on precipitation values. The eastern Pyrenees at the time of GS-1 were thus even drier than made out by the Europe-wide model.

As a result of glaciers having largely reached extinction during GI-1, except in local situations where wind-blown snow accumulation and elevated catchments appears to have extended the life of cirque glaciers into GS-1 (these two exceptions are the Mont Calm and Bassies massifs), data from the eastern Pyrenees are ill-suited to documenting climatic conditions during GS-1. Based on their Europe-wide database, Rea et al. (2020) have nonetheless shown that, despite the PFJS having by that time relocated to 54e55°N and favored a return to Westerlies-dominated circulation, outbreaks of cold northerly air entering the Mediterranean Basin were still commonly occurring. These cold air masses, however, were interacting with the higher SSTs of the eastern Mediterranean more forcefully than with the cooler SSTs of the western Mediterranean, thereby maintaining the dry climate detected by this study as early as GS-2.1a among the southern massifs of the Pyrenees. Cold and dry conditions in the eastern Pyrenees during GS-1 are fully compatible with the widespread presence of rock glaciers (and an active permafrost layer) among the cirques that had been vacated during GI-1 by the last remaining glaciers. Full dominance of the Westerlies similar to the interglacial conditions of today only became established after the GS-1-to-Holocene transition, when global insolation had risen sufficiently to definitively melt large volumes of North American Ice Sheet, Fennoscandian Ice Sheet and North Atlantic sea ice (Fig. 12; Stokes et al., 2012; Hughes et al., 2016; Maffezzoli et al., 2019), consequently displacing the PFJS to latitudes of 58°N (Merz et al., 2015).

6. Conclusions

The last Glacial to Interglacial Transition period was a period

during which receding outlet glaciers fragmented into a large number of short, disconnected cirque or valley glaciers. Their mass balances increasingly became controlled by local topoclimatic conditions potentially bearing limited relation to regional atmospheric drivers, but patterns across the study area nonetheless document consistent trends and scenarios of regional importance, as follows:

- (i) New, and previously published but updated, cosmogenic exposure ages (n=6) reveal a LGIT deglaciation pattern across the eastern Pyrenees involving clearly defined recessional standstills, or local stades, occurring during GS-2.1b, GS-2.1a and GI-1. Residual cirque glaciers during GS-1 were present only in valleys characterized by elevated accumulation zones and favorable topoclimatic conditions, and thus in a very small minority.
- (ii) When calculated on the basis of the most recent updates in TCN dating (Section 3.2), ¹⁰Be exposure ages from publications in the last 10 years tend to increase systematically by 7e10%, and by up to ~18% when snow shielding corrections are applied (Suppl. Material 3). The incidence of such calibrations on the construction of paleoclimate chronologies is thus far from trivial.
- (iii) Climate in the eastern Axial Zone of the Pyrenees was substantially colder and drier during GS-2.1b and GS-2.1a than during GI-1 and, although with fewer constraints, GS-1.
- (iv) The pattern of ELAs and mass-balance gradients in the eastern Pyrenees reveals a general NeS gradient during GS2.1b and GS2.1a, with lower ELAs and higher mass-balance gradients among massifs on the north side of the range. This pattern indicates wetter conditions on the north side. The NeS contrasts, which are still sharp and prominent today (cooler and wetter north, Fig. 1) have thus been in place for at least 19,000 years, i.e., since the end of the LGM.
- (v) In a context dominated by more southerly storm tracks than at present because the Polar Front Jet Stream was positioned at latitudes of ~40e42°N between 18 and 16 ka, the eastern Pyrenees during the earlier part of the LGIT remained sheltered not just from Atlantic but also from Mediterranean weather systems. Thus, whereas polar air outbreaks along the Polar Front interacted with warmer SSTs in the eastern Mediterranean region, thereby promoting cyclonic weather and snowfall over the peninsulas, cold air met with comparatively cooler SSTs in the western Mediterranean (Fig. 12), overall suppressing abundant precipitation. As a result, the eastern Pyrenees remained comparatively dry despite their position as land bridge between the Atlantic and Mediterranean.
- (vi) Full restoration of Westerlies-dominated circulation over Europe only occurred somewhat later (GS-1), after which time global warming, added to unsuitable catchment hypsometries, definitively counteracted possibilities for rebooting glacier expansion despite a return to Atlantic-influenced wetter conditions, including among the northern massifs of the Pyrenees.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgments

TCN surface exposure dating was funded by the Bureau des

Chapitre 3 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la haute vallée de l'Ariège et implications paléoclimatiques

T. Reixach, M. Delmas, R. Braucher et al.

Quaternary Science Reviews 260 (2021) 106923

Recherches Géologiques et Minières through the RGF AMI-Pyr programme. The ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix-en-Provence) is supported by INSU/CNRS, IRD, and by the ANR through its 'Projets thématiques d' excellence' programme for the

'Equipements d' excellence' ASTER-CEREGE initiative. We thank Vincent Favier, Vincent Jomelli, and Pierre-Henri Blard, for their advice over the glaciological modeling, Pierre René and Pedrero Muñoz for sharing glaciological data, and the Meteorological Service of Catalonia for sharing temperature and precipitation data. Benjamin Chandler and Philip Hughes provided thorough and much appreciated reviews of the manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106923>.

Credit author statement

Theo Reixach: Conceptualization, Methodology, Software, Writing original draft. Magali Delmas: Conceptualization, Visualization, Supervision, Funding acquisition, Writing review & editing. Régis Braucher: Validation, Resources. Yanni Gunnell: Writing review & editing. Cécile Mahé: Investigation. Marc Calvet: Investigation.

References

- Andrés, N., Gómez-Ortiz, A., Fernández-Fernández, J.M., Tanarro, L.M., Salvador-Franch, F., Oliva, M., Palacios, D., 2018. Timing of deglaciation and rock glacier origin in the southeastern Pyrenees: a review and new data. *Boreas* 47, 1050e1071.
- Arnold, M., Merchel, S., Bourlés, D.L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R.C., Aumaitre, G., Gottang, A., Klein, M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, 1954e1959.
- Bakke, J., Lie, O., Heegaard, E., Dokken, T., Haug, G.H., Birks, H.H., Dulski, P., Nilsen, T., 2009. Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nat. Geosci.* 2, 202e205.
- 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. *Quat. Geochronol.* 3, 174e195.
- Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Stoll, H.M., Cacho, I., Spötl, C., Belmonte, A., Edwards, R.L., Cheng, H., Hellstrom, J.C., 2015. Hydrological change in southern Europe responding to increasing North Atlantic overturning during Greenland Stadial 1. *Proc. Natl. Acad. Sci. Unit. States Am.* 112, 6568e6572.
- Batalla, M., Ninyerola, M., Catalan, J., 2018. Digital long-term topoclimate surfaces of the Pyrenees mountain range for the period 1950e2012. *Geoscience Data Journal* 5, 50e62.
- Beghin, P., Charbit, S., Dumas, C., Kageyama, M., Ritz, C., 2015. How might the North American ice sheet influence the northwestern Eurasian climate? *Clim. Past* 11, 1467e1490.
- Biette, M., Jomelli, V., Favier, V., Chenet, M., Agosta, C., Fettweiss, X., Ho Tong Minh, D., Ose, K., 2018. Estimation des températures au début du dernier millénaire dans l'ouest du Groenland : résultats préliminaires issus de l'application d'un modèle glaciologique de type degré jour sur le glacier Lyng-marksbræen. *Géomorphologie* 24, 31e41.
- Blard, P.-H., Lavé, J., Pik, R., Wagnon, P., Bourlés, D., 2007. Persistence of full glacial conditions in the central Pacific until 15,000 years ago. *Nature* 449, 591e594.
- Bosq, M., Bertran, P., Degeai, J.P., Kreutzer, S., Queffelec, A., Moine, O., Morin, E., 2018. Last Glacial aeolian landforms and deposits in the Rhône Valley (SE France): spatial distribution and grain-size characterization. *Geomorphology* 318, 250e269.
- Braithwaite, R., Zhang, Y., 2000. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *J. Glaciol.* 46, 7e14.
- Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., Bourlés, D.L., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: a multi element approach. *Earth Planet Sci. Lett.* 309, 1e9.
- Braucher, R., Guillou, V., Bourlés, D.L., Arnold, M., Aumaitre, G., Keddadouche, K., Nottoli, E., 2015. Preparation of ASTER in-house $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ standard solutions. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 361, 335e340.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Shackleton, N., 1999. Dansgaard-oeschger and heinrich event imprints in alboran sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14, 698e705.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaifi, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Zahn, R., 2001. Variability of the Western Mediterranean sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16, 40e52.
- Calvet, M., 2004. The quaternary glaciation of the Pyrenees. In: Ehlers, J., Gibbard, P. (Eds.), *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, Part I: Europe*. Elsevier, pp. 119e128.
- Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlés, D., 2011. Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P. (Eds.), *Quaternary Glaciations. Extent and Chronology, a Closer Look Part IV. Developments in Quaternary Science* 15. Elsevier, pp. 127e139.
- Calvet, M., Gunnell, Y., Farines, B., 2015. Flat-topped mountain ranges: their global distribution and value for understanding the evolution of mountain topography. *Geomorphology* 241, 255e291.
- Castañeda, I.S., Schefuß, E., Pätzold, J., Sinninghe Damsté, J.S., Weldeab, S., Schouten, S., 2010. Millennial-scale sea surface temperature changes in the eastern Mediterranean (Nile River Delta region) over the last 27,000 years. *Paleoceanography* 25, 1e13.
- Chandler, B.M.P., Lovell, H., Boston, C.M., Lukas, S., Barr, I.D., Benediktsson, Í.Ö., Benn, D.I., Clark, C.D., Darvill, C.M., Evans, D.J.A., Ewertowski, M.W., Loibl, D., Margold, M., Otto, J.C., Roberts, D.H., Stokes, C.R., Storrar, R.D., Stroeven, A.P., 2018. Glacial geomorphological mapping: a review of approaches and frameworks for best practice. *Earth Sci. Rev.* 185, 806e846.
- Chandler, B.M.P., Boston, C.M., Lukas, S., 2019. A spatially-restricted Younger Dryas plateau icefield in the Gaick, Scotland: reconstruction and palaeoclimatic implications. *Quat. Sci. Rev.* 211, 107e135.
- 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. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. Atoms* 268, 192e199.
- Claude, A., Ivy-Ochs, S., Kober, F., Antognini, M., Salcher, B., Kubik, P.W., 2014. The Chironico landslide (Valle Leventina, southern Swiss Alps): age and evolution. *Swiss J. Geosci.* 107, 273e291.
- Combourieu-Nebout, N., Peyron, O., Dormoy, I., Desprat, S., Beaudouin, C., Kotthoff, U., Marret, F., 2009. Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25,000 years from high resolution pollen data. *Clim. Past* 5, 503e521.
- Copons, R., Bordonau, J., 1996. El registro sedimentario del cuaternario reciente en el lago Redó d' Aigües Tortes (Pirineos centrales). In: Grandal d' Anglade, A., Pagés Valcarlos, J. (Eds.), *IV Reunión de Geomorfología. Sociedad Española de Geomorfología O Castro*, pp. 249e260.
- Crest, Y., Delmas, M., Braucher, R., Gunnell, Y.M., Calvet, M., 2017. Cirques have growth spurts during deglacial and interglacial periods: evidence from ^{10}Be and ^{26}Al nuclide inventories in the central and eastern Pyrenees. *Geomorphology* 278, 60e77.
- Delmas, M., 2005. La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyénées orientales) : approches géomorphologique et géochronologique nouvelles. *Quaternaire* 16, 45e55.
- Delmas, M., 2015. The last maximum ice extent and subsequent deglaciation of the Pyrenees: an overview of recent research. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 41, 109e137.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M., Bourlés, D., 2008. Exposure age chronology of the last glacial cycle in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research* 69, 231e241.
- Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlés, D., 2011. Palaeogeography and ^{10}Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 305, 109e122.
- Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlés, D., 2012. Les glaciations quaternaires dans les Pyrénées aréogées : approche historiographique, données paléogéographiques et chronologiques nouvelles. *Quaternaire* 23, 61e85.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M., Reixach, T., Oliva, M., 2021a. The Pyrenees: glacial landforms prior to the last glacial maximum (chapter 40). In: Palacios, D., Hughes, P., García-Ruiz, J.M., Andrés, A. (Eds.), *European Glacial Landscapes: Maximum Extent of Glaciations*. Elsevier (in press).
- Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M., Reixach, T., Oliva, M., 2021b. The Pyrenees: glacial landforms from the last glacial maximum (chapter 59). In: Palacios, D., Hughes, P., García-Ruiz, J.M., Andrés, A. (Eds.), *European Glacial Landscapes: Maximum Extent of Glaciations*. Elsevier (in press).
- Dormoy, I., Peyron, O., Combourieu-Nebout, N., Goring, S., Kotthoff, U., Magny, M., Pross, J., 2009. Terrestrial climate variability and seasonality changes in the Mediterranean region between 15,000 and 4000 years BP deduced from marine pollen records. *Clim. Past* 5, 615e632.
- Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27, 3e11.
- Eynaud, F., De Abreu, L., Voelker, A., Schönfeld, J., Salgueiro, E., Turon, J.L., Penaud, A., Toucanne, S., Naughton, E., Sánchez Goñi, M.F., Malaizé, B., Cacho, I., 2009. Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka. *G-cubed* 10, Q07U05. <https://doi.org/10.1029/2009GC002398>.
- Fletcher, W.J., Sanchez Goñi, M.F., Peyron, O., Dormoy, I., 2010. Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a western Mediterranean forest record. *Clim. Past* 6, 245e264.

Chapitre 3 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la haute vallée de l'Ariège et implications paléoclimatiques

T. Reixach, M. Delmas, R. Braucher et al.

Quaternary Science Reviews 260 (2021) 106923

- Florineth, D., Schlüchter, C., 2000. Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the last glacial maximum. *Quaternary Research* 54, 295e308.
- García-Ruiz, J.M., Palacios, D., de Andrés, N., Valero-Garcés, B.L., López-Moreno, J.L., Sanjuán, Y., 2014. Holocene and 'little ice age' glacial activity in the marboré cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. *Holocene* 24, 1e14.
- García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., Martí-Bono, C., González-Sampériz, P., 2003. Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *J. Quat. Sci.* 18, 61e72.
- Gellatly, A.F., Grove, J.M., Switsur, V.R., 1992. Mid-Holocene glacial activity in the Pyrenees. *Holocene* 2, 266e270.
- González-Sampériz, P., Aranbarri, J., Pérez-Sanz, A., Gil-Romera, G., Moreno, A., Leunda, M., Sevilla-Callejo, M., Corella, J.P., Morellón, M., Oliva, B., Valero-Garcés, B., 2017. Environmental and climate change in the southern Central Pyrenees since the Last Glacial Maximum: a view from the lake records. *Catena* 149, 668e688.
- Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quat. Sci. Rev.* 20, 1475e1560.
- Guerrero, J., Gutiérrez, F., García-Ruiz, J.M., Carbonel, D., Lucha, P., Arnold, L.J., 2018. Landslide-dam paleolakes in the central Pyrenees, upper Gállego river valley, NE Spain: timing and relationship with deglaciation. *Landslides* 15, 1975e1989.
- Haeblerli, W., Penz, U., 1985. An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18 ka BP Ice Age glaciers in and around the Swiss Alps. *Zeitschrift für Glazialkunde und Glazialgeologie* 21, 351e361.
- Harper, J.T., Humphrey, N.F., 2003. High altitude Himalayan climate inferred from glacial ice flux. *Geophys. Res. Lett.* 30, 1764e1767.
- Hayes, A., Kucera, M., Kallel, N., Shaffi, L., Rohling, E.J., 2005. Glacial Mediterranean sea surface temperatures based on planktonic foraminiferal assemblages. *Quat. Sci. Rev.* 24, 999e1016.
- Heyman, J., Stroeve, A.P., Harbor, J., Caffee, M.W., 2011. Too young or too old: evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth Planet Sci. Lett.* 302, 71e80.
- Hock, R., 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *J. Hydrol.* 282, 104e115.
- Hofer, D., Raible, C.C., Dehnert, A., Kuhlemann, J., 2012. The impact of different glacial boundary conditions on atmospheric dynamics and precipitation in the North Atlantic region. *Clim. Past* 8, 935e949.
- Hofmann, F.M., Alexanderson, H., Schoeneich, P., Mertes, J.R., Léanni, L., 2019. Post-Last Glacial Maximum glacier fluctuations in the southern Ecrins massif (westernmost Alps): insights from ¹⁰Be cosmic ray exposure dating. *Boreas* 48, 1019e1041.
- Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J.L., 2016. The last Eurasian ice sheets - a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas* 45, 1e45.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2017. Quaternary glaciation in the Mediterranean mountains: a new synthesis. In: Hughes, P.D., Woodward, J.C. (Eds.), *Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains*, vol. 433. Geological Society, London, Special Publication, pp. 1e23.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Kubik, P.W., Schluchter, C., 2006. Glacier response in the European Alps to Heinrich event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *J. Quat. Sci.* 21, 115e130.
- 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. *J. Quat. Sci.* 23, 559e573.
- Ivy-Ochs, S., 2015. Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 41, 295e315.
- Ivy-Ochs, S., Lucchesi, S., Baggio, P., Fioraso, G., Gianotti, F., Monegato, G., Graf, A.A., Akçar, 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). *J. Quat. Sci.* 33, 550e562.
- Jalut, G., Delibrias, G., Dagnac, J., Mardones, M., Bouhours, M., 1982. A palaeoecological approach to the last 21,000 years in the Pyrenees: the peat bog of Freychinède (alt. 1350 m, Ariège, South France). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 40, 321e359.
- Jalut, G., Montserrat Martí, J., Fontugne, M., Delibrias, G., Vilaplana, J.M., Julia, R., 1992. Glacial to interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrenees: deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quat. Sci. Rev.* 11, 449e480.
- Jomelli, V., Chapron, E., Favier, V., Rinterknecht, V., Braucher, R., Tournier, N., Gascoin, S., Marti, R., Galop, D., Binet, S., Deschamps-Berger, C., Tissoux, H., Aumaitre, G., Bourles, D.L., Keddouche, K., 2020. Glacier fluctuations during the Late Glacial and Holocene on the Ariège valley, northern slope of the Pyrenees and reconstructed climatic conditions. *Mediterranean Geoscience Reviews* 2, 37e51.
- Jones, R.S., Small, D., Cahill, N., Bentley, M.J., Whitehouse, P.L., 2019. iceTEA: tools for plotting and analysing cosmogenic-nuclide surface-exposure data from former ice margins. *Quat. Geochronol.* 51, 72e86.
- 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., Rimmert, A., 2010. A new value for the half-life of ¹⁰Be by heavy ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, 187e191.
- 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* 321, 1338e1340.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth Planet Sci. Lett.* 104, 424e439.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and ice volume since the glacial maximum. *Proc. Natl. Acad. Sci. Unit. States Am.* 111, 15296e15303.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron. Astrophys.* 428, 261e285.
- Lewis, C.J., Mc Donald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L., Rhodes, E.J., 2009. Climatic implications of correlated Upper Pleistocene and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global Planet. Change* 67, 141e152.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20, PA1003.
- López-Moreno, J.L., 2006. Cambio ambiental y gestión de embalses en el Pirineo Central Español. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón. Zaragoza, p. 260.
- Ludwig, P., Schaffernicht, E.J., Shao, Y., Pinto, J.G., 2016. Regional atmospheric circulation over Europe during the last glacial maximum and its links to precipitation. *J. Geophys. Res.: Atmosphere* 121, 2130e2145.
- Lutscher, M., Boch, R., Sodemann, H., Spöck, 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. *Nat. Commun.* 6, 6344.
- Maffezzoli, N., Vallenga, P., Edwards, R., Saiz-Lopez, A., Turetta, C., Astrid Kjær, H., Barbante, C., Vinther, B., Spolaor, A., 2019. A 120,000-year record of sea ice in the North Atlantic? *Clim. Past* 15, 2031e2051.
- Makos, M., Nitychoruk, J., Zreda, M., 2012. The younger Dryas climatic conditions, polish high Tatra mountains. *Boreas* 42, 745e761.
- Makos, M., Rinterknecht, V., Braucher, R., Toloczko-Pasek, A., Aster Team, 2018. Last glacial maximum and lateglacial in the polish high Tatra mountains: revised deglaciation based on the ¹⁰Be exposure age dating. *Quat. Sci. Rev.* 187, 130e156.
- Marti, R., 2016. Apport des méthodes de télédétection à très haute résolution spatiale dans l'étude des variations de la cryosphère des Pyrénées. Unpubl. PhD Thesis. Université Toulouse le Mirail-Toulouse II, p. 273.
- Martin, L.C.P., Blard, P.-H., Balco, G., Lavé, J., Delunel, R., Lifton, N., Laurent, V., 2017. The CREP program and the ICE-D production rate calibration database: a fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages. *Quat. Geochronol.* 38, 25e49.
- Melki, T., Kallel, N., Jorissen, F.J., Guichard, F., Dennielou, B., Berné, S., Labeyrie, L., Fontugne, M., 2009. Abrupt climate change, sea surface salinity and paleo-production in the western Mediterranean Sea (Gulf of Lion) during the last 28 kyr. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 279 (1e2), 96e113.
- Merchel, S., Arnold, M., Aumaitre, G., Benedetti, L., Bourles, D.L., Braucher, R., Alimov, V., Freeman, S.P.H.T., Steier, P., Wallner, A., 2008. Towards more precise ¹⁰Be and ³⁶Cl data from measurements at the 10.14 level: influence of sample preparation. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 266, 4921e4926.
- Merz, N., Raible, C.C., Woollings, T., 2015. North Atlantic eddy-driven jet in interglacial and glacial winter climates. *J. Clim.* 28, 3977e3997.
- Millet, L., Rius, D., Galop, D., Heiri, O., Brooks, S.J., 2012. Chironomid-based reconstruction of Late-Glacial summer temperatures from the Ech palaeolake record (French western Pyrenees). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 315, 86e99.
- Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quat. Sci. Rev.* 20, 627e657.
- Monegato, G., Scardia, G., Hajdas, I., Rizzini, F., Piccin, A., 2017. The Alpine LGM in the boreal icesheets game. *Sci. Rep.* 7, 2078.
- Monegato, G., Ravazzi, C., 2018. The Late Pleistocene Multifold glaciation in the Alps: updates and open questions. *Alp. Medit. Quat.* 31, 225e229.
- Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., Fletcher, W.J., 2012. Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: a view from lacustrine sediments. *Quat. Sci. Rev.* 36, 139e153.
- Moreno, A., Svensson, A., Brooks, S.J., Connor, S., Engels, S., Fletcher, W., Genty, D., Heiri, O., Labuhn, I., Persoiu, A., Peyron, O., Sadori, L., Valero-Garcés, B., Wulf, S., Zanchetta, G., 2014. A compilation of Western European terrestrial records 60e8 ka BP: towards an understanding of latitudinal climatic gradients. *Quat. Sci. Rev.* 106, 167e185.
- Muscheler, R., Beer, J., Kubik, W., Sval, H.-A., 2005. H-A Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on ¹⁰Be and ³⁶Cl from the Summit ice cores and ¹⁴C. *Quat. Sci. Rev.* 24, 16e17.
- Naughton, F., Costas, S., Gomes, S.D., Desprat, S., Rodrigues, T., Sanchez Goñi, M.F., Renssen, H., Trigo, R., Bronk-Ramsey, C., Oliveira, D., Salgueiro, E., Voelker, A.H.L., Abrantes, F., 2019. Coupled ocean and atmospheric changes during Greenland stadial 1 in southwestern Europe. *Quat. Sci. Rev.* 212, 108e120.
- Nishiizumi, K., Winterer, E.L., Kohl, C.P., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., Arnold, J.R., 1989. Cosmic ray production rates of ¹⁰Be and ²⁶Al in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94, 17907e17915.
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M., Southon, J., Finkel, R., 2007. Absolute calibration of ¹⁰Be AMS standards. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B: Beam Interact. Mater. Atoms* 258, 403e413.
- Oliva-Urcia, B., Moreno, A., Leunda, M., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Mata, M.P., HORDA Group, 2017. Last deglaciation and Holocene

Chapitre 3 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la haute vallée de l'Ariège et implications paléoclimatiques

T. Reixach, M. Delmas, R. Braucher et al.

Quaternary Science Reviews 260 (2021) 106923

- environmental change at high altitude in the Pyrenees: the geochemical and paleomagnetic record from Marboré Lake (N Spain). *J. Paleolimnol.* 59, 349e371.
- Palacios, D., de Andrés, N., López-Moreno, J.J., García-Ruiz, J.M., 2015a. Late Pleistocene deglaciation in the central Pyrenees: the upper Gállego valley. *Quaternary Research* 83, 397e414.
- Palacios, D., Gómez-Ortiz, A., de Andrés, N., Vázquez-Selem, L., Salvador-Franch, F., Oliva, M., 2015b. Maximum extent of late Pleistocene glaciers and last deglaciation of La cerdanya mountains, southeastern Pyrenees. *Geomorphology* 231, 116e129.
- Palacios, D., García-Ruiz, J.M., Andrés, N., Schimmelpfennig, I., Campos, N., Léanni, L., ASTER Team, 2017. Deglaciation in the central Pyrenees during the Pleistocene-Holocene transition: timing and geomorphological significance. *Quat. Sci. Rev.* 162, 111e127.
- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996. Macintosh Program performs time-series analysis. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 77, 379e379.
- Pallás, R., Rodes, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlés, D., Vilaplana, J.M., Masana, A., Santanach, P., 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ¹⁰Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quat. Sci. Rev.* 25, 2937e1963.
- Pallás, R., Rodes, A., Braucher, R., Bourlés, D., Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., 2010. Small, isolated glacial catchments as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology* 38, 891e894.
- 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 palaeoglaciologists. *Comput. Geosci.* 94, 77e85.
- Pellitero, R., Fernández-Fernández, J.M., Campos, N., Serrano, E., Pisabarro, A., 2019. Late Pleistocene climate of the northern Iberian peninsula: new insights from palaeoglaciologists at fuentes Carrionas (cantabrian mountains). *J. Quat. Sci.* 34, 342e354.
- Protin, M., Schimmelpfennig, I., Mugnier, J.-L., Ravel, L., Le Roy, M., Deline, P., Favier, V., Buoncristiani, J.F., Aster Team, 2019. Climate reconstruction for the younger dryas/early Holocene transition and the little ice age based on paleo extents of argentine glacier (French Alps). *Quat. Sci. Rev.* 221, 105883.
- 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 Surf. Process. Landforms* 45, 1168e1180.
- 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, L.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., 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. *Quat. Sci. Rev.* 106, 14e28.
- Reille, M., Andrieu, V., 1993. Variations de la limite supérieure des forêts dans les Pyrénées (France) pendant le Tardiglaciaire. *Compte rendu de l'Académie des Sciences de Paris Série II* 316, 547e551.
- Reille, M., Lowe, J.J., 1993. A re-evaluation of the vegetation history of the eastern Pyrenees (France) from the end of the Last Glacial to the Present. *Quat. Sci. Rev.* 12, 47e77.
- Rea, B.R., 2009. Defining modern day area-altitude balance ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quat. Sci. Rev.* 28, 237e248.
- Rea, B.R., Pellitero, R., Spagnolo, M., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Renssen, H., Ribolini, A., Bakke, J., Lukas, S., Braithwaite, R.J., 2020. Atmospheric circulation over Europe during the younger Dryas. *Science Advances* 6, 1e14.
- Rius, D., Galop, D., Doyen, E., Millet, L., Vannière, B., 2014. Biomass burning response to high-amplitude climate and vegetation changes in Southwestern France from the Last Glacial to the early Holocene. *Veg. Hist. Archaeobotany* 23, 729e742.
- Rodrigo-Gámiz, M., Martínez-Ruiz, F., Jiménez-Espejo, F.J., Gallego-Torres, D., Nieto-Moreno, V., Romero, O., Ariztegui, D., 2011. Impact of climate variability in the western Mediterranean during the last 20,000 years: oceanic and atmospheric responses. *Quat. Sci. Rev.* 30, 2018e2034.
- Sarikaya, M.A., Zreda, M., Ciner, A., 2009. Glaciations and paleoclimate of Mount Erciyes, central Turkey, since the Last Glacial Maximum, inferred from ³⁶Cl cosmogenic dating and glacier modeling. *Quat. Sci. Rev.* 28, 2326e2341.
- Schimmelpfennig, I., 2009. Cosmogenic Cl-36 in Ca and K Rich Minerals: Analytical Developments, Production Rate Calibrations and Cross Calibration with He-3 and Ne-21. PhD Thesis, Université Paul Cezanne Aix-Marseille III. CEREGE, Aix en Provence, France, p. 343.
- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P.-H., Bourles, D., Burnard, P., Williams, A., 2009. Sources of in-situ ³⁶Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. *Quat. Geochronol.* 4, 441e461.
- Seguinot, J., Jouvét, G., Huss, M., Funk, M., Ivy-Ochs, S., Preusser, F., 2018. Modelling last glacial cycle dynamics in the Alps. *Cryosphere* 12, 3265e3285.
- Six, D., Vincent, C., 2014. Sensitivity of mass balance and equilibrium line altitude to climate change in the French Alps. *J. Glaciol.* 60, 874e878.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *J. Geophys. Res.* 105 (B10), 23753e23759.
- Stokes, C.R., Tarasov, L., Dyke, A.S., 2012. Dynamics of the north American ice sheet complex during its inception and build-up to the last glacial maximum. *Quat. Sci. Rev.* 50, 86e104.
- Thompson, W.G., Goldstein, S.L., 2006. A radiometric calibration of the SPECMAP timescale. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3207e3215.
- Tomkins, M.D., Dortch, J.M., Hughes, P.D., Huck, J., Stimson, A.G., Delmas, M., Calvet, M., Pallás, R., 2018. Rapid age assessment of glacial landforms in the Pyrenees using Schmidt hammer exposure dating (SHED). *Quat. Res.* 90, 26e37.
- Turu, V., Calvet, M., Bordonau, J., Gunnell, Y., Delmas, M., Vilaplana, J., Jalut, G., 2017. Did Pyrenean glaciers dance to the beat of global climatic events? Evidence from the Würmian sequence stratigraphy of an ice-dammed palaeolake depocentre in Andorra. In: Hughes, P.D., Woodward, J.C. (Eds.), *Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 433, pp. 111e136.
- Uppala, S.M., Kållberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., Bechtold, V.D.C., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., Berg, L.V.D., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Holm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., Woollen, J., 2005. The ERA-40 re-analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 131, 2961e3012.
- Vermeesch, P., 2007. CosmoCalc: an Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 471e474. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.11.013>.

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires **dans la vallée de l'Esera et implications** **paléoclimatiques**

Sommaire

4.1. Séquence de dépôts et stratigraphie relative.....	148
4.1.1. Le bassin de Castejón de Sos	149
4.1.2. Le bassin de Benasque et le secteur Cerler.....	154
4.1.3. La haute vallée de l'Esera en amont de Benasque.....	161
4.2. Chronologie des stades d'englacement par mesure du ¹⁰Be et ³⁶Cl produits in situ....	172
4.2.1. Les sites associés aux stades LLGM.....	175
4.2.2. Les sites associés aux stades post-LGM.....	181
4.2.3. Chronologie des stades LLGM et post-LLGM. Essai de synthèse et discussions.....	192
4.3. Reconstitutions paléoglacilogiques et paléoclimatiques.....	201
4.3.1. Le profil d'épaisseur des stades d'englacement de la haute vallée de l'Esera.....	201
4.3.2. Résultats des modélisations paléoglacilogiques et paléoclimatiques.....	205
4.4. Reconstituer la surface 3-D des paléoenglacements à l'échelle régionale	209
4.4.1. Variabilité spatiale des paléoenglacement au cours du stade de la Renclusa.....	210
4.4.2. Variabilité spatiale des paléoenglacement au cours du stade des Aigualluts.....	211
4.4.3. Variabilité spatiale des paléoenglacement au cours du stade de l'Hospital.....	213
4.5. Conclusion.....	214

4.1. Séquence de dépôts et stratigraphie relative

La vallée de l'Esera abrite une succession de formes et de dépôts de marge glaciaire décrits et cartographiés par plusieurs générations de chercheurs depuis les années 1989 (Martínez de Pisón, 1989 ; Martínez de Pisón, 1991 ; Bordonau, 1992 ; Bordonau, 1993 ; Copons et Bordonau 1997 ; Serrano et Martínez de Pisón, 1994 ; Serrano et al., 2011 ; Martínez de Pisón et al., 2011). Nous proposons ici une synthèse de ces travaux antérieurs suivie d'une présentation détaillée de nos propres observations. Ces données actualisées permettront de revisiter la stratigraphie relative des séquences de dépôts et de dresser un premier bilan des stades d'englacement que jalonnent ces dépôts de marge glaciaire. Nous examinerons successivement : (i) le complexe glaciaire terminal de Castejón de Sos, (ii) le bassin de Benasque et ses marges, (iii) la haute vallée de l'Esera en amont de Benasque (Fig. 4.1).

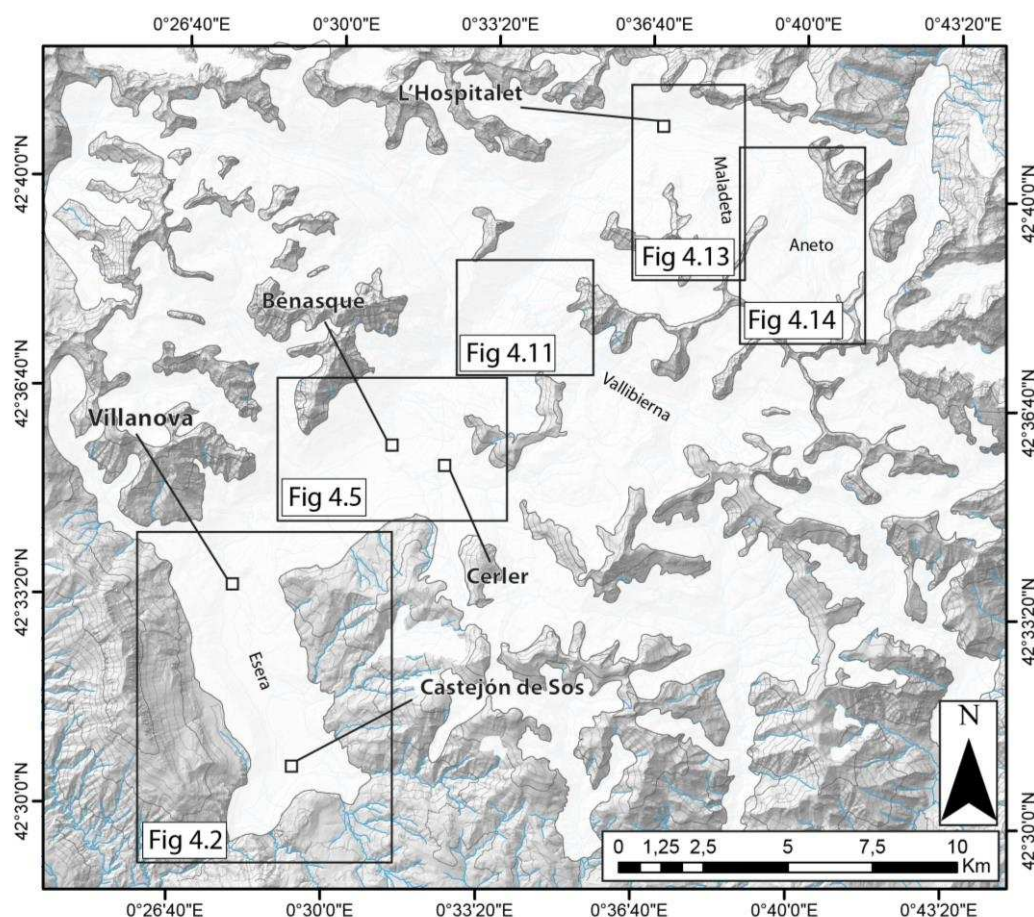


Figure 4.1 : Emprise du LLGM et secteurs ayant fait l'objet d'une cartographie des dépôts de marge glaciaire.

4.1.1. Le bassin de Castejón de Sos

4.1.1.1. La séquence des dépôts de marge glaciaire

Les dépôts de marge glaciaire du bassin de Castejón de Sos ont été décrits et cartographiés par Martínez de Pisón (1989), Bordonau (1992), Serrano y Martínez de Pisón (1994), Serrano et al. (2011) et Martínez de Pisón et al. (2011). Les séquences de ces dépôts sont constituées de formes construites très bien préservées (constructions morainiques et obturations juxtaglaciaires) bordées sur leurs marges externes par des semis de blocs erratiques de granite situés tantôt à proximité des moraines (secteur Bisaurri-Gabás, Chía, Las Comas, Eresué), tantôt en position plus perchée (secteur Renanué-Fadas).

Tableau 4.1 : Corrélation des stratigraphies relatives proposée pour la vallée de l'Esera.

Martínez de Pisón (1989, 1991) Martínez de Pisón et al. (2011) Serrano et al. (2011)		Bordonau (1992, 1993) Copons et Bordonau (1997)		Ce travail	
Pequeña edad del hielo		Pequeña edad del hielo		Petit âge glaciaire	
Finiglaciari	Alta montaña retroceso interno	Déglaciación	Fase de glaciares rocosos		Stade la Renclusa
	Alta montaña máxima extensión		Fase de glaciares de altitud	Circo	Stade des Aigualluts
	Retroceso finiglaciari II disyunción			Valle	Stade de L'Hospital
	Retroceso finiglaciari I		Fase de glaciares de valle		Stade de Villanova-Eriste
Pleniglaciari	Fase interna	Pleniglaciari	Fase de estabilización post-máximo		Stade de Castejón de Sos-Chía-Eresué
	Fase intermedia estable		Fase de máximo glaciari		
	Máximo		Fase de estabilización pré-máximo		
P.P ¹	Pre-Máximo	P.P ¹	?		P.LLGM ²
				Stade de Gabás	
				Stade de Renanué	

¹ : Pre-Pleniglaciari ; ² : Pré-LLGM

Sur ces bases, les auteurs distinguent deux générations de dépôts (Tabl. 4.1 et Fig. 4.2) :

- (i) Une phase glaciaire ancienne représentée par les blocs erratiques localisés à proximité de Bisaurri et de Gabás. La position perchée de ces blocs vers 1 450 m d'altitude, à proximité de l'interfluve Esera-Noguera, et l'amplitude des phénomènes de dissection qui les séparent des formes construites très bien préservées localisées aux abords immédiats du bassin de Castejón de Sos, ont conduit les auteurs à les attribuer à un stade « *Pre-máximo* » antérieur au Pléistocène supérieur.

- (ii) Une phase glaciaire récente représentée par des formes construites très bien préservées sur les deux versants de la vallée (moraines latérales de Chía, d'Arasán et d'Eresué) et par des semis de blocs erratiques situés sur les marges externes immédiates des formes construites. La fraîcheur de ces dépôts a conduit les auteurs à les attribuer à un « *Pleniglacial* » contemporain du Pléistocène supérieur. Cependant, les auteurs distinguent, au sein de ce « *Pleniglacial* », trois stades d'englacement. Ainsi, les semis de blocs erratiques sont associés au « *Máximo Pleniglacial* » tandis que les moraines construites et les obturations latérales sont attribuées à une « *Fase intermedia estable Pleniglaciaire* » et à une « *Fase interna Pleniglacial* ».

Les relevés de terrain réalisés dans le cadre de cette thèse ont permis de compléter la cartographie des dépôts de marge glaciaire de ce segment de vallée et de réviser partiellement la stratigraphie relative de la séquence de dépôts. En effet, une moraine frontale associée à une obturation juxtaglaciaire a été identifiée à 1 250 m d'altitude au sud du village de Bisaurri (ligne violette pointillée sur la Fig. 4.2). Le modelé dégradé et très abâtardi de cette construction morainique ainsi que sa position perchée par rapport aux moraines récentes du bassin de Castejón nous ont conduit à l'attribuer à un cycle glaciaire antérieur au Pléistocène supérieur. De même, nous avons assimilé les blocs erratiques situés entre 1 180 et 1 220 m du secteur Bisaurri-Gabás à cette glaciation « ancienne », car nous pensons qu'ils dérivent du front morainique situé à 1 250 m évoqué précédemment. Enfin, un cône proglaciaire a été identifié dans le fond de la vallée en amont de Villanova (apex à 980 m d'altitude, Fig. 4.2 et 4.3). Cette forme construite a été cartographiée par Martínez de Pisón (1989) comme une moraine latérale, mais une coupe récente dans cette accumulation montre bien qu'il s'agit en fait d'un cône proglaciaire (Fig. 4.3).

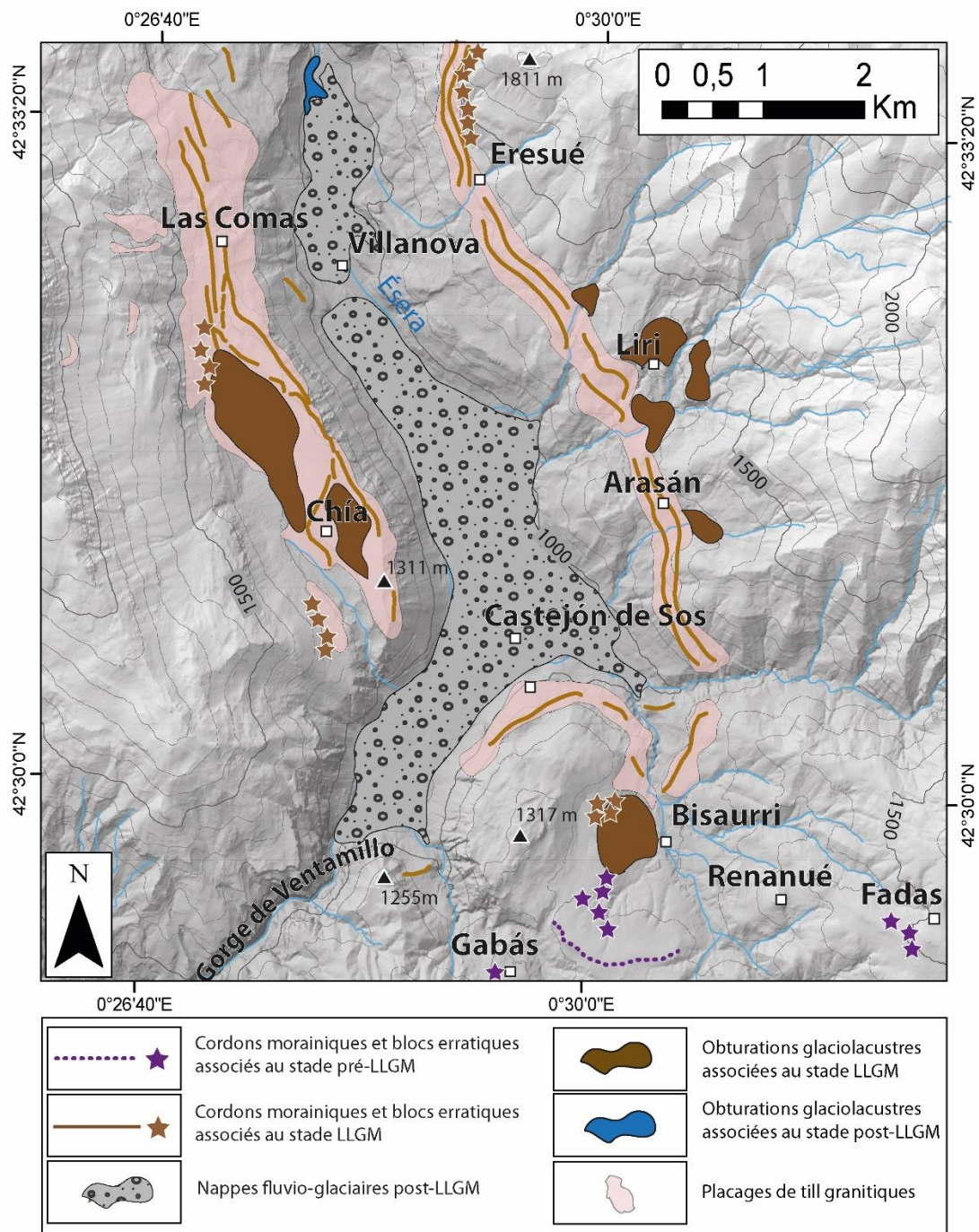


Figure 4.2 : Dépôts de marge glaciaire du complexe glaciaire terminal de Castejón de Sos.



Figure 4.3 : Le cône proglaciaire de Villanova. Cliché Marc Calvet, octobre 2017.

4.1.1.2. Bilan des stades d'englacement identifiés dans le bassin de Castejón de Sos

La cartographie actualisée de la séquence de dépôts du bassin de Castejón de Sos permet de distinguer trois stades d'englacement. Ainsi, le plus ancien et le plus étendu est associé à un cycle glaciaire antérieur au Pléistocène supérieur (stade Pré-LLGM), et les deux plus récents sont contemporains du Pléistocène supérieur (stades LLGM et post-LLGM) (Tabl. 4.1).

*** Le LLGM dans le bassin de Castejón de Sos**

En aval du village de Castejón de Sos, le glacier LLGM se divisait en deux langues diffuentes, l'une engagée dans la vallée de Gábas (front entre 1 000 et 1 100 m d'altitude), l'autre dans celle de Bisaurri (front vers 1 100-1 150 m d'altitude), l'axe principal de la vallée étant barré par les gorges calcaires très étroites de Ventamillo (Fig. 4.2). Le lobe de glace oriental a entraîné la formation d'une obturation glaciolacustre en amont des moraines de Bisaurri à ~1 100 m d'altitude. La position des moraines (~1 100 m) sur l'interfluve entre les deux lobes de difffluence permet d'estimer l'épaisseur du glacier LLGM à 230 m environ dans ce segment de vallée.

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

Entre Villanova et Castejón de Sos, les marges latérales du LLGM sont bien représentées sur les deux versants de la vallée :

- (i) En rive droite, le complexe morainique de Chía est constitué de plusieurs moraines latérales situées entre 1 400 et 1 180 m (Figs. 4.2 et 4.4). Les moraines et blocs erratiques qui surplombent le village de Villanova entre 1 300 et 1 350 m et celui de Chía vers 1 250 m d'altitude soulignent un débordement du glacier de l'Esera dans le vallon de Chía. Le recul et la stabilisation du glacier ont ensuite entraîné la formation de deux obturations glaciolacustres entre 1 200 et 1 300 m d'altitude. Les moraines latérales situées entre 1 360 et 1 260 m permettent d'estimer l'épaisseur de la glace entre 360 et 400 m dans l'axe de la vallée de l'Esera.
- (ii) En rive gauche, la marge latérale du glacier de l'Esera est soulignée par un alignement de blocs et deux crêtes morainiques situées entre 1 600 et 1 400 m d'altitude en amont d'Eresué (Fig. 4.2). Vers l'aval, les moraines latérales se situant vers 1 350 m au niveau de l'obturation de Liri, 1 250 m au niveau de l'obturation d'Arasán et vers 1 100 m d'altitude au droit de Castejón de Sos permettent d'estimer l'épaisseur de la glace entre 360 m et 200 m dans l'axe de la vallée de l'Esera.

** Un seul jalon post-LLGM dans le bassin de Castejón de Sos*

En amont de Villanova, le cône proglaciaire, dont l'apex se situe vers 980 m d'altitude, jalonne les marges d'un stade d'englacement postérieur au LLGM, mais dont le front morainique n'est pas conservé (Fig. 4.2 et 4.3).

** Le pré-LLGM dans le bassin de Castejón de Sos*

Sur les marges externes des moraines et obturations associées au LLGM, le bassin de Castejón de Sos abrite d'autres dépôts de marge glaciaire imputés à une ou plusieurs avancée(s) glaciaire(s) antérieure(s) au LLGM, mais dont l'attribution chronologique demeure strictement adossée à des critères relatifs (cf. supra) :

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

- (i) Les blocs erratiques situés à 1 450 m d'altitude en amont du village de Renanué jalonnent un stade pré-LLGM dont la longueur dépassait d'au moins 5 km celle du LLGM et dont l'épaisseur était de l'ordre de 400 m dans l'axe de la vallée de Bisaurri (+ 170 m par rapport au LLGM).
- (ii) La moraine frontale située à 1 250 m d'altitude (ligne violette pointillée sur la Fig. 4.2) jalonne les marges d'un stade d'englacement dont le front s'avancait 1,5 km plus loin que celui du LLGM et dont l'épaisseur atteignait 300 m dans l'axe de la vallée de Bisaurri (+ 70 m par rapport au LLGM).

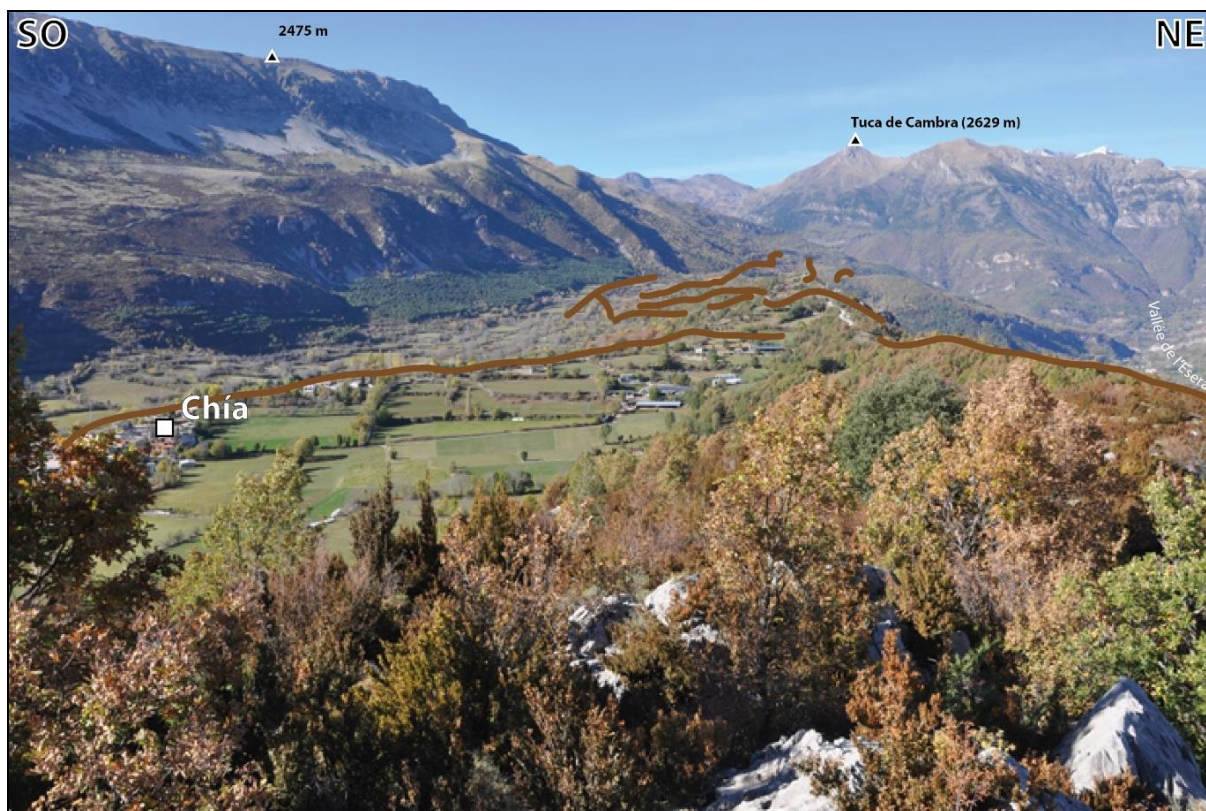


Figure 4.4 : Vue panoramique du complexe morainique de Chía. Cliché Marc Calvet, octobre 2017.

4.1.2. Le bassin de Benasque et le secteur Cerler

4.1.2.1. La séquence des dépôts de marge glaciaire

La séquence de formes et dépôts de marge glaciaire présente dans les vallons de Remáscaro et Ampriu, en rive gauche du bassin de Benasque (secteur Cerler), a fait l'objet de

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

deux séries de travaux. Ces dernières ont porté successivement sur les morphologies de surface (cartographie des moraines, Martínez de Pisón, 1989 ; 1991) et sur l'analyse sédimentologique et stratigraphique du remplissage glaciolacustre de Cerler (Bordonau, 1992, 1993). Les interprétations chronostratigraphiques proposées par ces deux auteurs diffèrent sensiblement (Tabl. 4.1).

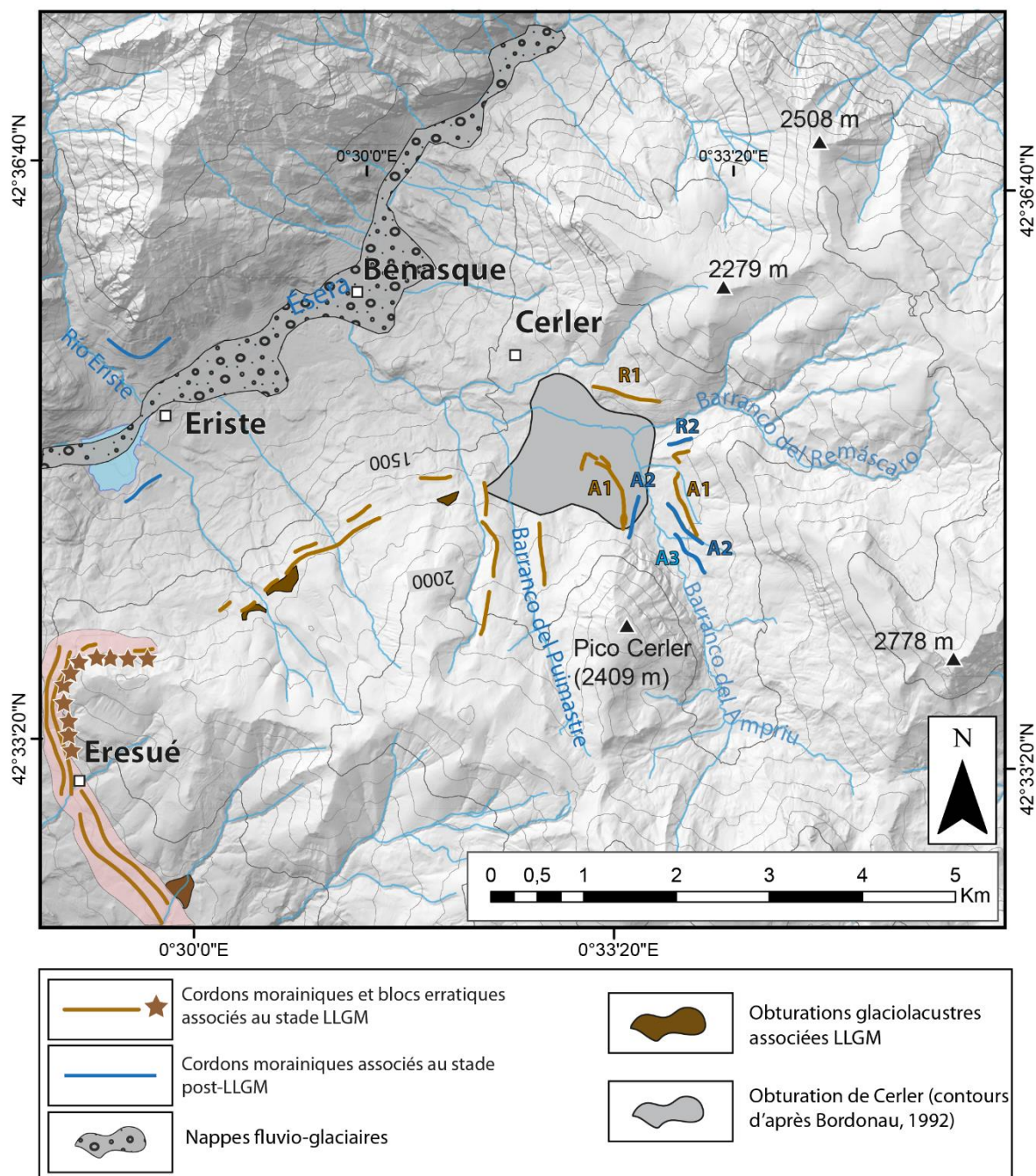


Figure 4.5 : Dépôts de marge glaciaire présents dans les complexes glaciaires de la vallée de Benasque et du secteur de Cerler.

Pour Martínez de Pisón (1989), la séquence de dépôts de ce segment de vallée est constituée de trois moraines latérales qui jalonnent respectivement (i) la confluence des flux de glace issus des vallons de Remáscaro et Ampriu (moraines R1-A1), (ii) la disjonction de ces deux flux de glace (moraines R2-A2), (iii) un stade d'englacement cantonné au vallon d'Ampriu (moraine A3) et non représenté dans le vallon de Remáscaro (Fig. 4.5). Comme ces moraines ne sont constituées que de matériaux locaux (terrains paléozoïques du massif de Cerler), Martínez de Pisón (1989) considère que les paléoenglacements qu'elles jalonnent, y compris le plus externe (R1-A1), étaient totalement disjoints du glacier de l'Esera. Pour cet auteur, ces trois stades d'englacement sont contemporains du Pléistocène supérieur et correspondent respectivement au « *Máximo Pleniglacial* », « *Fase intermedia estable Pleniglacial* » et « *Fase interna Pleniglacial* » (Tabl. 4.1).

Pour Bordonau (1992, 1993) en revanche, les glaciers locaux de Remáscaro et Ampriu ont conflué avec le glacier principal engagé dans l'axe de la vallée de l'Esera tandis que les moraines latérales observées en surface (R1-A1, R2-A2 et A3) sont associées à une phase tardive du dernier cycle glaciaire (« *fase de glaciares de altitud* », Tabl. 4.1). L'analyse sédimentologique et stratigraphique du remplissage de Cerler, couplée à la cartographie des constructions morainiques en surface, permet à cet auteur de distinguer quatre unités sédimentaires correspondant à quatre stades d'englacement sensiblement différents, mais tous contemporains du Pléistocène supérieur (Fig. 4.6) :

- (i) La base de la séquence sédimentaire de Cerler (« *Tram inferior de la unita inferior* ») est constituée de rythmites glaciolacustres et dropstones de granodiorite. Ces dépôts traduisent l'existence d'une langue de glace dans la vallée de l'Esera suffisamment épaisse pour avoir bloqué les eaux de fontes issues des vallons d'Ampriu et de Remáscaro. La reconstitution de la surface du paléo-lac à 1 650 m de hauteur permet d'estimer à 550 m l'épaisseur minimale du glacier de l'Esera dans le bassin de Benasque. Par contre, la position exacte des fronts des glaciers locaux de Remáscaro et Ampriu n'est pas identifiée. Ce stade d'englacement est assimilé à une « *Fase de estabilización pré-máximo* ».

- (ii) Ce dépôt lacustre inférieur est surmonté par un till sous-glaciaire (« *Tram superior de la unita inferior* ») qui souligne une nouvelle phase de progression glaciaire suffisamment importante pour avoir surmonté le paléolac et engendré des déformations glaciotectoniques au sein de l'unité lacustre inférieure. Les glaciers locaux de Remáscaro et Ampriu étaient alors confluent avec le glacier principal de l'Esera dont l'épaisseur minimale est estimée à 700 m dans le bassin de Benasque. Ce stade d'englacement est assimilé à une « *Fase de máximo glaciario* ».
- (iii) L'« *unitat intermèdia* » correspond à une nouvelle phase de sédimentation glaciolacustre liée au retrait des glaciers locaux de Remáscaro et Ampriu et à leur déconnexion du glacier principal de l'Esera. L'altitude du toit de cette seconde unité glaciolacustre (1 700 m) indique que l'épaisseur minimale de la glace était de l'ordre de 600 m dans le bassin de Benasque. Ce stade d'englacement est assimilé à une « *Fases de estabilización post-máximo* ».
- (iv) L'« *unitat superior* » correspond à un till déposé par les glaciers de Remáscaro et Ampriu. Faute de till issu de l'Esera au sein de cette unité supérieure, Bordonau envisage deux options concernant l'extension du glacier situé dans l'axe de la vallée principale. Selon lui, le front du glacier d'Esera se situait soit immédiatement en amont du bassin de Benasque, soit très en amont dans la vallée. Dans les deux cas, Bordonau considère que, lors du dépôt de cette unité supérieure, les glaciers locaux de Remáscaro et Ampriu sont déconnectés du glacier d'Esera. En ce sens, il rejoint la position de Martínez de Pisón (1989) selon laquelle les moraines latérales qui coiffent le remplissage glaciolacustre de Cerler, et qui se trouvent par conséquent corrélées à l'unité supérieure de la séquence sédimentaire, jalonnent les marges de glaciers locaux disjoints du glacier principal engagé dans l'axe de la vallée d'Esera. Par contre, contrairement à Martínez de Pisón (1989) qui attribue ces trois moraines latérales au « *Pléniglaciario* », Bordonau considère qu'elles correspondent toutes les trois à des stades de déglaciation très avancés qu'il intitule les « *Fase de glaciares de altitud* ».

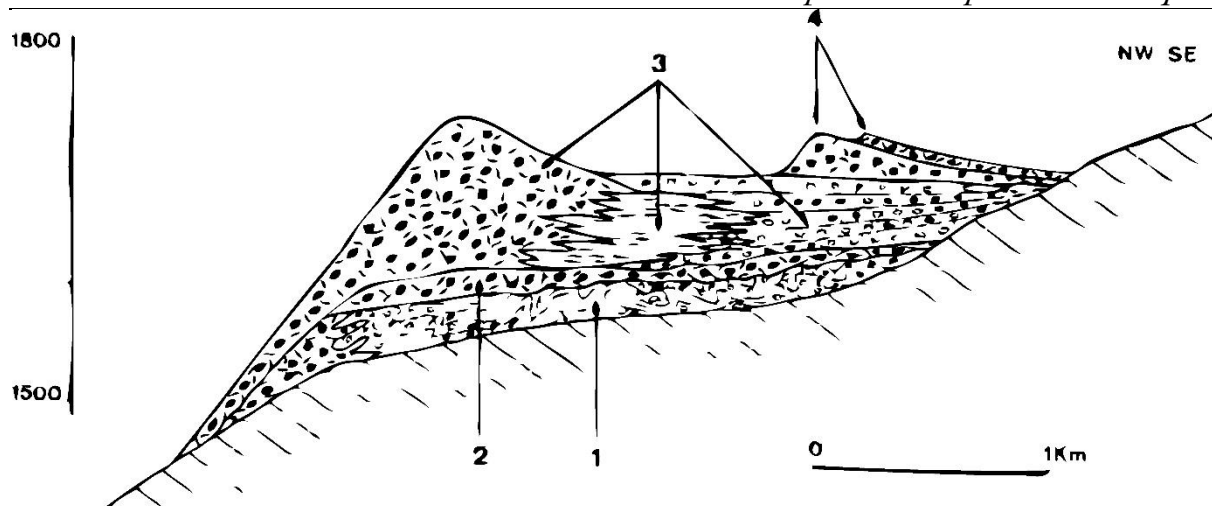


Figure 4.6 : Coupe transversale de l'obturation glaciolacustre de Cerler. 1- « *Tram inferior de la unita inferior* », rythmites glaciolacustres, sables et graviers déposés pendant la « *Fase de estabilización pré-máximo* »; 2- « *Tram superior de la unita inferior* », till sous-glaciaire déposé pendant la « *Fase de máximo glaciár* »; 3- « *Unitat intermèdia* », crête morainique du glacier de l'Esera, rythmites juxtaglaciaires, sables et graviers déposés pendant la « *Fase de estabilización post-máximo* »; 4- « *Unitat superior* », crêtes morainiques du glacier d'Ampriu formées pendant la « *Fase de glaciáres de altitud* ». Extrait de Bordonau (1992).

La cartographie de terrain réalisée dans le cadre de ce travail a permis d'identifier de nouveaux dépôts de marge glaciaire situés sur les versants qui dominent le village d'Eriste (Fig. 4.5). Ces nouvelles observations permettent de réviser la stratigraphie des dépôts de marge glaciaire du bassin de Benasque de la manière suivante :

- (i) Les moraines latérales et petites obturations juxtaglaciaires situées entre 1 660 et 1 680 m d'altitude au droit du village d'Eriste sont attribuables au LLGM, car elles se situent dans le prolongement amont des moraines LLGM d'Eresué (Fig. 4.2 et 4.5). Comme ces moraines sont par ailleurs situées dans le prolongement aval des moraines latérales les plus externes (R1-A1) des vallons de Puimastre, d'Ampriu et de Remáscaro, cette dernière unité (R1-A1) doit elle aussi être attribuée au LLGM, comme l'envisageait Martínez de Pisón (1989), cf. « *Máximo Pleniglaciár* » sur le tableau 4.1), et non pas à une « *fase de glaciáres de altitud* », comme le proposait Bordonau (1992, 1993). Par ailleurs, contrairement à ce que décrivait Martínez de Pisón (1989) et Bordonau (1992, 1993), la géométrie de cette succession de moraines LLGM montre que les flux de glace issus des vallons de Puimastre, d'Ampriu et de Remáscaro se trouvaient au LLGM coalescents au glacier de l'Esera.

- (ii) En contrebas des moraines LLGM, une moraine latérale située à ~1 150 m en rive gauche de la vallée, immédiatement au-dessus du lac d'Eriste (ligne bleu foncé; Fig. 4.5), jalonne les marges d'une langue de glace cantonnée au fond de la vallée et probablement contemporaine du cône proglaciaire de Villanova (Fig. 4.2). De même, en rive droite, l'interfluve entre les vallées d'Eriste et de l'Esera porte une moraine latérale située vers 1 250 m d'altitude, qui est probablement contemporaine de ce même stade de fond de vallée.

Sur ces bases, nous proposons ici de réviser la stratigraphie des dépôts de marge glaciaire du secteur Cerler de la manière suivante :

- (i) La séquence sédimentaire de Cerler enregistre les fluctuations du glacier de l'Esera survenues immédiatement avant la dernière emprise glaciaire maximale (stade LLGM). Au cours de cet intervalle, les fluctuations enregistrées sont relativement mineures, car le glacier de l'Esera oscille entre 550 et 700 m d'épaisseur dans le bassin de Benasque (cf. supra).
- (ii) Les moraines latérales (R1-A1, R2-A2 et A3), qui sont corrélées aux tills de l'unité supérieure du remplissage de Cerler, ne sont pas contemporaines d'un stade de déglaciation très avancé comme le propose Bordonau (1992, 1993). Elles correspondent, pour la plus externe (R1-A1), au LLGM et, pour les deux suivantes en position plus interne (R2-A2 et A3), à deux stades post-LLGM.

4.1.2.2. Bilan des stades d'englacement identifiés dans le bassin de Benasque

*** Le stade LLGM**

Dans ce segment de vallée, le LLGM est donc représenté par :

- (i) la séquence sédimentaire de Cerler qui enregistre des fluctuations mineures, de l'ordre de 150 m, de l'épaisseur du glacier de l'Esera dans le bassin de Benasque,
- (ii) les moraines latérales les plus externes des vallons de Puimastre, Remáscaro et Ampriu (A1-R1) qui coiffent la séquence juxtaglaciaire de Cerler (équivalent des

tills de l'« *unitat superior* ») et jalonnent la dernière expansion glaciaire maximale dans ce segment de vallée. Ces moraines situées entre 1 700 et 1 815 m indiquent que les glaciers locaux de Puimastre, Remáscaro et Ampriu confluaient avec le glacier de l'Esera. À ce stade, l'épaisseur de la glace était de l'ordre de 700 m dans la zone des confluences (Fig. 4.7).

- (iii) Enfin, les moraines latérales et obturations glaciolacustres qui surplombent le village d'Eriste entre 1 660 et 1 680 m (lignes marrons, Fig. 4.5) montrent que l'épaisseur du glacier LLGM de l'Esera avoisinait les 590 m immédiatement en aval de Benasque.



Figure 4.7 : Vue panoramique de la moraine latérale gauche du complexe morainique de Cerler. Cliché Marc Calvet, juillet 2017.

*** Les stades post-LLGM**

Le bassin de Benasque abrite également des dépôts contemporains de paléoenglacements de taille sensiblement plus réduite qu'au cours du LLGM.

- (i) Au stade Eriste-Villanova, le glacier de l'Esera était cantonné au fond de la vallée (moraines latérales à ~1 150 et ~1 250 m aux abords immédiats du village d'Eriste) et ne confluaient plus avec les glaciers locaux issus des vallons de Puimastre, d'Ampriu et de Remáscaro. Son épaisseur était de l'ordre de ~55 m au niveau du lac d'Eriste, contre 590 m au LLGM. Ce stade d'englacement correspond, dans les stratigraphies de Martínez de Pisón (1989, 1991) et de Copons et Bordonau (1997), à respectivement celui de « *Retreceso finiglaciar I* » et de « *Fase de glaciares de valle* » (Tabl. 4.1).

- (ii) L'opportunité de modéliser le comportement du glacier de l'Esera à l'échelle du bassin versant permettra de vérifier si les moraines internes des vallons d'Ampriu et de Remáscaro (R2-A2 et A3) s'avèrent contemporaines (ou non) du stade Eriste-Villanova identifié dans l'axe de la vallée de l'Esera.

4.1.3. La haute vallée de l'Esera en amont de Benasque

4.1.3.1. La séquence de dépôts de marge glaciaire

Les séquences de dépôts glaciaires localisées en amont de Benasque ont fait l'objet de plusieurs travaux de cartographie au cours de ces dernières années (Martínez de Pisón, 1989, 1991 ; Martínez de Pisón et al., 2011 ; Serrano et al., 2011 ; Copons et Bordonau, 1997). Ces dépôts, décrits comme très frais et peu retouchés par l'érosion post-glaciaire, sont attribués par les auteurs à quatre stades d'englacement contemporains de la dernière déglaciation et du Petit âge de glace (Tabl. 4.1 ; Fig. 4.8 et 4.9) :

- (i) Le stade de « *disyunción* », identifié par Martínez de Pisón (1989, 1991, 2011) et Serrano et al. (2011), est l'équivalent de la « *Fase de glaciares de altitud de valle* » définie par Copons et Bordonau (1997). Il est représenté par les cordons morainiques latéraux présents à proximité de l'Hospital de Benasque entre ~1 750 et ~1 880 m et les cordons latéraux situés à la confluence des vallées de l'Escala et de Barrancs à ~2 200 m. Sur ces bases, les auteurs décrivent une langue de glace issue des cirques de l'Aneto, Maladeta, Barrancs et Tempestades, d'une longueur de 11 km dans l'axe de la vallée de l'Esera. À la même période, les

langues de glace issues de la façade sud du massif de Maladeta présentait une dimension sensiblement plus réduite, de l'ordre de 2,3 km pour le glacier d'Alba (front à 2 150 m), de 4,8 km pour le glacier de Cregüeña (front à 2 060 m) et de 7,5 km pour le glacier Vallibierna (front à ~1 800 m). Par ailleurs, les auteurs soulignent la présence d'une moraine latérale à ~2 150 m sur la rive gauche du vallon de Vallibierna. Celle-ci traduit la disjonction des glaces avec la vallée de Freda.

- (ii) Le stade « *Máxima extensión en la alta montaña* » de Martínez de Pisón (1989, 1991) et Martínez de Pisón et al. (2011) est l'équivalent de la « *Fase de glaciares de altitud de circo* » définie par Copons et Bordonau (1997). Ce stade d'englacement est caractérisé par une série de constructions morainiques localisées dans la zone des cirques. Sur la façade nord, ces glaciers de cirque atteignent 3 à 5 km et sont jalonnés à leur front par les moraines du « plan des Aigualluts » (2 050 m), de la Renclusa aval (1 980 m) et de la vallée de l'Escaleta (2 150 m). Sur la façade sud, les cordons frontaux situés à la confluence des vallées de Vallibierna et de Coronas à ~2 000 m d'altitude indiquent une langue de glace de l'ordre de 4,5 km.

- (iii) Le stade « *Retroceso interno in la alta montaña* » de Martínez de Pisón (1989, 1991) et Martínez de Pisón et al. (2011) est comparable à la « *Fase de glaciares rocosos* » définie par Copons et Bordonau (1997). Ce second stade des cirques de dimension plus réduite (2 km de long au maximum) correspond quant à lui à des moraines situées à des altitudes supérieures à 2 200 m dans les cirques nord de Maladeta, de l'Aneto et de Salenques, et à des altitudes supérieures à 2 600 m dans les cirques sud de Vallibierna, Llosas et Coronas. Les auteurs notent aussi la présence de glaciers rocheux sur le versant sud du pico de la Mina, les versants sud et ouest du pic Alba et au pied des parois rocheuses du cirque d'Aragüells.

- (iv) Le dernier épisode attribué par les auteurs à la « *Pequeña edad del hielo* » est associé aux moraines et cônes proglaciaires très bien conservés et généralement situés quelques centaines de mètres en aval du front des glaciers actuels. Ces

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

moraines sont enracinées entre 2 500 et 2 800 m d'altitude et jalonnent de courtes langues de glace (< 2 km) dans les cirques nord de la Maladeta, d'Aneto, de Barrancs et de Tempestades, ainsi que dans les cirques sud de Coronas, Llosas, Cregüena et Alba. L'attribution de ces moraines au Petit âge glaciaire (PAG) est confirmée par des données lichénométriques (Chueca et Julián 1996 ; Julián et Chueca 1998 ; Mateo et Gómez Ortiz 1998).

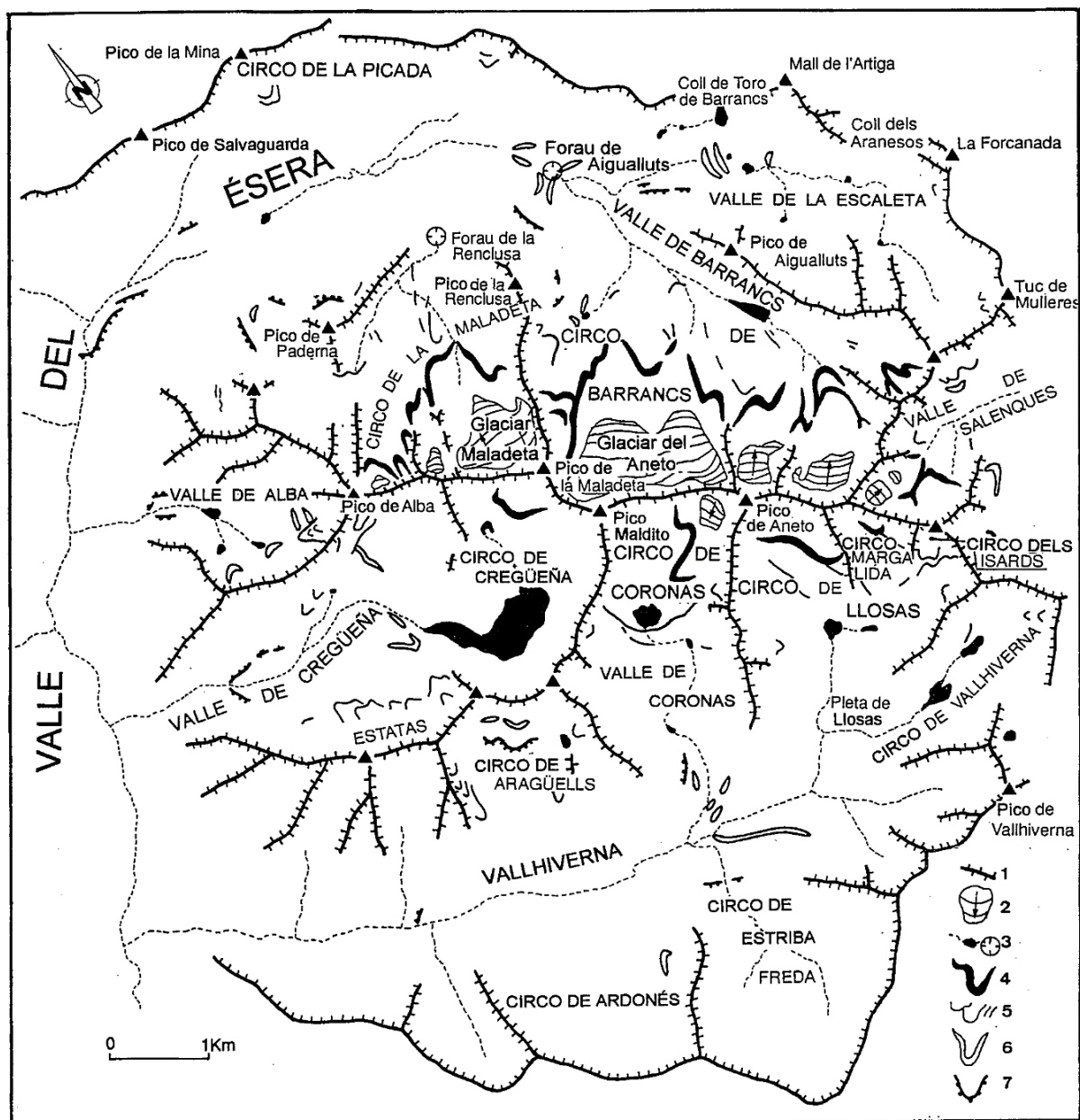


Figure 4.8 : Carte géomorphologique de la haute vallée de l'Esera. 1- Ligne de partage des eaux ; 2- Glaciers actuels ; 3- Rivière, torrent, lac et gouffre karstique ; 4- Moraine de la « Pequeña Edad del Hielo » ; 5- Moraines de la « Fase de glaciares rocosos » ; 6- Moraines de la « Fase de glaciares de altitud de Circo » ; 7- Moraines de la « Fase de glaciares de altitud de valle ». Extrait de Copons et Bordonau. (1997).

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

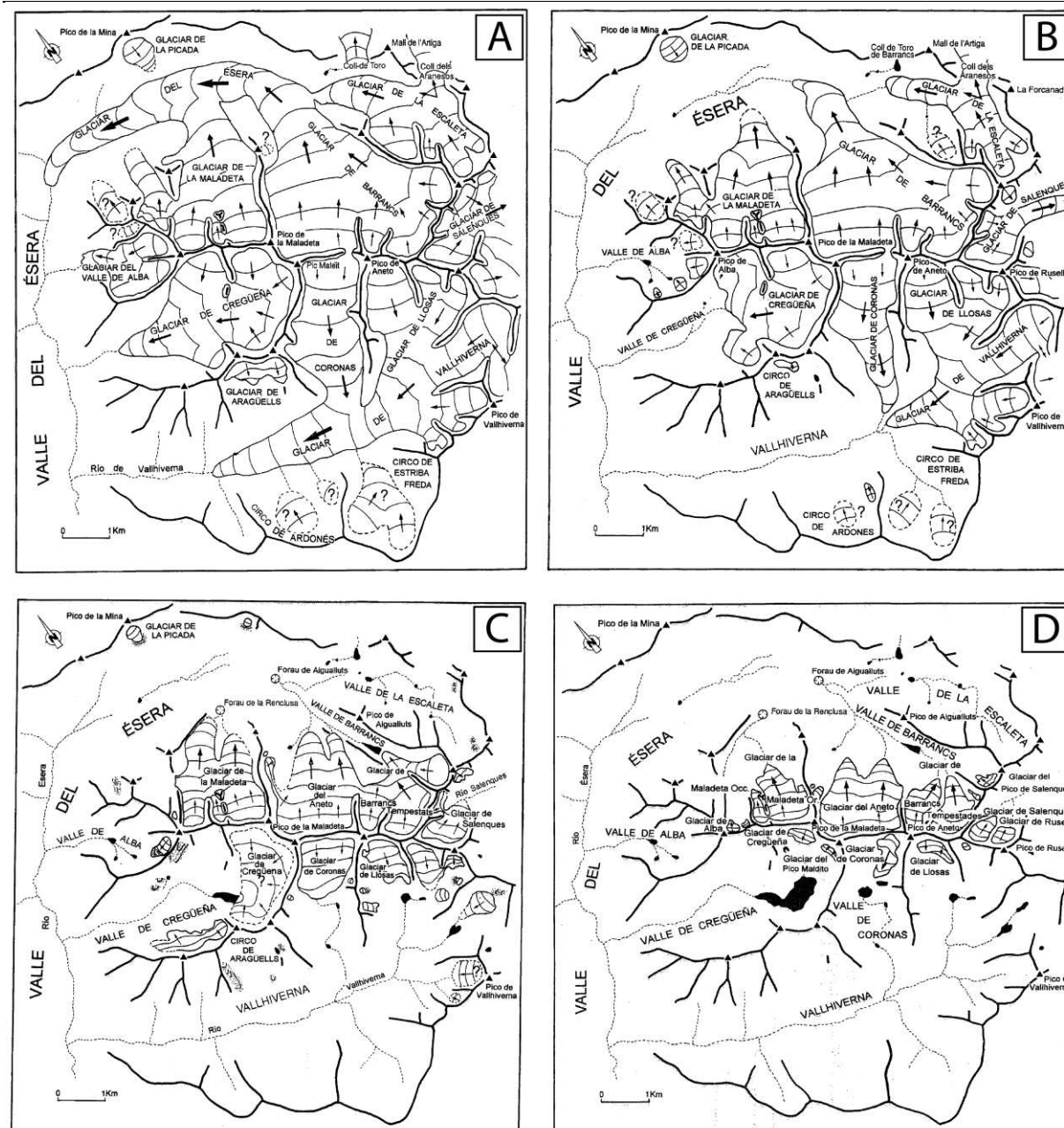


Figure 4.9 : Reconstitution des stades d'englacement dans les hautes vallées de l'Esera en amont de Benasque. (A)- « Fase de glacières de altitude de valle » ; (B) « Fase de glacières de altitude de circo » ; (C) « Fase de glacières rocosos » ; (D) « Pequeña Edad del Hielo ». Extrait de Copons et Bordonau (1997).

Les travaux de terrain réalisés dans le cadre de cette thèse ont permis de compléter la cartographie des dépôts de marge glaciaire et de réviser partiellement l'emprise spatiale des paléoenglacements post-LLGM de la haute vallée de l'Esera :

- (i) En amont du lac de Paso Nuevo, deux moraines latérales situées entre 1 365 et 1 385 m d'altitude (lignes bleues, Fig. 4.10, 4.11, et 4.12) jalonnent la marge

fronto-latérale du glacier de l'Esera. Compte tenu de leur position dans la séquence de dépôts, ces moraines s'avèrent nécessairement antérieures au stade de « *disyunción* » (ou « *Fase de glaciares de altitud de valle* ») mis en évidence par les précédents auteurs (Fig. 4.9A).

- (ii) Dans la vallée de Vallibierna, une moraine latérale située sur l'interfluve entre les vallées de Llosas et Coronas à ~2 270 m d'altitude (ligne vert foncé, Fig. 4.10) permet d'identifier la présence d'une langue de glace plurikilométrique. Le front de cette langue pourrait correspondre à la moraine frontale enracinée à ~1 800 m et associée au stade « *disyunción* » (ou « *Fase de glaciares de altitud de valle* ») défini précédemment (Fig. 4.8 et 4.9A).
- (i) Dans le secteur des Llanos del Hospital, deux cordons morainiques frontaux (lignes vert foncé, Figs. 4.10, 4.13) permettent de situer entre 1 735 et 1 740 m le front du glacier de l'Esera contemporain du stade « *disyunción* » (ou « *Fase de glaciares de altitud de valle* », Fig. 4.8 et 4.9A).
- (ii) Dans l'axe de la vallée de Barrancs, à proximité de la confluence avec l'Escaleta, trois moraines latérales situées entre 2 230 et 2 275 m d'altitude sont directement corrélables à celles au front des Aigualluts. Vers l'amont, elles sont topographiquement rattachées aux deux moraines latérales situées en rive droite entre 2 470 et 2 650 m d'altitude au-dessus du lac de Barrancs (lignes vert clair, Fig. 4.10 et 4.14). Par conséquent, ces dépôts sont attribuables au stade « *Máxima extensión en la alta montaña* » (ou « *Fase de glaciares de altitud de circo* », Fig. 4.8 et 4.9B).
- (iii) Plus en amont, sur les versants de part et d'autre du lac de Barrancs, deux moraines latérales situées à 2 410-2 430 m (lignes orange Fig. 4.10 et 4.14) jalonnent les marges d'un lobe de glace issu du cirque de Tempestades, dont l'épaisseur dans le vallon de Barrancs était de l'ordre de 70 m (moraine frontale non préservée). Ces dépôts sont attribuables au stade « *Retroceso interno in la alta montaña* » (ou « *Fase de glaciares rocosos* », Fig. 4.8 et 4.9C).

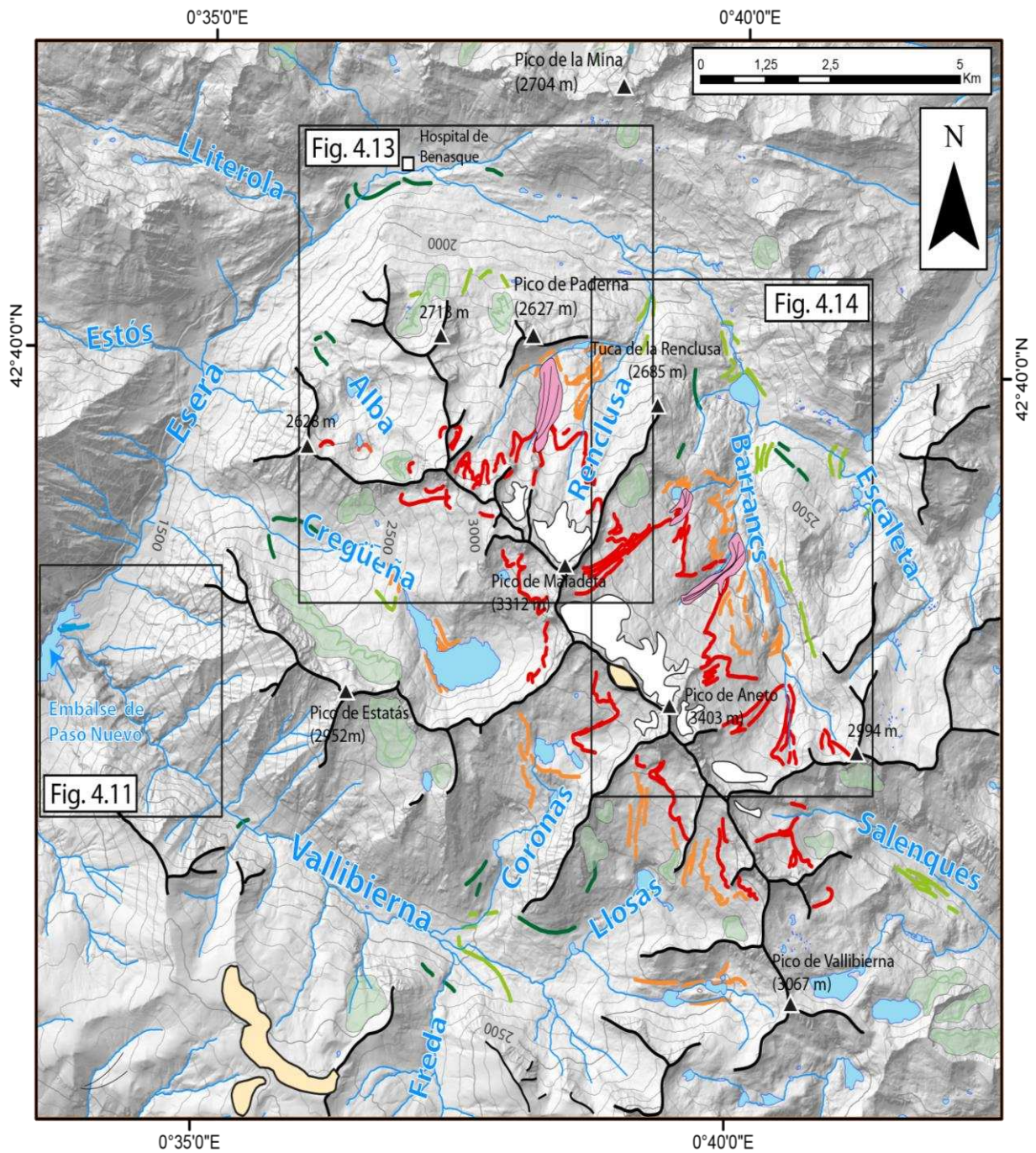


Figure 4.10 : Dépôts de marge glaciaire présents dans la haute vallée de l'Esera.

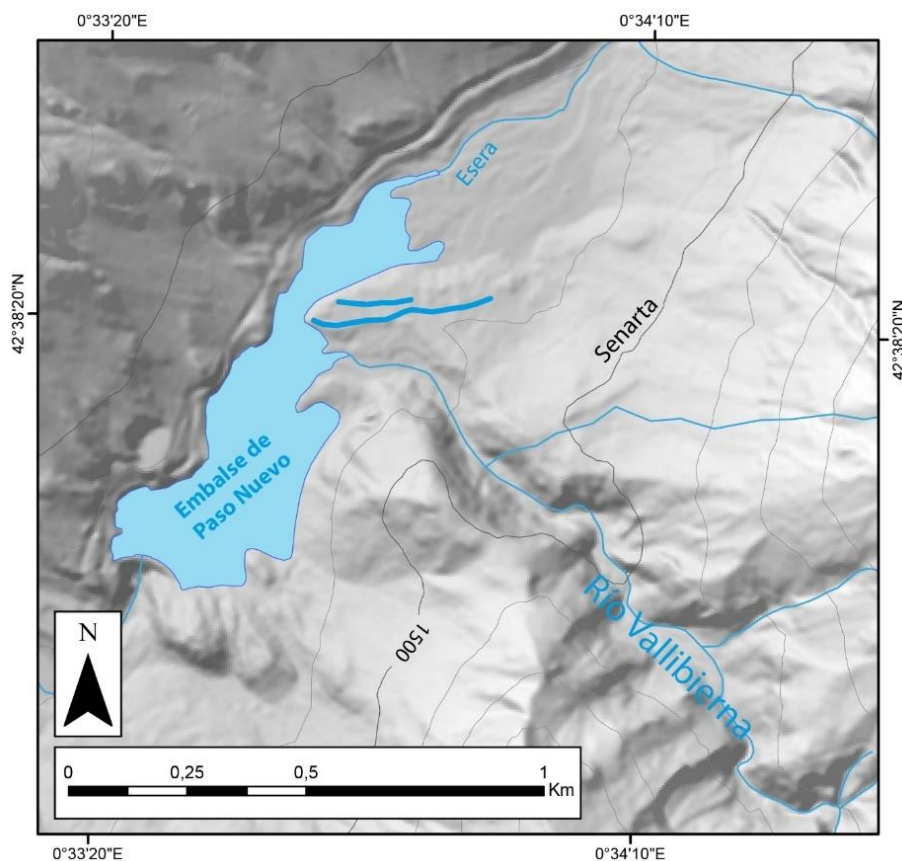


Figure 4.II : Dépôts de marge glaciaire cartographiés à la confluence de la vallée de Vallibierna et de l'Esera (légende Fig. 4.I0).

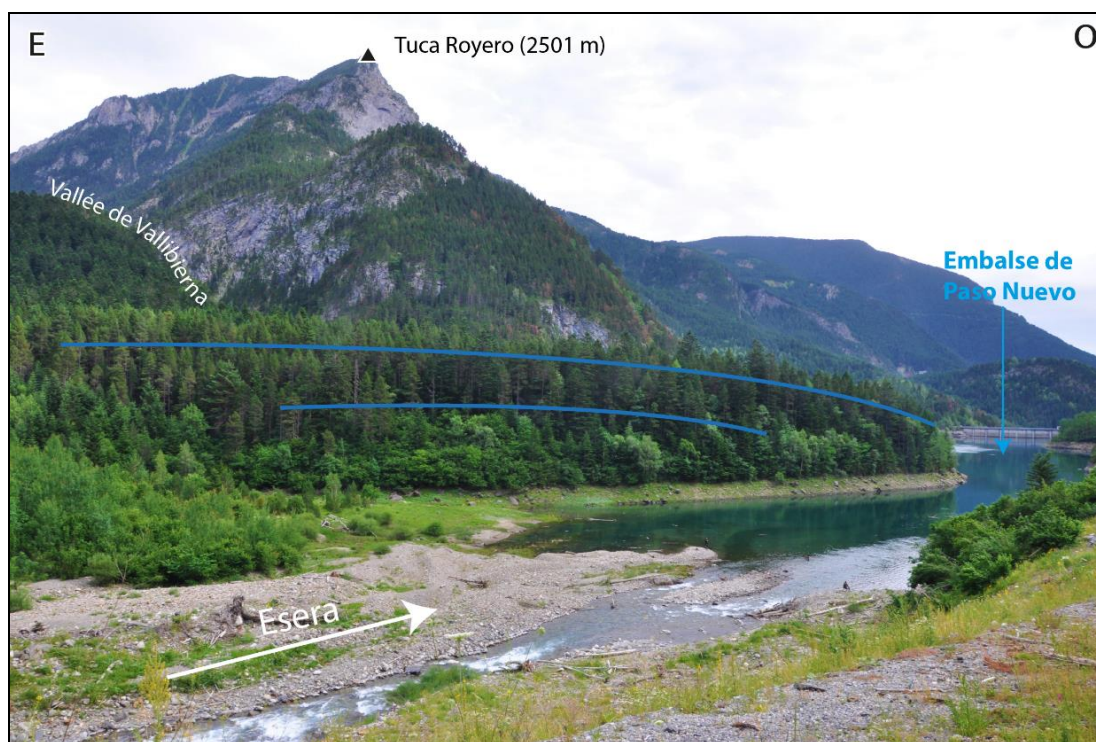


Figure 4.I2 : Vue panoramique des moraines latérales gauches du secteur de Vallibierna. Cliché Marc Calvet, juillet 2017.

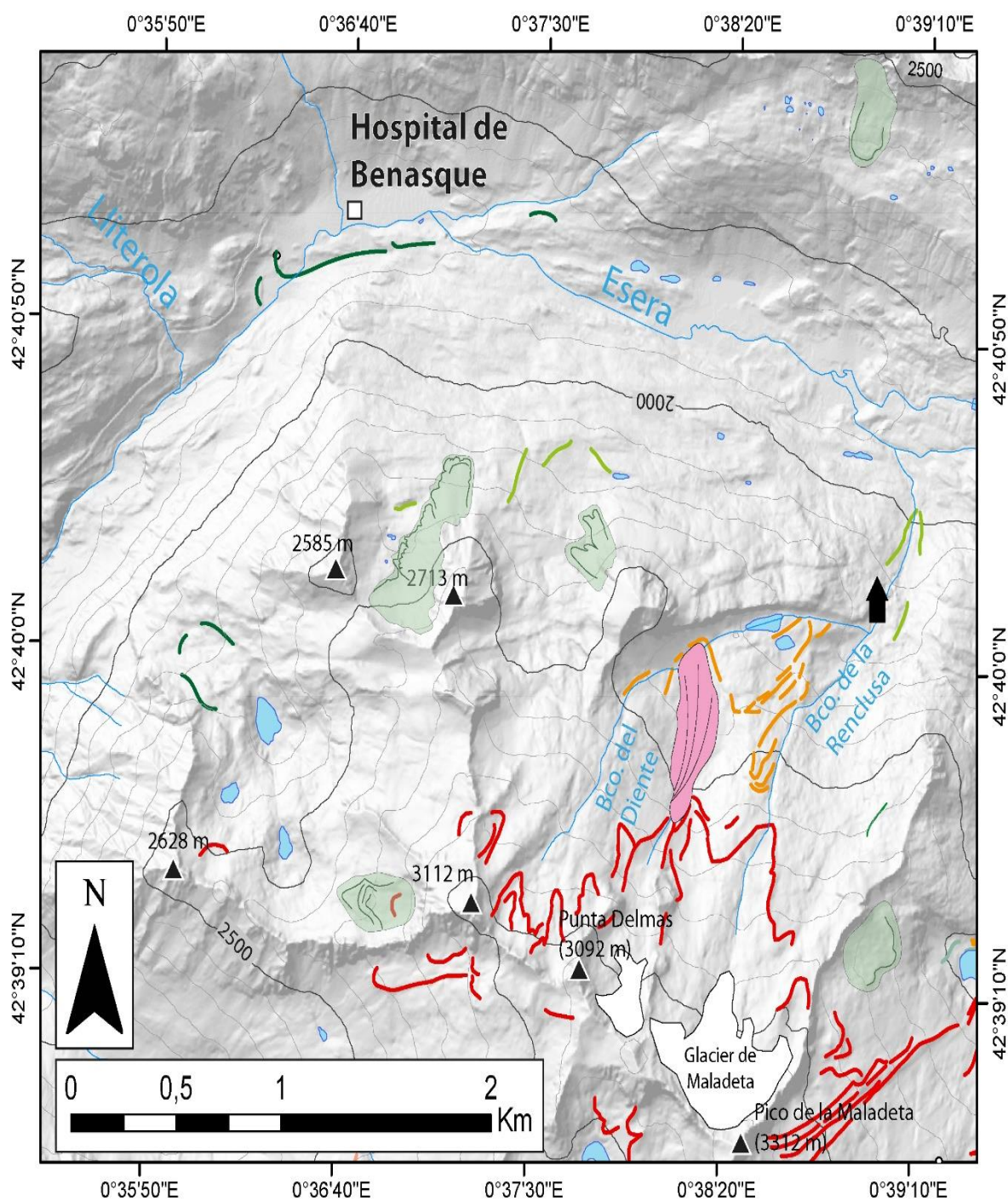


Figure 4.13 : Dépôts de marge glaciaire cartographiés dans le secteur de Maladeta (légende Fig. 4.10).

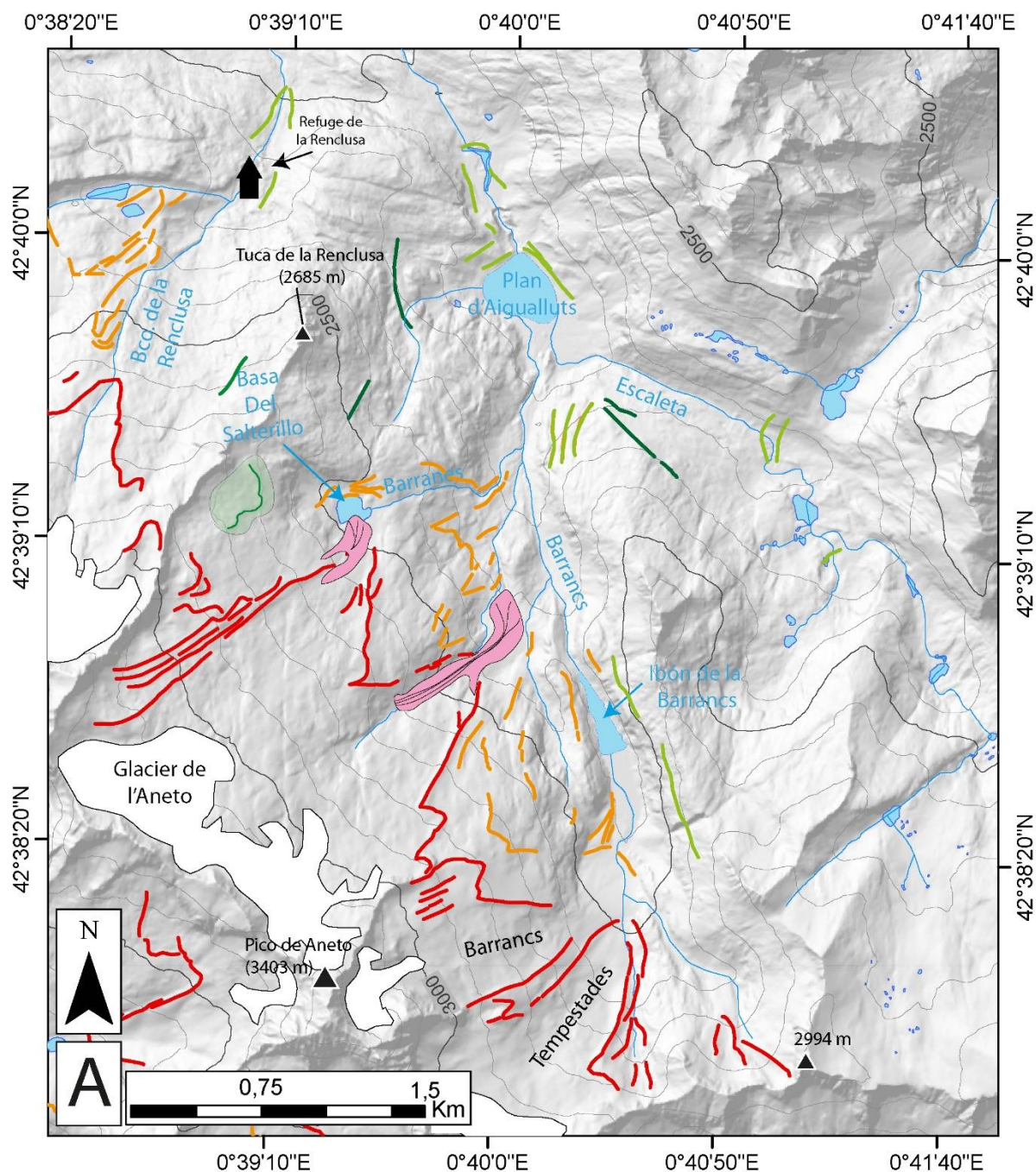


Figure 4.14 : Dépôts de marge glaciaire cartographiés dans le secteur de l'Aneto (légende Fig. 4.10).

4.1.3.3. Bilan des stades d'englacement identifiés en amont de Benasque

La cartographie des dépôts de marge glaciaire complétée dans le cadre de ce travail (cf. supra) permet de renouveler la terminologie des stades d'englacement post-LGM de la haute vallée de l'Esera de la manière suivante (Tabl. 4.1) :

- (i) Le **stade de Paso-Nuevo** correspond à une langue de glace atteignant ~16 km de long dans l'axe de l'Esera (~22 km de retrait par rapport au LLGM). Ce stade est jalonné à son front par les deux moraines frontales qui surplombent le lac de Paso-Nuevo (entre 1 735 et 1 740 m d'altitude) ; par conséquent, il ne se trouvait plus connecté au glacier de Vallibierna qui était, au même moment, cantonné à sa haute vallée. Le glacier de l'Esera correspondait quant à lui à un glacier de vallée composite nourri par l'ensemble des cirques de la façade nord du massif de Maladeta, le massif des Posets (Estós et Lliterola) et probablement aussi la vallée de Cregüeña.
- (ii) Le **stade de l'Hospital** correspond à une langue de glace de 10,5 km de long dans l'axe de l'Esera (soit 27,5 km de moins que lors du stade LLGM). Ce glacier était déconnecté des flux de glace issus des Posets et de Cregüeña, mais encore nourri par la glace provenant des vallées de la Renclusa et de Barrancs. À proximité du front, les moraines latérales du secteur Llanos del Hospital (entre 1 735 et 1 880 m d'altitude) jalonnent une langue de glace d'environ 30 m d'épaisseur. Les moraines latérales situées plus en amont (vers 2 200 m d'altitude) montrent que l'épaisseur du glacier avoisinait les 150 m au niveau de la confluence entre la vallée de l'Escaleta et de Barrancs.
- (iii) Le **stade des Aigualluts** correspond à l'individualisation de la langue principale de l'Esera en trois langues de glace distinctes. Dans la vallée de la Renclusa, une langue de glace de 3,5 km est jalonnée à son front par les moraines situées à 1 980 m en aval du refuge de la Renclusa. Dans la vallée de l'Escaleta, une langue de glace de 3,8 km est délimitée à son front par des moraines situées à 2 150 m. Dans la vallée de Barrancs, une langue de glace de ~4,5 km est jalonnée à son front par les moraines situées en aval du plan des Aigualluts à ~2 050 m d'altitude. Dans l'axe de cette vallée, des cordons morainiques latéraux situés entre 2 230 et 2 275 m permettent d'estimer l'épaisseur de ce stade d'englacement à une centaine de mètres au niveau de la confluence Barrancs-Escaleta et à 150 m environ au niveau du lac actuel de Barrancs.

- (iv) Le stade de la **Renclusa** correspond à l'individualisation de multiples langues de glace dans les cirques de Maladeta-Aneto. Le petit lobe de glace nourri par le cirque de Tempestades est jalonné dans sa partie terminale par les moraines latérales qui surplombent le lac de Barrancs entre 2 410 et 2 430 m d'altitude. Ces moraines sont raccordées en continu aux moraines frontales et latérales du cirque de l'Aneto, où une langue de glace de 2,8 km de long s'avancait jusqu'à 2 170 m d'altitude. Au même moment, le cirque de Maladeta en abritait une langue de glace de 2,6 km de long, dont le front atteignait 2 250 m d'altitude.
- (v) Le stade du **Petit âge glaciaire (PAG)** correspond à de multiples langues de glace (<2 km) cantonnées dans la zone des cirques. Sur la façade nord du massif, les fronts morainiques du PAG sont positionnés environ 500 m en amont des fronts attribués au stade de la Renclusa, vers 2 475 m d'altitude dans la vallée de l'Aneto et 2 506 m dans celle de Maladeta. Sur la façade sud du massif, les fronts morainiques du PAG sont situés entre 2 780 et 3 040 m. Compte tenu de la position des moraines latérales dans les cirques de Maladeta-Aneto (Fig. 4.15), l'épaisseur maximale de la glace au PAG atteignait 65 m.



Figure 4.15 : Moraines du PAG dans le secteur de l'Aneto. Extrait de René (2011), modifié.

4.2. Chronologie des stades d'englacement par mesure du ^{10}Be et ^{36}Cl produits *in situ*

La séquence de dépôts glaciaires de la vallée de l'Esera a fait l'objet de 55 prélèvements répartis sur 16 sites d'échantillonnage, afin de couvrir l'ensemble des stades d'englacement préalablement définis (cf. Tabl. 4.2 et Fig. 4.16). Les blocs erratiques associés au stade pré-LLGM n'ont pas été échantillonnés, compte tenu de l'état de dégradation très avancé des surfaces rocheuses. De même, les moraines du PAG n'ont pas fait l'objet de prélèvements, car leur attribution au PAG est attestée par des archives historiques et photographiques (René, 2011).

Les prélèvements ont été réalisés sur des blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques. Nous avons privilégié les blocs de grande taille (2 à 5 m de grand axe), de forme arrondie, émoussés et peu écaillés en surface afin d'éviter à la fois (i) les risques de vieillissement par héritage d'exposition et/ou (ii) les risques de rajeunissement par déchaussement, basculement et/ou dégradation superficielle des blocs échantillonnés (cf. section 2.6.3.4.).

Tableau 4.2 : Localisation des échantillons ^{10}Be et ^{36}Cl réalisés dans la vallée de l'Esera.

Stade d'englacement	Nucléide cosmogénique	Secteur	Site	Échantillon	Lithologie	Latitude ¹ (DD)	Longitude ¹ (DD)	Altitude (m)	
LLGM	^{10}Be	Castejón de Sos	A1	CHIA17-30	Granite	42,521	0,473	1266	
				CHIA17-31	Granite	42,523	0,471	1271	
				CHIA17-32	Granite	42,523	0,471	1272	
				CHIA17-33	Granite	42,524	0,470	1276	
	^{10}Be			A2	CHIA17-34	Granite	42,528	0,466	1315
					CHIA17-35	Granite	42,529	0,465	1323
					CHIA17-36	Granite	42,530	0,465	1337
					CHIA17-37	Granite	42,532	0,462	1323
	^{10}Be			A3	CHIA19-07	Granite	42,537	0,451	1299
					CHIA19-08	Granite	42,537	0,451	1297
					CHIA19-09	Granite	42,537	0,451	1299
					CHIA19-10	Granite	42,537	0,452	1307
	^{10}Be			A4	CHIA19-01	Granite	42,545	0,451	1359
					CHIA19-02	Granite	42,544	0,451	1355
					CHIA19-03	Granite	42,542	0,451	1352
					CHIA19-04	Granite	42,542	0,451	1353
					CHIA19-05	Granite	42,542	0,451	1384
					CHIA19-06	Granite	42,548	0,449	1391
	^{10}Be	Bassin de Benasque	B		LIN19-01	Granite	42,573	0,513	1690
					LIN19-02	Granite	42,573	0,513	1688
LIN19-03					Granite	42,573	0,512	1691	
LIN19-04					Granite	42,573	0,512	1694	
^{10}Be et ^{36}Cl	Cerler	C1		CER19-01	Dacite	42,581	0,554	1790	
				CER19-02	Dacite	42,580	0,554	1796	
				CER19-03	Dacite	42,580	0,554	1794	
				CER19-04	Dacite	42,578	0,554	1792	
Villanova Eriste	^{10}Be	Bassin de Benasque	D	LIN19-05	Granite	42,580	0,492	1134	
				LIN19-06	Granite	42,580	0,491	1150	
					LIN19-07	Granite	42,580	0,491	1149
					LIN19-08	Granite	42,580	0,491	1148
Paso	^{10}Be	Haute vallée	E	SEN17-19	Granite	42,639	0,562	1401	

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

Nuevo	^{10}Be	de l'Esera		SEN17-20	Granite	42,638	0,562	1393	
	^{10}Be			SEN19-01	Granite	42,638	0,563	1390	
	^{10}Be			SEN19-02	Granite	42,639	0,561	1387	
Hospital	^{10}Be	Haute vallée de l'Esera	F	HOS17-26	Granite	42,681	0,604	1739	
	^{10}Be			HOS17-27	Granite	42,681	0,604	1739	
	^{10}Be			HOS17-28	Granite	42,683	0,605	1744	
	^{10}Be			HOS17-29	Granite	42,683	0,605	1746	
	^{10}Be et ^{36}Cl	Cerler	C2	CER19-05	Dacite	42,578	0,556	1766	
	^{10}Be et ^{36}Cl			CER19-06	Dacite	42,579	0,556	1761	
	^{10}Be et ^{36}Cl			CER17-17	Dacite	42,580	0,561	1796	
Aigualluts	^{10}Be	Haute vallée de l'Esera		G1	AG17-24	Granite	42,669	0,665	2011
	^{10}Be			AG17-25	Granite	42,669	0,655	2011	
	^{10}Be			G2	AG17-22	Granite	42,666	0,667	2028
	^{10}Be			AG17-23	Granite	42,666	0,668	2042	
Renclusa	^{10}Be	Haute vallée de l'Esera	H1	AN17-07	Granite	42,653	0,665	2223	
	^{10}Be			AN17-08	Granite	42,653	0,665	2248	
	^{10}Be		H2	AN17-09	Granite	42,655	0,665	2197	
	^{10}Be			AN17-10	Granite	42,655	0,666	2190	
	^{10}Be		I	AN19-01	Granite	42,646	0,670	2422	
	^{10}Be			AN17-05	Granite	42,644	0,671	2432	
	^{10}Be	J	AN19-02	Granite	42,646	0,670	2422		
	^{10}Be		AN17-01	Granite	42,639	0,666	2741		
	^{10}Be		AN17-02	Granite	42,639	0,666	2740		
	^{10}Be		AN17-03	Granite	42,640	0,666	2737		

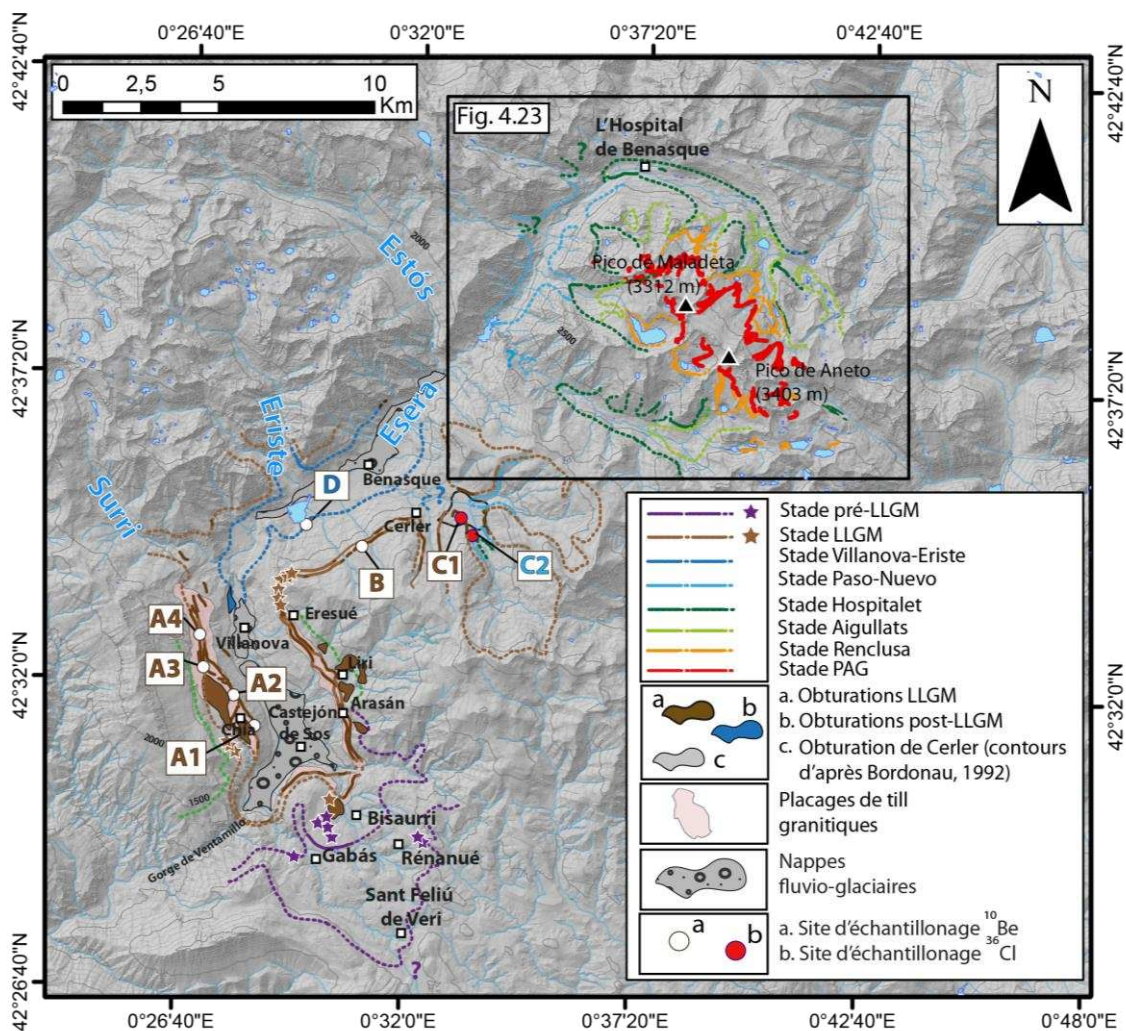


Figure 4.16 : Carte de localisation des sites d'échantillonnage en vue de datations par nucléides ^{10}Be et ^{36}Cl dans la partie aval de l'Esera.

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

L'échantillonnage concerne principalement des blocs de granite (n = 49), mais, faute de disponibilité de cette roche sur les constructions morainiques, des blocs de dacite ont été prélevés ponctuellement (n=6, secteur Cerler sites C1 et C2). Cette série de six échantillons a fait l'objet d'un premier traitement selon le protocole classique défini par Merchel et al. (2008). Au cours de ce traitement, l'intégralité du quartz a été dissout à l'issue des attaques à l'acide fluorhydrique destinées à éliminer le ^{10}Be atmosphérique. Des mesures DRX ont ensuite été effectuées afin de comprendre les raisons de la dissolution totale de la dacite dès les premières étapes du protocole classique d'extraction du ^{10}Be . Ces mesures indiquent une teneur en quartz inférieure à 30 % (annexe E), mais, contrairement au granite dans lequel le quartz forme des grains de taille supérieure à 100 μm , dans la dacite, il s'avère présent de manière très diffuse et semble constituer le « ciment » entre les minéraux de cette roche. Faute de pouvoir isoler le quartz, les blocs de dacite du secteur Cerler (C1 et C2) ont fait l'objet d'un ré-échantillonnage, en vue d'une extraction du ^{36}Cl produit dans les feldspaths potassiques de cette roche. En effet, des mesures géochimiques réalisées par spectrométrie (annexe E) ont montré que les dacites contiennent les éléments chimiques (présence de Ca et K) nécessaires pour ce type de traitement (cf. section 2.6.4.11.). Les tableaux 4.3 et 4.4 synthétisent l'ensemble des âges d'exposition obtenus à partir de la mesure du ^{10}Be et du ^{36}Cl produit *in situ*. Dans ces tableaux, les résultats sont donnés avec et sans la correction liée à la neige, afin de pouvoir intégrer ce paramètre dans l'analyse et l'interprétation chronologique des résultats (cf. sections 4.2.1 et 4.2.2). Dans les développements qui suivent, les âges d'exposition reportés dans le texte et les figures correspondent à ceux modélisés avec une correction liée à la neige. Les deux options (avec et sans neige) sont mentionnées dans le texte (cas des sites F, G1, G2, H1, H2, I et J) uniquement lorsque la prise en compte (ou non) de la neige change l'interprétation chronologique des résultats.

Tableau 4.3 : Datations par nucléides cosmogéniques ^{10}Be obtenues dans la vallée de l'Esera.

Stade d'englacement	Site	Échantillon	Facteur d'échelle	Facteur d'écrantage Topographique	Neige (cm /an)	Facteur d'écrantage neigeux	^{10}Be (10^5 at/g)	Âge d'exposition ($*10^3$ yr \pm 1 sigma) ¹	Âge d'exposition ($*10^3$ yr \pm 1 sigma) ²
LLGM	A1	CHIA17-30	2,76	0,99	4	0,99	4,35 \pm 0,34	38,9 \pm 3,3	39,3 \pm 2,9
		CHIA17-31	2,66	0,99	4	0,99	1,38 \pm 0,15	12,8 \pm 1,4	12,9 \pm 1,4
		CHIA17-32	2,66	0,99	4	0,99	1,37 \pm 0,09	12,6 \pm 0,8	12,8 \pm 0,8
		CHIA17-33	2,71	0,99	4	0,99	1,81 \pm 0,14	16,5 \pm 1,2	16,6 \pm 1,2
	A2	CHIA17-34	2,84	0,99	5	0,99	3,70 \pm 0,21	32,0 \pm 2,4	32,5 \pm 1,9
		CHIA17-35	2,88	0,99	5	0,99	10,9 \pm 1,21	95,0 \pm 10,2	96,4 \pm 10,3
		CHIA17-36	2,81	0,99	6	0,99	1,63 \pm 0,11	14,3 \pm 0,9	14,5 \pm 0,9
		CHIA17-37	2,75	0,99	6	0,99	1,20 \pm 0,08	10,8 \pm 0,7	10,9 \pm 0,7
	A3	CHIA19-07	2,80	0,98	6	0,99	2,39 \pm 0,14	21,0 \pm 1,2	21,5 \pm 1,3
		CHIA19-08	2,77	0,98	6	0,99	1,96 \pm 0,08	17,4 \pm 0,7	17,9 \pm 0,7
		CHIA19-09	2,75	0,98	6	0,99	1,70 \pm 0,07	15,2 \pm 0,9	15,6 \pm 0,6
		CHIA19-10	2,66	0,98	6	0,99	0,83 \pm 0,05	7,7 \pm 0,4	7,9 \pm 0,4
	A4	CHIA19-01	2,76	0,97	7	0,98	0,88 \pm 0,37	7,9 \pm 3,0	8,1 \pm 3,1

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

		CHIA19-02	2,88	0,97	7	0,98	1,95 ± 0,08	16,6 ± 0,7	17,2 ± 0,7
		CHIA19-03	2,90	0,97	7	0,98	2,14 ± 0,08	18,2 ± 0,7	18,8 ± 0,7
		CHIA19-04	2,89	0,97	8	0,98	1,35 ± 0,19	11,5 ± 1,6	11,9 ± 1,6
		CHIA19-05	2,97	0,97	8	0,98	2,24 ± 0,31	18,6 ± 2,5	19,2 ± 2,4
		CHIA19-06	2,82	0,97	8	0,98	0,83 ± 0,06	7,3 ± 0,5	7,7 ± 0,5
	B	LIN19-01	3,68	0,98	21	0,96	n.d.	n.d.	n.d.
		LIN19-02	3,69	0,98	21	0,96	2,37 ± 0,10	15,8 ± 0,7	16,5 ± 0,7
		LIN19-03	3,73	0,98	21	0,96	2,70 ± 0,09	17,8 ± 0,6	18,6 ± 0,6
		LIN19-04	3,73	0,98	21	0,96	2,61 ± 0,12	17,2 ± 0,7	18,0 ± 0,8
Villanova	D	LIN19-05	2,42	0,98	1	0,99	1,49 ± 0,07	15,2 ± 0,7	15,4 ± 0,7
Eriste		LIN19-06	2,48	0,98	1	0,99	1,87 ± 0,18	18,5 ± 1,9	18,8 ± 1,7
		LIN19-07	2,43	0,98	1	0,99	1,41 ± 0,07	14,3 ± 0,7	14,5 ± 0,6
		LIN19-08	2,50	0,98	1	0,99	5,12 ± 0,54	50,4 ± 5,7	51,4 ± 5,8
Paso	E	SEN17-19	2,90	0,94	8	0,98	1,09 ± 0,09	9,3 ± 0,8	9,8 ± 0,8
Nuevo		SEN17-20	2,88	0,94	8	0,98	1,10 ± 0,05	9,4 ± 0,5	10,0 ± 0,9
		SEN19-01	2,86	0,94	8	0,98	n.d.	n.d.	n.d.
		SEN19-02	2,86	0,94	8	0,98	1,03 ± 0,06	8,9 ± 0,6	9,4 ± 0,6
Hospital	F	HOS17-26	3,85	0,94	23	0,96	2,49 ± 0,17	16,0 ± 1,01	17,5 ± 1,1
		HOS17-27	3,85	0,94	23	0,96	n.d.	n.d.	n.d.
		HOS17-28	3,73	0,94	23	0,96	1,37 ± 0,21	9,1 ± 1,3	9,9 ± 1,4
		HOS17-29	3,80	0,95	23	0,96	1,93 ± 0,17	12,5 ± 1,1	13,6 ± 1,2
Aigualluts	G1	AG17-24	4,72	0,95	39	0,94	3,30 ± 0,22	17,3 ± 1,1	19,1 ± 1,2
		AG17-25	4,78	0,95	39	0,94	6,20 ± 0,75	32,1 ± 3,9	35,6 ± 4,2
	G2	AG17-22	4,60	0,95	40	0,93	1,85 ± 0,21	10,0 ± 1,1	11,0 ± 1,2
		AG17-23	4,68	0,95	41	0,93	2,23 ± 0,31	11,8 ± 1,6	13,0 ± 1,7
		AN01 ³	4,69	0,95	50	0,92	2,68 ± 0,18	15,0 ± 0,9	16,1 ± 1,0
		AN02 ³	4,53	0,95	50	0,92	2,51 ± 0,23	13,8 ± 1,2	14,9 ± 1,3
Renclusa	H1	AN17-07	5,21	0,96	56	0,91	1,70 ± 0,13	8,1 ± 0,6	9,0 ± 0,7
		AN17-08	4,96	0,96	57	0,91	0,97 ± 0,26	4,9 ± 1,2	5,4 ± 1,3
	H2	AN17-09	5,28	0,96	53	0,92	3,43 ± 1,57	16,1 ± 6,7	17,9 ± 7,6
		AN17-10	4,99	0,96	52	0,92	1,36 ± 0,19	6,8 ± 0,8	7,5 ± 0,9
	I	AN19-01	5,37	0,97	75	0,88	0,57 ± 0,06	2,6 ± 0,3	3,00 ± 0,3
		AN17-05	5,99	0,97	74	0,89	2,12 ± 0,36	8,9 ± 1,4	10,2 ± 1,6
		AN19-02	5,80	0,97	74	0,89	1,50 ± 0,18	6,5 ± 0,7	7,3 ± 0,8
	J	AN17-01	7,27	0,98	107	0,84	2,66 ± 3,1	8,9 ± 3,2	10,7 ± 3,2
		AN17-02	7,44	0,98	107	0,84	2,99 ± 3,3	10,0 ± 3,8	12,0 ± 3,8
		AN17-03	7,61	0,98	107	0,84	2,34 ± 4,2	8,0 ± 3,7	9,6 ± 3,7
		MA04 ³	4,67	0,99	80	0,88	3,35 ± 0,10	12,6 ± 0,4	14,3 ± 0,4
		MA05 ³	4,89	0,98	28	0,96	1,94 ± 0,10	9,0 ± 0,4	9,4 ± 0,5
		MA06 ³	5,10	0,98	28	0,96	3,09 ± 0,13	14,1 ± 0,6	14,7 ± 0,6

¹Âges sans facteur d'écrantage lié à la neige

²Âges avec facteur d'écrantage lié à la neige

³Âges extraits de Crest et al. (2017)

Tableau 4.4 : Datations par nucléide cosmogénique ³⁶Cl obtenues dans la vallée de l'Esera

Stade d'englacement	Site	Échantillons	Facteur d'échelle pour les neutrons	Facteur d'échelle pour les muons	Facteur d'écrantage topographique	Snow (cm/yr)	Facteur d'écrantage neigeux	Masse Dissoute (g)	[³⁶ Cl] (10 ⁵ at/g)	Âge d'exposition (*10 ³ yr ± 1 sigma) ¹	Âge d'exposition (*10 ³ yr ± 1 sigma) ²
LLGM	C1	CER19-01	4,11	0,29	0,984	25	0,960	38,22	2,99 ± 0,17	7,4 ± 0,4	7,7 ± 0,4
		CER19-02	4,13	0,29	0,993	25	0,960	35,92	2,97 ± 0,17	7,6 ± 0,5	7,9 ± 0,5
		CER19-03	4,13	0,29	0,993	25	0,960	35,48	3,46 ± 0,17	10,9 ± 0,5	11,3 ± 0,5
		CER19-04	4,12	0,29	0,993	25	0,960	34,45	3,43 ± 0,19	11,9 ± 0,7	12,4 ± 0,7
Paso-Nuevo	C2	CER19-05	4,04	0,28	0,986	24	0,962	36,09	n.d.	n.d.	n.d.
		CER19-06	4,03	0,28	0,982	24	0,962	38,60	5,29 ± 0,26	13,2 ± 0,7	13,8 ± 0,7
		CER17-17	4,13	0,29	0,976	25	0,962	35,26	3,45 ± 0,18	11,7 ± 0,6	12,2 ± 0,6

¹Âges sans facteur d'écrantage lié à la neige

²Âges avec facteur d'écrantage lié à la neige

4.2.1. Les sites associés aux stades LLGM

Les dépôts de marge glaciaire contemporains de l'emprise LLGM ont fait l'objet de 26 prélèvements (granite n=22 et dacite n=4) sur six sites d'échantillonnage répartis dans le bassin de Castejón de Sos, celui de Benasque et le vallon de Cerler (Fig. 4.17 à 4.22) :

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

- (i) Les sites A1, A2, A3 et A4 sont localisés entre 1 445 et 1 276 m sur les moraines latérales situées en rive droite sur le complexe morainique de Chía.
- (ii) Le site B est défini sur les deux moraines latérales qui surplombent le village d'Eriste et le bassin de Benasque entre 1 660 et 1 680 m.
- (iii) Le site C1 est situé sur la moraine la plus externe du secteur Cerler positionnée entre 1 680 et 1 800 m dans le prolongement amont du site B.

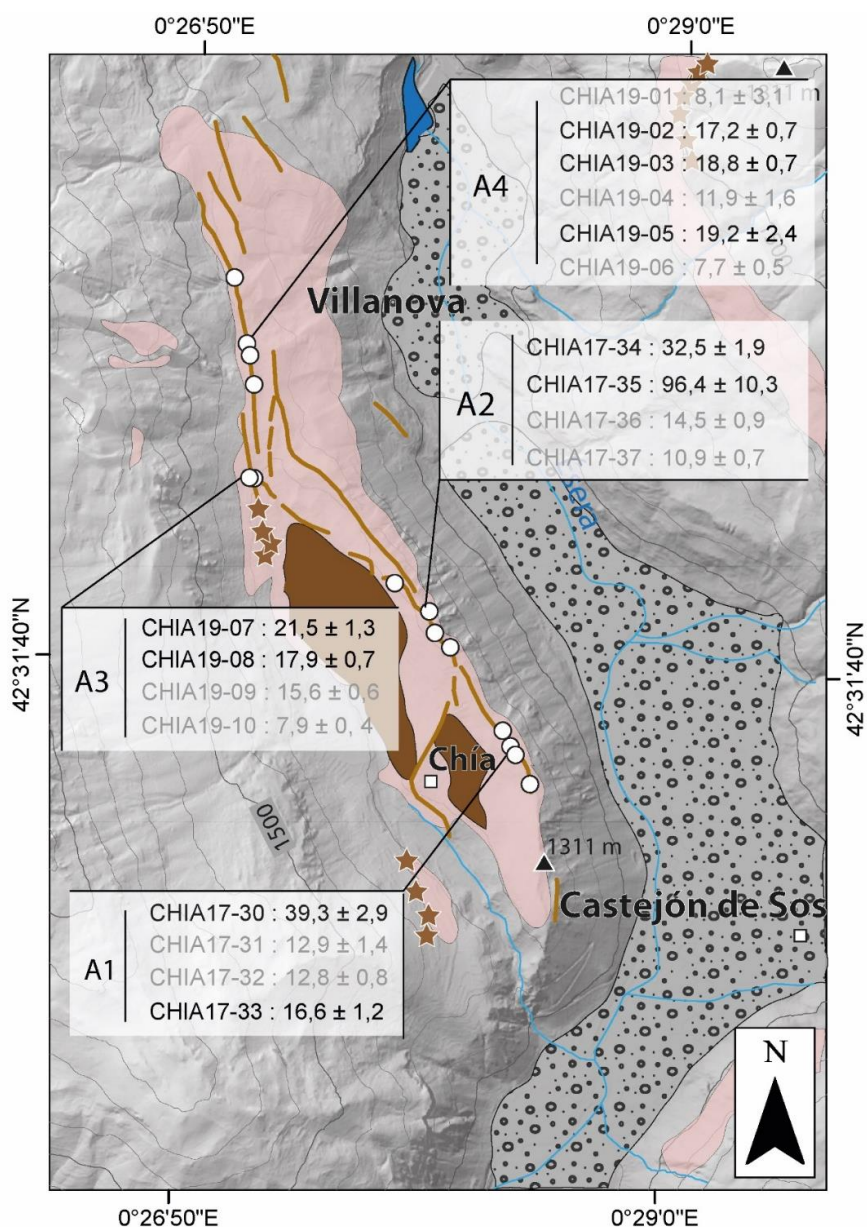


Figure 4.17 : Dépôts de marge glaciaire du complexe glaciaire terminal de Castejón de Sos et données chronologiques ^{10}Be (légende Fig. 4.2). La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige. Les âges non retenus sont représentés en gris.

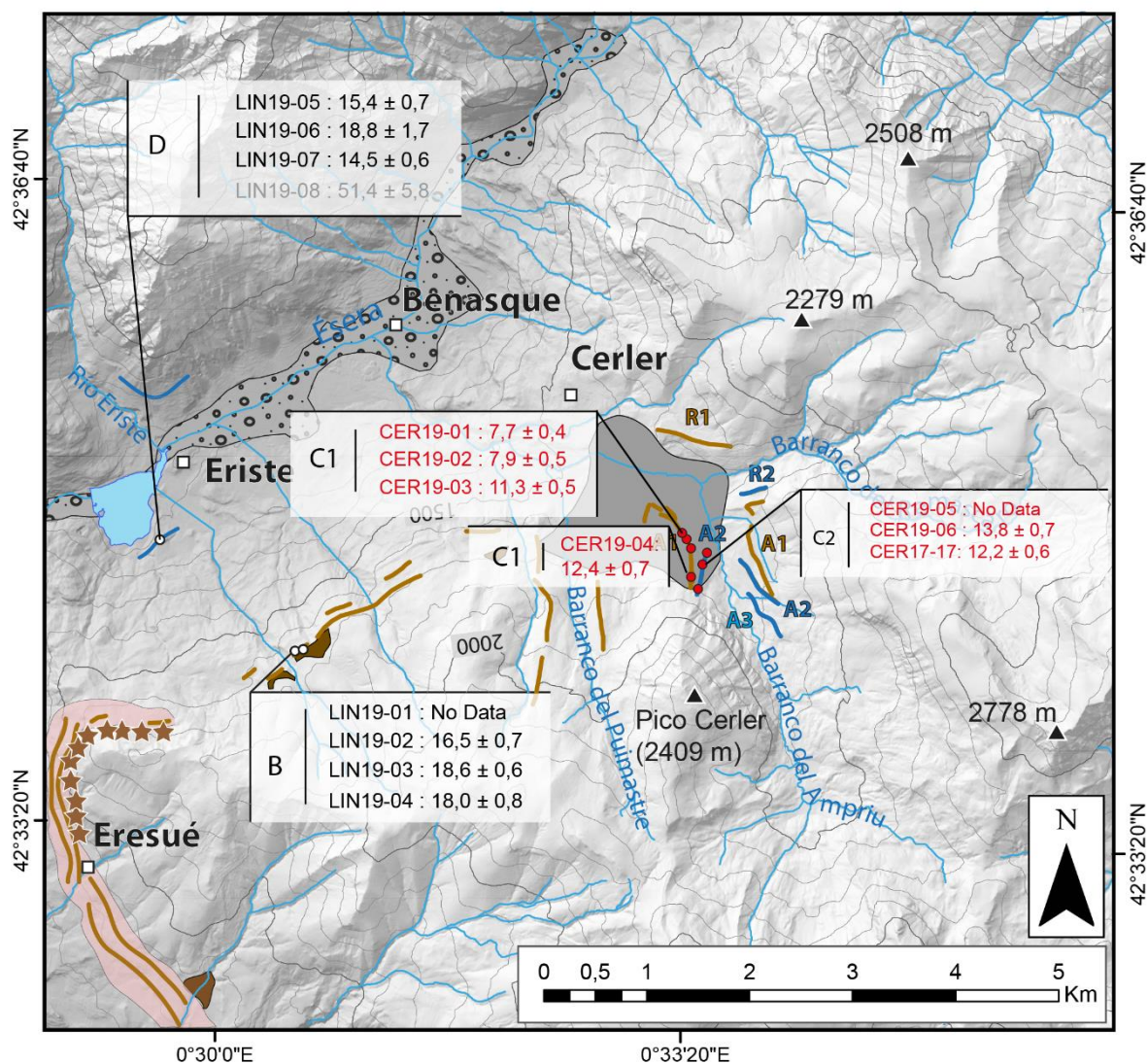


Figure 4.18 : Dépôts de marge glaciaire du complexe glaciaire de la vallée de Benasque et du secteur de Cerler et données chronologiques (légende Fig. 4.5). La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige. Les âges ³⁶Cl sont représentés en rouge, les âges ¹⁰Be en noir, les âges non retenus en gris.

Les âges d'exposition obtenus sur l'ensemble des sites d'échantillonnage associés à l'emprise LLGM montrent une très forte dispersion (Tabl. 4.3). Toutefois, pour ces sites de faible altitude, la prise en compte (ou non) de la neige ne change pas l'interprétation chronologique des résultats. Sur ces bases, il s'avère possible d'identifier trois catégories d'âges associées au stade LLGM.

La première catégorie englobe des âges d'exposition Holocène à Bølling-Allerød trop récents pour être compatibles avec la chronologie du LLGM dans les Pyrénées (Synthèse in

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

Delmas et al., 2021a et 2021b). Sur ces bases, nous rejetons les âges ^{10}Be à $7,7 \pm 0,5$ ka, $7,9 \pm 0,4$ ka, $8,1 \pm 3,1$ ka, $10,9 \pm 0,7$ ka, $11,9 \pm 1,6$ ka, $12,8 \pm 0,8$ ka, $12,9 \pm 1,4$ ka, $14,5 \pm 0,9$, et à $15,6 \pm 0,6$ ka obtenus sur le complexe morainique de Chia (Fig. 4.17, 19, 20, 21 et 22), ainsi que les âges ^{36}Cl à $7,7 \pm 0,4$ ka, $7,9 \pm 0,5$ ka, $11,3 \pm 0,5$ ka et à $12,4 \pm 0,7$ ka obtenus sur le complexe morainique latéral de Cerler (Fig. 4.18).



Figure 4.19 : Surfaces CHIA17-36 et 37 échantillonnées sur le site A2 du complexe morainique de Chia. Cliché Marc Calvet, octobre 2017. La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige. Les âges non retenus sont représentés en gris.

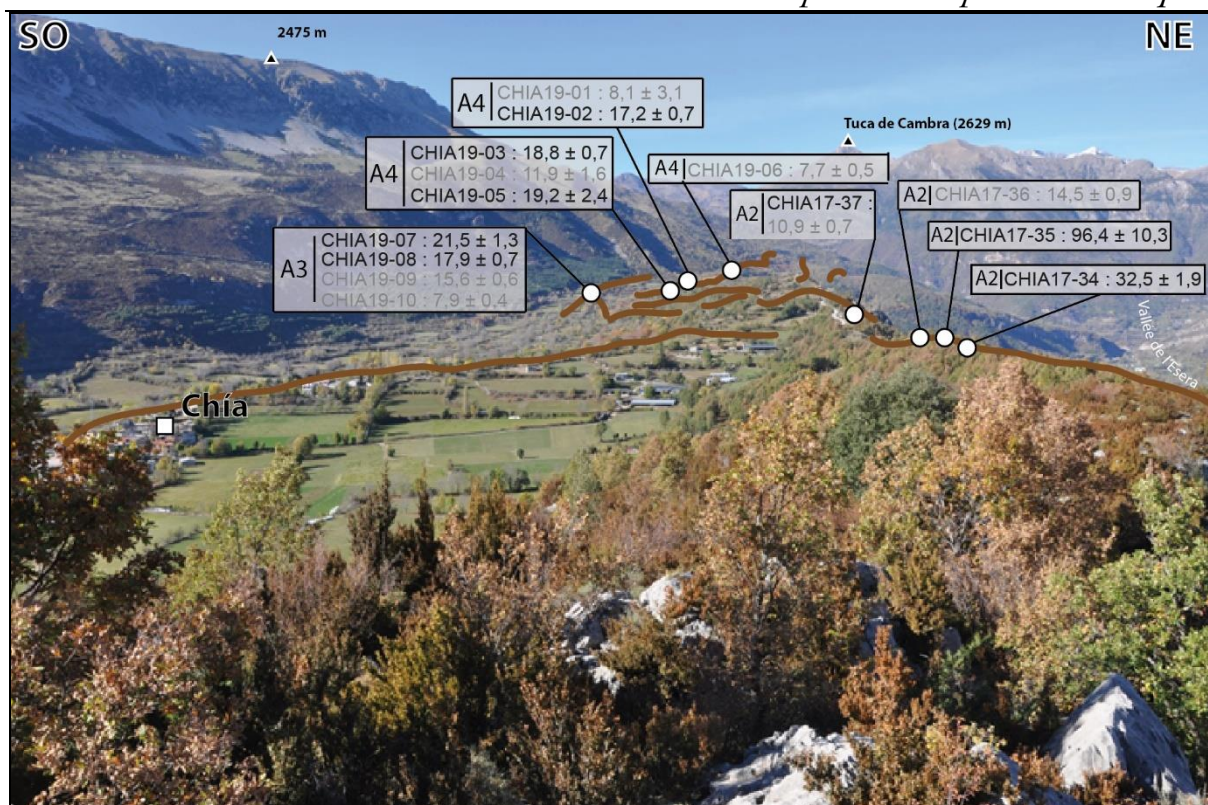


Figure 4.20 : Vue panoramique du complexe morainique de Chía et âges ^{10}Be . Cliché Marc Calvet, octobre 2017. La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige. Les âges non retenus sont représentés en gris.

La deuxième catégorie englobe des âges d'exposition compatibles avec un stade LLGM contemporain du GLGM et/ou plus ancien. Ils sont localisés sur (i) le complexe morainique latéral de Chía où plusieurs âges d'exposition oscillent entre 19 et 96 ka ($18,8 \pm 0,7$ ka, $19,2 \pm 2,4$ ka, $21,5 \pm 1,3$ ka, $32,5 \pm 1,9$ ka, $39,3 \pm 2,9$ ka, $96,4 \pm 10,3$ ka) et (ii) sur les moraines qui surplombent le bassin de Benasque où les résultats indiquent deux âges ^{10}Be à ($18,6 \pm 0,6$ ka et à $18,0 \pm 0,8$ ka). Un héritage d'exposition sur ces blocs allochtones s'avère peu probable, compte tenu de leur lithologie granitique qui implique un transit sur une vingtaine de kilomètres au moins depuis les premiers affleurements de granite au niveau du batholite des Posets. Au cours de ce transit, l'érosion s'est montrée probablement suffisante pour remettre à zéro le compteur ^{10}Be . Par ailleurs, ces données chronologiques restent cohérentes avec ce qui a été observé sur les emprises LLGM du Malniu (Pallàs et al., 2010), de l'Ariège (Delmas et al., 2011), du Gállego (Lewis et al. 2009 ; Guerrero et al. 2018) et de la Têt (Tomkins et al., 2018). Des observations analogues sont également reportées dans les Alpes, où des datations par OSL et ^{14}C indiquent la présence à l'ouest d'avancées glaciaires pléistocènes maximales (datées entre 30 et 75 ka) antérieures au GLGM (Preusser et al., 2007 ; Fioraso et al., 2021 ; Gribenski et al., 2021). Sur ces

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

bases, il semble possible d'envisager que l'emprise LLGM de la vallée de l'Esera a été atteinte à plusieurs reprises au cours du dernier cycle glaciaire, en particulier durant le MIS 2-GLGM ($19,2 \pm 2,4$ ka, $18,8 \pm 0,7$ ka, $21,5 \pm 1,3$ ka, $18,6 \pm 0,6$ ka, et $18,0 \pm 0,8$ ka), le MIS 3 ($32,5 \pm 1,9$ ka et $39,3 \pm 2,9$ ka) et peut-être même le MIS 5a-d ($96,4 \pm 10,3$ ka). Toutefois, dans ce dernier cas, il ne faut pas exclure la possibilité d'un remaniement de blocs issus d'un placage morainique antérieur au Pléistocène supérieur, suivi par une remise à zéro partielle du compteur ^{10}Be au cours du transport par le glacier LLGM.



Figure 4.21 : Surfaces CHIA17-34 et 35 échantillonnées sur le site A2 du complexe morainique de Chía. Cliché Marc Calvet, octobre 2017. La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige.

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

Enfin, la troisième catégorie englobe des âges d'exposition contemporains du début de la dernière terminaison glaciaire (GS-2.1a et GS-2.1b). Ces âges à $16,6 \pm 1,2$ ka, $17,2 \pm 0,7$ ka et à $17,9 \pm 0,7$ ka sont localisés sur le complexe morainique de Chía. À ce stade du raisonnement, rien ne permet d'exclure ces âges d'exposition même si un risque de rajeunissement existe (présence d'écailles et d'érosions différentielles ; Fig. 4.22).

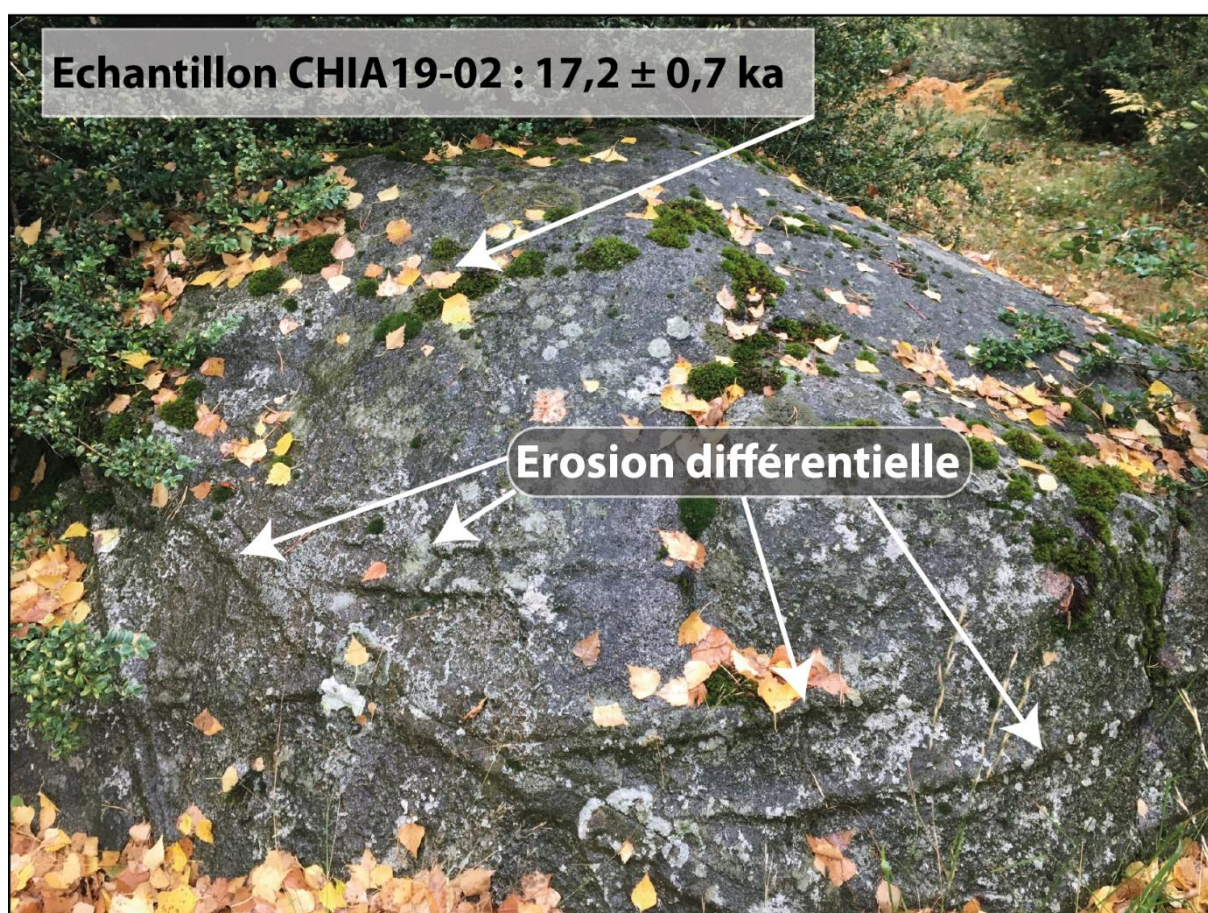


Figure 4.22 : Surfaces CHIA19-02 échantillonnées sur le site A4 du complexe morainique de Chía. Cliché Théo Reixach, octobre 2019. La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige.

4.2.2. Les sites associés aux stades post-LLGM

Les dépôts de marge glaciaire contemporains des cinq stades post-LLGM identifiés précédemment (Villanova-Eriste, Paso Nuevo, Hospital, Aigualluts, et Renclusa, cf. section 4.1.2 et section 4.1.3) ont fait l'objet de 29 prélèvements (granite $n=26$ et dacite $n=3$) répartis sur dix sites d'échantillonnage localisés dans le bassin de Castejón de Sos, celui de Benasque, le secteur Cerler et la haute vallée de l'Esera (Fig. 4.16 et 4.23) :

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

- (i) Le site C2 correspond à la moraine interne de 385 m de long située dans le vallon d'Ampriu entre 1 740 et 1 800 m (R2-A2). Celle-ci jalonne la disjonction post-LLGM des glaciers locaux issus des vallons d'Ampriu et Remáscaro.

- (ii) Le site D correspond à la moraine latérale de 570 m de long située entre 1 180 et 1 115 m en rive gauche de l'Esera, immédiatement au-dessus du lac d'Eriste. Le stade d'englacement qu'elle jalonne est corrélable au cône proglaciaire de Villanova, dont l'apex se situe ~7 km en amont du front morainique LLGM de Bisaurri.

- (iii) Le site E correspond aux deux moraines fronto-latérales de 500 m de long situées entre 1 365 et 1 385 m dans le fond de la vallée, ~5 km en amont de Benasque. Elles sont associées au stade de Paso-Nuevo qui correspond à une langue de glace de ~16 km de long dans l'axe de l'Esera (~22 km en amont du front LLGM).

- (iv) Le site F correspond aux deux petites moraines frontales enracinées à 1 735 et 1 740 m et associées au stade de l'Hospital. À ce stade, une langue de glace de 10 km de long occupait l'axe de l'Esera (soit 27,5 km de moins que lors du LLGM).

- (v) Les sites G1 et G2 correspondent aux cordons morainiques latéraux situés à ~2 050 m dans l'axe de la vallée de Barrancs. Ces moraines jalonnent la marge latérale droite de la partie terminale du stade des Aigualluts, dont la langue de glace mesurait 4,5 km (31,5 km de moins que lors du LLGM).

- (vi) Les sites H1 et H2 correspondent aux moraines latérales enracinées dans le cirque de l'Aneto entre 2 170 et 2 240 m. Elles jalonnent la marge d'un petit lobe de glace de 2,8 km associé au stade la Renclusa (32,5 km de moins que lors du LLGM).

- (vii) Le site I correspond à la moraine latérale de 370 m de long qui surplombe la rive gauche du lac de Barrancs entre 2 410 et 2 430 m d'altitude. Celle-ci jalonne la

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

marge latérale gauche d'un petit lobe de glace issu du cirque des Tempestades et associé au stade de la Renclusa.

- (viii) Le site J correspond à la moraine latérale de 300 m de long enracinée entre 2 655 et 2 170 m sur l'interfluve entre les vallons de Barrancs et de l'Aneto. Elle jalonne la marge latérale droite d'un lobe de glace nourri par les cirques l'Aneto et associé au stade de la Renclusa.

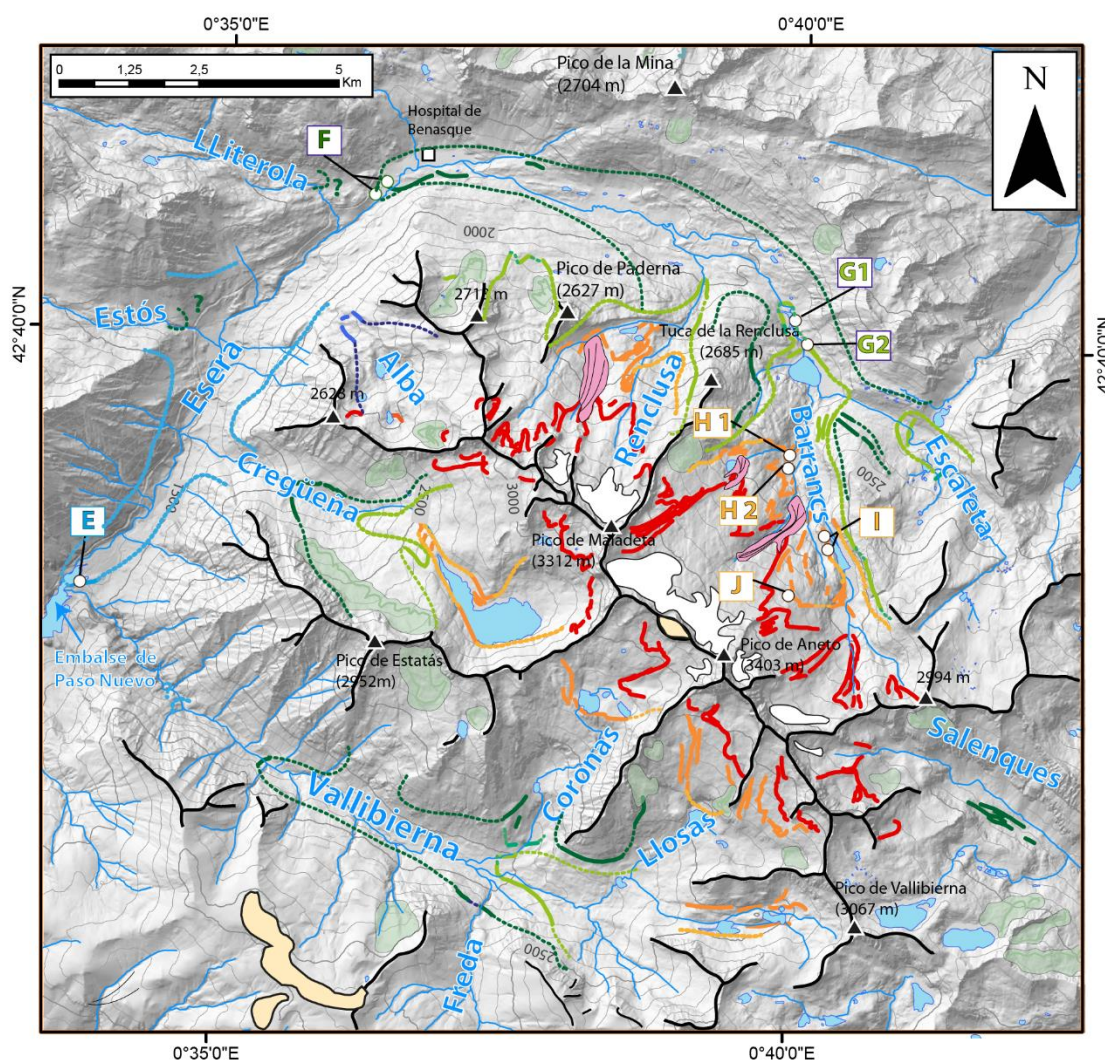


Figure 4.23 : Carte de localisation des sites d'échantillonnage en vue de datations par nucléides ^{10}Be dans la haute vallée de l'Esera (légende Fig. 4.10).

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

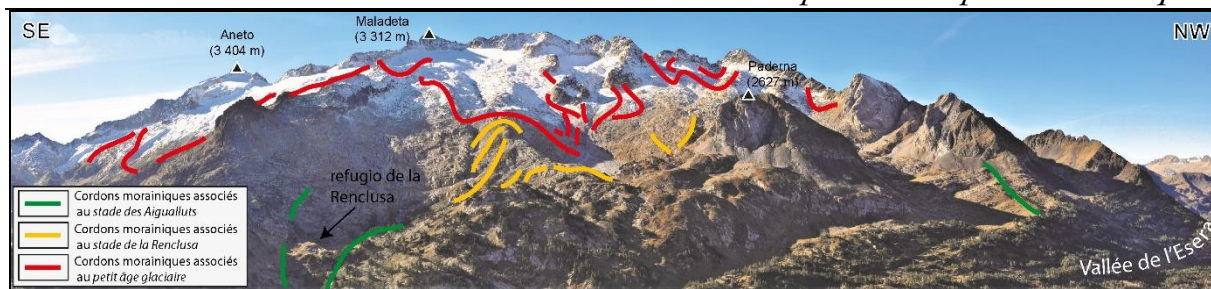


Figure 4.24 : Dépôts morainiques cartographiés sur la façade sud du massif de Maladeta-Aneto. Cliché Marc Calvet, octobre 2017.

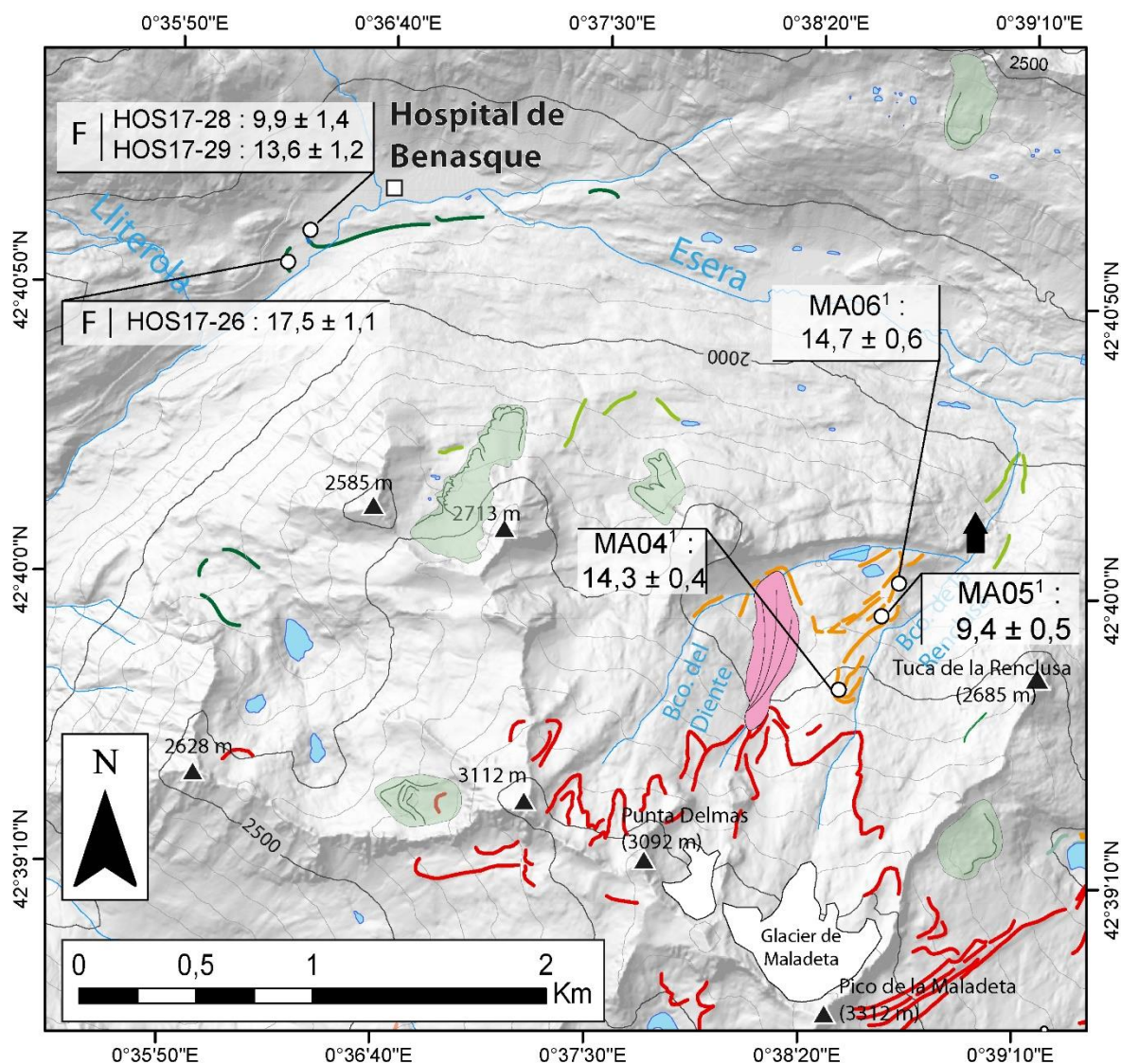


Figure 4.25 : Dépôts de marge glaciaire cartographiés dans le secteur de Maladeta et données chronologiques ¹⁰Be (légende Fig. 4.10). La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige. ¹Âges extraits de Crest et al. (2017).

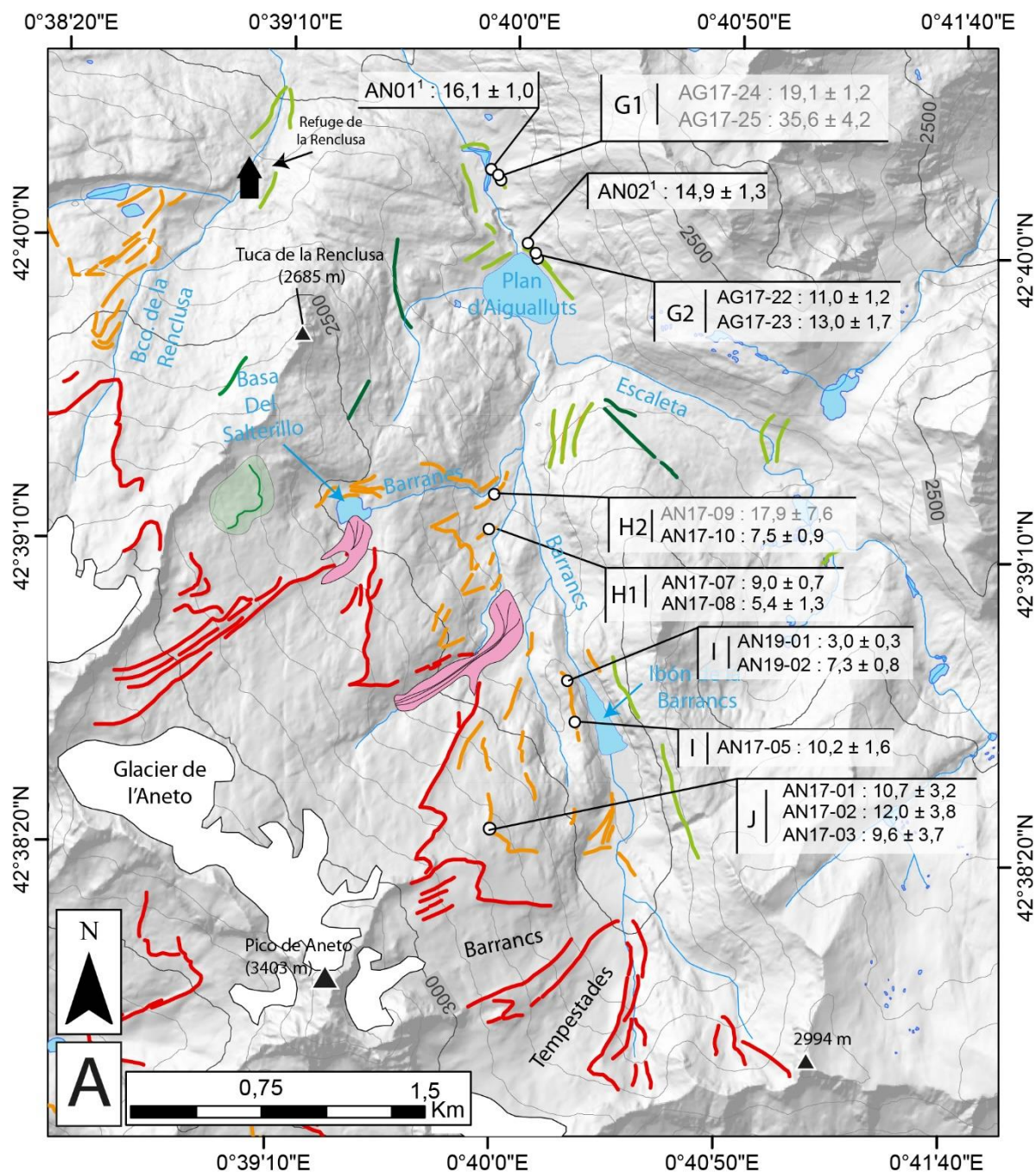


Figure 4.26 : Dépôts de marge glaciaire cartographiés dans le secteur de l'Aneto et données chronologiques ^{10}Be (légende Fig. 4.10). La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige. ¹Âges extraits de Crest et al. (2017).

Comme précédemment, les âges d'exposition obtenus sur les stades post-LLGM montrent une forte variabilité des résultats (Tabl. 4.3 et 4.4). Cette dernière est en partie influencée par la prise en compte (ou non) de l'écrantage lié à la neige sur les sites d'altitude (sites F, G, H, I, J associés au stade de l'Hospital, des Aigualluts et de la Renclusa).

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

Concernant le stade d'Eriste-Villanova, nous considérons l'âge à $51,4 \pm 5,8$ ka (site D) comme un héritage d'exposition. En effet, la moraine latérale échantillonnée est positionnée à 600 m en contrebas des moraines LLGM qui surplombent le village d'Eriste et le bassin de Benasque entre 1 660 et 1 680 m (Fig. 4.18, cf. site D). Il s'avère donc possible que l'exposition initiale du bloc daté à $51,4 \pm 5,8$ ka ait commencé au cours du LLGM, sur les moraines situées entre 1 660 et 1 680 m d'altitude (site B), avant de glisser sur les versants supraglaciaires du stade Eriste-Villanova et de se déposer par un héritage d'exposition sur la moraine post-LLGM échantillonnée (site D à 1 148 m d'altitude dans le fond de la vallée). Deux autres âges à $15,4 \pm 0,7$ ka et $14,5 \pm 0,6$ ka obtenus sur ce site indiquent que le stade Eriste-Villanova est contemporain de la fin du GS-2.1a ou du tout début du GI-1. Un dernier âge à $18,8 \pm 1,7$ ka indique que ce stade est contemporain du GS-2.1b. Pour ces trois échantillons, les âges d'exposition modélisés sans prise en compte de la couverture neigeuse indiquent respectivement $15,2 \pm 0,7$ ka, $14,3 \pm 0,6$ ka et $18,5 \pm 1,9$ ka, ce qui ne change pas les attributions chronologiques préalablement proposées.

Concernant le stade de l'Hospital, les âges d'exposition à $17,5 \pm 1,1$ ka, $13,6 \pm 1,2$ ka et $9,9 \pm 1,4$ ka obtenus sur le site F (respectivement $15,6 \pm 1,0$ ka, $12,5 \pm 1,1$ ka et à $9,1 \pm 1,3$ ka sans prise en compte de la neige) ne permettent pas de trancher entre un fonctionnement de ce stade d'englacement durant le GS-2.1a, durant la transition entre le GI-1 et le GS-1 ou durant l'Holocène ancien (Fig. 4.25 et Fig. 4.27).

Concernant le stade des Aigualluts, les âges à $35,6 \pm 4,2$ ka et $19,1 \pm 1,2$ ka (site G1) sont rejetés, car probablement associés à un héritage d'exposition (Fig. 4.26). En effet, ces blocs peuvent provenir de dépôts LLGM remobilisés ultérieurement par glissement de blocs sur les versants supraglaciaires qui dominaient le glacier du stade des Aigualluts. Les âges à $16,1 \pm 1,0$ ka et à $14,9 \pm 1,3$ ka obtenus par Crest et al. (2017) et ceux à $13,0 \pm 1,7$ ka et à $11,0 \pm 1,2$ ka obtenus dans ce travail sur le site G2 (respectivement $15,0 \pm 0,9$ ka, $13,8 \pm 1,2$ ka, $11,7 \pm 1,5$ ka et $10,0 \pm 1,1$ ka sans prise en compte de la neige) ne permettent pas de trancher entre un fonctionnement de ce stade d'englacement au cours du GS-2.1a, du GI-1, du GS-1 ou de l'Holocène ancien (Fig. 4.26 et Fig. 4.28).

Concernant le stade Renclusa, l'âge à $17,9 \pm 7,6$ ka (site H2) est rejeté, car il présente de fortes marges d'erreur d'ordre analytique (Fig. 4.26). Les autres âges d'exposition montrent une

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

importante variabilité avec (i) deux âges à $14,7 \pm 0,6$ ka et à $14,3 \pm 0,4$ ka contemporains de l'interstade GI-1 ou du stade GS-1 selon la prise en compte ou non de la neige ($14,1 \pm 0,6$ ka et $12,6 \pm 0,4$ ka, sans la correction neige), (ii) six âges à $12,0 \pm 3,8$ ka, $10,7 \pm 3,2$ ka, $10,2 \pm 1,6$ ka, $9,6 \pm 3,7$ ka, $9,4 \pm 0,5$ ka et $9,0 \pm 0,7$ ka contemporains de l'Holocène ancien ($10,0 \pm 3,8$ ka, $8,9 \pm 3,2$ ka, $8,9 \pm 1,4$ ka, $8,0 \pm 3,7$ ka, $9,0 \pm 0,4$ ka et $8,1 \pm 0,6$ ka, sans la correction neige), (iii) trois âges à $7,5 \pm 0,9$ ka, $7,3 \pm 0,8$ ka et $5,4 \pm 1,3$ ka contemporains de l'Holocène moyen ($6,8 \pm 0,8$ ka, $6,5 \pm 0,7$ ka et $4,9 \pm 1,2$ ka, sans la correction neige), (iv) un âge à $3,0 \pm 0,3$ ka contemporain de l'Holocène récent ($2,6 \pm 0,3$ ka sans la correction neige) (Fig. 4.29, 4.30 et 4.31).



Figure 4.27 : Surfaces HOS17-28 et HOS17-29 échantillonnées sur le site F. Cliché Marc Calvet, juillet 2017. La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige.

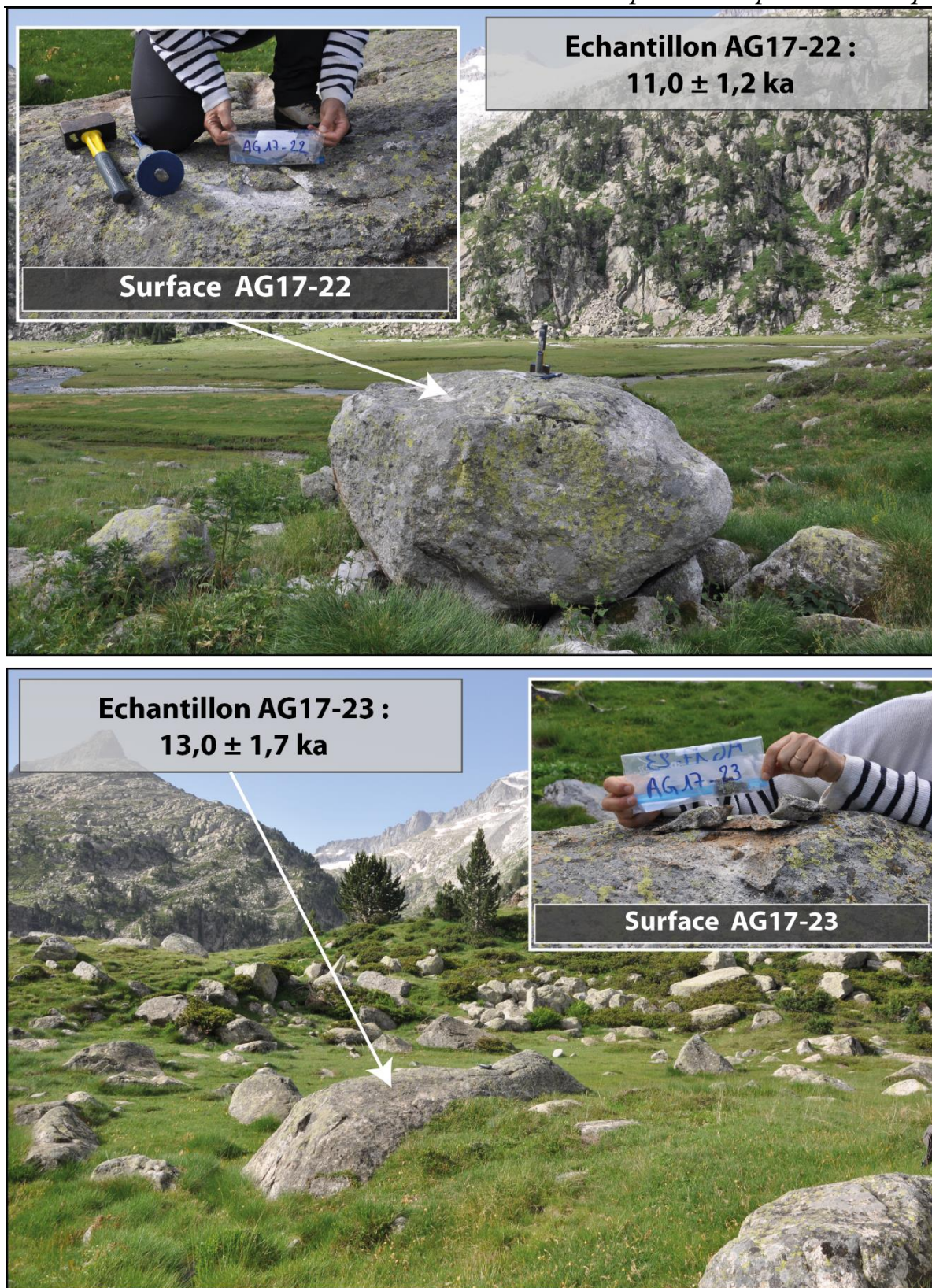


Figure 4.28 : Surfaces AG17-22 et AG17-23 échantillonnées sur le site G2. Cliché Marc Calvet, juillet 2017. La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige.

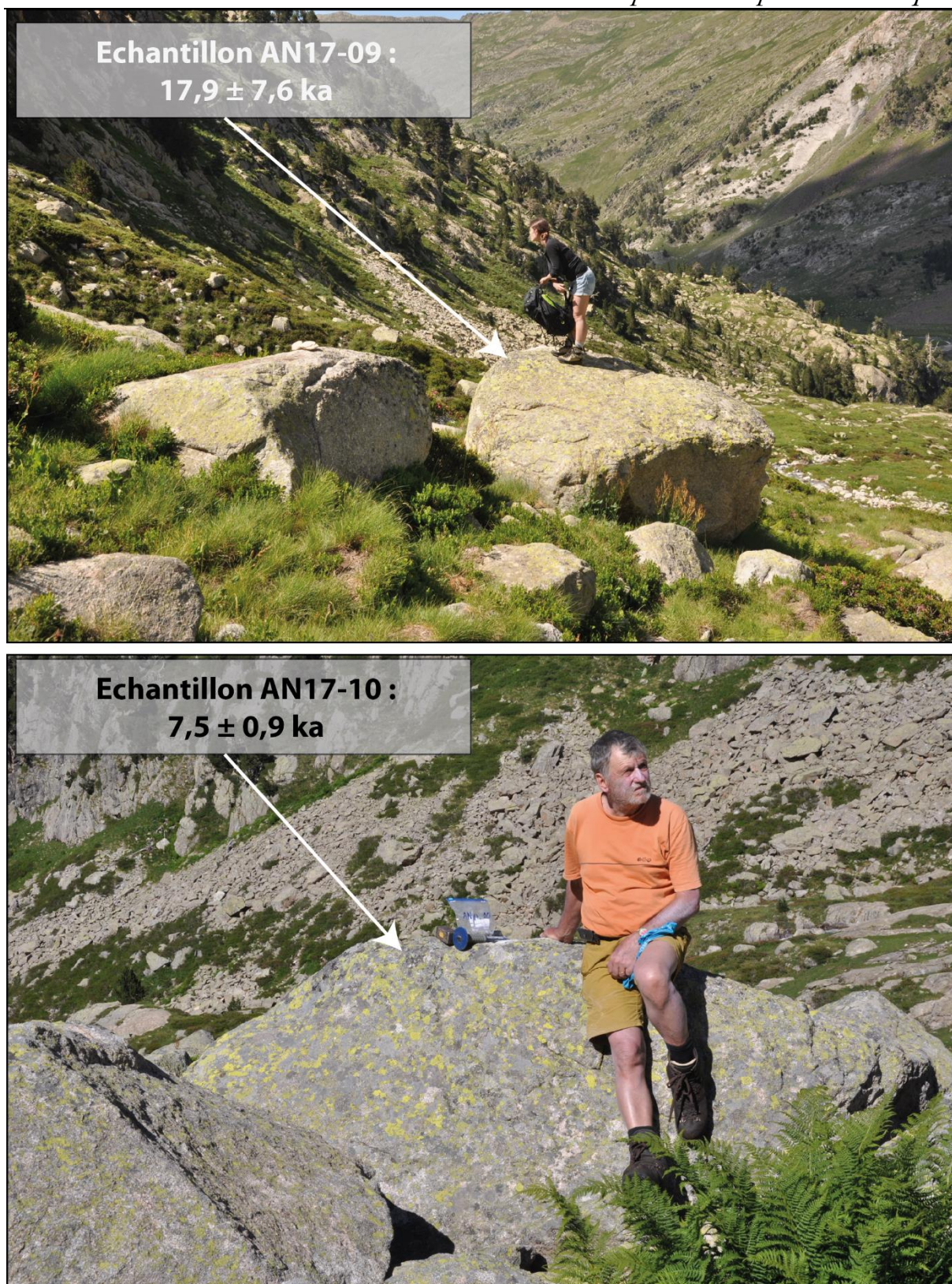


Figure 4.29 : Surfaces AN17-09 et 10 échantillonnées sur le site H. Cliché Magali Delmas et Marc Calvet, juillet 2017. La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige. L'âge non retenu est représenté en gris.

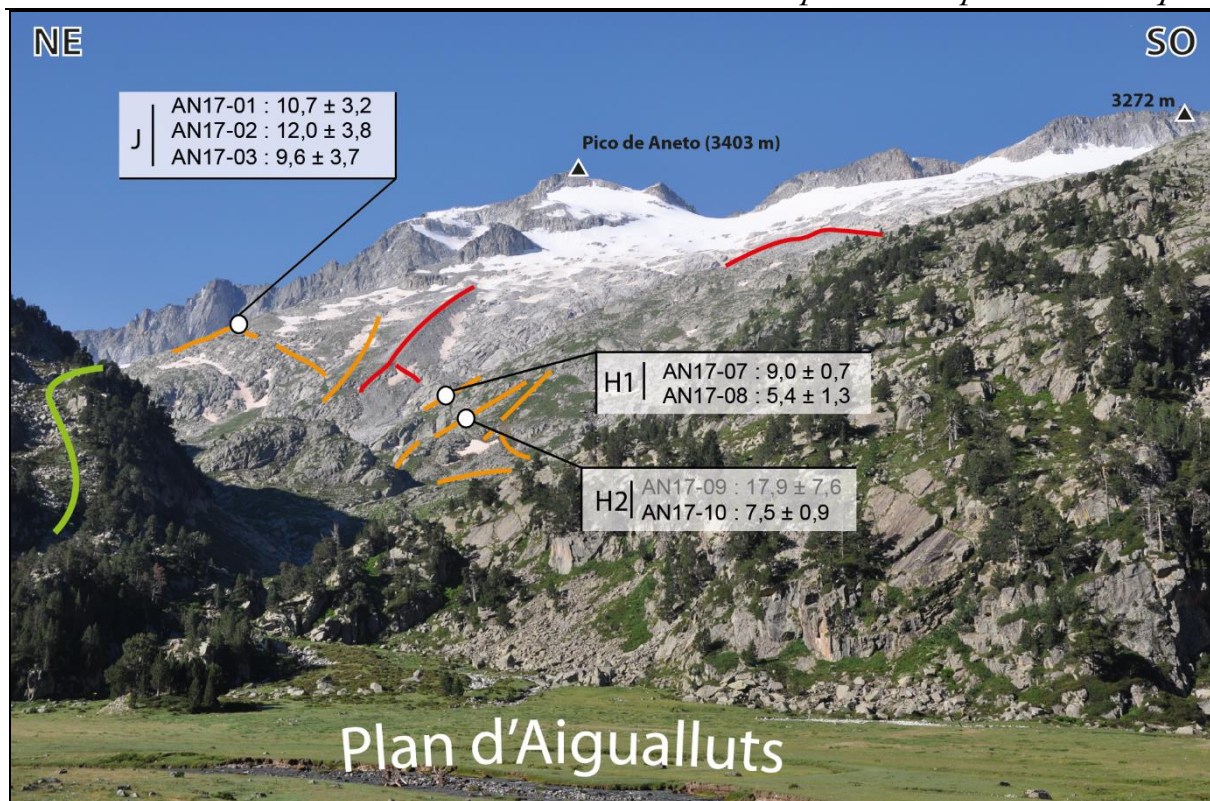


Figure 4.30 : Vue panoramique du haut secteur de l'Aneto et données chronologiques ^{10}Be . Cliché Marc Calvet, juillet 2017. La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige. L'âge non retenu est représenté en gris.

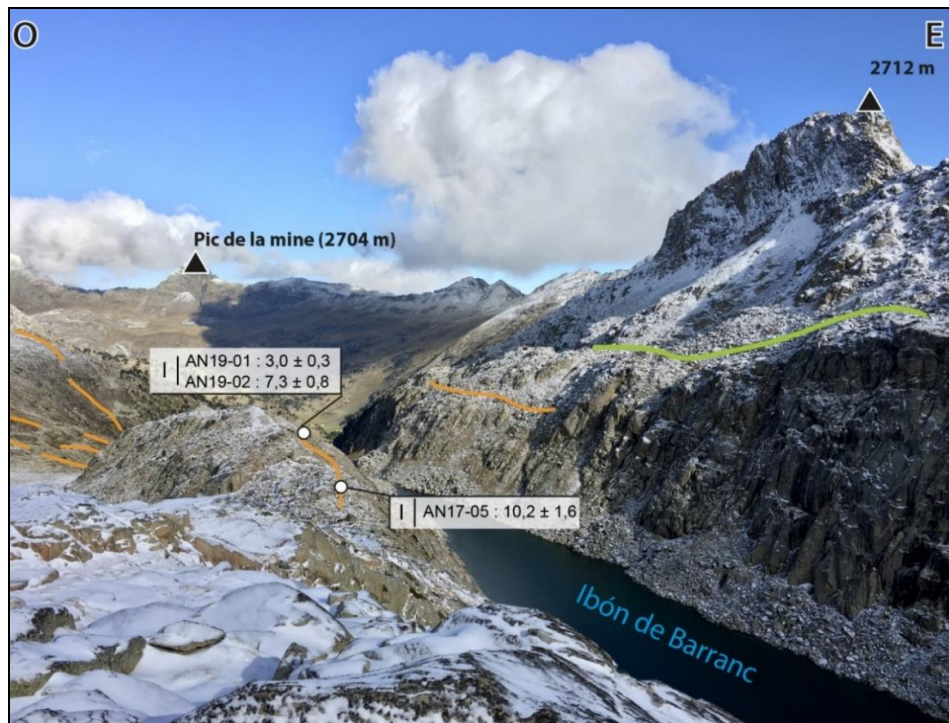


Figure 4.31 : Vue panoramique du complexe morainique latéral surplombant le lac de Barranc et données chronologiques ^{10}Be . Cliché Théo Reixach, octobre 2019. La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige.

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

Enfin, les âges associés au stade Paso Nuevo (site E : $9,4 \pm 0,6$ ka, $9,8 \pm 0,8$ ka et $10,0 \pm 0,9$ ka) montrent une forte cohérence des résultats à l'échelle du site (Fig. 4.32). Toutefois, la mise en place de ce stade d'englacement au cours de l'Holocène ancien (moyenne pondérée à $9,7 \pm 0,3$ ka) ne s'avère pas compatible avec les âges d'exposition obtenus sur les autres stades post-LLGM individualisés dans la haute vallée (Fig. 4.16 et 4.23). De même, les âges d'exposition associés aux moraines A2-R2 des vallons d'Ampriu et Remáscaro (site C2 : $13,8 \pm 0,7$ ka et $12,2 \pm 0,6$ ka) montrent une forte cohérence des résultats à l'échelle du site. Or, la mise en place de ce stade d'englacement au cours du GS-1 (moyenne pondérée à $12,9 \pm 0,8$ ka) s'accorde mal avec la position de ces moraines à proximité des dépôts de marge glaciaire contemporains du LLGM. Dans les deux cas, la prise en compte ou non de la neige ne présente aucun effet sur l'interprétation des résultats.

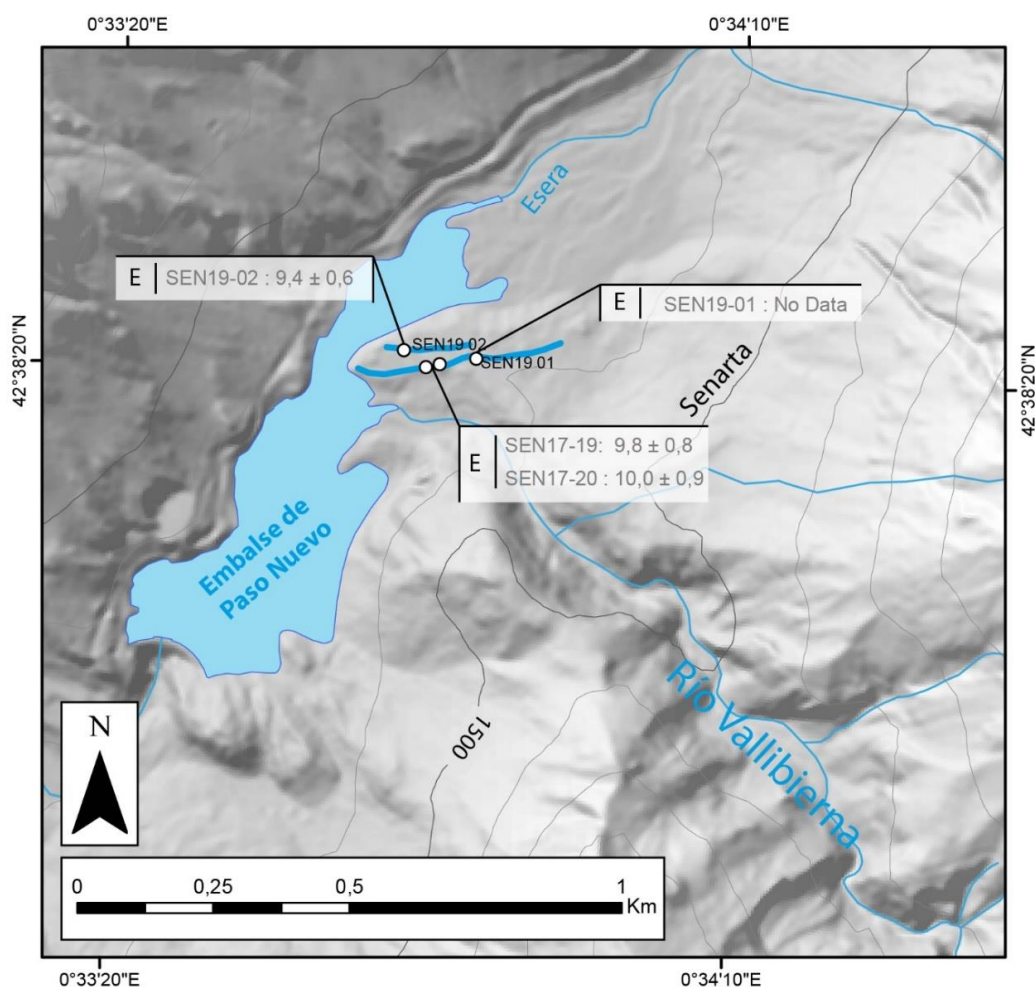


Figure 4.32 : Dépôts de marge glaciaire cartographiés à la confluence de la vallée de Vallibierna et de l'Esera et données chronologiques ^{10}Be (légende Fig. 4.10). La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige. Les âges non retenus sont représentés en gris.

4.2.3. Chronologie des stades LLGM et post-LLGM. Essai de synthèse et discussion

4.2.3.1. Deux scénarios chronologiques possibles

Au-delà de la forte variabilité des âges d'exposition obtenus sur les stades d'englacement LLGM et post-LLGM identifiés dans la vallée de l'Esera, deux scénarios chronologiques semblent se dégager en regard de la cohérence aval-amont des résultats.

La première option consiste à retenir les âges les plus anciens, considérant que les plus récents s'expliquent par un déchaussement tardif des blocs de la matrice morainique et/ou une dégradation postglaciaire des surfaces échantillonnées par écaillage et/ou désagrégation granulaire. Selon ce scénario,

- (i) le LLGM cumulerait les dépôts mis en place au cours de plusieurs avancées glaciaires contemporaines du GLGM-MIS 2, du MIS 3 et peut-être aussi du MIS 4 et du MIS 5a-d ;
- (ii) le stade Villanova-Eriste serait contemporain du GS-2.1b, comme l'indique l'âge à $18,8 \pm 1,7$ ka obtenu sur le site D ($18,5 \pm 1,9$ ka sans la correction neige) ;
- (iii) le stade de l'Hospital serait contemporain du début du GS-2.1a, comme l'indique l'âge à $17,5 \pm 1,1$ ka obtenu sur le site F ($15,6 \pm 1,0$ ka sans la correction neige) ;
- (iv) le stade des Aigualluts serait contemporain du GS-2.1a ou du GI-1, comme l'indiquent les âges à $16,1 \pm 1,0$ ka et $14,9 \pm 1,3$ ka obtenus sur le site G2 ($15,0 \pm 0,9$ ka et $13,8 \pm 1,2$ ka, sans la correction neige) ;
- (v) le stade de la Renclusa serait contemporain de l'interstade GI-1 ou du stade GS-1 selon la prise en compte ou non de la neige, comme l'indiquent les âges à $14,7 \pm 0,6$ ka et $14,3 \pm 0,4$ ka obtenus par Crest et al. (2017) sur les moraines latérales du secteur Maladeta ($13,6 \pm 0,6$ ka et $12,1 \pm 0,4$ ka, sans la correction neige).

La seconde option consiste à retenir les âges les plus récents, considérant que les plus anciens sont associés à un héritage d'exposition. Dans cette optique,

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

- (i) le LLGM serait contemporain du début de la Dernière Terminaison Glaciaire (GS-2.1a et GS-2.1b), comme l'indiquent les âges à $16,6 \pm 1,2$ ka, $17,2 \pm 0,7$ ka et $17,9 \pm 0,7$ ka localisés sur le complexe morainique de Chía (site A, écrantage lié à la neige quasi nul à cette altitude) ;
- (ii) le stade Villanova-Eriste serait contemporain de la fin du GS-2.1a ou du début du GI-1, comme l'indiquent les âges à $15,4 \pm 0,7$ ka et $14,5 \pm 0,6$ ka obtenus sur le site D ($15,2 \pm 0,7$ ka, $14,3 \pm 0,6$ ka, sans la correction neige) ;
- (iii) le stade de l'Hospital serait contemporain de la transition entre l'interstade GI-1 et le stade GS-1 ou de l'Holocène ancien, comme l'indiquent les âges à $13,6 \pm 1,2$ ka et $9,9 \pm 1,4$ ka obtenus sur le site F ($12,5 \pm 1,1$ ka et $9,1 \pm 1,3$ ka, sans la correction neige) ;
- (iv) le stade des Aigualluts serait contemporain du GS-1 ou du début de l'Holocène, comme l'indiquent les âges à $13,0 \pm 1,7$ ka et $11,0 \pm 1,2$ ka obtenus sur le site G2 ($11,7 \pm 1,5$ ka et $10,0 \pm 1,1$ ka, sans la correction neige) ;
- (v) enfin, le stade de la Renclusa serait également contemporain de l'Holocène ancien, comme l'indiquent les âges à $12,0 \pm 3,8$ ka, $10,7 \pm 3,2$ ka, $10,2 \pm 1,6$ ka, $9,6 \pm 3,7$ ka, $9,0 \pm 0,7$ ka ($10,0 \pm 3,8$ ka, $8,9 \pm 3,2$ ka, $8,9 \pm 1,4$ ka, $8,0 \pm 3,7$ ka et $8,1 \pm 0,6$ ka, sans la correction neige) obtenus sur les moraines du secteur Aneto et, plus ponctuellement, à $9,4 \pm 0,5$ ka sur le secteur Maladeta ($9,0 \pm 0,4$ ka sans la correction neige). Les âges à $7,5 \pm 0,9$ ka, $7,3 \pm 0,8$ ka, $5,4 \pm 1,3$ ka et $3,0 \pm 0,3$ ka obtenus sur ces mêmes constructions morainiques ($6,7 \pm 0,8$ ka, $6,5 \pm 0,7$ ka, $4,8 \pm 1,2$ ka et $2,6 \pm 0,3$ ka, sans la correction neige) pourraient correspondre soit à une dégradation récente des surfaces rocheuses et/ou des basculements de blocs sur ces moraines situées à haute altitude, soit à des avancées tardives de ces fronts glaciaires durant la Néoglaciation holocène.

Compte tenu du caractère aléatoire des risques de vieillissement par héritage d'exposition et de rajeunissement lié à une exposition retardée des surfaces échantillonnées

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

(déchaussement tardif des blocs erratiques de la matrice morainique et/ou dégradation postglaciaire des surfaces échantillonnées par écaillage et/ou par désagrégation granulaire), il s'avère important de signaler que ces deux options ne sont pas exclusives l'une de l'autre. C'est pourquoi, nous proposons maintenant de tester ces différentes options chronologiques en contrôlant leur pertinence à l'échelle régionale grâce à l'utilisation de modèles glaciologiques capables de reconstituer les emprises spatiales et les ambiances paléoclimatiques associées à chaque stade d'englacement.

4.2.3.2. Deux outils pour tester la cohérence des données chronologiques à l'échelle régionale

Deux types d'outils permettent de tester la cohérence des données chronologiques acquises à l'échelle régionale :

- (i) La Glare Tool Box développée par Pellitero et al. (2016) permet de modéliser la contrainte de cisaillement d'un stade d'englacement donné et l'épaisseur du paléoenglacement au niveau de son profil en long (*ice thickness profile*). Sur ces bases, il s'avère possible de reconstituer la surface 3D du paléoenglacement et sa ligne d'équilibre glaciaire (LEG) à partir de la méthode de son choix (AABR, AAR, MGE, THAR) (Pellitero et al. (2015) (cf. section 2.3.3). Dans cette section, nous appliquons cet outil au stade Mulleres localisé dans la haute vallée de la Noguera Ribagorçana, car la chronologie de ce stade d'englacement est contrainte par deux âges d'exposition à $13,5 \pm 2,2$ ka et $13,6 \pm 1,5$ ka ($13,0 \pm 2,1$ ka et $13,0 \pm 1,4$ ka sans prise en compte de la neige, données produites par Pallàs et al., 2006, et remodelisées dans le cadre de ce travail, Fig. 4.34). Les résultats de cette modélisation montrent qu'au cours du stade Mulleres, la LEG se tenait vers $2\,450 \pm 50$ m d'altitude dans la haute vallée de la Noguera Ribagorçana (Fig. 4.35 et Tabl. 4.5).
- (ii) L'application MATLAB développée par Harper et Humphrey (2003) permet quant à elle de reconstituer la surface 3D d'un paléoenglacement à partir d'un modèle d'écoulement de la glace couplé à un autre de bilan de masse. Dans cette section, nous utilisons cet outil pour reconstituer la surface 3D des paléoenglacements

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

contemporains du stade Mulleres à l'échelle régionale (Fig. 4.36) (cf. section 2.5). Cette opération permet de situer dans le bassin de l'Esera la position des fronts glaciaires contemporains du stade Mulleres (GI-1/GS-1) et donc de trancher entre les différentes options chronologiques énoncées précédemment (cf. section 4.2.3.1).

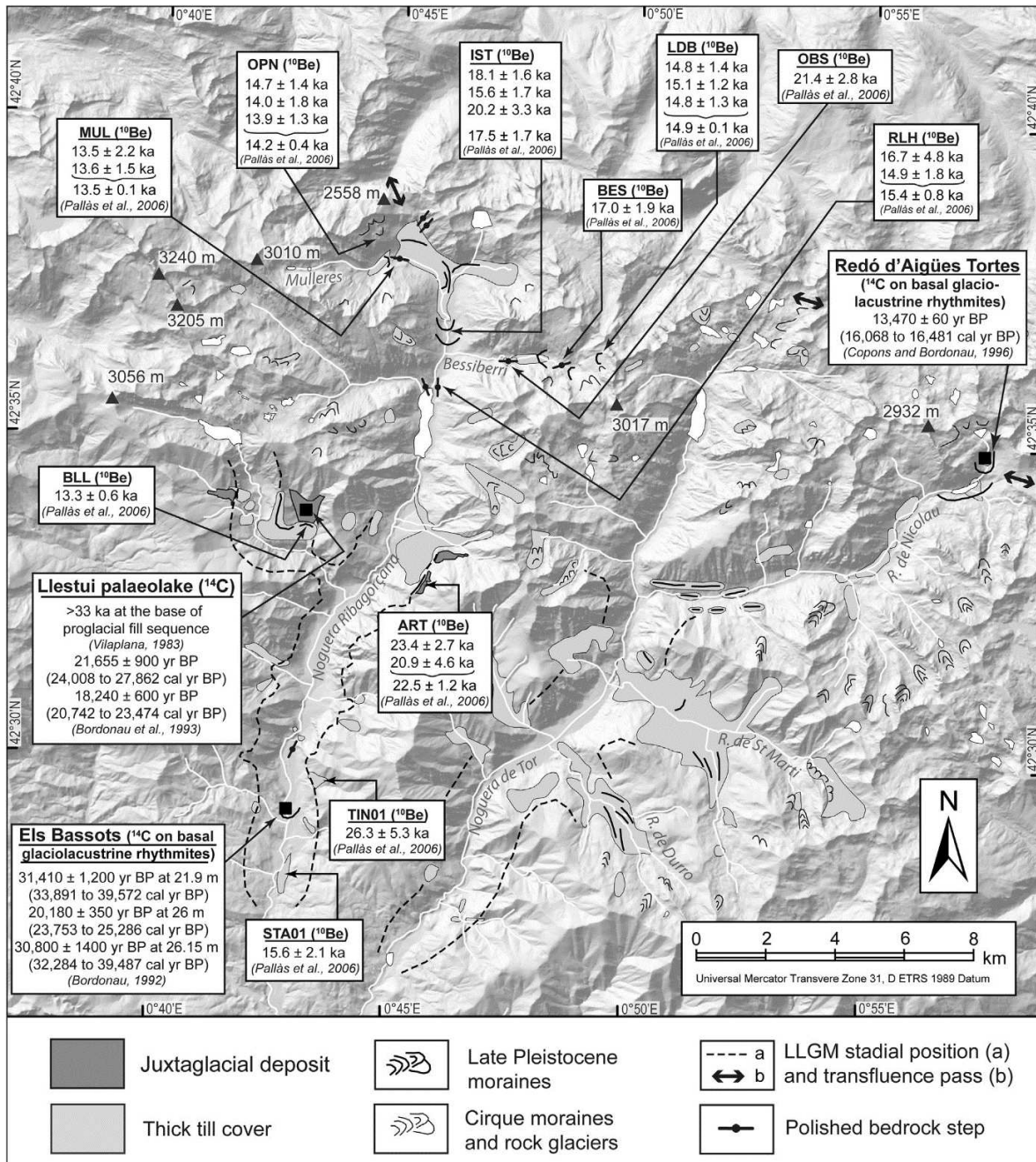


Figure 4.34 : Cartographie des dépôts de marge glaciaire et datations dans les vallées de la Noguera Ribagorçana et la Noguera de Tor. Les âges sont modélisés sur la base des paramètres de modélisation les plus récents. Extrait de Delmas et al. (2021b).

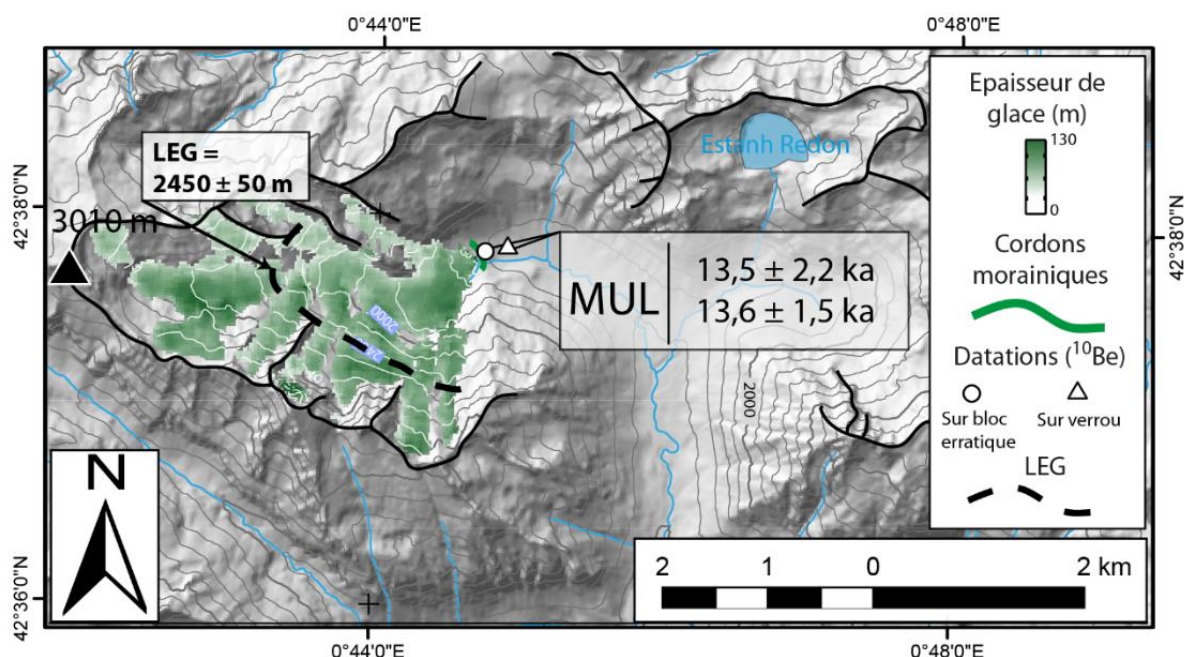


Figure 4.35 : Modélisation du stade d'englacement post-LLGM de Mulleres dans la vallée de la Noguera Ribagorçana avec l'application Glare ArcGis™ toolbox. La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige.

Tableau 4.5 : Shear stress (τ) et altitude de LEG (AABR) obtenus pour les stades d'englacement de l'Esera (Glare ArcGis™ toolbox)

Période	Stade d'englacement	Shear Stress (τ) (Pellitero et al., 2016) (kPa)	LEG AABR ² (BR = 1,59 ± 0,6) (Pellitero et al., 2015) (m)
Pré-LLGM	<i>Renanué</i>	100 ¹	2121 ± 100
	<i>Gabás</i>	100 ¹	2130 ± 100
LLGM	<i>Castejón de Sos</i>	100 ¹	2150 ± 100
Post-LLGM	<i>Villanova-Eriste</i>	100 ¹	2231 ± 100
	<i>Paso-Nuevo</i>	100 ¹	2403 ± 100
	<i>Hospital</i>	110	2468 ± 100
	<i>Mulleres</i>	105	2450 ± 50
	<i>Aigualluts</i>	135	2638 ± 50
PAG	<i>Renclusa</i>	125	2802 ± 50
	<i>Maladeta</i>	120	2967 ± 50
	<i>Aneto</i>	90	2943 ± 50
	<i>Barrancs</i>	100	2828 ± 50
	<i>Cregüeña</i>	70	3121 ± 50
	<i>Coronas</i>	90	3015 ± 50
	<i>Llosas</i>	80	3032 ± 50

¹: valeur standard (Patterson, 1994). ²Area Altitude Balance Ratio. La valeur du Balance Ratio (BR) utilisée correspond à la moyenne mesurée sur les glacier alpins (Rea, 2009).

En effet, si nous assumons l'hypothèse d'un climat homogène sur l'ensemble du massif de la Maladeta (donc une LEG constante à 2 450 ± 50 m sur l'ensemble de la zone), le modèle d'écoulement de la glace de l'application de Harper et Humphrey montre que vers 13,5 ± 0,1 ka (âge pondéré moyen du stade Mulleres, correction neige incluse) ou vers 13,0 ± 0,1 ka (âge

pondéré moyen du stade Mulleres sans la correction neige), le front du glacier de l'Esera se situait à proximité des moraines frontales du stade de l'Hospital (Fig. 4.36).

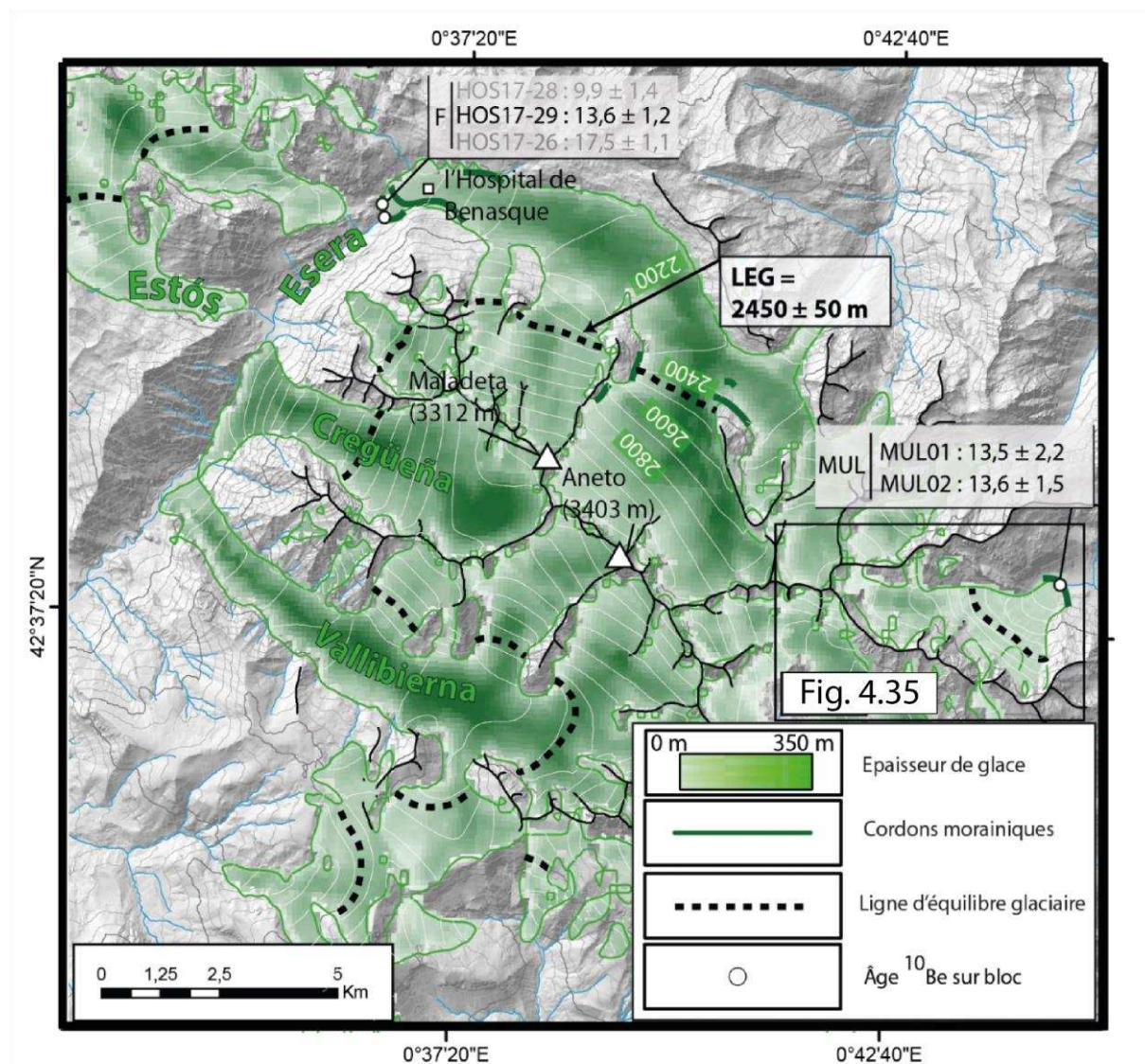


Figure 4.36 : Emprise spatiale 3-D des glaciers en haute vallée de l'Esera. Paléoenglacement obtenu en assumant une LEG homogène (2450 ± 50 m) sur l'ensemble du massif. Carte obtenue avec l'application MATLAB Harper et Humphrey. La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige. Les âges non retenus sont représentés en gris.

Sur ces bases, il apparaît que l'âge de $13,6 \pm 1,2$ ka ($12,5 \pm 1,1$ ka sans neige) obtenu sur la moraine latérale du stade de l'Hospital (Site F) correspond à celui qui s'accorde le mieux aux données chronologiques relevées à l'échelle régionale et que, par conséquent, les âges à $17,5 \pm 1,1$ ka et $9,9 \pm 1,4$ ka ($15,6 \pm 1,0$ ka et $9,1 \pm 1,3$ ka, sans la correction neige) obtenus sur cette même unité morainique doivent être rejetés. Dès lors, nous assumons que le stade de l'Hospital est contemporain du Bølling–Allerød (GI-1) ou du tout début du Younger-Dryas (GS-1). Nous

considérons aussi que les stades d'englacement situés en amont de celui de l'Hospital s'avèrent postérieurs au GI-1. Sur ces bases,

- (i) nous rejetons les âges à $16,1 \pm 1,0$ ka et $14,9 \pm 1,3$ ka obtenus sur les moraines latérales du stade des Aigualluts (site G2, $15,0 \pm 0,9$ ka et $13,8 \pm 1,2$ ka, sans la correction neige) et retenons ceux à $13,0 \pm 1,7$ ka et $11,0 \pm 1,2$ ka (âge pondéré moyen de $11,8 \pm 1,0$ ka) obtenus sur ce même site ($11,7 \pm 1,5$ ka et $10,0 \pm 1,1$ ka, sans la correction neige avec un âge pondéré moyen de $10,7 \pm 0,8$ ka). Ainsi, nous assumons que le stade des Aigualluts est contemporain de la fin du Younger Dryas (GS-1) ou du tout début de l'Holocène (Fig. 4.37A et 4.39) ;

- (ii) nous rejetons les âges à $14,7 \pm 0,6$ ka et $14,3 \pm 0,4$ ka obtenus par Crest et al. (2017) sur les moraines latérales du secteur Maladeta ($13,6 \pm 0,6$ ka et $12,1 \pm 0,4$ ka, sans la correction neige) et retenons l'ensemble des âges holocènes obtenus sur les moraines du stade Renclusa. Ces derniers forment trois groupes d'âge (Fig. 4.37B et 4.39). Le premier s'avère contemporain de l'Holocène ancien (âge pondéré moyen de $9,6 \pm 0,7$ ka à partir des âges à $9,0 \pm 0,7$ ka, $9,4 \pm 0,5$ ka, $9,6 \pm 3,7$ ka, $10,2 \pm 1,6$ ka, $10,7 \pm 3,1$ ka et $12,0 \pm 3,8$ ka ; âge pondéré moyen de $8,7 \pm 0,5$ ka à partir des âges $8,1 \pm 0,6$ ka, $9,0 \pm 0,4$ ka, $8,0 \pm 3,7$ ka, $8,9 \pm 1,4$ ka, $8,9 \pm 3,2$ ka, $10,0 \pm 3,8$ ka, sans prise en compte de la neige). Le second se montre contemporain de l'Holocène moyen (âge pondéré moyen de $6,9 \pm 0,8$ ka à partir de 3 âges à $7,3 \pm 0,8$ ka, $7,5 \pm 0,9$ ka, et $5,4 \pm 1,3$ ka ; âge pondéré moyen de $6,2 \pm 0,7$ ka à partir des âges $6,5 \pm 0,7$ ka, $6,8 \pm 0,8$ ka et $4,9 \pm 1,2$ ka, sans la correction liée à la neige). Le troisième est contemporain de l'Holocène récent avec un âge à $3,0 \pm 0,3$ ka ($2,6 \pm 0,3$ ka, sans prise en compte de la neige). Nous considérons que ces deux derniers groupes d'âge correspondent à des blocs erratiques mobilisés au cours de deux épisodes de progression glaciaire distincts, l'un situé vers 6-7 ka, l'autre vers 3 ka. Cela signifie que, dans ce segment des Pyrénées, le PAG ne correspond pas à l'épisode de progression glaciaire le plus étendu de la période néoglaciale.

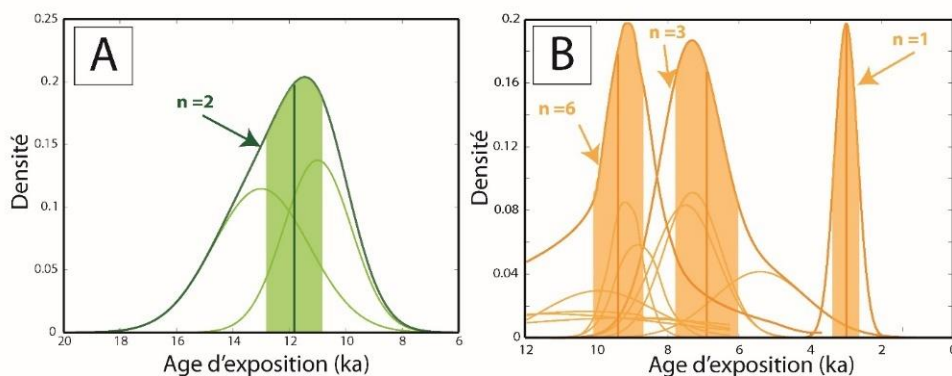


Figure 4.37 : Courbe de densité de probabilité pour les âges ^{10}Be . Stades des Aigualluts. (B) Stade de la Renclusa.

Concernant les stades d'englacement situés en aval du stade de l'Hospital, comme tous les âges d'exposition retenus à cette étape du raisonnement s'avèrent effectivement antérieurs à $13,6 \pm 1,2$ ka ($12,5 \pm 1,1$ ka sans neige), nous proposons maintenant d'utiliser la LEG (AABR) associée à chacun de ces stades d'englacement (cf. Tabl. 4.5) pour procéder à un tri entre les âges d'exposition représentatifs de la chronologie des paléoenglacements post-LLGM et ceux qui doivent être rejetés. Compte tenu du faible dénivelé (65 ± 100 m) observé entre la LEG du stade de l'Hospital ($2\,468 \pm 100$ m) et celle de Paso-Nuevo ($2\,403 \pm 100$ m), nous assumons que ces deux stades d'englacement se sont mis en place dans des contextes paléoclimatiques relativement comparables. Sur ces bases, nous considérons que le stade Paso Nuevo pourrait être contemporain d'un des multiples pics de froid survenus au cours de l'interstade Bølling-Allerød (GI-I). Cet argument confirme par ailleurs le rejet des âges d'exposition à $9,4 \pm 0,6$ ka, $9,8 \pm 0,8$ ka, et $10,0 \pm 0,9$ ka ($8,9 \pm 0,6$ ka, $9,3 \pm 0,8$ ka et $9,4 \pm 0,5$ ka sans prise en compte de la neige) obtenus sur les moraines du stade Paso Nuevo. En revanche, le fort dénivelé (237 ± 100 m) observé entre la LEG du stade de l'Hospital ($2\,468 \pm 100$ m) et celle associée au stade Villanova-Eriste ($2\,231 \pm 100$ m) indique que ces deux stades d'englacement se sont établis dans le cadre de contextes paléoclimatiques sensiblement différents. Sur ces bases, nous assumons de rejeter les âges à $15,4 \pm 0,7$ ka et $14,5 \pm 0,6$ ka obtenus sur le site D ($15,2 \pm 0,7$ ka et $14,3 \pm 0,6$ ka, sans la correction neige) et de retenir celui à $18,8 \pm 1,7$ ka obtenu sur ce même site ($18,5 \pm 1,9$ ka sans la correction neige). Ainsi, nous considérons que le stade des Villanova-Eriste est contemporain du stade GS-2.1b (Fig. 4.38A et 4.39). Enfin, concernant celui du LLGM, nous conservons tous les âges antérieurs au Oldest Dryas (GS-2.1b et GS-2.1a) et attribuons la mise en place des cordons latéraux de Chía (site A1, A2, A3 et A4) et de Benasque (site B) au cours du MIS 2-GLGM ($19,2 \pm 2,4$ ka, $18,8 \pm 0,7$ ka, $21,5 \pm 1,3$ ka, $18,6 \pm 0,6$ ka, et $18,0 \pm 0,8$ ka ; moyenne

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

pondérée : $19,0 \pm 1,1$ ka), du MIS 3 ($32,5 \pm 1,9$ ka et $39,3 \pm 2,9$ ka ; moyenne pondérée : $35,2 \pm 3,3$ ka) et peut-être du MIS 5a-d ($96,4 \pm 10,3$ ka) (Fig. 4.38B et 4.39).

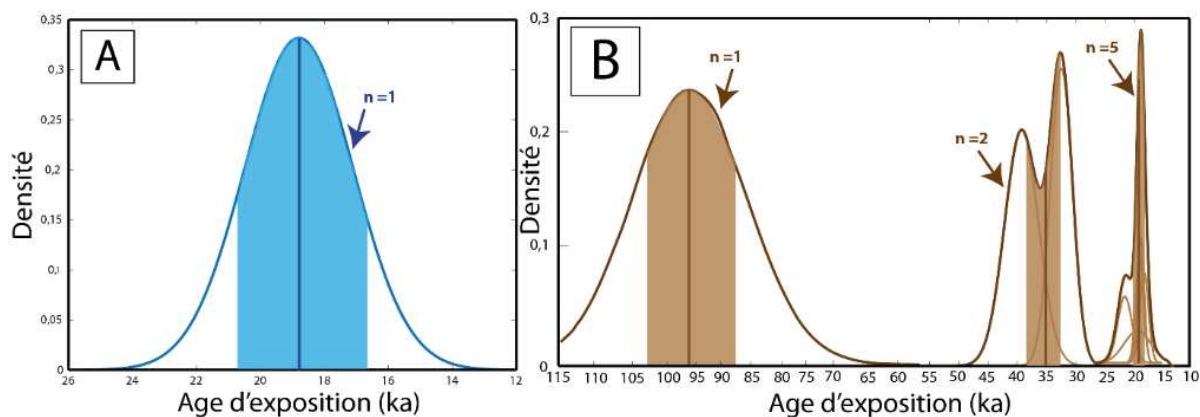


Figure 4.38 : Courbe de densité de probabilité pour les âges ^{10}Be . (A) Stade Villanova-Eriste. (B) Stade Castejón de Sos.

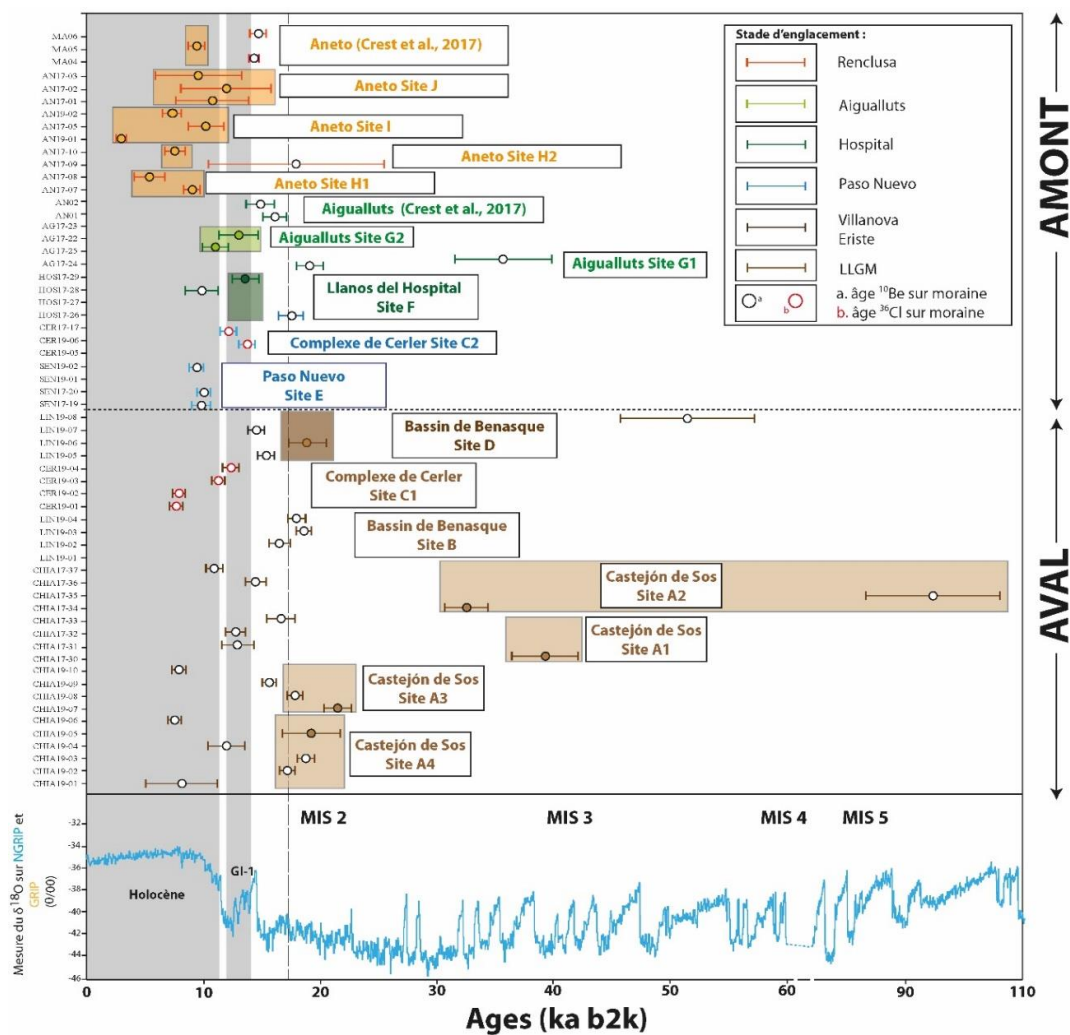


Figure 4.39 : Proposition de corrélation entre les séries de datations ^{10}Be et ^{36}Cl obtenues dans la vallée de l'Esera et le calendrier isotopique global (NGRIP). Les âges non retenus sont représentés par les ronds blancs.

4.3. Reconstitutions paléoglacielogiques et paléoclimatiques

L'ensemble des données paléoglacielogiques (LEG : ligne d'équilibre glaciaire et GMG : gradient de masse glaciaire) et paléoclimatiques (ΔT et ΔP : dégradation des températures et des précipitations par rapport à l'actuel) présentées dans cette section a été obtenu à partir de l'application de Harper et Humphrey (2003). Compte tenu des contraintes méthodologiques liées au fonctionnement de cette application (cf. section 2.5 pour plus de détails sur le fonctionnement de l'application de Harper et Humphrey), ces données ne sont correctement contraintes, quant à leur marge d'erreur, que lorsque l'épaisseur (*ice thickness profile*) des paléoenglacements peut être identifiée en différents points du bassin glaciaire grâce à la présence de marqueurs géomorphologiques clairement identifiés sur le terrain, tels que les moraines latérales. Cela concerne les stades de l'Hospital, des Aigualluts, de la Renclusa, ainsi que six glaciers de cirque (Maladeta, Aneto, Barrancs, Cregüeña, Coronas et Llosas) contemporains du PAG. Par ailleurs, l'opportunité de contraindre le profil d'épaisseur de ces six glaciers de cirque localisés sur les deux façades montagneuses du massif de Maladeta (Maladeta, Aneto, Barrancs sur la façade nord, Cregüeña, Coronas et Llosas sur la façade sud) permet de reconstituer la variabilité spatiale (façade nord *versus* façade sud) des ambiances paléoclimatiques caractéristiques de la haute montagne au cours du PAG dans ce massif des Pyrénées centrales. En revanche, lorsque les paléoenglacements se trouvent relativement étendus, l'opportunité de contraindre les données paléoglacielogiques (LEG et GMG) et paléoclimatiques (ΔT et ΔP) issues des modélisations s'avère limitée par la morphologie complexe des paléoglaciers (cas des glaciers de vallée composite), et/ou le manque (voire l'absence) de marqueurs géomorphologiques susceptibles de contraindre l'épaisseur des langues de glace en différents points du bassin glaciaire. Cela concerne les stades de Renanué, Gabás, Castejón de Sos, Villanova-Eriste et Paso-Nuevo.

4.3.1. Le profil d'épaisseur des stades d'englacement de la haute vallée de l'Esera

La figure 4.40 montre les profils d'épaisseur des stades de l'Hospital, des Aigualluts et de la Renclusa.

- (i) Dans le cas du stade de l'Hospital, les moraines latérales situées dans la section terminale du paléoenglacement indiquent des épaisseurs de glace comprises

entre 10 et 40 m et celles localisées au niveau de la confluence entre la vallée de l'Escala et de Barrancs des épaisseurs comprises entre 193 et 81 m (Fig. 4.40A et 4.41A).

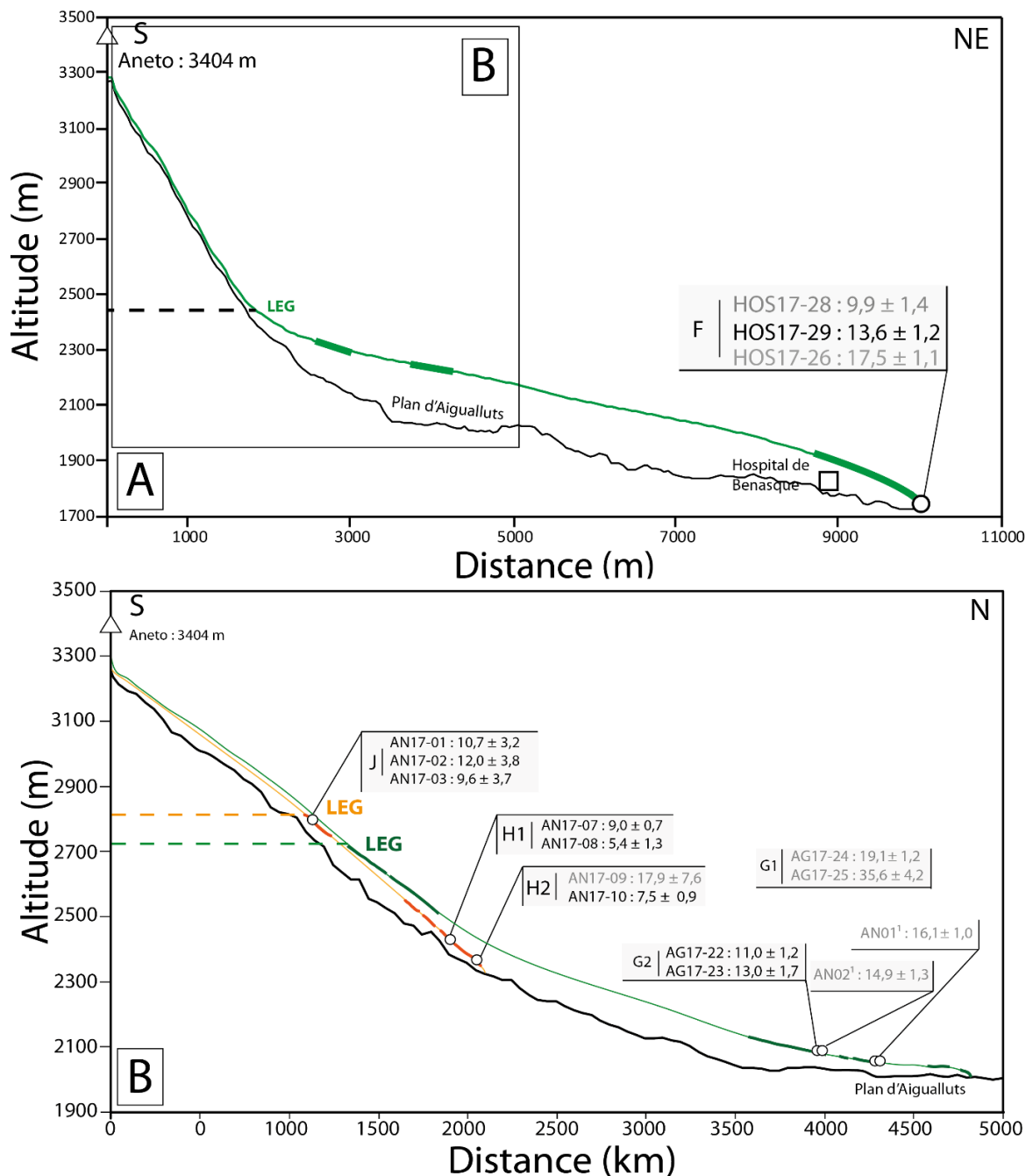


Figure 4.40 : Modélisation des profils d'épaisseur avec l'application Glare ArcGis™ toolbox. A- Glacier de l'Hospital. B- Glacier des Aigualluts (courbe verte) et la Renclusa (courbe orange). C- Glacier du PAG. Les âges non retenus sont représentés en gris. ¹âges extraits de Crest et al. (2017).

- (ii) Dans le cas du stade des Aigualluts, les jalons morainiques situés en aval ce plan indiquent que l'épaisseur du glacier dans ce segment se tenait entre 47 et 12 m.

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

Plus en amont, les moraines latérales situées en rive droite du lac de Barrancs montrent que cette épaisseur était comprise entre 98 et 110 m (Fig. 4.40B et 4.41B).

- (iii) Dans le cas du stade de la Renclusa, les arcs morainiques présents dans l'axe de la vallée de l'Aneto montrent que l'épaisseur de ce paléoenglacement se comprenait entre 56 et 15 m (Fig. 4.40B et 4.41C).

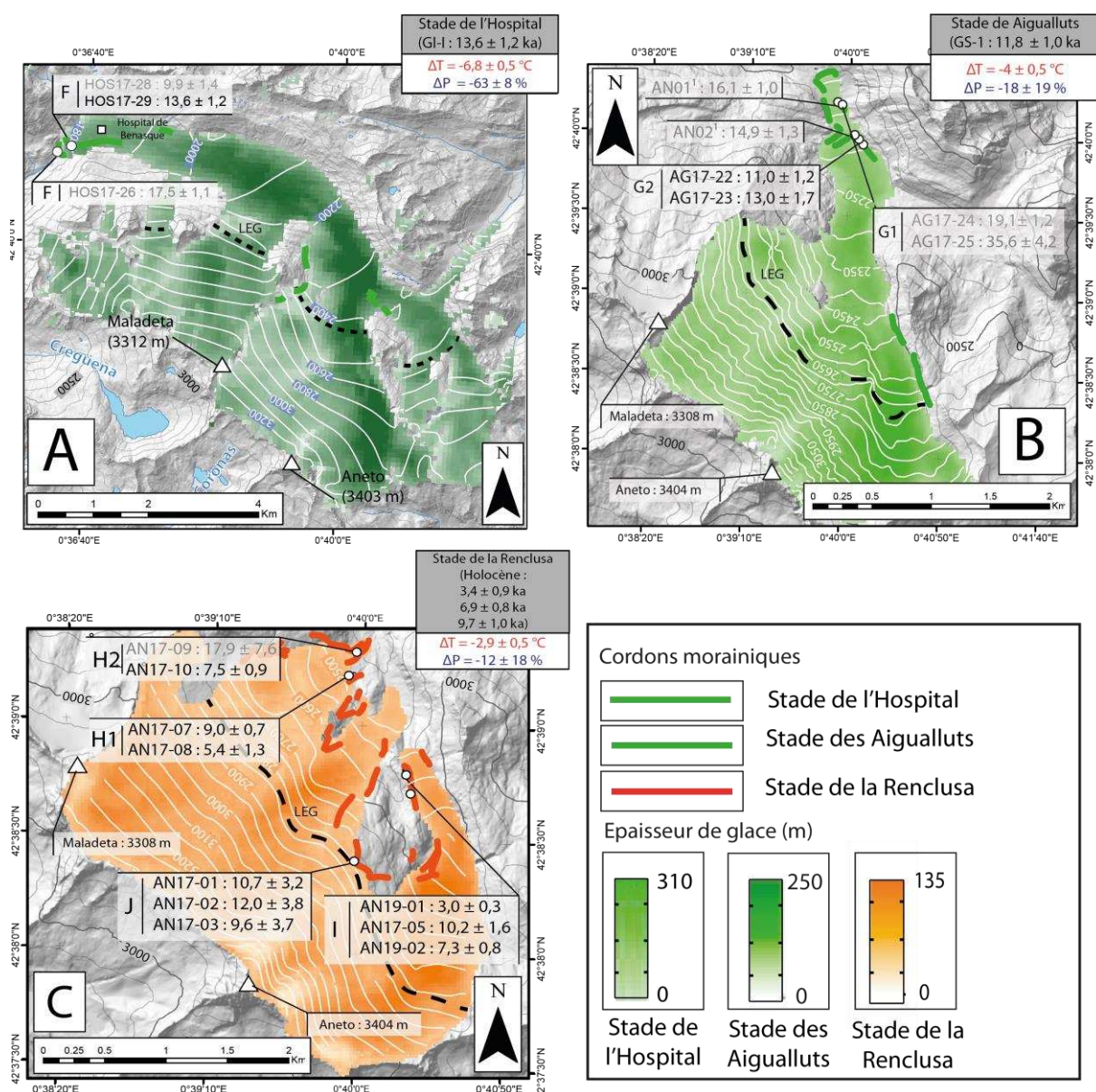


Figure 4.4I : Modélisation de la surface 3-D des paléoenglacements à partir de la Glare ArcGis™ toolbox. A- Stade de l'Hospital. B- Stade des Aigualluts. C- Stade de la Renclusa. La figure reporte les âges d'exposition modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige. Les âges non retenus sont représentés en gris. ¹Âges extraits de Crest et al. (2017).

- (iv) Dans le cas du PAG, sur la façade nord du massif, les moraines frontales et latérales présentes dans le cirque de Maladeta montrent des épaisseurs de glace comprises entre 20 et 65 m. Celles localisées dans le cirque de l'Aneto présentent des épaisseurs comprises entre 10 et 40 m et celles localisées dans le cirque de Barrancs des épaisseurs entre 15 et 30 m (Fig. 4.42 et 4.43). Sur la façade sud du massif, les moraines frontales et latérales localisées dans le cirque de Cregüeña indiquent des épaisseurs de glace comprises entre 5 et 45 m. Celles localisées dans le cirque Coronas montrent quant à elles des épaisseurs comprises entre 10 et 30 m et celles dans la vallée de Llosas entre 10 et 25 m (Fig. 4.42 et 4.43).

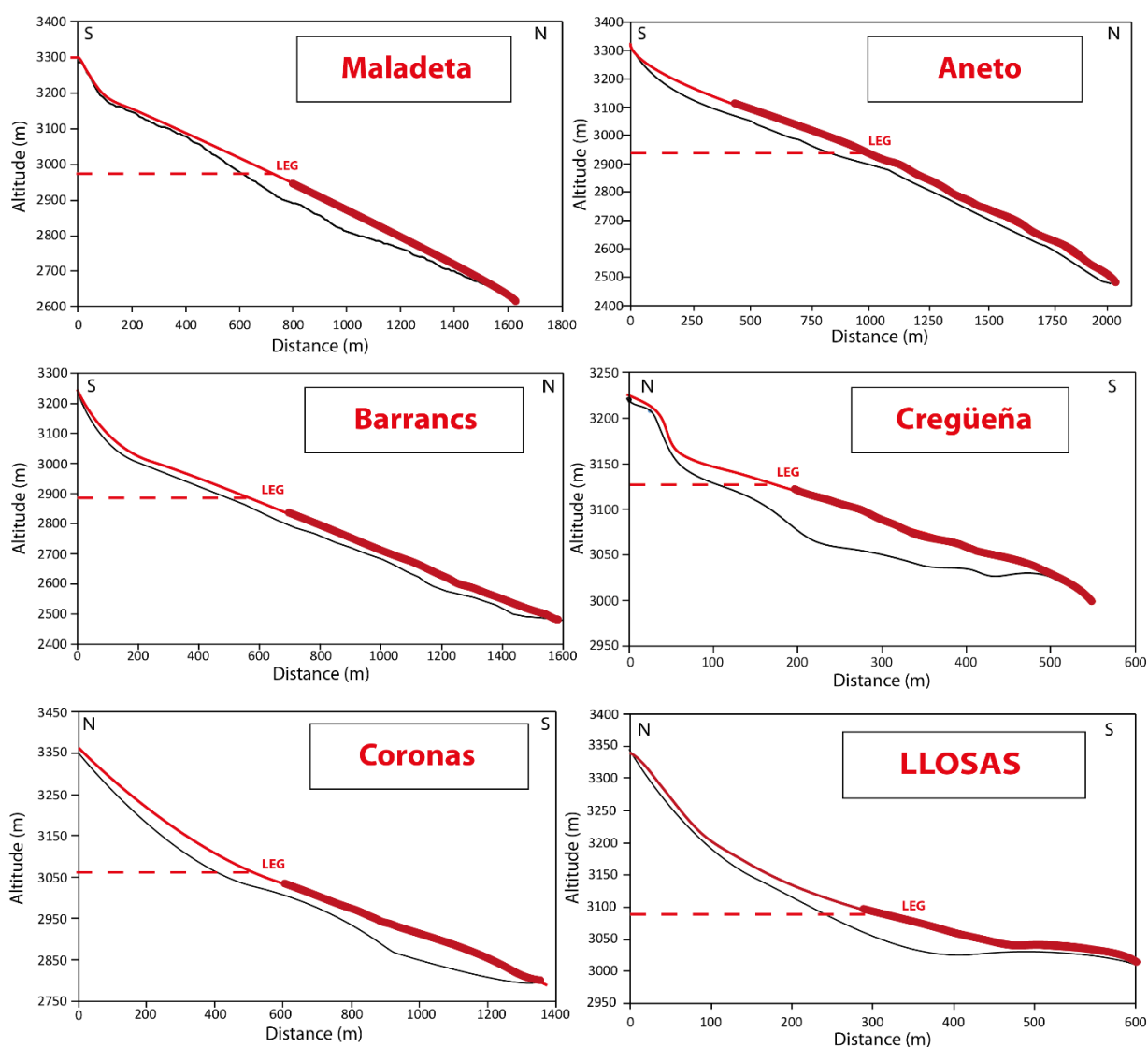


Figure 4.42 : Modélisation du profil d'épaisseur pour le glacier du PAG dans la haute vallée de l'Esera avec l'application Glare ArcGis™ toolbox.

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

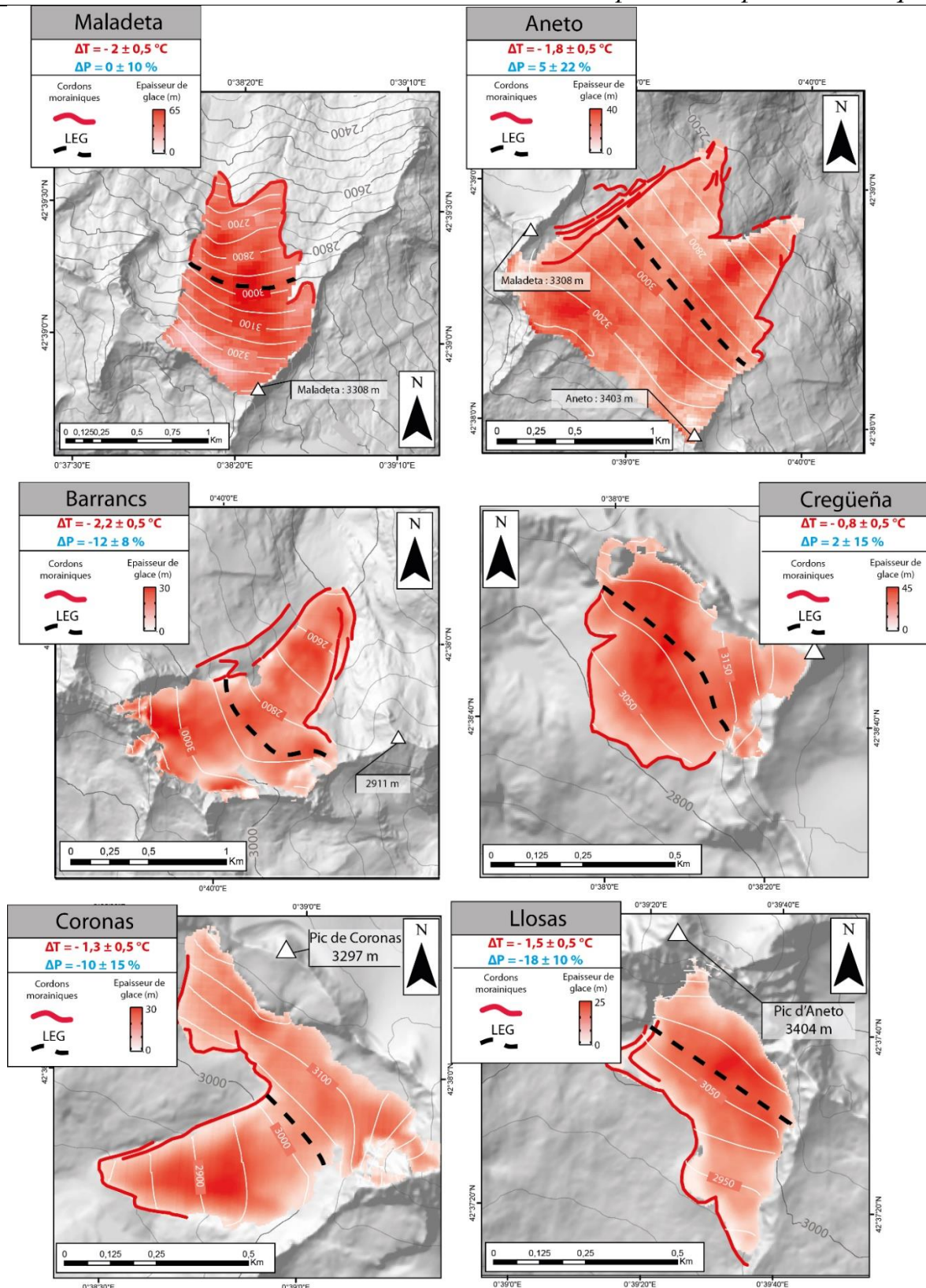


Figure 4.43 : Modélisation en 3-D des glaciers du PAG avec l'application Glare ArcGIS™ toolbox.

4.3.2. Résultats des modélisations paléoglacielogiques et paléoclimatiques

La figure 4.44 et le tableau 4.6 synthétisent les données paléoglacielogiques (LEG et GMG) et paléoclimatiques (ΔT et ΔP) obtenues à travers l'application de Harper et Humphrey (2003) pour l'ensemble des stades d'englacement cartographiés dans la vallée de l'Esera et de la Noguera Ribagorçana.

Dans le cas des stades d'englacement associés à des glaciers de vallée composite et/ou non contraints par les dépôts de marges glaciaires, bien que les données paléoglacielogiques et paléoclimatiques ne soient pas contraintes avec précision (cf. supra), les résultats montrent une sensible amélioration des conditions climatiques entre les stades d'expansion maximale (prè-LLGM/LLGM), Villanova-Eriste (GS-2.1b, Oldest Dryas) et Paso-Nuevo (GI-1, Bølling-Allerød). Cette amélioration climatique est perceptible à travers une élévation de la LEG de 100 à 300 m entre les stades d'expansion maximale et le début de la Dernière terminaison glaciaire (stade Villanova-Eriste, GS-2.1b), et de ~200 m entre le Oldest Dryas (GS-2.1b ; Stade Villanova-Eriste) et le Bølling-Allerød (GI-1 ; Stade Paso-Nuevo).

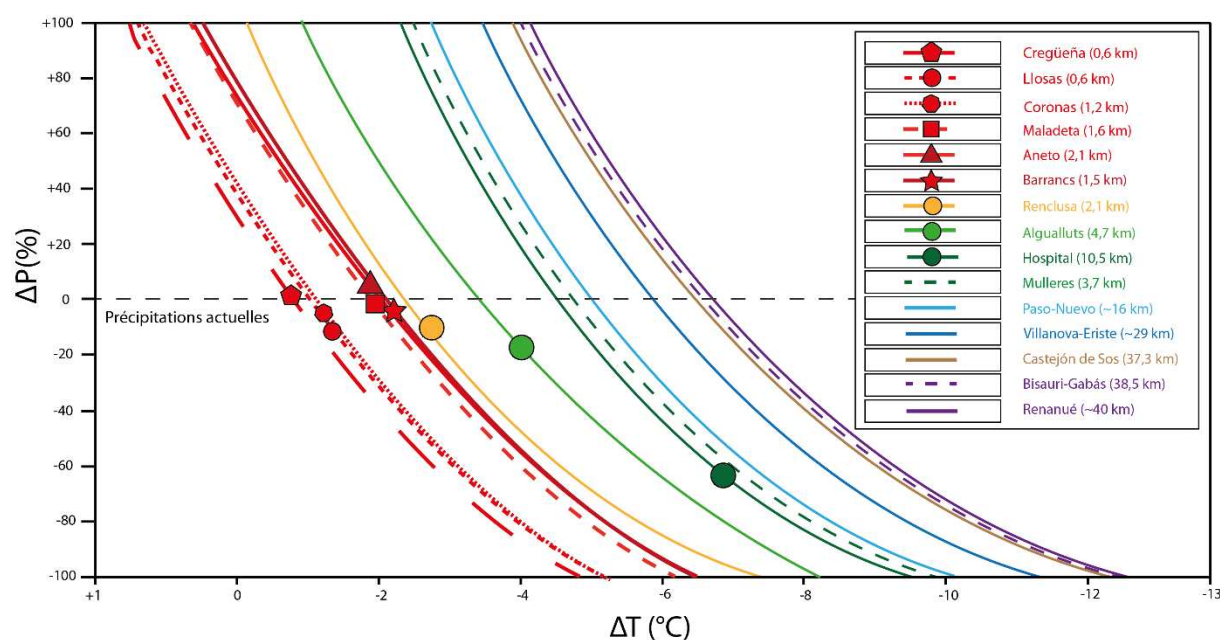


Figure 4.44 : Courbes précipitations/températures nécessaires pour modéliser l'ensemble des stades d'englacement identifiés dans la vallée de l'Esera. Les points de couleurs représentent les couples $\Delta P/\Delta T$ calibrés sur le profil d'épaisseur réel du stade d'englacement, chacun correspondant à une valeur unique de LEG et de GMG.

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

Pour tous les autres stades post-LLGM, l'opportunité de contraindre le profil d'épaisseur des paléoenglacements (cf. section 4.3.1) a permis de modéliser les valeurs de la LEG, du MBG, des ΔT et ΔP avec précision (Tabl. 4.6). Les résultats montrent que, tout au long de la période, les ambiances paléoclimatiques de la haute montagne s'avèrent sensiblement plus froides et plus sèches que dans la situation actuelle. Ils relèvent aussi une sensible amélioration des conditions climatiques au cours de la Dernière terminaison glaciaire et de l'Holocène, aussi bien quant aux températures qu'aux précipitations. Par exemple, nous pouvons observer :

- (i) Une élévation de 257 m de la LEG et une augmentation de 0,12 m/a/100 m du GMG entre le Bølling–Allerød/Younger Dryas (GI-1/GS-1 ; stade Hospital) et la transition Bølling–Allerød/Holocène ancien (GI-1 ; stade Aigualluts). Cette évolution du comportement des glaciers correspond à une augmentation des températures et des précipitations de respectivement 2,8 °C et 45 %.
- (ii) Par la suite, les changements paléoglacialogiques et paléoclimatiques s'avèrent plus modérés, puisque l'entrée dans l'Holocène se caractérise par une augmentation de la LEG de 123 m et du GMG de 0,03 m/a/100 m (écart entre le stade des Aigualluts et celui de la Renclusa). Cette nouvelle réduction de la taille des glaciers correspond à une augmentation des températures et des précipitations de respectivement 1,1 °C et 6 %.
- (iii) Enfin, la déglaciation survenue entre le stade de la Renclusa (Holocène ancien/moyen) et le PAG correspond à une élévation de la LEG de 100 m et une augmentation du GMG de 0,07 m/a/100 m. Cet écart correspond à une hausse des températures et des précipitations de respectivement 0,9 °C et 12 %.

Tableau 4.6 : Reconstructions paléoglacialogiques et paléoclimatiques issues de l'application de Harper et Humphrey (2003)

Stade d'englacement	Corrélation stratigraphique	LEG (m)	GMG (m/a/100 m)	ΔT ($\pm 0,5$ °C)	ΔP (%)
<i>Renanué</i>	n.d	2042 à 2223	$0,22 \pm 0,03$ à $0,83 \pm 0,10$	-12 à -5	$-98 \pm 0,06$ à $+ 100 \pm 0,25$
<i>Gabás</i>	n.d	2072 à 2223	$0,20 \pm 0,03$ à $0,77 \pm 0,09$	-12 à -5	$-96 \pm 0,07$ à $+ 100 \pm 0,33$
<i>Castejón de Sos</i>	MIS 2/MIS 3	2032 à 2213	$0,27 \pm 0,03$ à $0,92 \pm 0,11$	-12 à -5	$-94 \pm 0,07$ à $+ 100 \pm 0,38$
<i>Villanova-Eriste</i>	GS-2.1b	2213 à	$0,29 \pm 0,03$ à $0,90 \pm$	-11 à -4	$-99 \pm 0,07$ à $+ 100 \pm$

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

		2303	0,11		0,32
<i>Paso-Nuevo</i>	GI-1	2423 à 2483	0,31 ± 0,03 à 0,91 ± 0,11	-10 à -3	-92 ± 0,07 à + 100 ± 0,32
<i>Mulleres</i>	GI-1	2433 à 2492	0,31 ± 0,03 à 0,91 ± 0,11	-10 à -3	-92 ± 0,07 à + 100 ± 0,33
<i>Hospital</i>	GI-1/GS-1	2453	0,39 ± 0,03	-6,8 ± 0,5	-63 ± 8
<i>Aigualluts</i>	GS-1/Holocène ancien	2710	0,51 ± 0,02	-4 ± 0,5	-18 ± 19
<i>Renclusa</i>	Holocène	2833	0,54 ± 0,02	-2,9 ± 0,5	-12 ± 18
<i>Maladeta</i>	PAG	2973	0,61 ± 0,03	- 2 ± 0,5	0 ± 10
<i>Aneto</i>	PAG	2933	0,63 ± 0,04	- 1,8 ± 0,5	5 ± 22
<i>Barrancs</i>	PAG	2893	0,58 ± 0,03	- 2,2 ± 0,5	- 12 ± 8
<i>Cregüeña</i>	PAG	3123	0,62 ± 0,04	- 0,8 ± 0,5	2 ± 15
<i>Coronas</i>	PAG	3063	0,61 ± 0,04	- 1,3 ± 0,5	- 10 ± 15
<i>Llosas</i>	PAG	3083	0,59 ± 0,03	- 1,5 ± 0,5	- 18 ± 10

Dans le cas du PAG, nous avons pu quantifier les contrastes climatiques de façade à partir des résultats obtenus dans les cirques de Maladeta, Aneto et Barrancs (façade nord), et de Cregüeña, Coronas et Llosas (façade sud). Sur ces bases, nous observons :

- (i) un écart de LEG de 156 m entre la façade nord (LEG moyenne 2 933 m) et la façade sud (LEG moyenne 3 089 m) associé à un écart thermique de 0,8 °C et pluviométrique de 6,3 %, la façade sud s'avérant à la fois plus chaude et plus sèche que la façade nord ;
- (ii) un écart pluviométrique est également perceptible entre les cirques orientaux et occidentaux des deux façades montagneuses avec, sur la façade nord, un écart de 12 % entre le cirque de Barrancs et celui de la Maladeta. Sur la façade sud, l'écart s'élève à 16 % entre le cirque de Llosas et celui de Cregüeña. Dans les deux cas, les cirques occidentaux bénéficient d'un avantage pluviométrique.

Ces contrastes climatiques modélisés pour le PAG peuvent être comparés avec ceux observés dans l'actuel. La spatialisation des données climatiques élaborée par Batalla et al. (2018), à partir de l'ensemble des stations météorologiques disponibles actuellement dans les Pyrénées (400 stations couvrant la période comprise entre 1950 et 2012) montre un contraste de façade de 1,3 °C et 0,5 % quant à la pluviométrie, la façade sud s'avérant à la fois plus chaude et plus sèche. De même, les données climatiques actuelles indiquent un contraste pluviométrique (20 à 30 mm) entre l'extrémité orientale, plus sèche, et l'extrémité occidentale,

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

plus humide, du massif. Ces contrastes climatiques se traduisent par une différence de 173 m quant à la position de la LEG entre les deux façades montagneuses. Ces données, très comparables avec celles obtenues pour le PAG (cf. supra), montrent que la variabilité climatique de façade sur la vallée de la haute Esera n'a pas évolué, au moins depuis la dernière avancée glaciaire.

Tableau 4.7 : Données climatiques (spatialisées à 3 000 m d'altitude) et LEG actuelles dans la haute vallée de l'Esera.

Vallée	Orientation	Températures moyennes annuelles (°C)	Précipitations cumulées annuelles (mm)	Altitude de LEG (m) ¹
Maladeta	N	-1,6	1875	3243
Aneto	N	-1,2	1872	3203
Barrancs	N	-2,1	1861	3113
Moyenne façade nord		-1,6	1869	3186
Cregüeña	S	-0,2	1883	3363
Coronas	S	-0,3	1857	3393
Llosas	S	-0,2	1850	3323
Moyenne façade sud		-0,2	1863	3359

¹LEG calculée avec le modèle Harper et Humphrey (2003)

Note. Source des données climatiques : Batalla et al. (2018)

4.4. Reconstituer la surface 3-D des paléoenglacements à l'échelle régionale

Nous proposons maintenant de reconstituer, à partir de l'application de Harper et Humphrey (2003), la surface 3-D des stades d'englacement à l'échelle de l'ensemble du bassin de l'Esera. À cette fin, au lieu d'utiliser des données climatiques homogènes en entrée sur l'ensemble du domaine couvert par la modélisation, nous proposons d'appliquer, à la modélisation régionale des paléoenglacements antérieurs au PAG, les contrastes climatiques observés dans l'actuel (Tabl. 4.7) et retrouvés au PAG (Tabl. 4.6). Dans ce but, les valeurs ΔT et ΔP ainsi que les GMG et LEG associés aux stades de la Renclusa, des Aigualluts et de l'Hospital (Tabl. 4.6, section 4.3.2) ont été modulés à partir de la grille climatique spatialisée de Batalla et al. (2018), afin de tenir compte des spécificités topo-climatiques locales des différents cirques glaciaires du bassin de l'Esera.

Nous intégrons ensuite ces nouvelles valeurs actuelles (ΔT , ΔP , GMG et LEG) au modèle d'écoulement de la glace de l'application MATLAB développée par Harper et Humphrey (2003), afin de reconstituer la surface 3-D des paléoenglacements issus de l'ensemble des vallons

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

affluents du bassin de l'Esera. Ces reconstructions 3-D permettent, *in fine*, de raccorder stratigraphiquement les dépôts de marge glaciaire non calés chronologiquement (cas des glaciers de la façade sud du massif de Maladeta du secteur de Cerler) avec ceux bien contraints chronologiquement.

4.4.1. Variabilité spatiale des paléoenglacements au cours du stade de la Renclusa

Pour le stade Renclusa, la carte 3-D des paléoenglacements s'accorde favorablement avec les séquences de dépôts de marge glaciaire préalablement associées à ce stade d'englacement (section 4.1.3.3). Sur la façade nord du massif de Maladeta, la surface 3-D s'ajuste aux moraines frontales situées à ~2 250 m dans la vallée de Maladeta (LEG = 2 870 m), à celles situées à 2 170 m dans la vallée de l'Aneto (LEG = 2 833 m) et aux moraines latérales qui surplombent le lac entre 2 410 et 2 430 m d'altitude dans la vallée de Barrancs (LEG = 2 743 m). Dans la vallée de l'Escaleta, le front de la langue de glace modélisée atteint 2 680 m (LEG = 2 750 m).

Sur la façade sud du massif de Maladeta, la carte 3-D des paléoenglacements s'accorde aux moraines frontales et latérales des différents cirques et souligne des fronts glaciaires à 2 570 m dans la vallée Cregüeña (LEG = 2 993 m), 2 730 m dans celle de Coronas (LEG = 3 023 m), 2 600 m dans celle de Llosas (LEG = 2 953 m) et 2 640 m dans la vallée de Ixalenques (LEG = 2 760 m). Dans la vallée de Freda et le secteur de Cerler, les LEG (comprises entre 2 750 et 2 880 m) dépassent l'altitude des sommets les plus hauts et empêchent la formation de glace dans ces secteurs (Fig. 4.45).

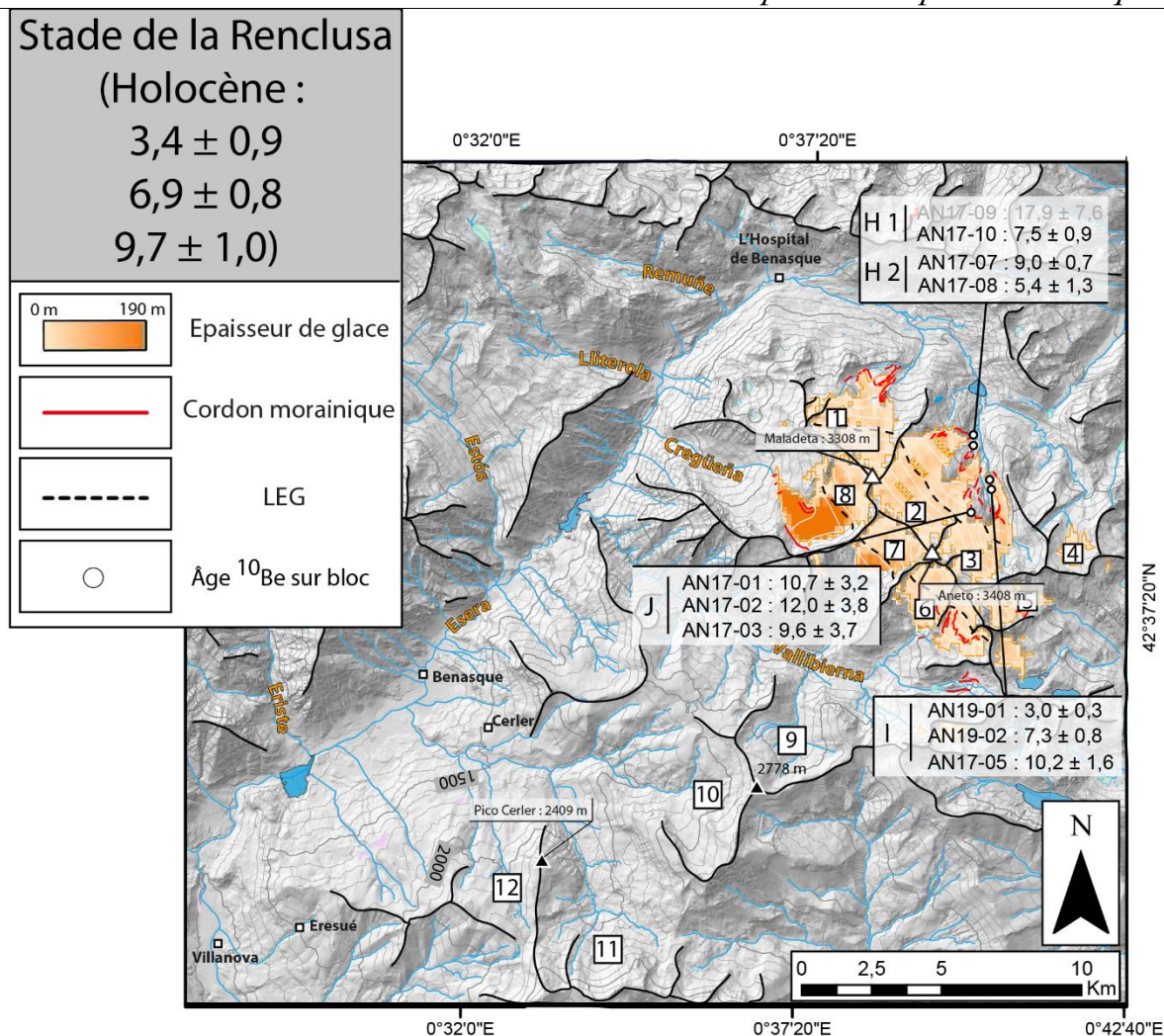


Figure 4.45 : Modélisation des surfaces 3-D pour le stade d'englacement post-LLGM de la Renclusa obtenue avec l'application d'Harper et Humphrey. I- Vallée de Maladeta ; LEG = 2870 m ; GMG = $0,55 \pm 0,02$ m/a/100 m. 2- Vallée de l'Aneto LEG = 2833 m ; GMG = $0,54 \pm 0,02$ m/a/100 m. 3- Vallée de Barrancs ; LEG = 2743 m ; GMG = $0,50 \pm 0,02$ m/a/100 m. 4- Vallée de l'Escaleta ; LEG = 2750 ; GMG = $0,49 \pm 0,02$ m/a/100 m. 5- Vallée de Ixalenques ; LEG = 2760 m ; GMG = $0,47 \pm 0,02$ m/a/100 m. 6- Vallée de Llosas ; LEG = 2953 m ; GMG = $0,51 \pm 0,02$ m/a/100 m. 7- Vallée de Coronas ; LEG = 3023 m ; GMG = $0,49 \pm 0,02$ m/a/100 m. 8- Vallée de Cregüena ; LEG = 2993 m ; GMG = $0,53 \pm 0,02$ m/a/100 m. 9- Vallée de Freda ; LEG = 2880 m ; GMG = $0,54 \pm 0,02$ m/a/100 m. 10- Vallée de Remáscaro ; LEG = 2800 m ; GMG = $0,56 \pm 0,02$ m/a/100 m. 11- Vallée d'Ampru ; LEG = 2760 m ; GMG = $0,57 \pm 0,02$ m/a/100 m. 12- Vallée de Puimastre ; LEG = 2750 m ; GMG = $0,57 \pm 0,02$ m/a/100 m. La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige. Les âges non retenus sont représentés en gris.

4.4.2. Variabilité spatiale des paléoenlacements au cours du stade des Aigualluts

Concernant le stade des Aigualluts, la carte 3-D des paléoenlacements s'accorde également très bien aux séquences de dépôts de marge glaciaire préalablement définies (section 4.1.3.3). Sur la façade nord du massif de Maladeta, la surface 3-D s'ajuste aux moraines frontales situées à 1 980 m dans la vallée de Maladeta (LEG = 2 747 m) et à 2 230 m dans la vallée de l'Escaleta (LEG = 2 627 m).

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

Sur la façade sud du massif, la surface 3-D des paléoengagements s'ajuste aux moraines frontales et latérales situées à 2 138 m dans la vallée de Cregüena (LEG = 2 870 m), à 2 038 m dans celle de Coronas (LEG = 2900 m), à 1 969 m dans celle de Llosas (LEG = 2 830 m) et à 2 206 m dans la vallée de Ixalenques (LEG = 2 637 m). Dans la vallée de Freda et le secteur de Cerler, les LEG (comprises entre 2 757 m et 2 627 m) dépassent l'altitude des sommets les plus hauts et empêchent la formation de glace dans ces secteurs (Fig. 4.46).

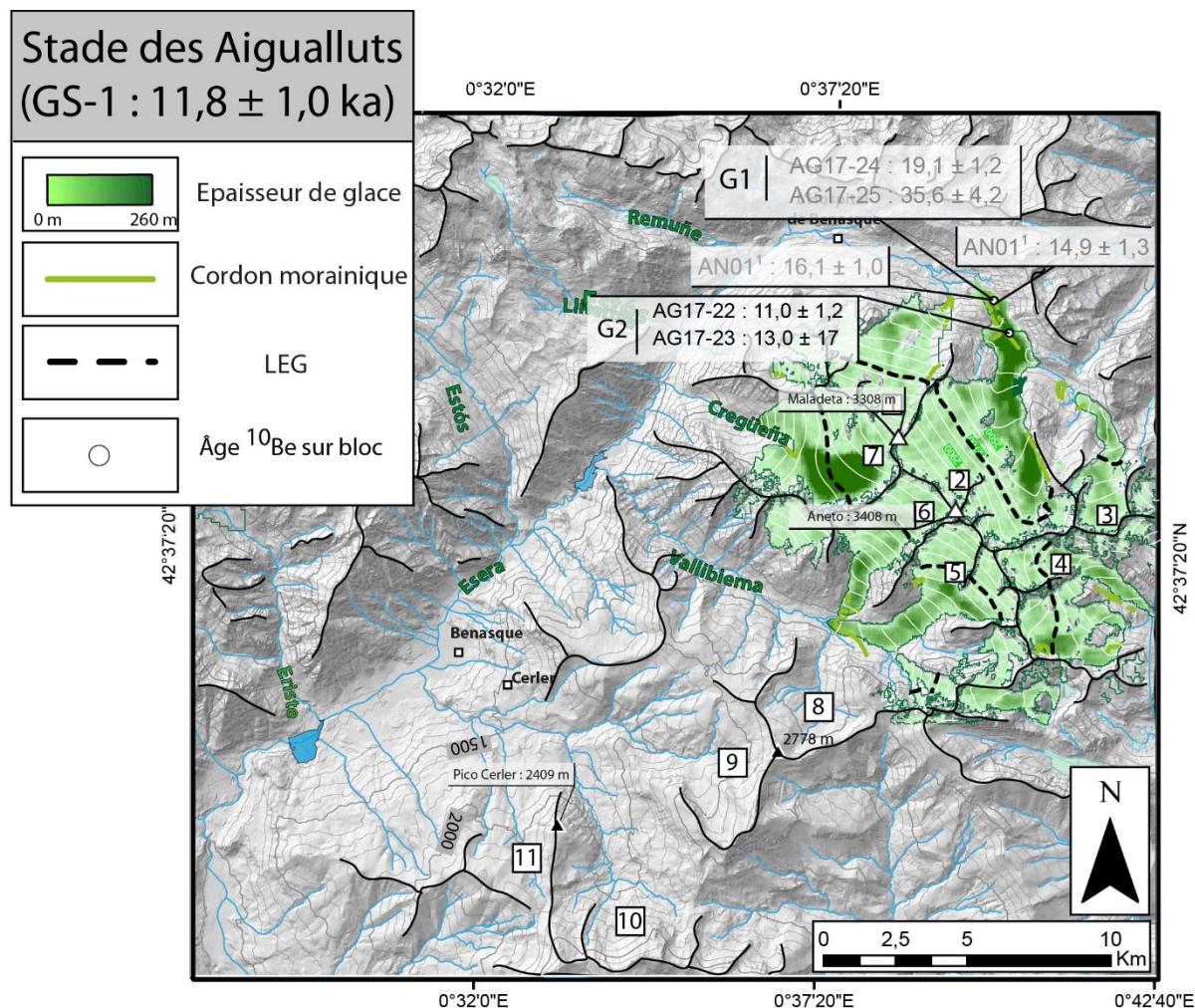


Figure 4.46 : Modélisation des surfaces 3-D pour le stade d'englacement post-LLGM des Aigualluts obtenue avec l'application d'Harper et Humprey. 1- Vallée de Maladeta ; LEG = 2747 m ; GMG = $0,52 \pm 0,02$ m/a/100 m. 2- Vallée de l'Aneto LEG = ~ 2710 m ; GMG = $0,51 \pm 0,02$ m/a/100 m. 3- Vallée de l'Escaleta ; LEG = 2627 ; GMG = $0,46 \pm 0,02$ m/a/100 m. 4- Vallée de Ixalenques ; LEG = 2637 m ; GMG = $0,44 \pm 0,02$ m/a/100 m. 5- Vallée de Llosas ; LEG = 2830 m ; GMG = $0,48 \pm 0,02$ m/a/100 m. 6- Vallée de Coronas ; LEG = 2900 m ; GMG = $0,46 \pm 0,02$ m/a/100 m. 7- Vallée de Cregüena ; LEG = 2870 m ; GMG = $0,50 \pm 0,02$ m/a/100 m. 8- Vallée de Freda ; LEG = 2757 m ; GMG = $0,51 \pm 0,02$ m/a/100 m. 9- Vallée de Remáscaro ; LEG = 2677 m ; GMG = $0,53 \pm 0,02$ m/a/100 m. 10- Vallée d'Ampriu ; LEG = 2637 m ; GMG = $0,54 \pm 0,02$ m/a/100 m. 11- Vallée de Puimastre ; LEG = 2627 m ; GMG = $0,54 \pm 0,02$ m/a/100 m. La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige. Les âges non retenus sont représentés en gris.

4.4.3. Variabilité spatiale des paléoenglacements au cours du stade de l'Hospital

Comme dans les deux cas précédents, la carte 3-D des paléoenglacements associée au stade de l'Hospital s'accorde très bien aux séquences de dépôts de marge glaciaire préalablement définies (section 4.1.3.3). Sur la façade sud du massif de Maladeta, dans l'axe de la vallée de Vallibierna, la surface 3-D des paléoenglacements s'ajuste aux moraines frontales situées à 1800 m et aux moraines latérales situées sur l'interfluve entre les vallées de Llosas et Coronas à 2270 m d'altitude (LEG = 2573 m). Dans la vallée de Freda, la LEG associée au stade de l'Hospital (2500 m) est suffisamment basse pour former une petite langue de glace dont le front atteignait 2500 m d'altitude. Cela montre qu'au stade de l'Hospital, ce glacier de vallée n'était pas suffisamment étendu pour confluer avec la langue principale de Vallibierna. Dans les vallées de Cregüeña et Ixalenques, le front des langues de glace atteignait respectivement 1971 m (LEG = 2613 m) et 2045 m d'altitude (LEG = 2380 m).

Dans le secteur de Cerler, la surface 3-D associée au stade de l'Hospital s'ajuste à la moraine latérale A3 située à 1800 m d'altitude dans le vallon d'Ampriu. Au même moment, le vallon de Remáscaro abritait une langue de glace dont le front atteignait 2000 m d'altitude (LEG = 2420 m). Par contre, dans le vallon voisin de Puimastre, la LEG se tenait à 2370 m d'altitude, c'est-à-dire 5 m au-dessus des points culminants, empêchant la formation de glace dans ce secteur.

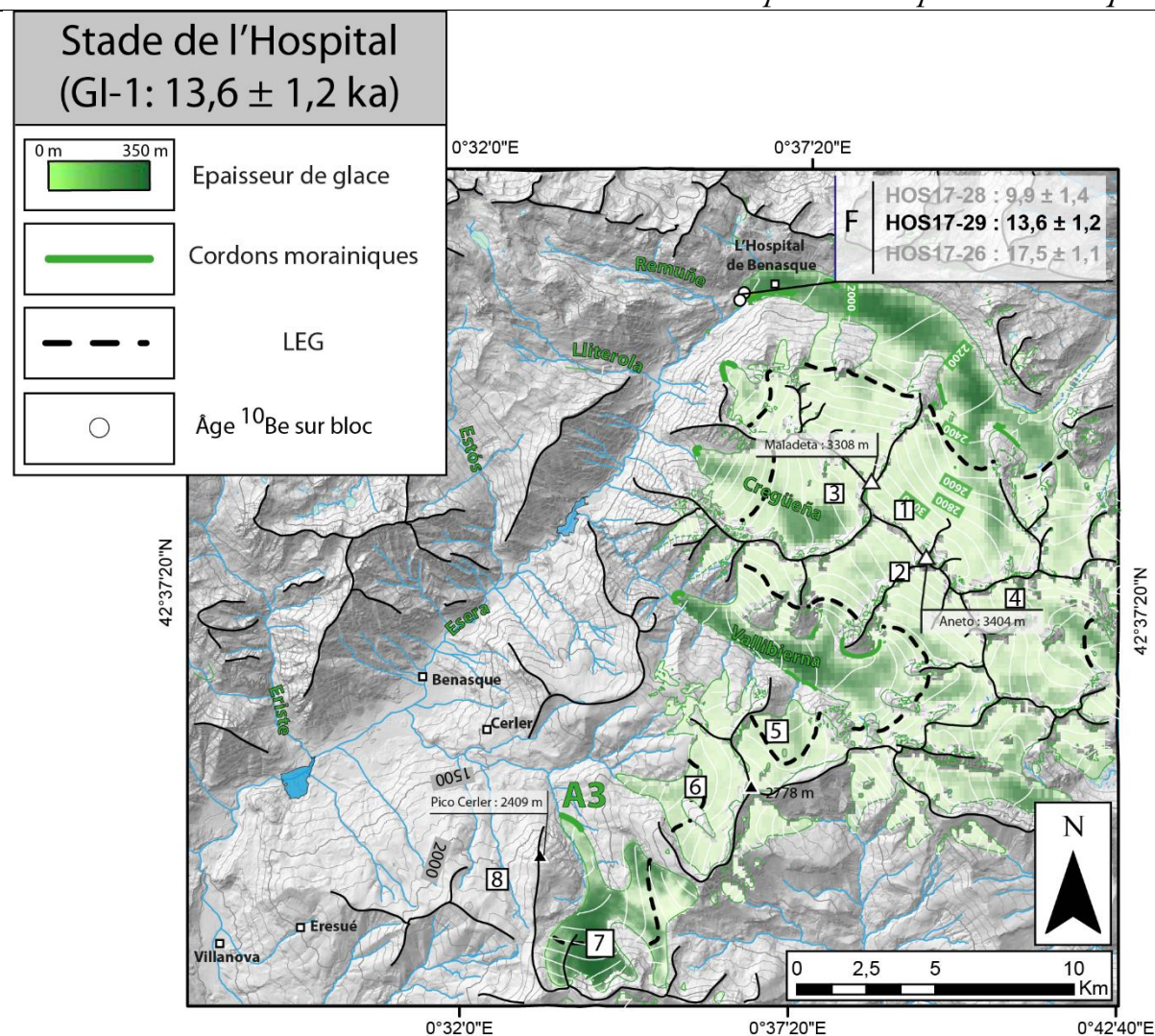


Figure 4.47 : Modélisation globale 3-D pour le stade d'englacement post-LLGM de l'Hospital obtenue avec l'application d'Harper et Humphrey. 1- Façade nord haute vallée de l'Esera ; LEG = ~ 2453 m ; GMG = $\sim 0,39 \pm 0,03$ m/a/100 m. 2-Façade sud haute vallée de l'Esera : LEG = ~ 2573 m ; GMG = $\sim 0,44 \pm 0,03$ m/a/100 m. 3-Vallée de Cregüeña ; LEG = 2613 m ; GMG = $0,40 \pm 0,03$ m/a/100 m. 4- Vallée de Ixalenques ; LEG = 2380 m ; GMG = $0,46 \pm 0,03$ m/a/100 m. 5- Vallée de Freda ; LEG = 2500 m ; GMG = $0,39 \pm 0,03$ m/a/100 m. 6- Vallée de Remáscaro ; LEG = 2420 m ; GMG = $0,42 \pm 0,03$ m/a/100 m. 7- Vallée d'Ampriu ; LEG = 2380 m ; GMG = $0,43 \pm 0,03$ m/a/100 m. 8- Vallée de Puimastre ; LEG = 2370 m ; GMG = $0,43 \pm 0,03$ m/a/100 m. La figure reporte les âges modélisés avec un facteur d'écrantage lié à la neige. Les âges non retenus sont représentés en gris.

4.5. Conclusion

Les travaux entrepris dans la vallée de l'Esera ont permis de compléter la cartographie des dépôts de marge glaciaire, mais surtout d'identifier neuf stades d'englacement, de les dater pour six d'entre eux (stade de Castejón de Sos, Villanova-Eriste, Paso-Nuevo, Hospital, Aigualluts, Renclusa) et de reconstituer les ambiances paléoclimatiques de la haute montagne pour quatre d'entre eux (stade de l'Hospital, Aigualluts, Renclusa et PAG).

- (i) Les stades de Gabás et de Renanué sont associés à des glaciers de vallée composites d'une quarantaine de kilomètres de long, nourris par la confluence des langues de glace en provenance des vallées du massif de Posets (i.e Surri, Estós, Literola, et Remuñe) et celui de Maladeta-Aneto (i.e Remáscaro, Vallibierna, Cregüeña, Maladeta, et Aneto). Dans les deux cas, la LEG se situait vers $2\,125\text{ m} \pm 100\text{ m}$. Ces deux stades n'ont pas été datés, car nous avons considéré que les blocs erratiques localisés en position frontale se trouvaient trop dégradés pour faire l'objet de datations par exposition. Cependant, compte tenu de la position perchée (entre $1\,180$ et $1\,450\text{ m}$ d'altitude) de ces marges glaciaires à proximité de l'interfluve Esera-Noguera et du modelé dégradé et très abâtardi de la moraine frontale de Bisaurri-Gábas, nous rattachons ces deux stades d'englacement à un cycle glaciaire antérieur au Pléistocène supérieur et à l'interglaciaire Eémien (MIS 5e), peut-être le MIS 6 (cf. section 4.1.1.1).
- (ii) Le stade de Castejón de Sos correspond quant à lui à des dépôts de marge glaciaire faiblement altérés et associés à des morphologies de moraines peu dégradées (cf. section 4.1.1.1). À ce titre, il jalonne l'emprise spatiale maximale du dernier cycle glaciaire ; il correspond donc au stade LLGM. Durant cette période, le glacier de l'Esera se trouvait un peu moins étendu qu'au cours des stades précédents (37 km de long contre une quarantaine au cours des stades pré-LLGM de Gabás et de Renanué). Cependant, les marges glaciaires du LLGM se situaient encore vers $1\,100\text{ m}$ d'altitude dans le bassin de Castejón de Sos, en aval de Bisaurri, en lien avec une LEG à $2\,150\text{ m} \pm 100\text{ m}$ (+ 25 m par rapport au stade précédent). Les datations par exposition obtenues sur les dépôts LLGM du bassin de Castejón de Sos montrent que l'emprise spatiale de ce stade d'englacement a été atteinte à plusieurs reprises au cours du Pléistocène supérieur, notamment durant le MIS 2-GLGM (moyenne pondérée : $19,0 \pm 1,1\text{ ka}$), durant le MIS 3 (moyenne pondérée : $35,2 \pm 3,3\text{ ka}$) et peut-être aussi durant le MIS 5a-d (un seul âge à $96,4 \pm 10,3\text{ ka}$, cf. section 4.2.3.2).
- (iii) Le stade de Villanova-Eriste correspond quant à lui à la première étape de la déglaciation postérieure au Global LGM. À ce stade, le glacier de l'Esera

correspondait à un glacier de vallée composite de 29 km de long, dont le front se situait à 980 m d'altitude au nord du village de Villanova, en lien avec une LEG $2\,231 \pm 100$ m (+ 81 m par rapport au stade précédent). À ce stade, seules les glaces issues des vallons de Remáscaro, Ampriu et Puimastre (secteur Cerler) ne confluent plus avec le glacier principal engagé dans la vallée de l'Esera. Les âges d'exposition associés à ce stade d'englacement montrent que sa mise en place est contemporaine du GS-2. 1b ($18,8 \pm 1,7$ ka et $18,5 \pm 1,9$ ka, sans la correction neige ; cf. section 4.2.3.2).

- (iv) Au stade Paso-Nuevo, le front du glacier de l'Esera s'est retiré en amont du lac de Paso-Nuevo entre 1735 m et 1740 m d'altitude. À ce stade, les flux de glace issus des vallons d'Eriste, d'Estós et de Vallibierna ne confluent plus avec le glacier de l'Esera dont la longueur maximale dans l'axe de la vallée est limitée à 16 km. Cependant, au stade Paso-Nuevo, le glacier de l'Esera demeure un glacier de vallée composite nourri par les flux de glace issus des vallons affluents de Cregüeña (façade sud Maladeta), de Litterola et de Remuñé (façade est des Posets). La LEG est alors située à $2\,403 \pm 100$ m (+172 m par rapport au stade précédent). Les âges d'exposition associés à ce stade d'englacement (moyenne pondérée à $9,7 \pm 0,3$ ka) n'ont pas été retenus, car ils ne sont pas compatibles avec ceux obtenus sur les autres stades post-LLGM de la haute vallée. Cependant, le faible dénivelé (65 ± 100 m) observé entre la LEG du stade de l'Hospital ($2\,468 \pm 100$ m) et celle du stade de Paso-Nuevo ($2\,403 \pm 100$ m) nous a conduit à considérer que ces deux stades d'englacement se sont mis en place dans des contextes paléoclimatiques relativement comparables. Sur ces bases, nous assumons que le stade Paso Nuevo se trouve contemporain d'un des multiples pics de froid survenus au cours de l'interstade Bølling–Allerød (GI-I). Par ailleurs, compte tenu de la proximité entre les moraines A2-R2 et A3 du secteur Cerler, nous considérons que les premières s'avèrent contemporaines du stade Paso-Nuevo, car les secondes ont pu être corrélées au stade de l'Hospital grâce aux reconstitutions 3-D des paléoenglacements à l'échelle régionale (Fig. 4.36).

Chapitre 4 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Esera et implications paléoclimatiques

Par la suite, le glacier de l'Esera voit son bassin d'alimentation se cantonner aux vallons issus de la façade nord du massif de Maladeta-Aneto.

- (v) Au stade de l'Hospital, la haute vallée de l'Esera abrite un glacier de vallée composite de 10,5 km de long nourri par des flux de glace issus des cirques de Maladeta, Aneto-Barrancs et Escaleta. Le front de ce glacier se situe à 1 730 m d'altitude, immédiatement en amont de l'Hospital de Benasque en lien avec une LEG à 2 453 m (+ 50 m par rapport au stade précédent). Les modélisations glaciologiques montrent que ce stade d'englacement est contemporain de celui de Mulleres. Ce dernier est daté à $13,5 \pm 0,1$ ka ($13,0 \pm 0,1$ ka sans la correction neige) dans la haute vallée de la Noguera Ribagorçana. De même, un âge à $13,6 \pm 1,2$ ka ($12,5 \pm 1,1$ ka sans la correction neige) sur les moraines frontales du stade de l'Hospital permet de situer ce stade d'englacement à la fin du GI-1 ou au début du GS-1 (cf. section 4.2.3.2). À la même période, sur la façade sud, les vallons de Cregüena, Vallibierna, Ixalenques et Cerler abritent des glaciers (<8 km de long), dont les fronts atteignent respectivement 1 971 m, 1 800 m, 2 045 m et 1 800 m (moraine A3) en lien avec des LEG respectivement situées à 2 613, 2 573, 2 380 et 2 380 m d'altitude (cf. section 4.4.2). Les données paléoclimatiques obtenues à travers la modélisation de la langue principale de ce stade d'englacement montrent des ambiances climatiques globalement plus froides ($\Delta T : -6,8 \pm 0,5$ °C) et sèches ($\Delta P : -63 \pm 8$ %) que la situation actuelle (cf. section 4.3.2).
- (vi) Le stade des Aigualluts correspond à l'individualisation de la langue principale de l'Esera en trois flux de glace distincts, respectivement localisés dans les vallons de Maladeta, Aneto-Barrancs et Escaleta. Ces glaciers de vallée simple mesuraient respectivement 3,5, 4,5 et 3,8 km de long, atteignant à leur front 1 980, 2 050 et 2 230 m d'altitude en lien avec des LEG à 2 747, 2 710 et 2 627 m d'altitude (+ 257 m par rapport au stade de l'Hospital). Les âges d'exposition associés à ce stade d'englacement permettent de situer sa mise en place durant le GS-1/Holocène ancien ($11,8 \pm 1,0$ ka) ($10,7 \pm 0,8$ ka sans la correction neige) (cf. section 4.2.3.2), tandis que les modélisations paléoclimatiques indiquent une

augmentation des températures et des précipitations de 2,8 °C et 45 % par rapport au stade précédent (cf. section 5.3.2). À la même période, sur la façade sud du massif, les vallées de Cregüeña, Coronas, Llosas et Ixalenques abritent des glaciers de taille plus réduite (<4,5 km), en lien avec des ambiances climatiques à la fois plus sèches et moins froides. Dans chacun de ces vallons, les fronts glaciaires atteignaient 2 138, 2 038, 1 969 et 2 206 m d'altitude en lien avec des LEG situées à 2 870, 2 900, 2 830 et 2 637 m d'altitude (cf. section 5.4.2). À ce stade, le secteur Cerler est désormais déglacé.

- (vii) Au cours du stade de la Renclusa, les glaciers sont désormais cantonnés à la zone des cirques. Sur la façade nord du massif, les langues de glace s'individualisent avec des fronts positionnés à 2 250 m dans le cirque de Maladeta, 2 170 m dans celui de l'Aneto, 2 360 m dans celui de Barrancs et 2 680 m dans le cirque de l'Escaleta. Les LEG sont quant à elles respectivement localisées à 2 870, 2 833, 2 743 et 2 750 m (+ 123 m par rapport au stade précédent). Les âges d'exposition obtenus sur les moraines du stade de la Renclusa montrent que l'emprise spatiale de ce stade d'englacement a été atteinte à plusieurs reprises au cours de l'Holocène ancien (moyenne pondérée : $9,6 \pm 0,7$ ka ; sans la correction neige : $8,7 \pm 0,5$ ka), de l'Holocène moyen (moyenne pondérée : $6,9 \pm 0,8$ ka ; sans la correction neige : $6,2 \pm 0,7$ ka) et de l'Holocène récent ($3,0 \pm 0,3$ ka ; sans la correction neige : $2,6 \pm 0,3$ ka ; cf. section 5.2.3.2). Les modélisations paléoclimatiques associées à ce stade d'englacement montrent quant à elles une amélioration générale des conditions climatiques, avec une augmentation des températures et des précipitations de respectivement 1,1 °C et 6 % par rapport au stade précédent (cf. section 5.3.2). À la même période, sur la façade sud, les vallées de Cregüeña, Coronas, Llosas et Ixalenques abritent des glaciers de cirque de taille plus réduite encore (<3 km de long) avec des fronts respectivement situés à 2 570, 2 730, 2 600 et 2 640 m d'altitude en lien avec des LEG situées à 2 993, 3 023, 2 953 et 2 760 m d'altitude (cf. section 5.4.2).
- (viii) Enfin, au PAG, les fronts morainiques de la façade nord sont positionnés ~500 m en amont des fronts du stade de la Renclusa, à 2 475 m d'altitude dans le cirque

de l'Aneto, 2 506 m dans celui de Maladeta et 2 473 m dans le cirque de Barrancs. Ces glaciers de cirque de taille réduite (<2 km) sont associés à des LEG situées à 2 933, 2 973 et 2 893 m d'altitude (+ 100 m par rapport au stade précédent). Les modélisations paléoclimatiques associées à ce stade d'englacement montrent des contrastes climatiques de façade semblables à l'actuel. Sur la façade nord, elles indiquent par ailleurs une augmentation des températures et précipitations de respectivement 1,1 °C et 6 % par rapport au stade de la Renclusa (cf. section 4.3.2). À la même période, sur la façade sud, les fronts morainiques du PAG sont situés à 2 984 m dans la vallée de Cregüeña, 2 784 m dans celle de Coronas et 2 845 m dans la vallée de Llosas, en lien avec des LEG de respectivement 3 123, 3 063 et 3 083 m d'altitude.

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

Sommaire

5.1. Les travaux antérieurs, des stratigraphies relatives aux premières données géochronologiques.....	222
5.1.1. Premières stratigraphies relatives des séquences de dépôts.....	222
5.1.2. L'apport des datations par radiocarbone.....	228
5.2. De la cartographie des séquences de dépôts à la définition des stades d'englacement.....	232
5.2.1. L'emprise pré-LLGM.....	232
5.2.2. L'emprise LLGM.....	233
5.2.3. L'emprise post-LLGM.....	235
5.3. Modélisations paléoglacilogiques et paléoclimatiques.....	236
5.3.1. Reconstitution des profils épaisseur, surfaces 3-D et LEG (méthode AABR).....	237
5.3.2. Résultats des modélisations paléoclimatiques pour les stades LLGM et post-LLGM.....	239
5.4. Chronologie des stades d'englacement par mesure du ¹⁰Be et ³⁶Cl produits in situ.....	240
5.4.1. Un site associé au pré-LLGM.....	245
5.4.2. Les sites associés au LLGM.....	246
5.4.3. Les sites associés au post-LLGM.....	252
5.4.4. Chronologie des stades LLGM et post-LLGM – essai de synthèse et discussions.....	254
5.5. Reconstituer la surface 3-D des paléoenglacements à l'échelle régionale.....	259
5.5.1. Variabilité spatiale des paléoenglacements au cours du stade LLGM.....	261
5.5.2. Variabilité spatiale des paléoenglacements au cours du stade pré-LLGM.....	263
5.5.3. Quelle implication concernant l'origine des lutites de Hialères.....	264
5.6. Conclusion générale.....	265

5.1. Les travaux antérieurs, des stratigraphies relatives aux premières données géochronologiques

Le gave d'Ossau se caractérise par une séquence de dépôts de marge glaciaire particulièrement bien préservée dans la portion aval de la vallée, les bassins de Buzy-Arudy et de Castet (Fig. 5.1). Le premier secteur correspond au complexe morainique terminal, l'un des rares amphithéâtres morainiques de piémont présent sur le front nord des Pyrénées, et aux nappes fluvioglaciaires localisées au droit des constructions morainiques les plus externes de la vallée morte d'Ogeu. Le second secteur abrite, dans les vallons et les vallées affluentes du gave d'Ossau, une série de cordons morainiques multilobés liés à des diffluences, et des obturations glaciolacustres mises en place sur les marges juxtaglaciaires des constructions morainiques (Fig. 5.1). La stratigraphie relative associée à cette séquence de dépôts a fait l'objet de travaux menés à l'échelle du piémont nord des Pyrénées (Alimen, 1964 ; Icole, 1974 ; Hubschman, 1973, 1975a, b, c). Les seules données géochronologiques disponibles dans ce segment de vallée avant l'acquisition de nos propres données proviennent des remplissages glaciolacustres d'Estarrès et de Castet, et des séquences archéologiques localisées sur les marges du bassin d'Arudy (Jalut et al., 1988 ; Andrieu et al., 1988 ; Pétilion et al., 2015, 2017). Dans les deux cas, les datations par ^{14}C fournissent des informations indirectes, à confronter avec nos propres données, concernant la chronologie des fluctuations glaciaires dans cette basse vallée.

5.1.1. Premières stratigraphies relatives des séquences de dépôts

Dans sa thèse de doctorat consacrée au *Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre* Alimen (1964) propose une synthèse stratigraphique des séquences de dépôts nord-pyrénéens (gave d'Ossau, gave de Pau, Adour et Neste d'Aure) largement inspirée du modèle alpin (Penck & Bruckner, 1909, synthèse in Delmas, 2019 et Delmas et al., 2022a). En effet, dans cette étude, Alimen (1964) attribue les deux plus hautes terrasses du piémont nord-pyrénéen au Donau et au Günz, compte tenu de de l'abondance en quartzites de celles-ci, à l'image des *Deckenschotter* alpins. Très fortement encaissé en contrebas du précédent, le troisième niveau de terrasse se caractérise par un état d'altération sensiblement moins avancé que les deux niveaux supérieurs, mais porte encore des sols rouges. Sur ces bases, Alimen (1964) corrèle ce troisième niveau de terrasse nord-pyrénéen au Mindel, car celui-ci correspond dans les Alpes à la plus basse terrasse présentant des sols rouges à hauteur de son toit. Enfin, toujours par analogie au modèle alpin, le

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

niveau inférieur des séquences fluviatiles nord-pyrénéennes est assimilé au Riss. D'autre part, comme ces basses terrasses nord-pyrénéennes se trouvent topographiquement raccordées aux constructions morainiques en position externe, Alimen (1964) propose de les assimiler, elles aussi, au Riss et de situer dans le Würm les moraines en position interne.

Ces attributions chronologiques étroitement associées au modèle alpin correspondent à celles reportées sur la carte géologique au 1/50 000 qui couvre la basse vallée d'Ossau (feuille Oloron-Sainte-Marie, Castéras, 1968 ; Fig. 5.1). En effet, sur cette carte, la légende distingue cinq générations de dépôts :

- (i) La carte confond dans une seule unité notée « m3 » les cailloutis siliceux culminants de piémont, qui constituent la « formation de Lannemezan » (Calvet et al., 2021), quand les cartes voisines, notamment sur les cônes de Ger et de Lannemezan, distinguent un Miocène supérieur-Pliocène, surmonté par les très hautes nappes du Donau qui apparaissent légèrement emboîtées dans le Pliocène.
- (ii) La seconde génération (« Fv », équivalent Günz) est emboîtée 90 à 100 m en contre-bas du piémont, très fortement enrichie en quartzites comme le niveau précédent (« Fu »), mais presque confondue topographiquement avec le niveau suivant (« Fw »).
- (iii) La troisième génération de dépôts est représentée par une terrasse fluviale située à +60 m d'altitude relative dans la vallée morte d'Ogeu, au niveau de la Lande de Hiallères (Fig. 5.1). Le matériel profondément décomposé et la matrice rougeâtre enrichie en argile kaolinique en surface ont conduit les auteurs à attribuer cette nappe alluviale au Mindel (« Fw »).
- (iv) La quatrième génération de dépôts est représentée par la nappe d'Ogeu (+20 m d'altitude relative) qui forme le cône de transition proglaciaire topographiquement raccordé aux moraines frontales de Buzy (noté « Fx » et « Gx » sur la carte géologique ; Fig. 5.1). Ce système glaciaire et fluvioglaciaire est attribué au Riss (« Gx » et « Fx ») sur la carte géologique, car il se situe en

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

contrebas de la nappe attribuée au Mindel compte tenu de la présence à son toit des sols rouges (Alimen, 1964). Par ailleurs, l'attribution au Riss du système glaciaire et fluvioglaciaire de Buzy/Ogeu (« Gx »/« Fx ») s'accorde avec sa position externe dans la séquence de dépôt glaciaire, en bon accord avec la stratigraphie alpine (cf. supra). Dans la vallée d'Aspe, cette unité correspond à la nappe fluvioglaciaire de Gurmençon.

- (v) La cinquième génération de dépôts est, quant à elle, représentée par des nappes alluviales localisées plus en amont dans la vallée (« Fy »).

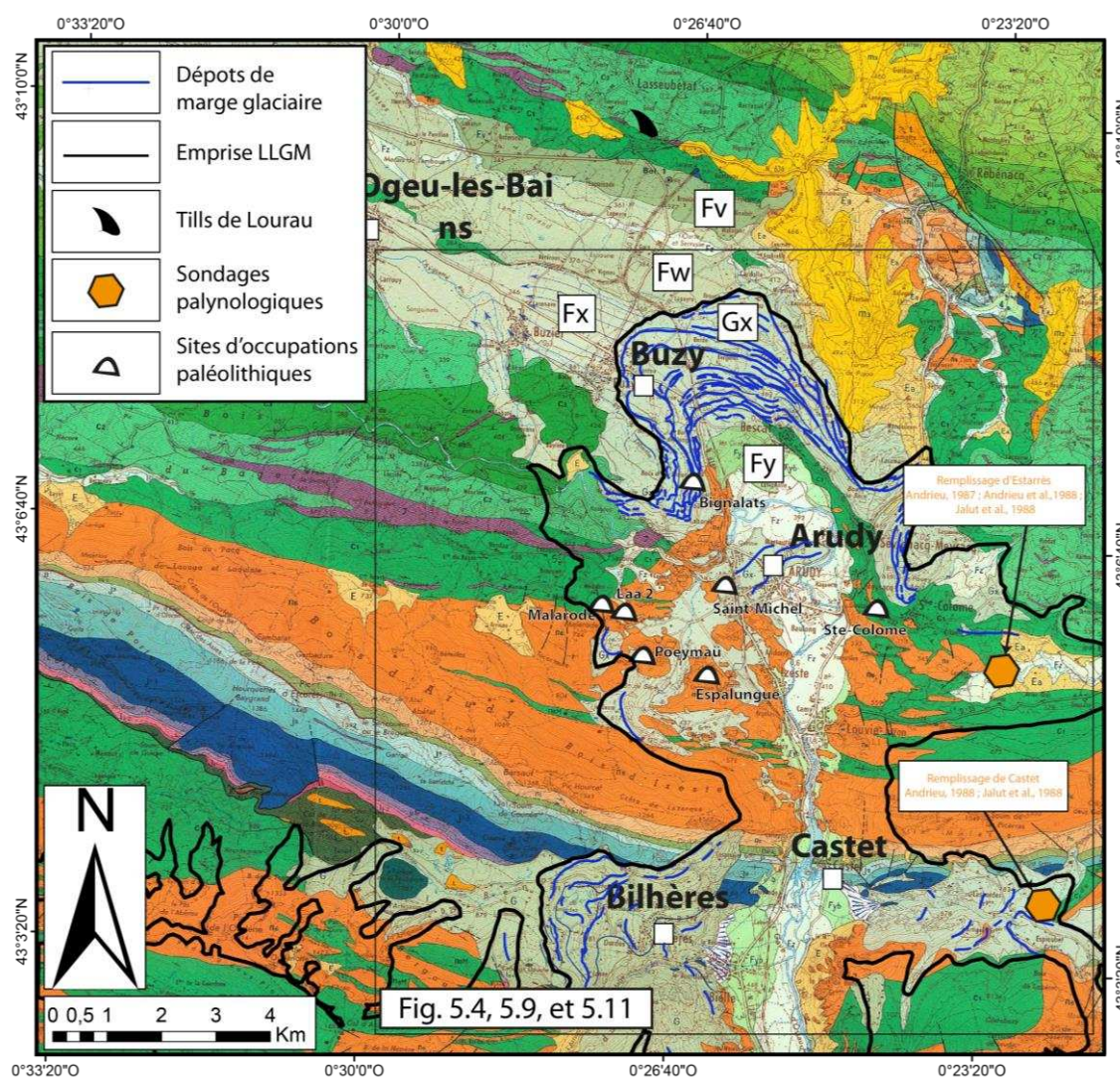


Figure 5.1. : Carte géologique au 1/50 000 Oloron-Sainte-Marie et emprise du LLGM. Modifié d'après Casteras (1968).

À partir des années 1970, des travaux réalisés dans le prolongement de ceux d'Alimen (1964) ont permis de réviser la stratigraphie relative des séquences fluviales nord-pyrénéennes (Icole,

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

1974 ; Hubschman, 1973, 1975a, b, c). Ces travaux reposent sur une large batterie de données analytiques portant à la fois sur la fraction fine (granulométrie, taux de libération du fer, analyse minéralogique des argiles) et la fraction grossière (résistance au marteau des blocs et galets de pétrographies comparables, Fig. 5.2). Ils se fondent également sur l'analyse des chrono-séquences de sols, sur des bases comparables à celles développées aux États-Unis par Birkeland (1968, 1999) et par Bornand (1972, 1978) vis-à-vis des terrasses du Rhône. Cette chronologie relative des nappes fluvioglaciaires nord-pyrénéennes a par ailleurs pu être appliquée avec succès aux constructions morainiques (Hubschman, 1984 ; Calvet, 1996, 1998).

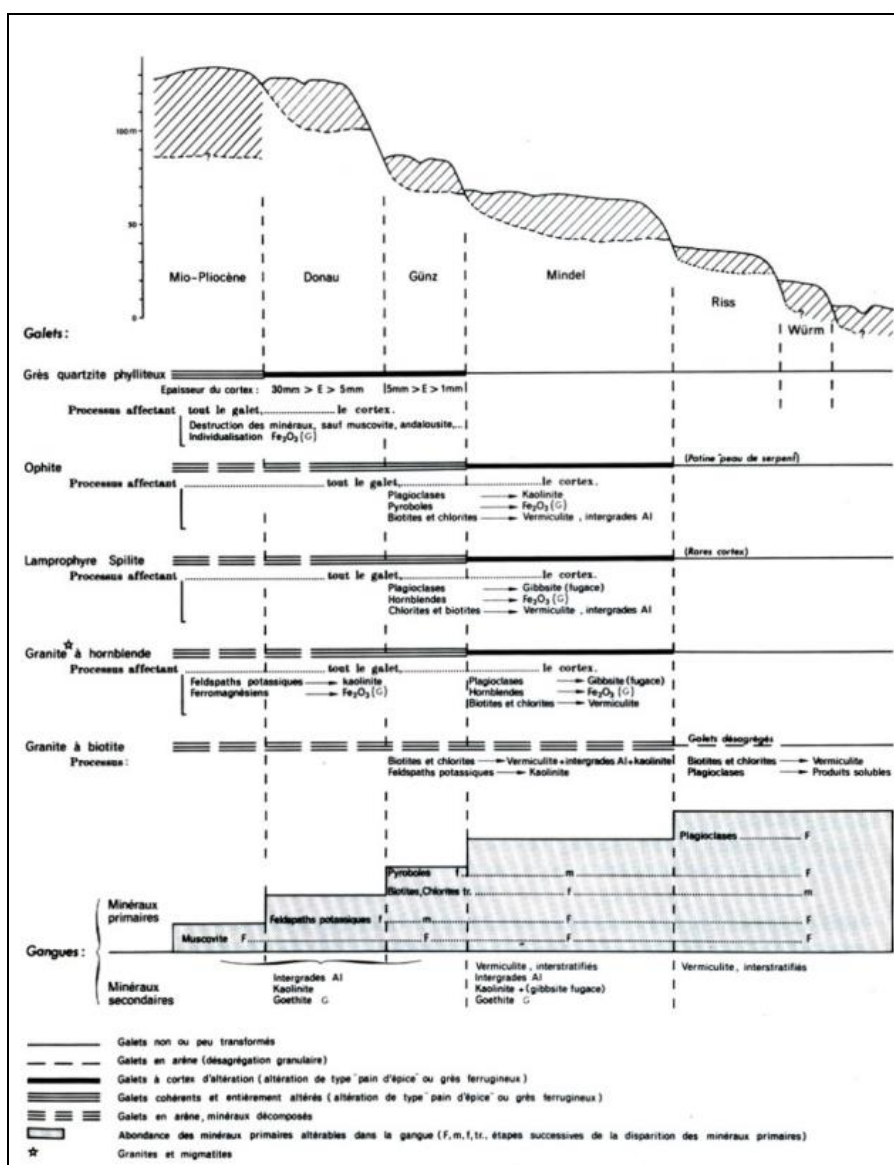


Figure 5.2 : État d'altération des nappes fluvioglaciaires de la Neste. Extrait de Icole (1974)

Ces travaux, initialement menés sur le gave d'Ossau, le gave de Pau, la Garonne-Neste et l'Ariège, ont montré que la coupure Riss-Würm ne se situe pas entre les moraines internes et

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

externes comme l'envisageait Alimen (1964), mais plutôt au sein des moraines externes. En effet, dans son article de 1984, J. Hubschman a montré que les moraines en position externe renferment en réalité deux générations de dépôts caractérisées par des faciès d'altération sensiblement différents (Hubschman, 1984) :

- (i) Les « moraines récentes », qui constituent l'essentiel du volume morainique en position externe, sont assimilées au Würm, car elles présentent un très faible état d'altération. La majorité des galets sont sains et sonnent clair au marteau. Les matrices s'avèrent sableuses et graveleuses, de teinte claire, riches en feldspaths et en micas, mais particulièrement pauvres en vermiculite. Ces moraines récentes sont façonnées en constructions morainiques latérales et frontales excessivement bien préservées, évidentes dans les paysages, et topographiquement raccordées vers l'aval aux basses terrasses du piémont, elles aussi assimilées au Würm.
- (ii) Les « moraines anciennes » se caractérisent en revanche par des matrices relativement fines, de teinte brun-ocre, des fractions argileuses pauvres en feldspaths plagioclases et alcalins, mais riches en vermiculite, et montrant une certaine ouverture des édifices micacés.

Sur ces bases, les attributions chronologiques reportées sur la carte géologique au 1/50 000 de la feuille Oloron-Sainte-Marie peuvent être corrigées de la manière suivante :

- (i) Les nappes faiblement altérées, sableuses ou caillouteuses, associées à des sols bruns, lessivés et acides, initialement attribuées au Riss par Alimen (1964, cas de la terrasse d'Ogeu), sont reclassées dans le Würm, au sens de « dernier cycle glaciaire » (MIS 2 à 5d), tout comme les constructions morainiques auxquelles ces nappes alluviales sont topographiquement raccordées (cas de la moraine frontale de Buzy). L'âge de $18,0 \pm 2,0$ ka obtenu récemment sur le profil vertical de Gurmençon, dans la vallée d'Aspe, confirme cette attribution et indique que la fin de l'aggradation de cette nappe (notée « Fx » sur la carte géologique) correspond au MIS 2 (Nivière et al., 2016).

- (ii) Les terrasses présentant des profils d'altération relativement profonds, de 4 à 5 mètres au moins, sont quant à elles assimilées au Riss, et non au Mindel comme initialement envisagé ; ce terme étant compris comme la « glaciation immédiatement antérieure au dernier cycle glaciaire », autrement dit comme le MIS 6, car, selon Hubschman (1975c), l'état d'altération de cette génération de dépôts (cas de la terrasse à +60 m d'altitude relative à la lande de Hiallères) apparaît suffisamment avancé pour être antérieur à l'Éémien. Faute de données géochronologiques (OSL, ESR ou profil vertical de TCN) directement acquises sur cette génération de terrasse, cette proposition n'a pas pu être vérifiée. Sur le complexe de Buzy-Arudy, Hubschman (1984) n'a pu individualiser les moraines anciennes, à part « quelques erratiques perchés » à proximité de Sainte-Colome.

Au total, en individualisant, sur la base de critères analytiques objectifs, les dépôts contemporains du dernier cycle glaciaire d'une part, et les dépôts contemporains des glaciations antérieures d'autre part, ces différents travaux ont permis de positionner clairement l'emprise LLGM au sein de la vallée d'Ossau (trait noir Fig. 5.1). En revanche, faute d'un gradient d'altération évident entre les moraines récentes en position externe et les moraines internes situées dans les hautes vallées, ces critères analytiques n'ont pas permis de différencier entre eux les dépôts contemporains de la dernière glaciation.

Depuis ce travail précurseur de Hubschman (1984), deux à trois générations de tills préwürmiens (pré-LLGM) ont pu être identifiées sur les marges des moraines externes du domaine pyrénéen (Hétu et Gangloff, 1989, 1992, sur l'Ossau ; Calvet, 1996, 1998, sur les complexes morainiques de Cerdagne et de Capcir, synthèse in Delmas, 2019 et Delmas et al., 2022b). L'emprise spatiale des paléoenglacements contemporains du MIS 6 n'est pas précisément identifiée en vallée d'Ossau, mais plusieurs indices permettent d'envisager des paléoenglacements pré-LLGM sensiblement plus étendus que ceux associés à l'emprise LLGM. Il importe de signaler les placages de moraines dites « anciennes » de Sainte-Colome (Hubschman, 1984), les tills localisés sous la nappe MIS 6 d'Agnos en vallée d'Aspe (Gangloff et al., 1991a), les lutites d'Hiallères qui surmontent la nappe graveuse de « Fw » et jalonnent un paléolac dans la basse vallée d'Ogeu qui serait lié à la présence, dans la vallée d'Aspe, d'une langue de glace dont le front se serait avancé jusque sur le piémont (Gangloff et al., 1991b). Enfin, les tills de Lourau et de la ferme Gaspé, associés à la Formation de Lannemezan (Fig. 5.1) indiquent une glaciation

plus étendue encore au Pléistocène ancien qui s'avère probablement liée au moindre surcreusement des vallées (Hétu & Gangloff, 1989).

5.1.2. L'apport des datations par radiocarbone

À partir des années 1980, les travaux portant sur la chronologie du dernier cycle glaciaire ont mobilisé un nombre croissant de datations par radiocarbone réalisées dans les principales vallées du versant nord des Pyrénées (gave d'Ossau, gave de Pau, Garonne, Ariège). Ces datations proviennent, la plupart du temps, de sondages effectués dans des remplissages lacustres pro- ou juxtaglaciaires, destinés à reconstituer l'histoire de la végétation depuis la fin du dernier Pléniglaciaire (synthèse in Jalut et al., 1992). Parallèlement aux analyses polliniques, les séquences datées par ^{14}C ont fait l'objet d'analyses sédimentologiques qui ont permis de raisonner sur la chronologie des emprises glaciaires LLGM et post-LLGM.

En vallée d'Ossau, le LLGM a été daté pour la première fois à partir du remplissage glaciolacustre de l'ombilic d'Estarrès (sondage de 11,75 m de profondeur, Fig. 5.1 et 5.3). Compte tenu de l'altitude des moraines latérales LLGM en rive droite du complexe de Buzy (~ 610 m) et de leur position 90 m au-dessus du seuil de Louvie-Juzon (520 m), l'ombilic d'Estarrès était nécessairement recouvert par la glace au cours du LLGM et formait une diffluece orientée vers l'est de plus de 4 km de long. Aussi, la datation ^{14}C à $27,1 \pm 1,0$ ka BP (29,747-34,222 ka cal. BP) obtenue dans les rythmites glaciolacustres de la base du sondage indique que, dans ce segment de vallée, l'emprise LLGM apparaît antérieure au GLGM (Andrieu, 1987 ; Jalut et al., 1988 ; Andrieu et al., 1988 ; Fig. 5.3 et Tabl. 5.1). Cette date indique par ailleurs que, vers 29-34 ka cal. BP, le glacier d'Ossau n'occupait plus le lobe d'Estarrès, mais demeurait encore suffisamment épais (au moins 150 m d'épaisseur) pour franchir le seuil de Louvié-Juzon (à 520 m altitude) et alimenter en eaux de fonte le paléolac installé dans l'ombilic d'Estarrès. La présence d'encroutements ferromagnésiens de teinte grise et orange particulièrement nombreux et épais entre 9,81 et 9,69 m de profondeur (toit de l'unité glaciolacustre basale d'Estarrès) conduit les auteurs de cette étude à interpréter la transition entre les argiles glaciolacustres basales et les limons calcaires susjacentes en matière d'abaissement du niveau du paléolac d'Estarrès. Cet abaissement serait lié à un arrêt de l'alimentation juxtaglaciaire en raison d'un retrait du glacier d'Ossau en contrebas du seuil de Louvié-Juzon. Cet évènement a été daté par ^{14}C entre $24,4 \pm 1,0$ ka BP (27,111-31,063 ka cal. BP,

*Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau
et implications paléoclimatiques*

âge obtenu au sommet des rythmites glaciolacustres de la base du sondage) et $18,9 \pm 1,0$ ka BP (22,168-23,792 ka cal. BP, âge obtenu à la base des limons lacustres calcaires d'origine locale). Il serait donc contemporain du GLGM et aurait réduit le glacier d'Ossau à une épaisseur inférieure à 120 m dans le bassin d'Arudy.

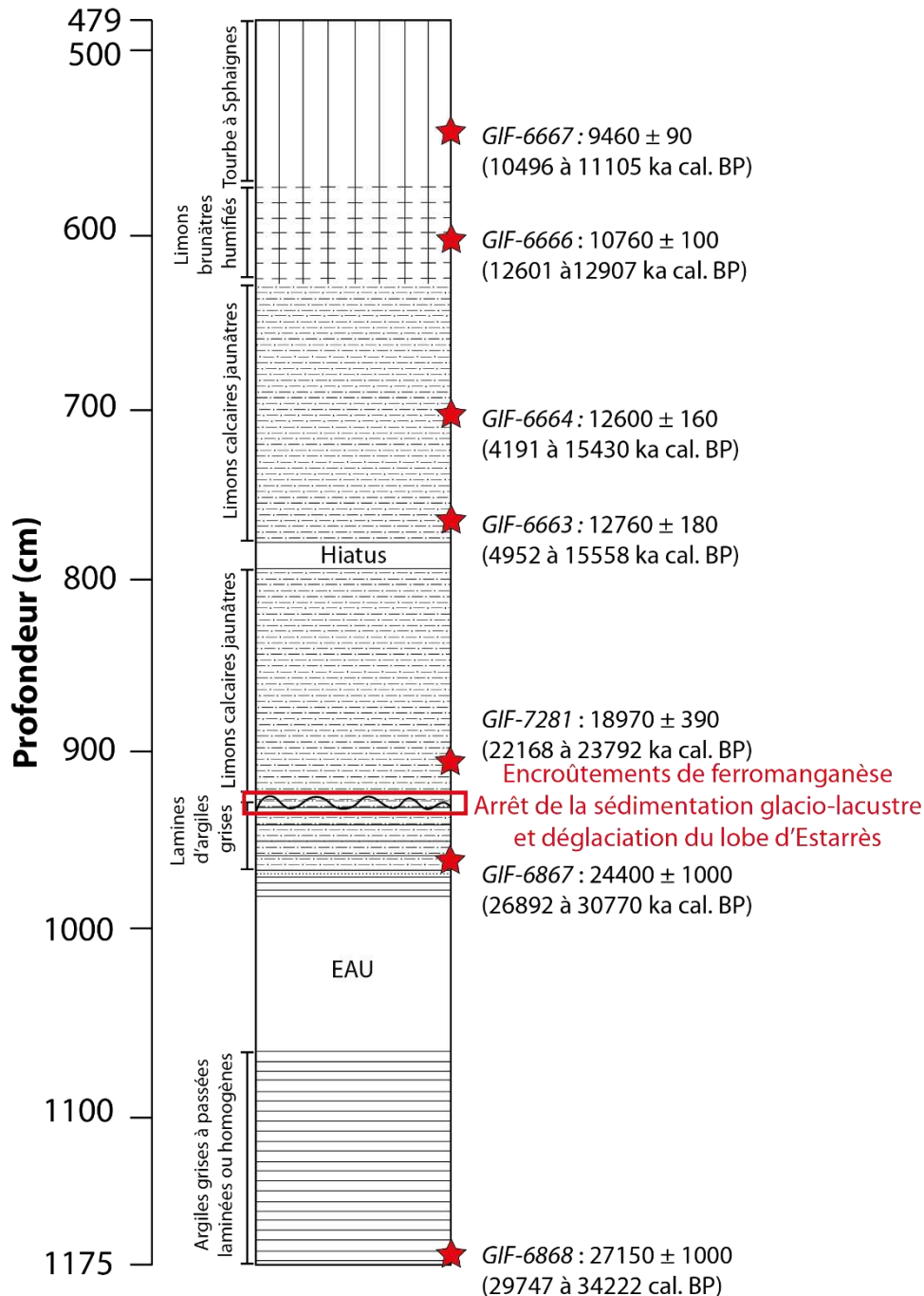


Figure 5.3 : Stratigraphie de la séquence de la tourbière de l'Estarrès (d'après Jalut et al., 1988). Les âges ont été recalibrés dans le cadre de cette thèse sur la base IntCal 20 (Reimer et al., 2020) avec l'application Calib 8.20 (Stuiver et al., 2006). Ils sont exprimés en ka cal. BP afin de disposer de valeurs directement comparables au calendrier North GRIP INTIMATE (donné en b2 ka). Les âges sont communiqués avec 2 sigma de probabilité (= 95,4 %).

Plus en amont, le paléolac d'obturation de Castet (Fig. 5.1) est situé en position juxtaglaciaire par rapport au glacier d'Ossau et en position proglaciaire par rapport au glacier local du Jaout. Au LLGM, le glacier local du Jaout conflue avec le glacier principal engagé dans la vallée d'Ossau, comme le montre le positionnement de ses moraines latérales. Les âges ^{14}C de la séquence de Castet rejoignent ceux obtenus à Estarrès. En effet, la datation ^{14}C effectuée dans les rythmites glaciolacustres basales indique une emprise LLGM antérieure à $25,0 \pm 0,8$ ka BP (27,750-30,812 ka cal. BP, Tabl. 5.1). Par ailleurs, à cette date, la charge sédimentaire considérablement réduite des tributaires du lac de Castet témoigne de l'éloignement du glacier local du Jaout comme de la langue principale de la vallée d'Ossau (Jalut et al., 1988 ; Andrieu et al. 1988).

Tableau 5.I : Datations ^{14}C obtenues dans les séquences d'Estarrès (376 m) et de Castet (850 m) (d'après Jalut et al., 1988)

Site	Profondeur (cm)	Matériaux	Âges ^{14}C (a ^{14}C BP)	Âges ^{14}C calibrés ¹ (ka cal. BP)	Références
<i>Estarrès</i>	97-100	Tourbe à sphaignes	2 060 ± 70	1 827-2 157	GIF-7074
	152-154	Tourbe à sphaignes	3 680 ± 90	3 821-4 292	GIF-7225
	179-181	Tourbe à sphaignes	4 000 ± 70	4 243-4 649	GIF-7073
	199-201	Tourbe à sphaignes	4 310 ± 70	4 795-5 054	GIF-7072
	224-226	Tourbe à sphaignes	4 860 ± 70	5 458-5 746	GIF-7071
	369-370	Tourbe à sphaignes	5 750 ± 100	6 385-6 747	GIF-7070
	388-391	Tourbe à sphaignes	7 090 ± 120	7 680-8 054	GIF-7069
	418-420	Tourbe à sphaignes	7 470 ± 80	8 163-8 414	GIF-7068
	548-549,5	Tourbe à sphaignes	9 460 ± 90	10 496-11 105	GIF-6667
	605-608	Limons	10 760 ± 100	12 601-12 907	GIF-6666
	627-631	Limons calcaires	11 500 ± 100	13 174-13 511	GIF-6665
	708-712	Limons calcaires	12 600 ± 160	14 191-15 430	GIF-6664
	768-773	Limons calcaires	12 760 ± 180	14 952-15 558	GIF-6663
	790-795	Limons calcaires	14 700 ± 160	17 453-18 257	GIF-6662
	825-831	Limons calcaires	16 030 ± 180	18 921-19 656	GIF-6661
	891-895	Limons calcaires	17 150 ± 250	20 088-21 403	GIF-6660
964-970	Limons calcaires	18 970 ± 390	22 168-23 792	GIF-7281	
972-978	Rythmites glaciolacustres	24 400 ± 1 000	27 111-31 063	GIF-687	
1 164-1 174	Rythmites glaciolacustres	27 150 ± 1 000	29 747-34 222	GIF-6868	
<i>Castet</i>	148-154	Tourbe	7 300 ± 80	8 240-8 322	GIF-7077
	170-176	Tourbe	6 900 ± 110	7 470-7 855	GIF-7076
	192-198	Tourbe	9 400 ± 140	10 257-11 095	GIF-7075
	398-406	Diamicton	25 000 ± 780	27 750-30 812	GIF-7536

¹Les âges ont été recalibrés dans le cadre de cette thèse sur la base IntCal 20 (Reimer et al., 2020) avec l'application Calib 8.20 (Stuiver et al., 2006). Ils sont exprimés en ka cal. BP afin de disposer de valeurs directement comparables au calendrier North GRIP INTIMATE (donné en b2 ka). Les âges sont communiqués avec 2 sigma de probabilité (= 95,4 %).

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

Récemment, les séquences archéologiques situées sur les marges du bassin d'Arudy ont fait l'objet d'un grand nombre de datations ^{14}C (Pétillon et al., 2015, Tabl. 5.2 et Fig. 5.1). Dans ce corpus de données, la séquence magdalénienne de Laa 2 (entrée de la grotte à 457 m d'altitude) apparaît particulièrement intéressante pour notre propos, car elle se situe dans l'emprise spatiale du glacier LLGM, une centaine de mètres en contrebas des obturations de Jugist (550 m) et du Zoom (615 m, Fig. 5.4). Or, la séquence de Laa 2 a livré à sa base (couche C5 du sondage 4) trois âges ^{14}C sur os à $16,070 \pm 0,075$ ka BP ($19,176$ - $19,557$ ka cal. BP), $16,380 \pm 0,080$ ka BP ($19,543$ - $19,977$ ka cal. BP) et $16,555 \pm 0,075$ ka BP ($19,815$ - $20,254$ ka cal. BP) qui indiquent une occupation précoce, dès le Magdalénien ancien, des marges du bassin d'Arudy (Pétillon et al., 2017).

Quatre autres sites archéologiques également localisés dans l'emprise spatiale du LLGM ont livré des âges ^{14}C rejoignant la thèse d'une déglaciation précoce des marges immédiates du bassin d'Arudy. Le site de Poeymaü (entrée à 500 m d'altitude) a livré un âge ^{14}C à $14,685 \pm 0,065$ ka BP ($17,816$ - $18,201$ ka cal. BP) au sein de la couche « B1 ». Le site d'Espalungue (entrée à 460 m d'altitude) a fourni un âge ^{14}C de $14,145 \pm 0,065$ ka BP ($17,049$ - $17,373$ ka cal. BP) au sein de la couche 1. Le site de Bignalats (entrée à 405 m d'altitude) a obtenu un âge ^{14}C de $14,635 \pm 0,070$ ka BP ($17,703$ - $18,194$ ka cal. BP) au sein de la couche « njsb ». Enfin, le site de Tastet-Sainte-Colome (entrée à 512 m d'altitude) a livré un âge ^{14}C à $15,800 \pm 0,090$ ka BP ($18,871$ - $19,328$ ka cal. BP) au sein de la couche « B » (dépôts cryoclastiques) qui surmonte les dépôts morainiques de la base du remplissage (couche « A »).

Tableau 5.2 : Datations ^{14}C obtenues dans les sites d'occupations paléolithiques du bassin d'Arudy (d'après Pétillon et al., 2015)

Site	Matériaux	Âges ^{14}C (a ^{14}C BP)	Âges ^{14}C calibrés ¹ (ka cal. BP)	Références
Malarode 1	Os	$13\,585 \pm 60$	16 211-16 607	Mal_6b_Ran
Malarode 1	Os	$13\,595 \pm 60$	16 225-16 621	Mal_6b_Cap
Malarode 1	Os	$13\,620 \pm 320$	15 566-17 361	Mal_6b_class
Malarode 1	Os	$12\,420 \pm 280$	13 787-15 498	Mal_6c_class
Laa 2	Dent	$13\,370 \pm 70$	15 851-16 306	Laa2_4003_Ran
Laa 2	Os	$13\,550 \pm 60$	15 845-16 262	Laa2_4008_Ran
Laa 2	Os	$12\,552 \pm 83$	14 775-15 174	Laa2_4008_Cer
Laa 2	Os	$13\,665 \pm 60$	16 305-16 752	Laa2_4010_Cap
Laa 2	Os	$14\,252 \pm 94$	17 058-17 560	Laa2_4010_Equ
Laa 2	Os	$14\,570 \pm 65$	17 467-18 091	Laa2_4011_Cer
Laa 2	Os	Non daté	Non daté	Laa2_4012_Cap3
Laa 2	Os	$16\,070 \pm 75$	19 176-19 557	Laa2_4012_Cap1
Laa 2	Os	$16\,380 \pm 80$	19 543-19 977	Laa2_4012_Cap2
Laa 2	Os	$16\,555 \pm 75$	19 815-20 254	Laa2_4013_Equ
Poeymaü	Bois de cerf	$13\,915 \pm 65$	16 655-17 074	Poey_BI_waste
Poeymaü	Os	$14\,685 \pm 65$	17 816-18 201	Poey_BI_Equ
Poeymaü	Os	$12\,000 \pm 250$	13 395-14 854	Poey_BI_class

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

Espalungue	Os	12 490 ± 60	14 315-14 752	Espal_1_Ran
Espalungue	Os	14 145 ± 65	17 049-17 373	Espal_1_class
Espalungue	Os	12 970 ± 160	15 072-15 992	Espal_1_class
Espalungue	Dent	12 605 ± 55	14 821-15 209	Espal_2_Cer
Espalungue	Bois de cerf	Non daté	Non daté	Espal_LA1
Espalungue	Bois de cerf	Non daté	Non daté	Espal_LA2
Espalungue	Bois de cerf	13 120 ± 55	15 558-15 932	Espal_Harp
Espalungue	Bois de cerf	13 630 ± 60	16 266-16 675	Espal_fork
Bignalats	Os	12 700 ± 55	14 973-15 301	Bign_cbgni_Ran
Bignalats	Os	13 700 ± 200	15 959-17 111	Bign_jsb_class
Bignalats	Bois de cerf	12 100 ± 180	13 589-14 617	Bign_njsb_waste
Bignalats	Os	14 635 ± 70	17 703-18 194	Bign_njsb_class
Bignalats	Os	12 300 ± 180	13 804-15 020	Bign_nsbh_class
Saint-Michel	Bois de cerf	11 965 ± 55	13 748-14 036	StM_harp
Saint-Michel	Bois de cerf	13 155 ± 75	15 559-16 022	StM_spearthr
Saint-Michel	Bois de cerf	13 760 ± 65	16 437-16 949	StM_pt
Tastet	Os	14 270 ± 80	17 075-17 556	Tastet_205_Ran
Tastet	Os	15 800 ± 90	18 871-19 328	Tastet_207_Cer
Tastet	Os	13 930 ± 70	16 641-17 097	Tastet_305_Equ

¹Les âges ont été recalibrés dans le cadre de cette thèse sur la base IntCal 20 (Reimer et al., 2020) avec l'application Calib 8.20 (Stuiver et al., 2006). Ils sont exprimés en ka cal. BP afin de disposer de valeurs directement comparables au calendrier North GRIP INTIMATE (donné en b2 ka). Les âges sont fournis avec 2 sigma de probabilité (= 95,4 %).

5.2. De la cartographie des séquences de dépôts à la définition des stades d'englacement

Les grandes lignes de la cartographie des dépôts de marge glaciaire étant établies depuis plusieurs décennies (cf. section 5.1), les relevés de terrain réalisés dans le cadre de ce travail ainsi que l'analyse du MNT Lidar de l'IGN (5 m) ont permis de préciser l'agencement des dépôts de marge glaciaire du glacier d'Ossau et, sur ces bases, de reconstituer l'emprise spatiale de trois stades d'englacement : le premier, contemporain de l'emprise pré-LLGM ; le deuxième, contemporain de l'emprise LLGM ; et le dernier, postérieur au LLGM.

5.2.1. L'emprise pré-LLGM

Le pré-LLGM est jalonné par un seul bloc erratique (étoile violette sur la Fig. 5.4 ; Fig 5.10) situé quelques centaines de mètres en aval des moraines latérales de Buzy et entre les deux principaux lobes formés par les cordons de ce complexe morainique. Le plan (noté « Fx » sur la carte géologique au 1/50 000 ; Fig 5.1) sur lequel est positionné le bloc ne peut représenter au mieux qu'un équivalent de la nappe « Fw » compte tenu de son étagement 70 m au-dessus de la nappe d'Ogeu.

5.2.2. L'emprise LLGM

Le LLGM est jalonné en position frontale par le complexe morainique de Buzy (~ 400 m) qui est constitué d'une douzaine de cordons morainiques de quelques dizaines de mètres de hauteur mis en place au cours de fluctuations locales du front glaciaire dans le bassin d'Arudy (lignes marron sur la Fig. 5.4) :

- (i) en rive droite, ces cordons multiples sont raccordés à une seule et unique moraine latérale présente de manière continue jusqu'au lobe de diffluence de Sévignacq. Compte tenu de l'altitude de cette moraine latérale (~ 600 m), la glace était suffisamment épaisse (~ 150 m) pour former un lobe de diffluence dans la dépression d'Estarrès ;
- (ii) en rive gauche, l'emprise LLGM est associée à des moraines latérales situées vers 550 m d'altitude ; celles-ci soulignent les contours d'un lobe de glace localisé dans l'axe de l'actuelle vallée d'Ossau et dont le front n'est pas précisément connu et conservé.

Plus en amont, plusieurs dépôts permettent de prolonger les contours de ce paléoenglacement :

- (i) En rive gauche, les obturations de Jugist (550 m) et du Zoum (615 m) permettent de définir les marges de ce paléoenglacement jusqu'à la cluse qui ferme le bassin d'Arudy, et, plus en amont encore, jusqu'au vallon de Bilhères. Dans ce vallon, les moraines les plus externes et l'obturation latérale associée se situent à 960 m d'altitude. Sur ces bases, l'épaisseur minimale du glacier d'Ossau dans ce secteur de vallée était de l'ordre de 500 m au cours de l'emprise LLGM. À ce stade, les glaciers locaux issus du pic de l'Ourlène ne confluaient pas avec la langue de glace principale engagée dans la vallée d'Ossau (Fig. 5.4 et 5.5).

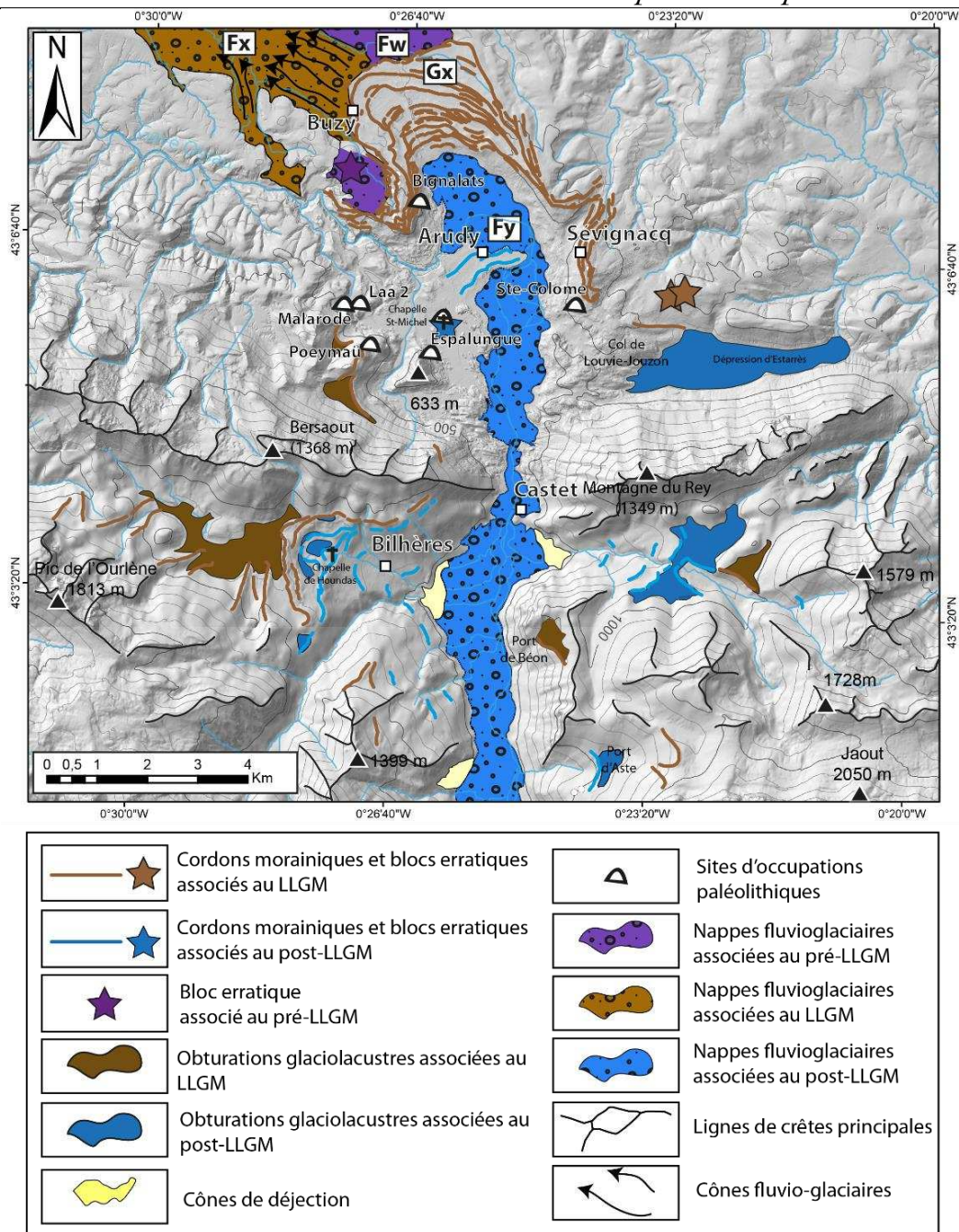


Figure 5.4 : Dépôts de marge glaciaire du complexe glaciaire de la basse vallée d'Ossau

- (ii) En rive droite, l'obturation et la moraine latérale à 940 m montrent que le glacier local du Jaout ne conflue plus avec le glacier principal de l'Ossau dans le vallon de Castet au stade post-LLGM (une centaine de mètres sépare la moraine frontale conservée du Jaout de celle de la diffluence de l'Ossau).
- (iii) Toujours en rive droite, mais plus en amont dans l'axe de la vallée de l'Ossau, la moraine latérale située à 995-1 000 m d'altitude au niveau de l'obturation du

port de Béon et celle qui ferme l'obturation du Port d'Aste à 1 040 m jalonnent la marge latérale droite du glacier principal respectivement aux stades LLGM et post-LLGM. Les deux moraines latérales qui dominent le Port d'Aste à 1 400 m appartiennent probablement à des diffluences du glacier local du Jaout.



Figure 5.5 : Les moraines latérales LLGM du complexe morainique de Bilhères. La moraine au premier plan est issue de la diffluence du glacier d'Ossau dans le vallon de Bilhères. Les deux moraines latérales présentes en arrière-plan émanent d'un petit glacier local issu du massif du Mailh Massibé (langue du vallon de Gergou-Baith-Escure). Cliché Marc Calvet, octobre 2018.

5.2.3. L'emprise post-LLGM

Plusieurs jalons morainiques et obturations latérales permettent de reconstituer l'emprise spatiale d'un stade d'englacement sensiblement en retrait par rapport à l'emprise LLGM (lignes bleues sur la Fig. 5.4). Ce stade d'englacement est jalonné en position frontale par une moraine particulièrement dégradée qui porte le village d'Arudy et qui est située à 415 m d'altitude (~ 2,3 km de retrait par rapport au LLGM). Faute de moraine latérale associée à ce stade d'englacement dans le bassin d'Arudy, il s'avère difficile de reconstituer son épaisseur et donc de caractériser le lien stratigraphique entre ce premier stade de retrait post-LLGM et les fluctuations du glacier d'Ossau identifiées à partir des âges ^{14}C du remplissage d'Estarrès. Ce

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

point est précisé ultérieurement dans le présent chapitre grâce à l'utilisation d'un modèle d'écoulement de la glace (cf. section 5.3.1.2).

En amont des cluses, plusieurs dépôts permettent de prolonger les contours de ce stade d'englacement :

- (i) En rive gauche, il est jalonné par un replat d'obturation et un cordon morainique excessivement bien préservé vers 830 m d'altitude (chapelle de Houndas). Cela montre qu'à ce stade, l'épaisseur du glacier d'Ossau était au minimum de l'ordre de 450 m, soit une centaine de mètres de moins que lors de l'emprise LLGM.
- (ii) En rive droite, le stade post-LLGM est jalonné par l'obturation de Castet (840 m). Sur les marges de cette obturation, les moraines frontales du glacier local du Jaout sont situées entre 960 et 860 m d'altitude et montrent que ce dernier ne confluaient plus avec le glacier d'Ossau.
- (iii) Toujours en rive droite de la vallée d'Ossau, 4 km plus en amont, l'obturation et la moraine latérale située au niveau du Port d'Aste vers 1 050 m d'altitude jalonnent la marge latérale droite du glacier principal dont l'épaisseur atteignait alors 560 m.

5.3. Modélisations paléoglacielogiques et paléoclimatiques

L'ensemble des données paléoglacielogiques (LEG : ligne d'équilibre glaciaire, et GMG : gradient de masse glaciaire) et paléoclimatiques (ΔT et ΔP : dégradation des températures et des précipitations par rapport à l'actuel) présentées dans cette section ont été obtenues à partir de deux outils :

- (i) La *GlaRe toolbox* développée par Pellitero et al. (2016) permet de modéliser le profil épaisseur et la surface 3-D des stades d'englacement (Fig. 5.6 et 5.7). Compte tenu des contraintes méthodologiques liées à la morphologie complexe des stades d'englacement étudiés, les modélisations ont été réalisées selon une valeur standard de contrainte de cisaillement de 100 kPa (Patterson, 1994). Cet outil permet par ailleurs de reconstituer la LEG à partir de la méthode AABR (Pellitero et al., 2015) (Section 2.2.2).

- (ii) L'application MATLAB développée par Harper et Humphrey (2003) permet quant à elle de reconstituer la surface 3-D des paléoenglacements et de contraindre les données paléoglacilogiques (LEG et MBG) et paléoclimatiques (ΔT et ΔP) à partir d'un modèle d'écoulement de la glace couplé à un modèle de bilan de masse. Cependant, compte tenu des contraintes méthodologiques liées au fonctionnement de cette application (cf. section 5.5 pour plus de détails sur le fonctionnement de l'application de Harper et Humphrey) et de la morphologie relativement complexe des stades LLGM et post-LLGM (glaciers de vallée composites), les données paléoclimatiques et paléoglacilogiques présentées dans ce chapitre sont assorties de marges d'erreur particulièrement larges (Tabl. 5.3 et Fig. 5.8).

5.3.1. Reconstitution des profils épaisseur, surfaces 3-D et LEG (méthode AABR)

5.3.1.1. Situation au cours du stade LLGM

Le profil épaisseur et la surface 3-D du stade LLGM ont été modélisés après ajustement du modèle d'écoulement de la glace aux cordons les plus externes du complexe morainique frontal de Buzy. Sur ces bases, la surface 3-D modélisée reproduit correctement la forme des lobes de diffluence d'Estarrès et de Sévignacq au droit desquels le modèle reconstitue un glacier respectivement de 130 et 85 m d'épaisseur (Fig. 5.6 et 5.7). À ce stade, les sites de Laa 2 (457 m d'altitude), Tastet-Sainte-Colome (512 m), Poeymaü (500 m), Espalungue (460 m) et Bignalats (405 m) étaient entièrement recouverts par la glace. En amont des cluses, la surface 3-D s'ajuste parfaitement aux moraines et obturations latérales les plus externes des vallons de Bilhères et de Castet, ainsi qu'à celles des Ports de Béon et d'Aste. Au total, le glacier d'Ossau atteignait une longueur de 44,3 km, une surface d'environ 320 km² et une LEG de 1 543 m \pm 100 m.

5.3.1.2. Situation au cours du stade post-LLGM

Le profil épaisseur et la surface 3-D du stade post-LLGM ont été modélisés après ajustement du modèle d'écoulement de la glace aux moraines et obturations latérales les plus internes des vallons de Castet et de Bilhères. Sur ces bases, la surface 3-D modélisée s'ajuste parfaitement à la moraine frontale dégradée qui porte le village d'Arudy à 415 m d'altitude (Fig. 5.6 et 5.7). Dès lors, le site de Laa 2, déglacé, se situait à une distance de 1,2 km des marges

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

du glacier d'Ossau. De même, le site de Tastet-Sainte-Colome était localisé à l'extérieur de la marge glaciaire qui se tenait une cinquantaine de mètres en contrebas de la grotte. En revanche, la grotte de Saint-Michel (450 m d'altitude) demeurait encore sous la glace. Plus en amont, le glacier était cantonné en contrebas du seuil de Louvié-Juzon (marge glaciaire vers 470 m, col à 520 m) et, par conséquent, n'alimentait plus en eaux de fonte le paléolac installé dans l'ombilic d'Estarrès. Au total, à ce stade d'englacement, le glacier d'Ossau atteignait une longueur de 42 km, une surface d'environ 270 km² et une LEG de $1\,664 \pm 100$ m.

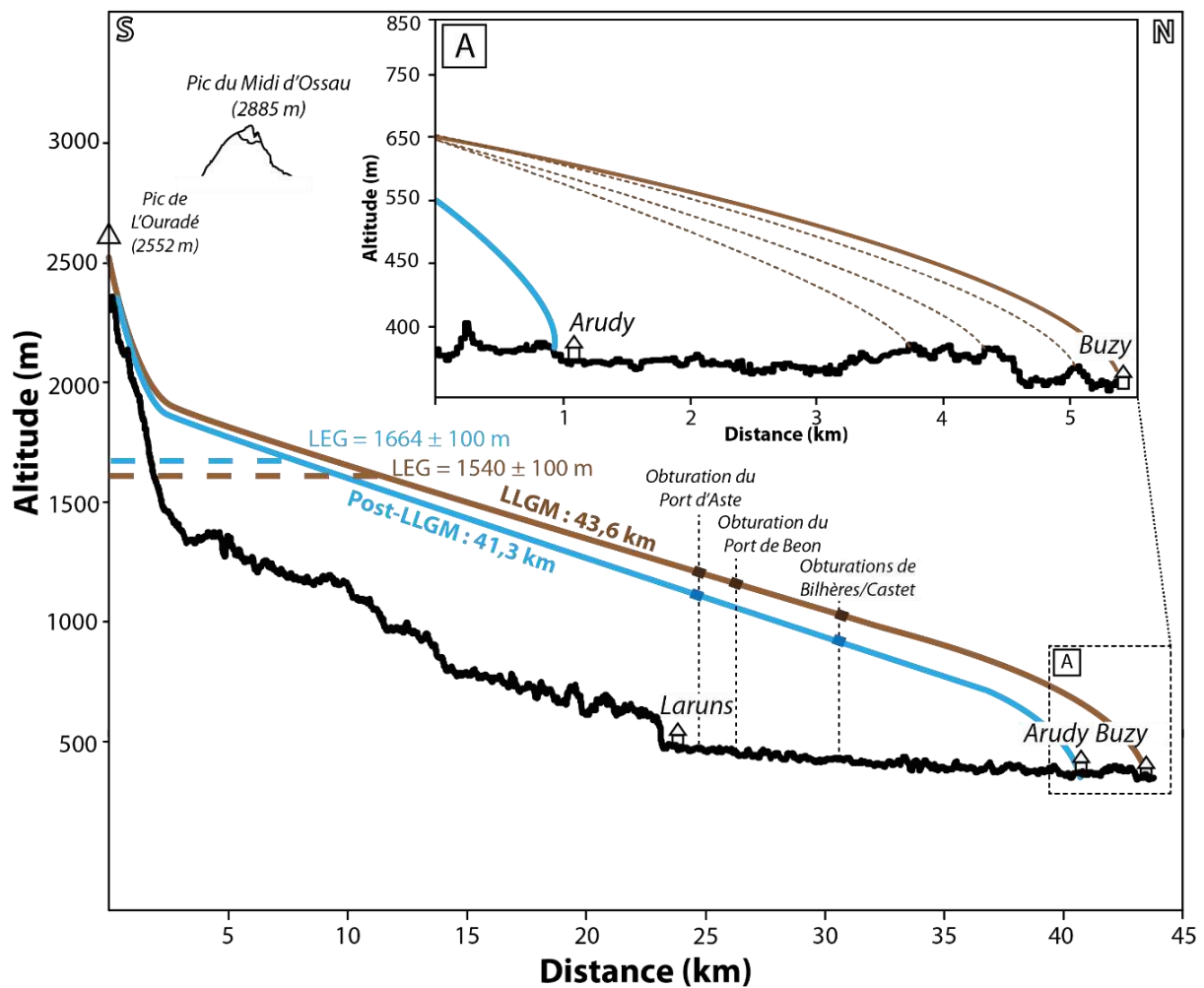


Figure 5.6 : Profils d'épaisseur pour le glacier du LLGM et post-LLGM modélisés dans l'axe de la vallée d'Ossau avec l'application *GlaRe ArcGIS™ toolbox*. (A) Zoom sur le complexe morainique frontal de Buzy. Les valeurs de LEG sont données selon la méthode AABR ($1,59 \pm 0,6$).

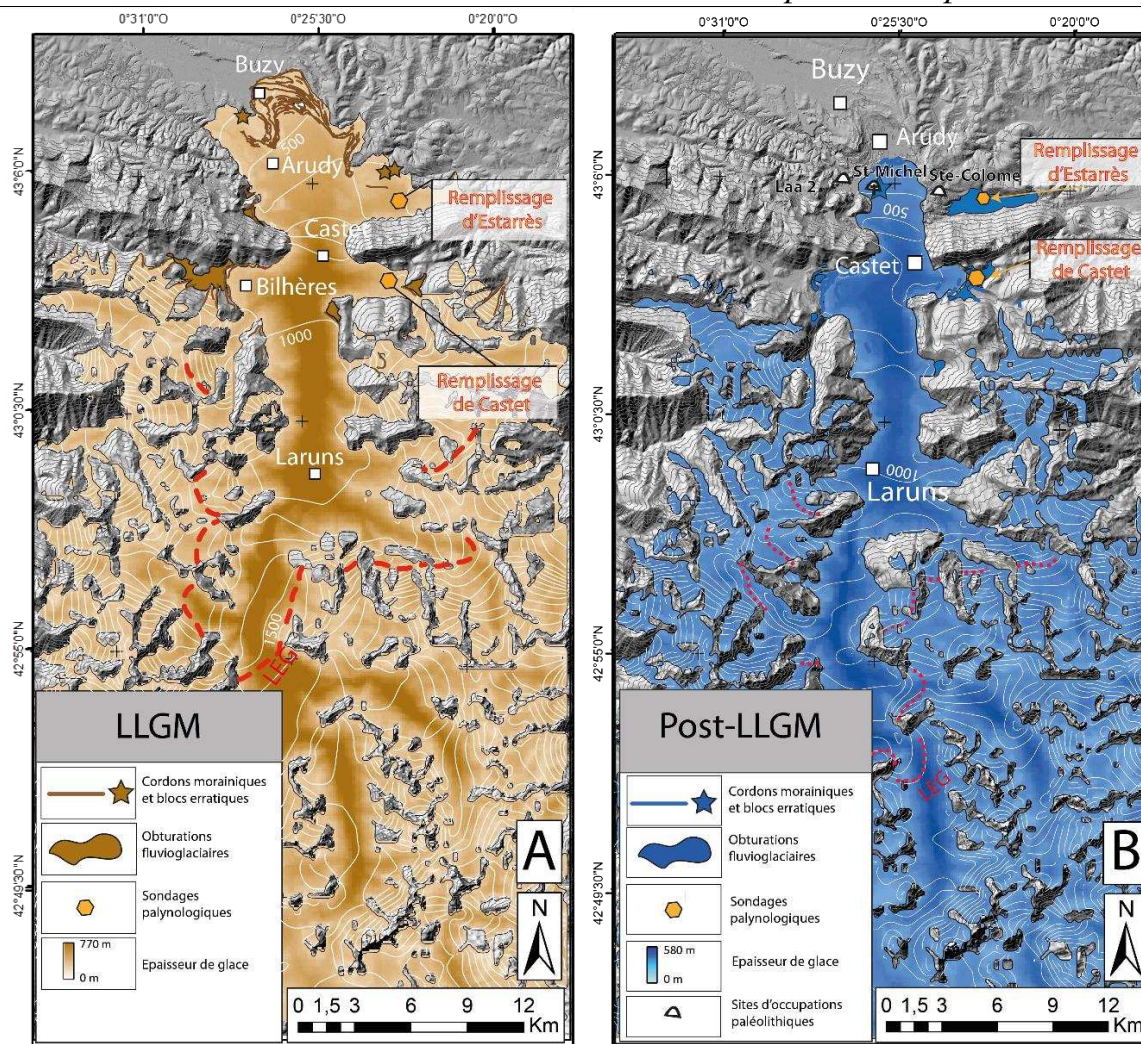


Figure 5.7 : Modélisation de la surface 3-D obtenue avec l'application de Harper et Humphrey. (A) Stade d'englacement LLGM. (B) Stade d'englacement post-LLGM. L'altitude de la LEG est déterminée selon la méthode AABR (Pellitero et al., 2015).

5.3.2. Résultats des modélisations paléoclimatiques pour les stades LLGM et post-LLGM

Le tableau 5.3 et la figure 5.8 synthétisent les données paléoglacilogiques (LEG et GMG) et paléoclimatiques (ΔT et ΔP). Bien que les données paléoglacilogiques et paléoclimatiques n'aient pas été contraintes avec précision, les résultats obtenus montrent une très légère amélioration des conditions climatiques de températures ou de précipitations (et parfois les deux) entre ces deux stades d'englacement.

Tableau 5.3 : Synthèse des reconstitutions glaciologiques et paléoclimatiques dans la vallée de l'Ossau

Stade	LEG AABR ($1,59 \pm 0,6$) (m) (Pellitero et al., 2015)	LEG (m) (Harper et Humphrey, 2003)	GMG (m/a/100 m) (Harper et Humphrey, 2003)	ΔT ($\pm 0,5$ °C) (Harper et Humphrey, 2003)	ΔP (%) (Harper et Humphrey, 2003)
LLGM	$1\ 543 \pm 100$	1 432 à 1 604	$0,22 \pm 0,03$ à $0,83 \pm 0,10$	-14 à -5	$-98 \pm 0,06$ à $+100 \pm 0,25$
Post-LLGM	$1\ 664 \pm 100$	1 483 à 1 722	$0,20 \pm 0,03$ à $0,77 \pm 0,09$	-14 à -4	$-97 \pm 0,07$ à $+100 \pm 0,33$

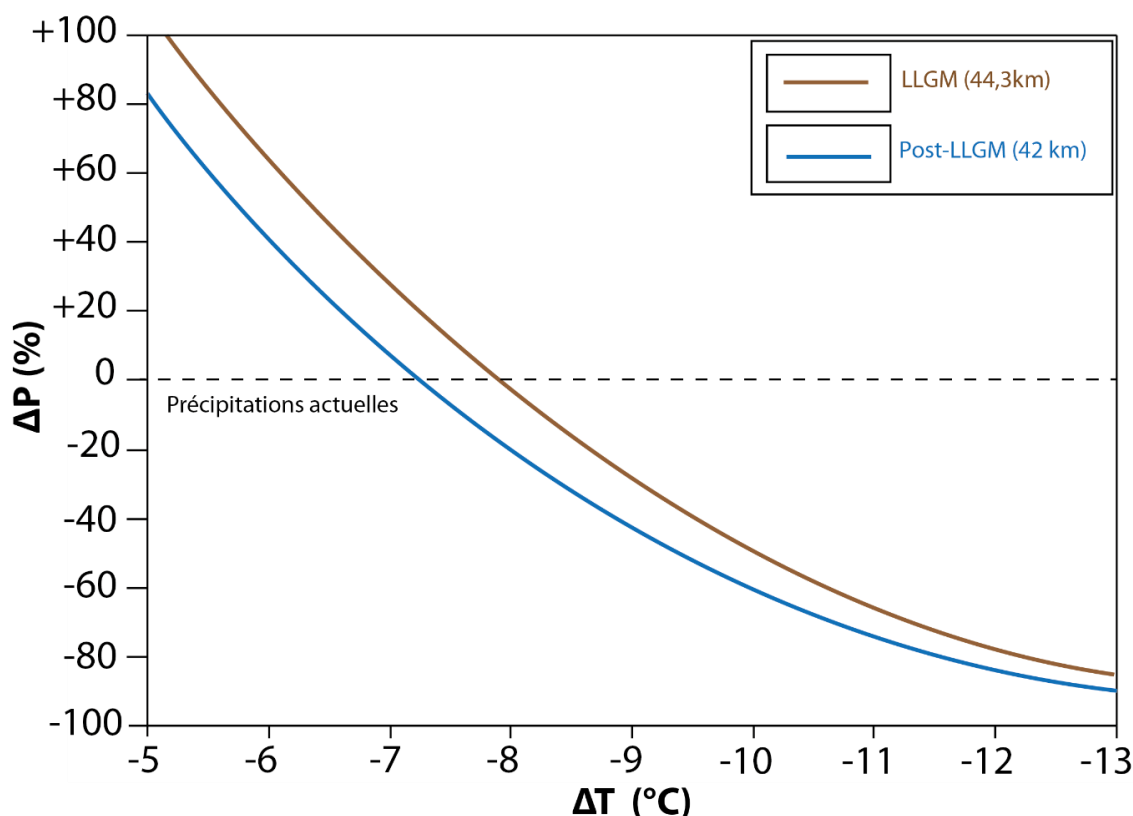


Figure 5.8 : Courbes précipitations-températures nécessaires pour modéliser les stades d'englacement identifiés dans la vallée d'Ossau

5.4. Chronologie des stades d'englacement par mesure du ^{10}Be et ^{36}Cl produits *in situ*

La séquence de dépôts glaciaires de la vallée d'Ossau a fait l'objet de 36 prélèvements sur des blocs erratiques associés à des constructions morainiques répartis sur quinze sites d'échantillonnage afin de couvrir la chronologie des stades d'englacement du LLGM et post-LLGM préalablement définis (Tabl. 5.4 et Fig. 5.9). Nous avons privilégié les blocs de grande taille (2 à 5 m de grand axe), de forme arrondie, émoussée et peu écaillée en surface afin d'éviter à la

*Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau
et implications paléoclimatiques*

fois (i) les risques de vieillissement par héritage d'exposition et (ii) les risques de rajeunissement par déchaussement, basculement ou dégradation superficielle des blocs échantillonnés (cf. section 2.6.3.4.). Compte tenu de la faible altitude des dépôts (< 1 020 m), nous considérons un facteur d'écrantage neigeux égal à 0 pour l'ensemble des échantillons.

Tableau 5.4 : Localisation des échantillons ^{10}Be et ^{36}Cl réalisés dans la vallée d'Ossau

Stade d'englacement	Nucléide cosmogénique	Secteur	Échantillon	Lithologie	Latitude ¹ (DD)	Longitude ¹ (DD)	Altitude (m)
Pré-LLGM	^{36}Cl	A5	OSS19-07	Dacite	43,1225	-0,4592	440
LLGM	^{10}Be	A4	OSS18-01	Granite	43,1291	-0,4424	440
	^{36}Cl		OSS18-02-Bis	Dacite	43,1292	-0,4407	450
	^{36}Cl	A3	OSS18-03-Bis	Dacite	43,1286	-0,4321	470
	^{10}Be		OSS18-04	Granite	43,1278	-0,4308	480
	^{10}Be	B1	OSS18-05	Granite	43,1331	-0,4278	480
	^{10}Be		OSS18-06	Granite	43,1322	-0,4296	470
	^{10}Be	A1	OSS18-07	Granite	43,1335	-0,4258	470
	^{10}Be		OSS18-08	Granite	43,1342	-0,4247	480
	^{10}Be		OSS18-09	Granite	43,1339	-0,4250	480
	^{10}Be	C1	OSS18-10	Grès	43,0681	-0,4626	940
	^{10}Be		OSS18-11	Grès	43,068	-0,4625	940
	^{36}Cl		OSS18-12-Bis	Dacite	43,0684	-0,4595	930
	^{10}Be	E	OSS19-01	Grès	43,0470	-0,4070	1 020
	^{36}Cl	B2	OSS19-03	Dacite	43,1047	-0,3865	480
	^{36}Cl		OSS19-04	Dacite	43,1059	-0,3850	530
	^{36}Cl	B1	OSS19-05	Dacite	43,1106	-0,4070	580
	^{10}Be		OSS19-06	Granite	43,1088	-0,4052	600
	^{36}Cl	A6	OSS19-08	Dacite	43,1223	-0,4472	480
	^{10}Be		OSS19-09	Granite	43,1211	-0,4471	500
	^{10}Be		OSS19-10	Granite	43,1197	-0,4484	500
^{10}Be	OSS19-11		Granite	43,1194	-0,4490	500	
^{10}Be	A7	OSS19-12	Granite	43,1446	-0,5989	520	
^{36}Cl		OSS19-13	Dacite	43,1166	-0,4473	530	
^{10}Be		OSS19-14	Granite	43,1157	-0,4474	520	
Post-LLGM	^{10}Be	C2	OSS18-13	Grès	43,0648	-0,4608	840
	^{10}Be		OSS18-14	Poudingue	43,0651	-0,4594	850
	^{10}Be		OSS18-15	Granite	43,0611	-0,4620	850
	^{36}Cl	B4	OSS18-16-Bis	Dacite	43,1016	-0,4322	460
	^{36}Cl		OSS18-17-Bis	Dacite	43,1016	-0,4322	460
	^{10}Be	D	OSS18-18	Granite	43,0595	-0,3886	870
	^{10}Be		OSS18-19	Grès	43,0603	-0,3874	870
	^{36}Cl		OSS18-20-Bis	Dacite	43,0604	-0,3870	870
	^{10}Be	B3	OSS19-02	Granite	43,1027	-0,4093	500
	^{10}Be	F	OSS19-15	Granite	43,0269	-0,4021	1 010
^{36}Cl	OSS19-16		Dacite	43,0264	-0,4036	1 000	

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

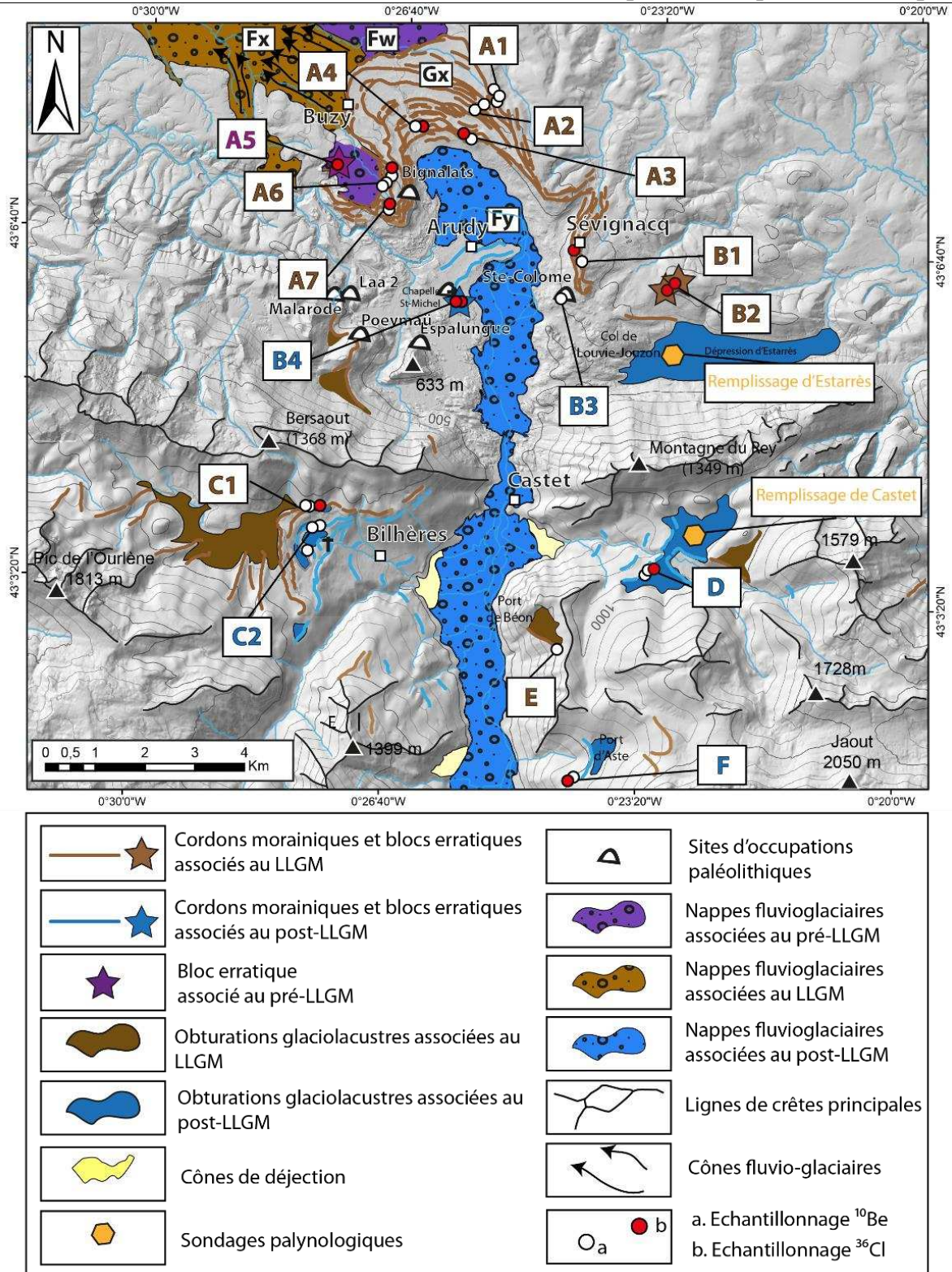


Figure 5.9 : Carte de localisation des sites d'échantillonnage en vue de datations par nucléides ^{10}Be et ^{36}Cl dans la vallée d'Ossau

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

Lors de la première campagne d'échantillonnage réalisée en 2018, des blocs erratiques de granite (n = 9), de grès (n = 4), de poudingue (n = 1) et de dacite (n = 6) ont été prélevés afin de mesurer le ^{10}Be produit dans le quartz de ces différentes roches.

Cette première série d'échantillons a fait l'objet d'un protocole classique de purification du quartz en vue (i) d'extraire les atomes de Be d'une masse connue de quartz pur et (ii) de mesurer le rapport $^9\text{Be}/^{10}\text{Be}$ sur l'accélérateur ASTER (Merchel et al., 2008). Le tableau 5.5 montre qu'aucun échantillon de dacite n'a livré de résultats, car l'application du protocole classique de purification du quartz à ces échantillons a entraîné la dissolution de la totalité du quartz contenu dans cette roche. Des mesures DRX ont par la suite été effectuées afin de comprendre les raisons de cette dissolution totale dès les premières étapes du protocole classique d'extraction du ^{10}Be . Elles indiquent une teneur en quartz inférieure à 30 % (annexe E), mais, contrairement au granite dans lequel le quartz forme des grains de taille supérieure à 100 μm , dans la dacite, le quartz est présent de manière particulièrement diffuse et semble constituer le *ciment* entre les minéraux de cette roche. Faute de parvenir à isoler le quartz, les blocs de dacite ont fait l'objet d'un rééchantillonnage en vue d'une extraction du ^{36}Cl produit dans les feldspaths potassiques qu'ils comportaient. En effet, des mesures géochimiques réalisées par spectrométrie (annexe E) ont montré que les dacites contiennent les éléments chimiques (présence de Ca et de K) nécessaires pour ce type de traitement (cf. section 2.6.4.11.). En juin et en juillet 2019, deux nouvelles campagnes de prélèvements ont permis de récolter 16 échantillons supplémentaires (OSS19-01 à 16) et de rééchantillonner les blocs de dacite initialement prélevés en 2018, mais dont le traitement chimique n'avait pas pu aboutir (six échantillons dits « bis »). Comme la dacite correspond à une roche à pâte fine, elle s'avère très peu sensible aux phénomènes de désagrégation granulaire de surface ; les blocs erratiques dans ce type de roche apparaissent donc particulièrement intéressants pour faire l'objet de datations par exposition modélisées sur la base d'une érosion nulle depuis l'exposition initiale.

Les tableaux 5.5 et 5.6 synthétisent l'ensemble des âges d'exposition obtenus à partir de la mesure du ^{10}Be et du ^{36}Cl produits *in situ*. Dans cette section, nous présentons successivement les résultats associés aux stades pré-LLGM, LLGM et post-LLGM.

*Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau
et implications paléoclimatiques*

Tableau 5.5 : Datations par nucléide cosmogénique ^{10}Be obtenues dans la vallée d'Ossau

Stades d'englacement	Site	Échantillon	Lithologie	Facteur d'échelle	Facteur d'écrantage topographique	$[^{10}\text{Be}]$ (10^5 at/g)	Âge d'exposition ($*10^3$ yr ± 1 sigma)
LLGM	A4	OSS18-01	Granite	1,40	0,99	$1,08 \pm 0,09$	$19,2 \pm 1,8$
		OSS18-02	Dacite	1,40	0,99	n.d	n.d
	A3	OSS18-03	Dacite	1,42	0,99	n.d	n.d
		OSS18-04	Granite	1,42	0,99	$0,79 \pm 0,07$	$12,2 \pm 1,4$
	A2	OSS18-05	Granite	1,46	0,99	$1,27 \pm 0,12$	$21,5 \pm 2,3$
		OSS18-06	Granite	1,45	0,99	$1,72 \pm 0,10$	$29,2 \pm 2,2$
	A1	OSS18-07	Granite	1,33	0,99	$0,25 \pm 0,06$	$4,7 \pm 1,1$
		OSS18-08	Granite	1,46	0,99	$1,27 \pm 0,13$	$21,6 \pm 2,4$
		OSS18-09	Granite	1,43	0,99	$0,87 \pm 0,95$	$14,5 \pm 1,7$
	C1	OSS18-10	Grès	2,12	0,98	$1,59 \pm 0,98$	$18,9 \pm 1,4$
		OSS18-11	Grès	1,94	0,98	$0,39 \pm 0,08$	$5,0 \pm 1,0$
		OSS18-12	Dacite	1,94	0,98	n.d	n.d
	B4	OSS18-16	Dacite	1,48	0,99	n.d	n.d
		OSS18-17	Dacite	1,48	0,99	n.d	n.d
	E	OSS19-01	Grès	2,28	0,96	$1,91 \pm 0,07$	$22,2 \pm 0,8$
	B1	OSS19-06	Granite	1,60	0,99	$1,17 \pm 0,08$	$18,2 \pm 1,2$
	A6	OSS19-09	Granite	1,47	0,99	$1,02 \pm 0,06$	$17,3 \pm 1,1$
			Granite	1,48	0,99	$1,30 \pm 0,09$	$21,7 \pm 1,6$
			Granite	1,47	0,99	$1,15 \pm 0,06$	$19,3 \pm 1,0$
	A7	OSS19-12	Granite	1,47	0,99	$0,78 \pm 0,06$	$13,2 \pm 1,0$
OSS19-14		Granite	1,47	0,99	$0,82 \pm 0,05$	$13,8 \pm 0,9$	
Post-LLGM	C2	OSS18-13	Grès	1,95	0,99	$1,38 \pm 0,10$	$18,1 \pm 1,6$
		OSS18-14	Poudingue	1,98	0,99	$1,78 \pm 0,14$	$22,3 \pm 2,1$
		OSS18-15	Granite	1,94	0,99	$1,20 \pm 0,08$	$15,2 \pm 1,2$
	D	OSS18-18	Granite	1,95	0,98	$0,88 \pm 0,12$	$11,3 \pm 1,6$
		OSS18-19	Grès	1,98	0,98	$1,20 \pm 0,5$	$15,1 \pm 1,4$
		OSS18-20	Dacite	1,98	0,98	n.d	n.d
	B3	OSS19-02	Granite	2,28	0,95	$0,30 \pm 0,06$	$5,61 \pm 1,0$
	F	OSS19-15	Granite	2,23	0,99	$1,54 \pm 0,1$	$17,2 \pm 1,2$

Tableau 5.6 : Datations par nucléide cosmogénique ^{36}Cl obtenues sur les blocs de dacite

Stades d'englacement	Site	Échantillon	Facteur d'échelle (neutrons)	Facteur d'échelle (muons)	Facteur d'écrantage topographique	Masse dissoute (g)	$[^{36}\text{Cl}]$ (10^5 at/g)	Âge d'exposition ($*10^3$ yr ± 1 sigma)	
Pré-LLGM	A5	OSS19-07	1,44	0,02	0,99	38,74	n.d	n.d	
LLGM	A4	OSS18-02-Bis	1,45	0,02	0,99	38,86	$1,42 \pm 0,10$	$12,9 \pm 0,9$	
		OSS18-03-Bis	1,47	0,02	0,99	38,47	$0,21 \pm 0,01$	$0,3 \pm 0,02$	
		OSS18-12-Bis	2,15	0,08	0,98	41,92	$2,11 \pm 0,13$	$14,4 \pm 0,9$	
		B2	OSS19-03	1,49	0,02	0,99	38,01	$0,91 \pm 0,08$	$7,3 \pm 0,6$
			OSS19-04	1,55	0,02	0,99	41,87	n.d	n.d
		B1	OSS19-05	1,62	0,03	0,99	43,4	$1,29 \pm 0,10$	$10,5 \pm 0,9$
		A6	OSS19-08	1,49	0,02	0,99	39,8	n.d	n.d
A7	OSS19-13	1,55	0,02	0,99	39,56	$1,56 \pm 0,11$	$6,6 \pm 0,5$		
Post-LLGM	B4	OSS18-16-Bis	1,46	0,02	0,99	32,16	$2,67 \pm 0,20$	$15,3 \pm 1,2$	
		OSS18-17-Bis	1,46	0,02	0,99	43,26	$2,19 \pm 0,14$	$11,5 \pm 0,8$	
	D	OSS18-20-Bis	2,05	0,07	0,98	43,84	$2,97 \pm 0,17$	$8,2 \pm 0,5$	
	F	OSS19-16	2,28	0,09	0,99	39,77	$3,84 \pm 0,23$	$12,0 \pm 0,7$	

5.4.1 Un site associé au pré-LLGM

Le bloc erratique de dacite du site A5 positionné à 440 m d'altitude et contemporain du pré-LLGM a fait l'objet d'un seul prélèvement. L'âge d'exposition obtenu sur ce bloc de taille décamétrique et présentant de fortes traces de corrosion en surface (Fig. 5.10) n'a donné aucun résultat ; en effet, la quantité de matière recueillie après les dissolutions n'était pas suffisamment importante pour passer l'échantillon sur l'accélérateur ASTER.

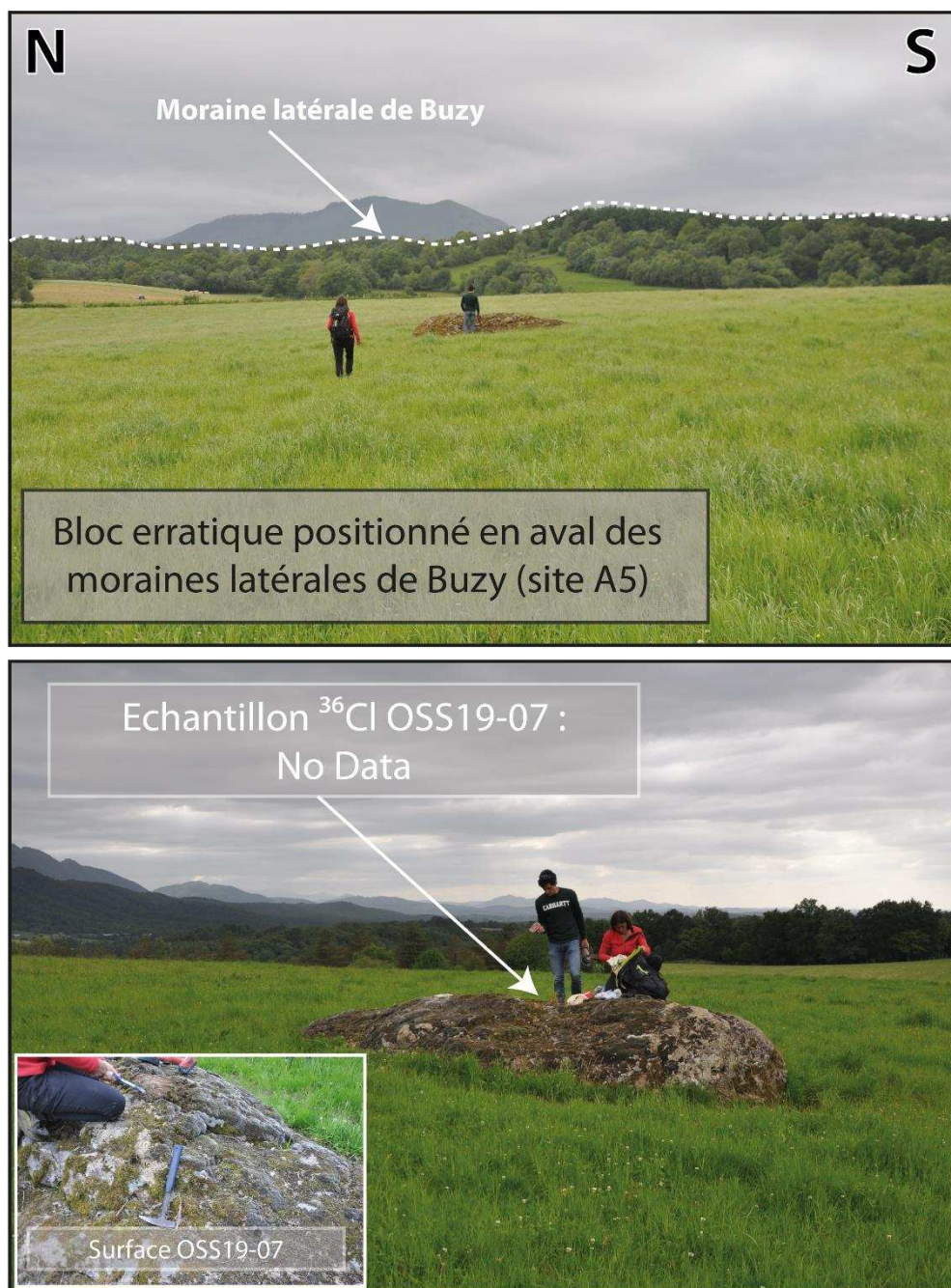


Figure 5.10 : Surface OSS19-07 échantillonnée sur le site A5. Cliché Marc Calvet, juin 2019.

5.4.2. Les sites associés au LLGM

Les dépôts de marge glaciaire contemporains de l'emprise LLGM ont fait l'objet de 25 prélèvements (granite, n = 13 ; dacite, n = 9 ; grès, n = 3) sur onze sites d'échantillonnage répartis sur le complexe morainique frontal de Buzy, les moraines latérales qui bordent le bassin d'Arudy et les moraines latérales situées en amont des cluses (Fig. 5.11 et 5.12). Sur le complexe terminal de Buzy, six sites permettent de renseigner la mise en place des différents cordons morainiques frontaux en positions externe, intermédiaire et interne :

- (i) les sites A1, A6 et A7 sont répartis sur les cordons morainiques frontaux de Buzy les plus externes positionnés entre 385 et 515 m d'altitude ;
- (ii) le site A2 est localisé sur le cordon intermédiaire situé entre 380 et 515 m d'altitude ;
- (iii) les sites A4 et A3 sont localisés sur les cordons les plus internes situés entre 400 et 490 m d'altitude.

Sur les marges latérales du glacier d'Ossau, quatre sites permettent de renseigner la mise en place des cordons morainiques latéraux :

- (iv) le site B1 est localisé sur les moraines latérales droites situées entre 570 et 600 m d'altitude ; celles-ci forment la diffluence de Seignacq ;
- (v) le site B2 est associé aux blocs erratiques qui surplombent la dépression d'Estarrès entre 480 et 535 m d'altitude ;
- (vi) le site C1 est associé à la moraine latérale gauche la plus externe qui forme un lobe de diffluence en amont des cluses dans le vallon de Bilhères positionnées entre 945 et 910 m ;
- (vii) le site E est localisé au Port de Béon, sur la moraine qui jalonne, entre 1 011 et 1 030 m d'altitude, la marge latérale droite de la langue de glace principale de la vallée d'Ossau.

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

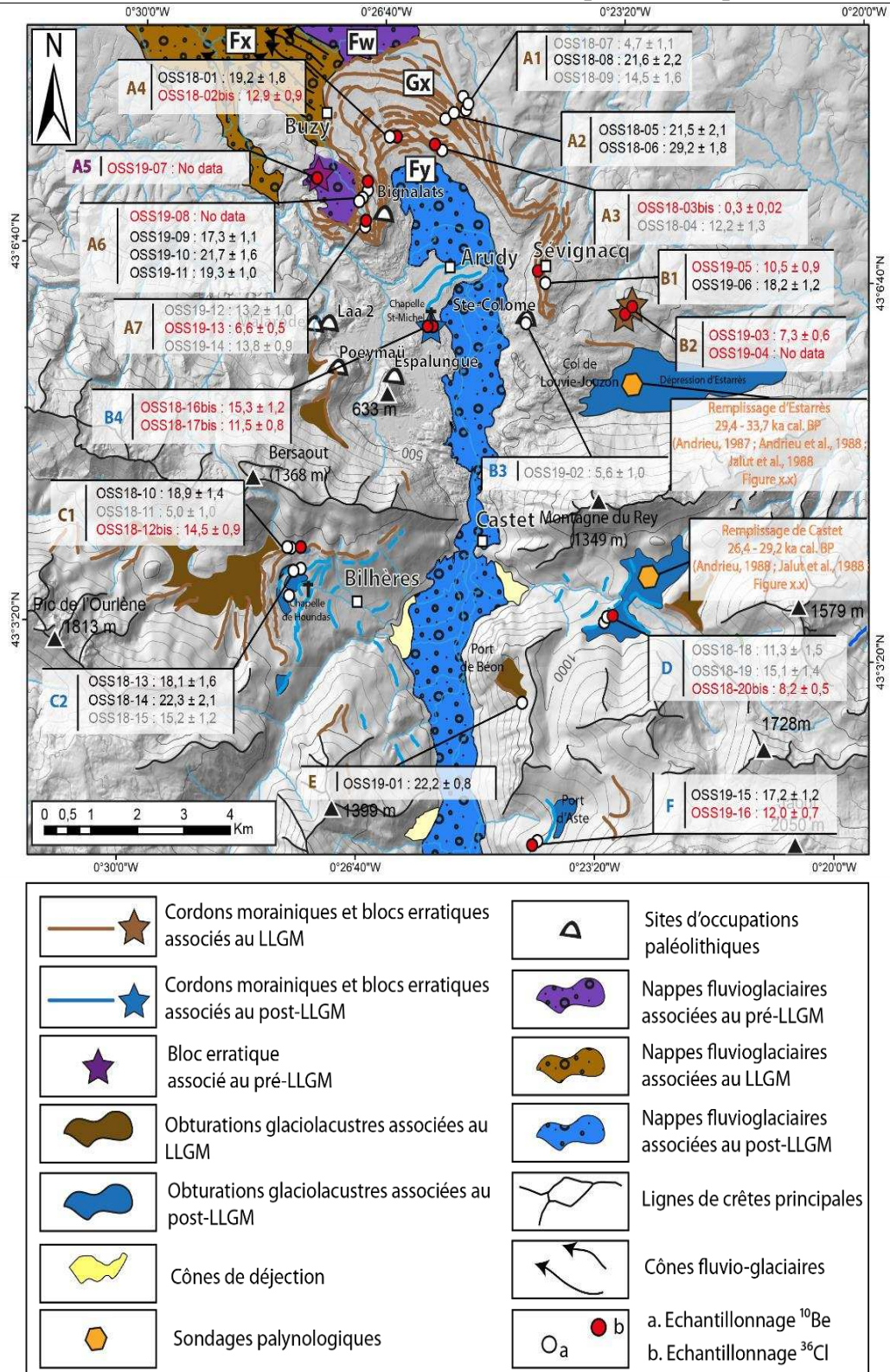


Figure 5.II : Dépôts de marge glaciaire dans la vallée d'Ossau et données chronologiques ^{10}Be et ^{36}Cl

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

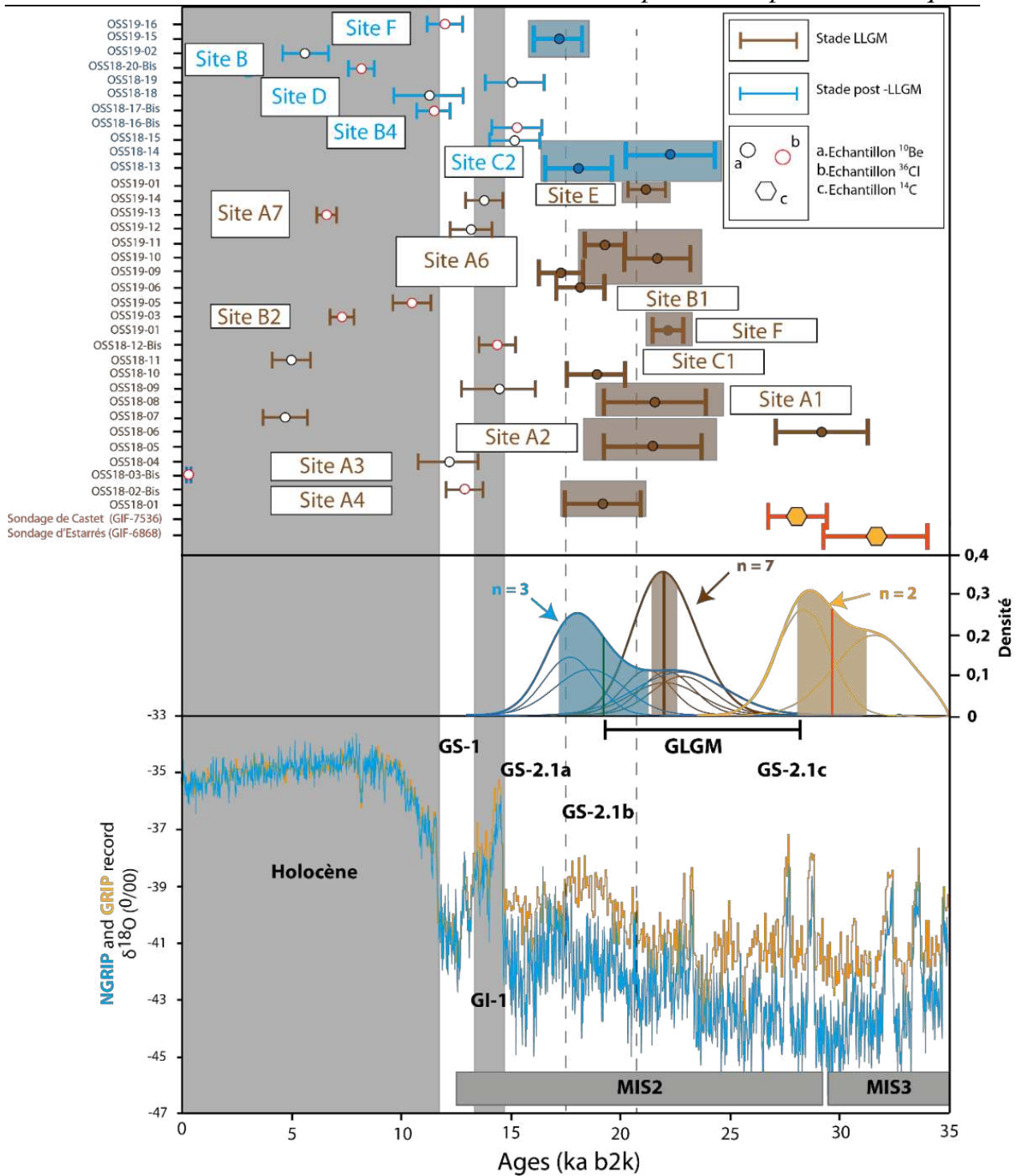


Figure 5.12 : Proposition de corrélation entre les âges ^{10}Be et ^{36}Cl obtenue dans la vallée d'Ossau et le calendrier isotopique global. Les âges non retenus sont représentés par les ronds blancs.

Les 22 âges d'exposition obtenus sur les 25 blocs erratiques associés au stade LLGM montrent une grande variabilité de résultats (Fig. 5.11 et 5.12 ; Tabl. 5.5 et 5.6) qui s'inscrivent cependant dans deux grandes catégories.

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

La première catégorie englobe huit âges d'exposition compatibles avec un stade LLGM contemporain du GLGM ou de la fin du MIS 3. Ces données issues de la modélisation du ^{10}Be produit dans le quartz des blocs erratiques de granite ($n = 7$) ou de grès ($n = 1$) sont localisées sur :

- (i) les cordons les plus externes du complexe morainique frontal de Buzy (sites A1 et A6) avec trois âges d'exposition de $21,6 \pm 2,4$ ka, $21,7 \pm 1,6$ ka et $19,3 \pm 1,0$ ka (Fig. 5.13) ;
- (ii) les cordons internes du complexe morainique frontal de Buzy (sites A2 et A4) avec trois âges : $19,2 \pm 1,8$ ka, $21,5 \pm 2,3$ ka et $29,2 \pm 2,2$ ka (Fig. 5.13) ;
- (iii) le cordon le plus externe du complexe morainique latéral de Bilhères (site C1) avec un âge de $18,9 \pm 1,4$ ka (Fig. 5.13) ;
- (iv) la moraine latérale droite du Port de Béon (site E) avec un âge estimé à $22,2 \pm 0,8$ ka (Fig. 5.13).

La seconde catégorie englobe huit âges d'exposition plus récents que le GLGM et couvrant une plage temporelle très large, de la dernière Terminaison glaciaire à l'Holocène. Ces âges sont issus de la modélisation du ^{10}Be produit dans le quartz de blocs de granite ($n = 6$) et de grès ($n = 2$) ; ils sont localisés de manière indifférenciée sur les cordons les plus externes du complexe morainique de Buzy comme sur ses cordons plus internes et sur la moraine latérale LLGM de Bilhères. Compte tenu des risques de rajeunissement intrinsèques à la méthode, par déchaussement tardif des blocs de la matrice morainique ou par dégradation superficielle des surfaces rocheuses, nous considérons ces âges d'exposition trop récents pour être compatibles avec la chronologie du stade LLGM dans les Pyrénées (Synthèse in Delmas et al., 2022a, b, c, 2023a b, c et Delmas et al., 2023). Sur ces bases, nous rejetons :

- (i) les deux âges d'exposition contemporains de l'Holocène récent obtenus sur le site A1 du complexe morainique frontal de Buzy ($4,7 \pm 1,1$ ka) et sur le site C1 des moraines latérales gauches de Bilhères ($5,0 \pm 1,0$ ka) ;

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques



Figure 5.13 : Surfaces OSS18-05, OSS18-08, OSS18-10, OSS19-01 et OSS19-06 échantillonnées sur les sites A1, A2, C1, B1, et E. Clichés Marc Calvet, octobre 2018.

- (ii) l'âge d'exposition contemporain du Younger Dryas (GS-I) à $12,2 \pm 1,4$ ka obtenu sur le site A3 du complexe morainique de Buzy (cordon interne) (Fig 5.14) ;
- (iii) les trois âges d'exposition contemporains du Bølling-Allerød (GI-I) à $13,2 \pm 1,0$ ka, $13,8 \pm 0,9$ ka, et $14,5 \pm 1,7$ ka définis pour les sites A1 et A7 des cordons internes et externes du complexe morainique de Buzy (Fig. 5.10) ;

- (iv) les deux âges d'exposition contemporains du Oldest Dryas (GS-2.1a et GS-2.1b) obtenus sur le cordon le plus externe du complexe de Buzy ($17,3 \pm 1,1$ ka, site A6) et sur le cordon latéral de Sévignacq ($18,2 \pm 1,2$ ka, site B1).

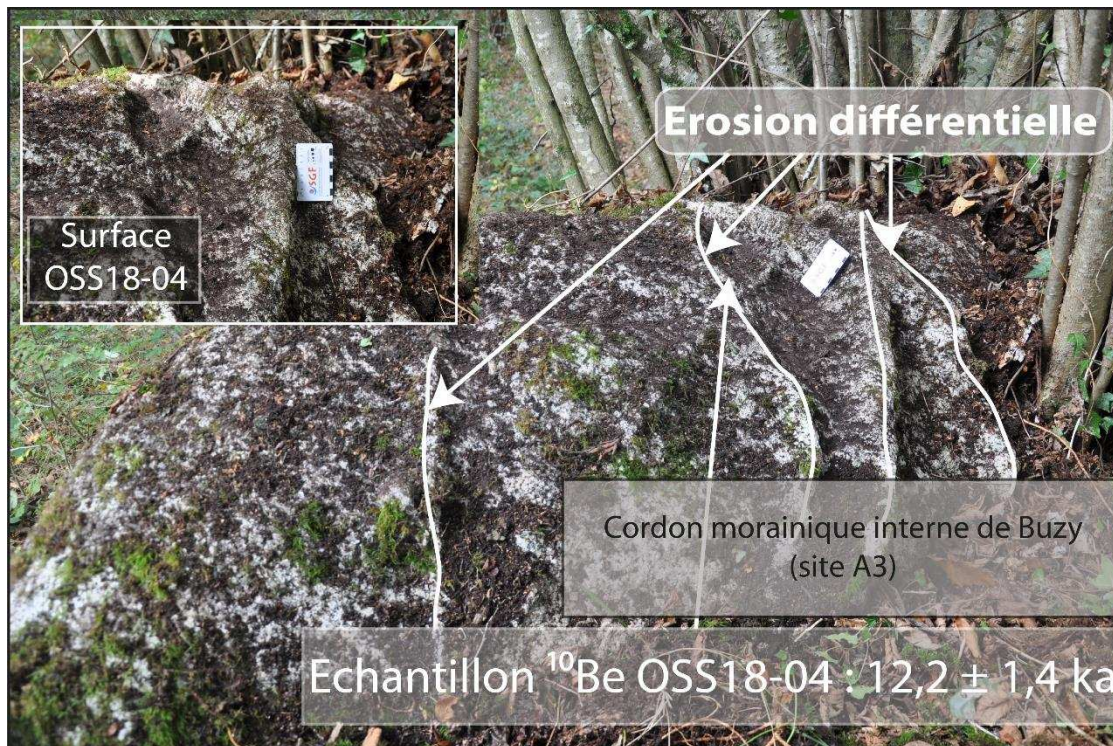


Figure 5.14 : Dégradations superficielles observées sur la surface OSS18-04 échantillonnée sur le site A3 du complexe morainique frontal de Buzy. Clichés Marc Calvet, octobre 2018.

Les six âges d'exposition ^{36}Cl obtenus sur les blocs de dacite ($0,3 \pm 0,02$ ka ; $6,6 \pm 0,5$ ka ; $7,3 \pm 0,6$ ka ; $10,5 \pm 0,9$ ka ; $12,9 \pm 0,9$ ka ; $14,5 \pm 0,9$ ka) ressortent quant à eux systématiquement inférieurs à ceux déterminés via le ^{10}Be sur des blocs de granite adjacents (Fig. 5.11 et 5.12). Compte tenu des caractéristiques lithologiques de la dacite et de sa résistance aux processus de dégradation superficielle des surfaces rocheuses, ces âges récents ne sont pas liés à une application inadaptée du postulat « érosion zéro » lors de la modélisation des résultats. Nous pouvons donc émettre l'hypothèse que les taux de productions de nucléides ^{36}Cl pour la spallation du Ca ($42,2 \pm 4,8$ at. ^{36}Cl (g Ca) $^{-1}$ a $^{-1}$; Schimmelpfennig et al., 2011) et du K ($148,1 \pm 7,8$ at. ^{36}Cl (g K) $^{-1}$ a $^{-1}$; Schimmelpfennig et al., 2014) (cf. section méthodologique 2.6.3.1.) utilisés pour le calcul des âges sont surestimés, ce qui entraîne un raccourcissement des durées d'exposition.

5.4.3. Les sites associés au post-LLGM

Les dépôts de marge glaciaire contemporains du stade post-LLGM ont fait l'objet de onze prélèvements (granite, n = 4 ; grès, n = 2 ; poudingue, n = 1 ; dacite, n = 4). Dans le bassin d'Arudy, deux sites d'échantillonnage sont associés à ce stade d'englacement (Fig. 5.11 et 5.12) :

- (i) le site B4 est localisé sur le verrou d'Arudy, à 440 m d'altitude, à proximité de la chapelle Saint-Michel. Ce verrou jalonne un retrait de la glace 650 m en amont de la moraine frontale post-LLGM qui porte le village d'Arudy ;
- (ii) le site B3 correspond à un bloc erratique situé à 500 m d'altitude, à proximité immédiate de la grotte de Tastet-Sainte-Colome, et qui jalonne la marge latérale droite du glacier d'Ossau dans le bassin d'Arudy.

Plus en amont, trois sites permettent de renseigner la mise en place des marges latérales droites et gauches du glacier :

- (i) le site C2 correspond à la moraine latérale localisée entre 880 et 840 m d'altitude et caractérise un lobe de diffuence dans l'axe de la vallée de Bilhères ;
- (ii) le site D correspond à la moraine latérale localisée dans le vallon de Castet entre 855 et 860 m. Cette moraine indique la disjonction des langues de glace entre la vallée principale d'Ossau et le glacier alimenté par le Jaout ;
- (iii) le site F est localisé au niveau du Port d'Aste sur la moraine qui jalonne, entre 1 075 et 1 045 m d'altitude, la marge latérale droite du glacier d'Ossau.

Comme précédemment, les âges d'exposition obtenus sur les cordons du post-LLGM (n = 11) montrent une forte variabilité de résultats (Fig. 5.12), qui permettent ici d'identifier trois catégories d'âges.

La première catégorie englobe quatre âges d'exposition ^{10}Be allant de l'Holocène au Bølling-Allerød (3 granites et 1 grès). Compte tenu de la proximité du front au stade post-LLGM avec le front du stade LLGM (2,3 km), nous considérons ces âges trop récents. Sur ces bases, nous rejetons :

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

- (i) l'âge d'exposition Holocène récent ($5,6 \pm 1,0$ ka) obtenu sur le site B3 à proximité de la grotte de Tastet-Sainte-Colome, sur la marge latérale droite du glacier d'Ossau, dans le bassin d'Arudy ;
- (ii) l'âge d'exposition Holocène ancien ($11,3 \pm 1,5$ ka) déterminé sur le site D qui jalonne le cordon morainique latéral obturant le vallon de Castet ;
- (iii) les deux âges d'exposition Bølling-Allerød (GI-I) ($15,1 \pm 1,4$ ka et $15,2 \pm 1,2$ ka) localisés sur les sites D et C2 qui jalonnent les marges du glacier dans le vallon de Castet et de Bilhères

La deuxième catégorie englobe deux âges d'exposition ^{10}Be (1 granite et 1 grès) contemporains du début de la dernière Terminaison glaciaire (GS-2.1a et GS-2.1b). Ils sont localisés sur :

- (i) le cordon morainique latéral du Port d'Aste, avec un âge contemporain du GS-2.1a ($17,2 \pm 1,2$ ka) sur le site F ;
- (ii) le cordon morainique latéral le plus externe du vallon de Bilhères, avec un âge contemporain du GS-2.1b ($18,1 \pm 1,6$ ka) localisé sur le site C2.

La troisième catégorie est représentée par un seul âge d'exposition ^{10}Be sur poudingue positionné sur le site C2, contemporain du GLGM ($22,3 \pm 2,1$ ka).

Comme pour le stade du LLGM, les cinq âges d'exposition ^{36}Cl obtenus sur les blocs de dacite ($8,2 \pm 0,5$ ka ; $11,5 \pm 0,8$ ka ; $12,0 \pm 0,7$ ka ; $14,5 \pm 0,9$ ka ; $15,3 \pm 1,2$ ka) s'avèrent systématiquement inférieurs à ceux définis sur granite via le ^{10}Be sur des blocs adjacents (Fig. 5.11 et 5.15) et ne sont donc pas conservés.

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau
et implications paléoclimatiques



Figure 5.I5 : Surfaces OSS18-17bis, OSS19-05, OSS19-06, OSS19-13 et OSS19-03 échantillonnées sur les sites B1, B2, B4, et I7. Clichés Théo Reixach, octobre 2018.

5.4.4. Chronologie des stades LLGM et post-LLGM – essai de synthèse et discussions

5.4.4.1. Un stade LLGM contemporain du GLGM ?

Le stade LLGM est jalonné dans le bassin d'Arudy par une dizaine de cordons morainiques frontaux bien individualisés qui tendent à se confondre en un nombre plus réduit de constructions morainiques sur les marges latérales du bassin et en amont des cluses, au droit des obturations de Bilhères et de Castet. Sur les 22 âges d'exposition (^{10}Be et ^{36}Cl) associés au stade LLGM, huit âges d'exposition ^{10}Be sont compatibles avec le GLGM ou la fin du MIS 3, sans distinction évidente entre les cordons les plus internes et les plus externes du stade LLGM. Les autres âges d'exposition apparaissent sensiblement plus récents ; ils s'expliquent par des phénomènes de déchaussement tardif des blocs de granite et de grès de la matrice morainique ou (si ce n'est les deux à la fois) de dégradation post-glaciaire des surfaces rocheuses (cas de huit âges d'exposition ^{10}Be) d'une part, ou par des problèmes d'étalonnage des taux de production ^{36}Cl d'autre part (cas de six âges d'exposition ^{36}Cl , cf. section 5.3.1).

Ces résultats remettent substantiellement en cause la chronologie du stade LLGM préalablement déduite des âges ^{14}C obtenus dans les remplissages glaciolacustres d'Estarrès et de Castet (cf. section 5.1.2). En effet, l'âge à $27,15 \pm 1,0$ ka BP ($29,747\text{-}34,222$ ka cal. BP) défini au sein de l'unité glaciolacustre basale du remplissage d'Estarrès (âge ^{14}C sur sédiment total) indique que l'emprise LLGM du glacier d'Ossau s'avère antérieure 29-34 ka cal. BP, donc antérieure au GLGM. Il convient de rappeler par ailleurs qu'à cette date, le glacier d'Ossau n'occupait plus le lobe d'Estarrès, mais demeurait encore suffisamment épais (au moins 150 m d'épaisseur) pour franchir le seuil de Louvié-Juzon (à 520 m d'altitude) et alimenter en eaux de fonte le paléolac installé dans l'ombilic d'Estarrès. L'arrêt des apports juxtaglaciaires issus de la vallée d'Ossau est daté par ^{14}C entre $24,4 \pm 1,0$ ka BP ($27,111\text{-}31,063$ ka cal. BP, âge obtenu au sommet des rythmites glaciolacustres de la base du sondage) et $18,9 \pm 1,0$ ka BP ($22,168\text{-}23,792$ ka cal. BP, âge déterminé à la base des limons lacustres d'origine locale). D'après les auteurs de cette étude (Andrieu, 1987 ; Jalut et al., 1988 ; Andrieu et al., 1988), cela signifie qu'entre 27-31 ka cal. BP et 22-24 ka cal. BP, autrement dit au cours du GLGM, les marges latérales du glacier d'Ossau se sont retirées en contrebas du seuil de Louvié-Juzon en lien avec un épisode de retrait du glacier d'Ossau. Plus en amont, les âges ^{14}C de la séquence de Castet concordent avec ceux obtenus à Estarrès. En effet, une datation ^{14}C effectuée dans les rythmites

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

glaciolacustres basales indique une emprise LLGM antérieure à $25,0 \pm 0,8$ ka BP (27,750-30,812 ka cal. BP) dans ce segment de vallée (Jalut et al., 1988 ; Andrieu et al. 1988).

Pour résoudre l'apparente contradiction entre les âges d'exposition déterminés dans le cadre de ce travail et les âges ^{14}C obtenus dans les remplissages d'Estarrès et de Castet, deux options paraissent envisageables :

- (i) La première consiste à rejeter les âges ^{14}C du remplissage d'Estarrès, compte tenu des risques de vieillissement par effets « eau dure » ou « *old carbon* » susceptibles de les affecter (synthèse in Jalut et al., 1992 et Pallàs et al., 2006). Si la portée du risque de vieillissement par effet « eau dure » apparaît relativement limitée, de l'ordre de 500 à 1 500 ans en contexte lacustre, l'effet « *old carbon* » peut entraîner un vieillissement beaucoup plus important, surtout lorsque les dépôts datés s'avèrent pauvres en matière organique d'origine végétale. Dans le cas d'Estarrès, ces deux risques de vieillissement sont susceptibles de s'exprimer sur les argiles glaciolacustres basales, en raison de la présence, d'une part d'affleurements calcaires sur les marges immédiates du paléolac, d'autre part de graphite minéral dans les schistes noirs du Paléozoïque supérieur. Dans le cas des argiles calcaires sus-jacentes, seul le risque de vieillissement par effet « eau dure » est susceptible de s'exprimer, car cette unité lacustre n'était alimentée que par le ruissellement local. Par ailleurs, concernant l'unité glaciolacustre basale, qui, elle, recevait les eaux juxtaglaciaires du glacier d'Ossau, il n'existe à ce jour aucune preuve directe de l'existence d'un effet « *old carbon* » sur ces sédiments, faute de mesures minéralogiques permettant d'attester (et éventuellement de quantifier) la présence de graphite minéral d'origine allogène. Enfin, il convient de signaler que la série de datations ^{14}C du remplissage d'Estarrès ne montre aucune inversion d'âge, ce qui n'abonde pas dans le sens de l'existence effective de pollutions susceptibles d'avoir perturbé les résultats.
- (ii) La seconde option, que nous retiendrons ici, consiste à considérer que les âges ^{14}C du remplissage d'Estarrès s'avèrent globalement corrects, que la glace s'est bien retirée vers 29-34 ka à la fin du MIS 3 et que l'arrêt de la sédimentation glaciolacustre du paléolac ne correspond pas à un retrait du glacier d'Ossau en

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

contrebas du seuil de Louvié-Juzon, comme l'ont envisagé les premiers auteurs, mais à un épisode de progression glaciaire qui n'a pas laissé de traces perceptibles dans la colonne de sédiments étudiée dans les années 1980 (Jalut et al., 1988 ; Andrieu et al., 1988). Cette option présente l'avantage de mettre en cohérence l'ensemble des données chronologiques actuellement disponibles, les âges ^{14}C des remplissages glaciolacustres et les âges d'exposition ^{10}Be des constructions morainiques ; mais, surtout, elle s'accorde avec la rupture du taux de sédimentation observée entre 27-31 ka cal. BP et 22-24 ka cal. BP, puisque seulement 3 cm de sédiments se sont accumulés entre ces deux dates distinctes de 3 à 4 ka, contre plus d'1 m pour la même durée au cours des périodes de sédimentation immédiatement antérieures (argiles glaciolacustres basales) et postérieures (limons calcaires sus-jacents). La transition entre la séquence glaciolacustre basale et les limons calcaires locaux sus-jacents serait donc associée à un hiatus sédimentaire, voire une troncature d'érosion, et pas seulement à un changement des fournitures sédimentaires du paléolac.

Au total, cet ensemble de données permet d'envisager que les moraines LLGM de la vallée d'Ossau cumulent, comme cela a été envisagé dans d'autres vallées pyrénéennes, des blocs erratiques mobilisés au cours de différents épisodes de progression glaciaire, durant la première moitié du cycle glaciaire (MIS 4), pendant les stades froids du MIS 3 et, pour la dernière fois, au cours du GLGM (Delmas et al., 2022, b et c). D'après les âges ^{14}C du remplissage d'Estarrès, cette dernière expansion glaciaire maximale (LLGM) serait contemporaine de la première moitié du GLGM, entre 27 et 24 ka cal. BP. *A contrario*, selon les sept âges d'exposition s'échelonnant entre 19 et 22 ka retenus dans ce travail (cf. section 5.3.2), cette dernière expansion glaciaire maximale (LLGM) s'avèrerait légèrement plus récente (âge pondéré moyen à $21,0 \pm 1,2$ ka), mais il convient de garder à l'esprit que les âges d'exposition présentés dans ce travail ont été modélisés sur la base d'une érosion nulle depuis l'exposition initiale et que, sur blocs erratiques, nous ne disposons pas d'indices de terrain aussi fiables que dans le cas des surfaces rocheuses polies par la glace pour vérifier ce postulat. Enfin, il paraît probable que l'âge ^{10}Be à 29 ka obtenu sur le complexe morainique de Buzy corresponde à un bloc mobilisé à l'occasion d'une progression glaciaire antérieure au GLGM, au cours du MIS 4 ou du MIS 3, avant d'être remanié durant le GLGM.

5.4.4.2. Quid de la chronologie du stade post-LLGM ?

Le stade post-LLGM est quant à lui représenté par les moraines et obturations latérales de Castet et de Bilhères et, à son front, par les moraines du village d'Arudy qui sont fortement dégradées par l'anthropisation du site. Ce stade d'englacement a fait l'objet de onze déterminations d'âges d'exposition (^{10}Be et ^{36}Cl) dont huit sont contemporains de l'Holocène et du Bølling-Allerød (GI-I), deux du tout début de la dernière Terminaison glaciaire ($17,2 \pm 1,2$ ka, $18,1 \pm 1,6$ ka) et un seul âge ressort contemporain du GLGM ($22,3 \pm 2,1$ ka). Les âges contemporains de l'Holocène et du Bølling-Allerød (GI-I) ont été rejetés, car ils entrent en totale contradiction avec l'ensemble des données paléoenvironnementales actuellement disponibles dans les Pyrénées (synthèse in Delmas et al., 2023a, b, c et Delmas et al., in press). En revanche, les trois autres âges d'exposition doivent être pris en considération et croisés avec les données chronologiques disponibles dans le bassin d'Arudy.

La modélisation de la surface 3-D de ce stade d'englacement montre que, dans le bassin d'Arudy, le glacier d'Ossau était cantonné une cinquantaine de mètres en contrebas du seuil de Louivié-Juzon (marge glaciaire vers 470 m, col à 520 m d'altitude) et, par conséquent, n'alimentait plus en eaux de fonte le paléolac installé dans l'ombilic d'Estarrès. Cela signifie que ce stade d'englacement s'avère potentiellement contemporain des limons calcaires d'origine locale qui surmontent l'unité glaciolacustre basale et qui ont livré à leur base un âge ^{14}C de $18,9 \pm 1,0$ ka BP ($22,168-23,792$ ka cal. BP). Sur ces bases, l'âge d'exposition ^{10}Be à $22,3 \pm 2,1$ ka obtenu sur la moraine latérale post-LLGM de Bilhères (site C2) apparaît tout à fait recevable, car il s'accorde avec l'âge ^{14}C de $22-24$ ka cal. BP défini à la base des limons calcaires locaux de la séquence d'Estarrès ($18,9 \pm 1,0$ ka BP, soit $22,168-23,792$ ka cal. BP). En revanche, il semble difficile de retenir l'âge d'exposition à $17,2 \pm 1,2$ ka et probablement aussi celui à $18,1 \pm 1,6$ ka obtenus sur ce même stade d'englacement, car l'âge ^{14}C à $13,760 \pm 0,065$ ka BP (soit $16,437-16,949$ ka cal. BP) déterminé à la base de la séquence archéologique de Saint-Michel montre que, vers $16-17$ ka cal. BP, le glacier post-LLGM n'occupait plus le bassin d'Arudy.

5.4.4.3. Bilan chronologique des fluctuations glaciaires en vallée d'Ossau

Au total, nous retiendrons le scénario suivant concernant les fluctuations des fronts glaciaires en vallée d'Ossau :

- (i) Au cours de la première moitié du dernier cycle glaciaire, probablement dans le courant du MIS 4 et pendant les stades froids du MIS 3, le glacier d'Ossau a atteint l'emprise spatiale du stade LLGM et a commencé à construire les moraines formant le complexe terminal de Buzy.
- (ii) À la fin du MIS 3, entre 29-34 ka cal. BP (sans doute même avant cette date, qui se situe à la base du sondage d'Estarrès, mais pas à la base du remplissage glaciolacustre) et 27-31 ka cal. BP (toit de l'unité glaciolacustre basale de la séquence d'Estarrès), le glacier d'Ossau s'est retiré de la dépression d'Estarrès, mais est resté suffisamment épais (au moins 150 m dans l'axe de la vallée d'Ossau au droit du seuil de Louvié-Juzon) pour alimenter en eaux de fonte la dépression d'Estarrès.
- (iii) Au cours de la première moitié du GLGM, entre 27-31 et 22-24 ka cal. BP, le glacier d'Ossau a enregistré un épisode de progression glaciaire reconstituant l'emprise spatiale du stade LLGM. Durant cette progression GLGM, le glacier d'Ossau a abandonné l'essentiel des dépôts de marge glaciaire du complexe frontal de Buzy et des marges latérales de Castet et de Bihères.
- (iv) À partir de 22-24 ka cal. BP, le glacier d'Ossau a vu son front se retirer sensiblement en arrière des moraines LLGM et construire les moraines formant le stade post-LLGM.
- (v) Quant au paysage du bassin d'Arudy lors des occupations du Magdalénien ancien vers 19-20 ka cal. BP, de nombreuses incertitudes subsistent. Il semble probable que le glacier d'Ossau fût déjà localisé dans la haute vallée, tandis que le bassin d'Arudy abritait un lac dont la géométrie et la durée nécessaire à son colmatage pourraient être reconstituées à partir de données issues de sondages électriques, de la sismique réflexion et de forages dans les remplissages de fond de vallée situés entre Arudy et Laruns.

5.5. Reconstituer la surface 3-D des paléoenglacements à l'échelle régionale

Nous proposons maintenant d'employer l'application de Harper et Humphrey (2003) pour reconstituer la surface 3-D des stades LLGM et pré-LLGM à l'échelle régionale, de la vallée d'Ossau à la vallée d'Aspe. Pour ce faire, plutôt qu'utiliser en entrée des données climatiques homogènes sur l'ensemble du domaine couvert par la modélisation, nous avons appliqué à cette dernière les contrastes climatiques observés actuellement entre ces deux vallées à partir de la grille climatique spatialisée de Batalla et al. (2018). Sur ces bases, il apparaît qu'une différence de 60 m existe en matière de position de la LEG entre les deux vallées (Tabl. 5.7). Compte tenu de la position de la LEG-AABR en vallée d'Ossau au cours des stades LLGM ($1\,543 \pm 100$ m) et pré-LLGM ($1\,340 \pm 100$ m), la position de la LEG en vallée d'Aspe pour ces deux stades d'englacement est estimée respectivement à $1\,603 \pm 100$ m et $1\,400 \pm 100$ m. Ces valeurs intégrées au modèle d'écoulement de la glace de l'application MATLAB de Harper et Humphrey (2003) permettent d'investiguer la position des fronts glaciaires LLGM et pré-LLGM en vallée d'Aspe (Fig. 5.16, 5.17, et 5.19). Ces reconstitutions 3-D permettent par ailleurs de raccorder stratigraphiquement les dépôts de marge glaciaire non calés chronologiquement (cas des lutites d'Hiallères, des tills d'Agnos, et des tills de Loureau) avec les dépôts bien contraints chronologiquement.

Tableau 5.7 : Données climatiques (spatialisées à 1 000 m d'altitude) et LEG actuelles dans les vallées d'Ossau et d'Aspe

Vallée	Températures moyennes annuelles (°C)	Précipitations cumulées annuelles (mm)	Altitude de LEG (m) ¹
Ossau	8,6	1 605	3 013
Aspe	9,2	1 739	3 073

¹LEG calculée avec le modèle Harper et Humphrey (2003).

Note. Source des données climatiques : Batalla et al. (2018).

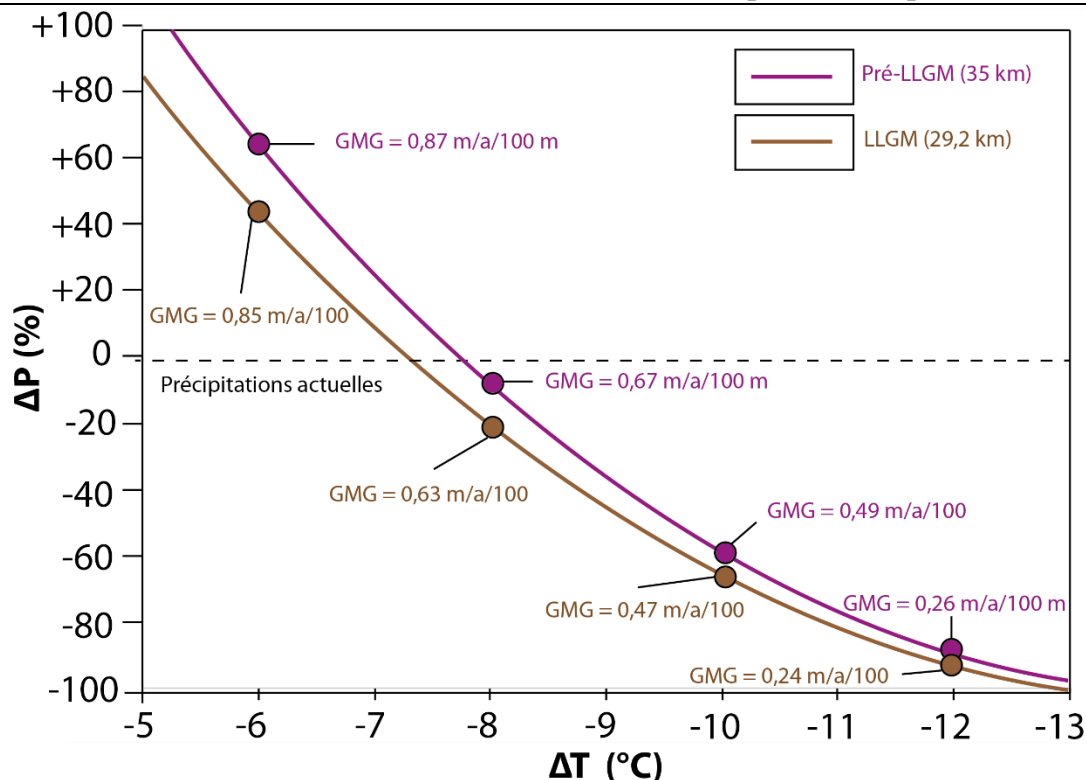


Figure 5.16 : Courbes précipitations-températures nécessaires pour modéliser les stades d'englacement pré-LLGM et LLGM dans la vallée d'Aspe.

5.5.1. Variabilité spatiale des paléoenglacements au cours du stade LLGM

La surface 3-D du glacier de la vallée d'Aspe s'accorde correctement avec les dépôts de marge glaciaire (moraines latérales) recensés sur la carte géologique au 1/50 000 à proximité du village de Bédous entre 530 et 420 m d'altitude (Barrère, 1963 ; Taillefer, 1967 ; Castéras, 1970 ; Fig. 5.16). Cela signifie qu'au stade LLGM, la langue de glace de la vallée d'Aspe (29,2 km de long) mesurait 15 km de moins que le glacier d'Ossau (44,3 km de long). Cet écart peut s'expliquer par les différences d'hypsométrie entre les deux vallées. En effet, même si la vallée d'Aspe présente une superficie de bassin versant plus importante (469 km² contre 405 km² pour la vallée d'Ossau), les superficies des zones d'accumulation sont surreprésentées dans la vallée d'Ossau avec 319 km² de surface d'accumulation entre 1 500 et 2 500 m (soit 70 % de la surface totale de la vallée) contre 240 km² de surface d'accumulation pour la vallée d'Aspe (51 % de la surface totale de la vallée) (Fig. 5.17 et 5.18).

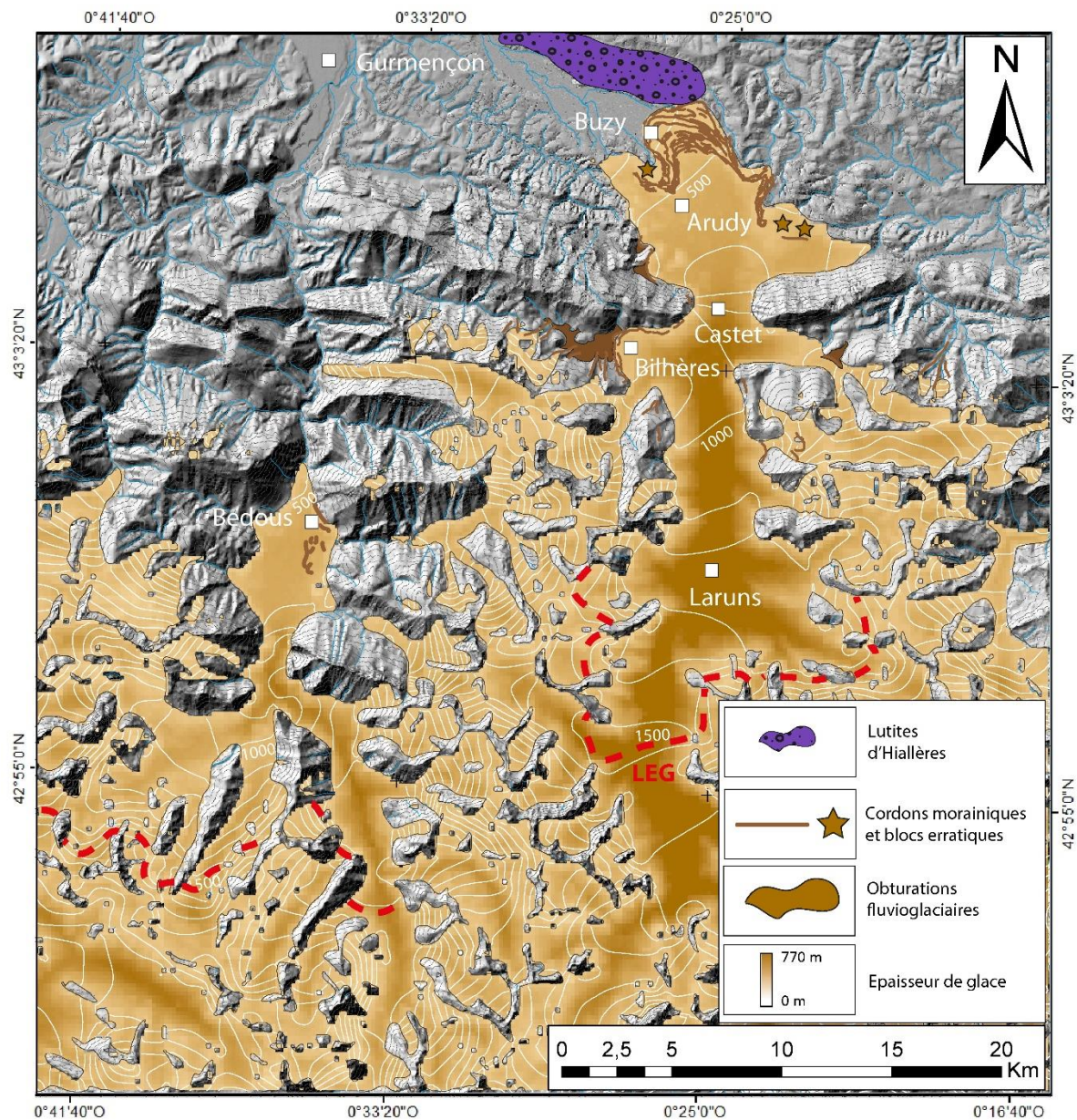


Figure 5.17 : Modélisation des surfaces en 3-D pour le stade d'englacement LLGM dans la vallée d'Ossau et la vallée d'Aspe

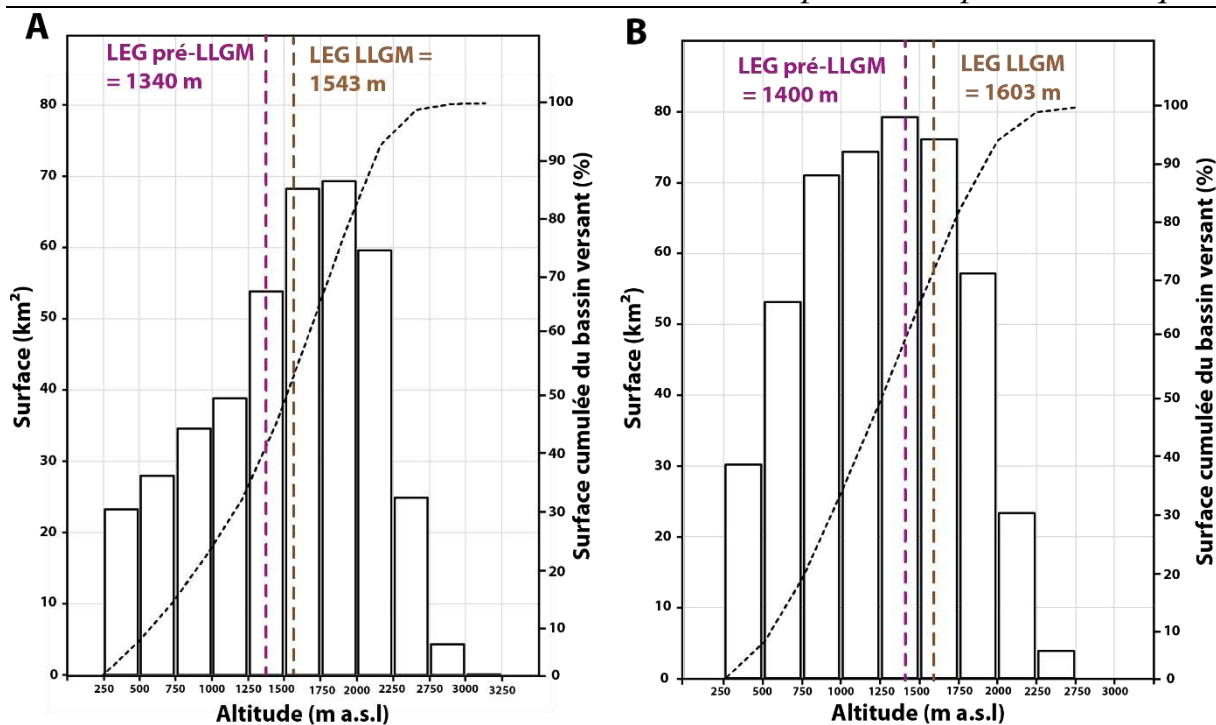


Figure 5.18 : Courbes hypsométriques. (A) Vallée d'Ossau. (B) Vallée d'Aspe.

5.5.2. Variabilité spatiale des paléoenglacements au cours du stade pré-LLGM

La surface 3-D du glacier de la vallée d'Aspe s'accorde bien avec le till fossile présent sous la terrasse moyenne d'Agnos, 3 km en aval sur le piémont de la vallée d'Aspe, à 286 m d'altitude (Fig. 5.18, Gangloff et al., 1991a). Cela signifie qu'au stade pré-LLGM, la langue de glace de la vallée d'Aspe (35 km de long) mesurait 12 km de moins que le glacier d'Ossau (46,8 km de long), un écart qui s'explique, comme précédemment, par la différence d'hypsométrie entre les deux vallées (Fig. 5.18 et 5.19).

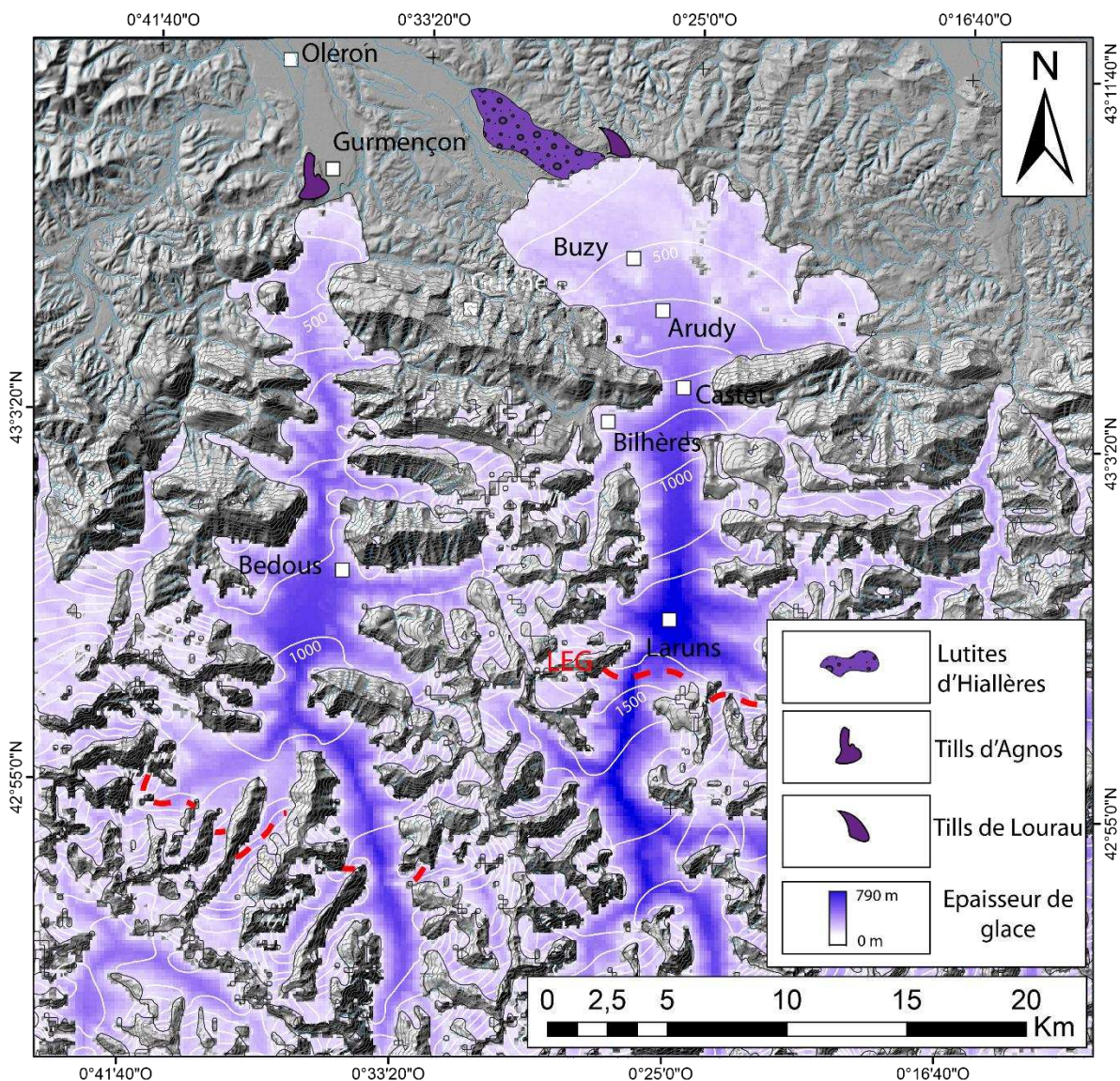


Figure 5.19 : Modélisation des surfaces en 3-D pour le stade d'englacement pré-LLGM dans la vallée d'Ossau et la vallée d'Aspe

5.5.3. Quelle implication concernant l'origine des lutites de Hialères ?

Ces résultats montrent qu'au stade LLGM (Pléistocène supérieur) comme au stade pré-LLGM (Pléistocène moyen), le volume de glace accumulée dans la vallée d'Aspe n'a jamais permis à ce glacier d'atteindre la confluence avec la vallée d'Ogeu et de provoquer la formation d'un lac d'obturation juxtaglaciaire dans cette basse vallée. Ainsi, les lutites qui surmontent la terrasse de la lande de Hialères (« Fw » sur la carte géologique, MIS 6 d'après la chronostratigraphie de Hubschman, cf. section 5.1) ne peuvent pas présenter une origine glaciolacustre, comme envisagé précédemment (Gangloff et al., 1991b).

Chapitre 5 : Chronologie des fluctuations glaciaires dans la vallée de l'Ossau et implications paléoclimatiques

Étant donné qu'il ne peut s'agir, d'après nos modélisations, d'un barrage glaciaire lié à une forte avancée du glacier d'Aspe, il convient d'envisager un autre type de contrôle géodynamique responsable de la formation de ce lac. La seule possibilité s'avère d'ordre néotectonique et implique un léger basculement vers l'est du plancher de la vallée d'Ogeu, créant une contre-pente susceptible de piéger ce petit lac au demeurant excessivement peu profond. L'hypothèse est confortée par les nombreux indices néotectoniques quaternaires relevés sur ce piémont (synthèse in Calvet et al., 2021). Il convient notamment de citer le rejeu pléistocène supérieur de l'anticlinal du Mail Arrouy (Lacan, 2008 ; Lacan et al., 2012), qui ondule la basse terrasse du gave d'Aspe datée par profil TCN à 18 ka (Nivière et al., 2016). Il importe aussi de mentionner, un peu à l'est d'Arudy et sur le même front montagneux, les deux indices de failles (inverse et normale) mis en évidence par tranchées (Alasset et Megrahoui, 2005).

5.6. Conclusion

Les travaux réalisés dans la vallée d'Ossau ont permis (i) de reprendre la cartographie des dépôts de marge glaciaire présents dans les bassins d'Arudy et de Castet, (ii) de reconstituer l'emprise spatiale des stades d'englacement LLGM et post-LLGM, notamment grâce à la modélisation, et (iii) de dater ces stades d'englacement grâce à l'utilisation des nucléides cosmogéniques ^{10}Be et ^{36}Cl produits *in situ* dans les minéraux de quartz et de feldspath des roches de surface.

- (i) Le stade LLGM est associé à un glacier de vallée composite de 44,3 km de long jalonné en position frontale par le complexe morainique de Buzy (~ 400 m d'altitude) en lien avec une LEG de $1\,543\text{ m} \pm 100\text{ m}$. À ce stade, l'épaisseur de glace dans la zone de piémont apparaît suffisamment importante pour recouvrir la dépression d'Estarrès ainsi que les sites archéologiques du bassin d'Arudy (Laa 2, 457 m alt. ; Tastet-Sainte-Colome, 512 m alt. ; Poeymaü, 500 m alt. ; Espalungue, 460 m alt. ; Bignalats, 405 m alt.). En amont des cluses, les marges du stade LLGM sont jalonnées par les moraines et obturations latérales les plus externes des vallons de Bilhères et de Castet et du Port de Béon (cf. section 5.2.2). Les datations par exposition obtenues sur les dépôts LLGM et leur confrontation avec les données ^{14}C des remplissages d'Estarrès et de Castet

montrent que l'emprise spatiale de ce stade d'englacement a été atteinte à plusieurs reprises au cours du Pléistocène supérieur, probablement durant la première moitié du cycle glaciaire (MIS 4), certainement pendant les stades froids du MIS 3 et, pour la dernière fois, au cours du GLGM (entre 24 et 27 ka cal. BP) (cf. section 5.4.4.1).

- (ii) Le stade post-LLGM correspond à la première étape de déglaciation postérieure au LLGM. Il est associé à un glacier de vallée composite de 42 km de long jalonné en position frontale par la moraine qui porte le village d'Arudy (415 m d'altitude) en lien avec une LEG de $1\,664\text{ m} \pm 100\text{ m}$ (+121 m par rapport au stade précédent). À ce stade, l'épaisseur du glacier n'apparaît plus assez importante pour diffuser dans la dépression d'Estarrès et alimenter en eaux de fonte le paléolac (marge glaciaire vers 470 m, col de Louvié-Jouzon à 520 m d'altitude). La déglaciation du bassin d'Arudy permet par ailleurs de libérer des glaces les sites archéologiques de Tastet-Sainte-Colome qui se tenaient alors une cinquantaine de mètres au-dessus du glacier et le site de Laa 2 localisé à 1,2 km des marges du glacier (cf. section 5.2.3). Les datations par exposition obtenues sur les dépôts LLGM et leur confrontation avec les données ^{14}C des remplissages d'Estarrès et des sites de Tastet-Sainte-Colome et Laa 2 montrent que l'emprise spatiale de ce stade d'englacement est contemporaine du GLGM (un âge à $22,3 \pm 2,1\text{ ka}$ a semblé le plus probable, mais un âge plus récent, vers 18-19 ka, n'a pu être exclu) (cf. section 5.3.4.2).

L'identification de ces deux principaux stades d'englacement a permis de poser les bases permettant d'investiguer la variabilité spatiale des langues de glace à l'échelle régionale entre la vallée d'Ossau et la vallée d'Aspe (cf. section 5.5). Ces travaux ont permis de mettre en évidence trois points principaux :

- (i) Au cours des différentes avancées glaciaires responsables de l'emprise LLGM, le glacier de la vallée d'Aspe atteignait une longueur de 29,2 km contre 44,3 km dans la vallée d'Ossau en raison des différences d'hypsométrie entre ces deux bassins glaciaires. Il était jalonné à son front par les moraines du village de Bédous (entre 530 et 420 m d'altitude). Sa LEG se situait à $1\,603\text{ m} \pm 100\text{ m}$, soit

+60 m au-dessus de celle du stade LLGM en vallée d'Ossau. Il n'a donc jamais pu déborder sur le piémont, comme l'ont envisagé certains auteurs (Gangloff et al., 1991b), et il n'est en rien responsable des lutites lacustres de la vallée d'Ogeu.

- (ii) Au cours du pré-LLGM, la langue de glace jalonnée dans l'axe de la vallée d'Ossau par le till de Belair-Lourau (400 m d'altitude) atteignait 46,8 km de long en lien avec une LEG de $1\,340 \pm 100$ m. Au même moment, dans la vallée d'Aspe, la langue de glace atteignait 35 km de long et construisait à son front le till fossile préservé sous la terrasse moyenne d'Agnos. Sa LEG se tenait à $1\,400 \pm 100$ m (cf. section 6.5.2). Cela conduit, à titre d'hypothèse, à récuser une datation très ancienne pour ces tills, qui ne seraient pas associés à la formation de Lannemezan (Gangloff et al., 1991b), mais simplement posés dessus et la ravinant, puisqu'ils s'avèrent potentiellement contemporains de ceux d'Agnos, situés beaucoup plus bas en altitude dans la vallée d'Aspe et, de ce fait, attribués au Pléistocène moyen (Gangloff et al., 1991a).
- (iii) Enfin, ces résultats permettent d'invalider l'origine glaciolacustre des lutites d'Hiallères qui surmontent la nappe graveleuse à +60 m de la basse vallée d'Ogeu, tandis que d'autres arguments plaident plutôt en faveur d'une origine néotectonique du paléolac d'Ogeu.

Conclusion Générale : bilan des acquis et perspectives de recherche

Sommaire

1. Rappel du contexte et des objectifs de la thèse.....	270
2. Chronologie du stade LLGM et position des fronts glaciaires pyrénéens au cours du GLGM – essai de synthèse	273
2.1. Une emprise LLGM atteinte à plusieurs reprises au cours du dernier cycle glaciaire.....	273
2.2. Variabilité spatiale des paléoengagements LLGM et implications paléoclimatiques.....	276
2.3. Peut-on réellement distinguer le GLGM du LLGM dans les Pyrénées ?.....	278
2.4. Quel modèle paléoclimatique pour le GLGM dans les Pyrénées et en Europe occidentale ?.....	280
3. Fluctuation post-GLGM des fronts glaciaires pyrénéens et implications paléoclimatiques.	282
3.1. Paléoengagements et ambiances paléoclimatiques post-LLGM dans la haute vallée de l'Ariège	283
3.2. Paléoengagements et ambiances paléoclimatiques post-GLGM en Cerdagne	284
3.3. Paléoengagements et ambiances paléoclimatiques post-GLGM dans la vallée du Vicdessos	285
3.4. Paléoengagements des ambiances paléoclimatiques post-GLGM dans les Pyrénées centrales.....	286
3.5. Quelle variabilité paléoclimatique postérieure au GLGM au sein de l'espace pyrénéen ? Quelles implications concernant les paléocirculations atmosphériques à l'échelle de l'Europe occidentale ?.....	288
4. Bilan des acquis méthodologiques et perspectives de recherche.....	295
4.1. Modélisations paléoglacielogiques et paléoclimatiques des paléoengagements.....	295
4.2. Datations par exposition ¹⁰ Be et ³⁶ Cl.....	299
5. Bilan et perspectives de recherche.....	301

1. Rappel du contexte et des objectifs de la thèse

Dans les Pyrénées, la détermination de la chronologie des fluctuations glaciaires a fait l'objet, au cours des 20 dernières années, de nombreuses avancées grâce à l'acquisition de multiples données géochronologiques par ^{14}C , OSL, U-Th et par exposition (^{10}Be et ^{36}Cl). Ces travaux ont montré que, sur l'ensemble de la chaîne, le LLGM (*Local Last Glacial Maximum*) a été atteint à plusieurs reprises pendant la première moitié du Pléistocène supérieur, entre le MIS 5b-d et le MIS 3 (à savoir entre 109 et 60 ka d'après Lisiecki & Raymo, 2005, synthèse in Delmas et al., 2022b). Ce dernier s'avèrerait donc asynchrone du GLGM qui se situe entre 19 et 24-26 ka cal. BP (MARGO project Members, 2009 ; Clark et al., 2009 ; cf. section 1.2.4.1). Parallèlement, l'emprise spatiale des glaciers pyrénéens au cours du GLGM a été précisément individualisée dans plusieurs vallées du massif, principalement à partir de datations TCN sur les constructions morainiques. Dans d'autres vallées, elle demeure localisée de manière particulièrement indirecte, notamment à partir de datations ^{14}C obtenues dans les remplissages glaciolacustres du piémont (Fig. C.1, synthèse in Delmas et al., 2022c ; cf. section 1.2.4.2.). Sur la base de ces données, il est apparu que les fronts glaciaires localisés en façade orientale des Pyrénées ont enregistré au cours du GLGM (*Global Last Glacial Maximum*) une avancée presque aussi ample, à quelques centaines de mètres près, que celle survenue entre le MIS 5b-d et le MIS 3. En revanche, l'écart entre l'emprise spatiale des glaciers pyrénéens au cours du GLGM et celle atteinte entre le MIS 5b-d et le MIS 3 se creuse progressivement vers l'ouest (Fig. C.1, synthèse in Delmas et al., 2022c). Cette variabilité de l'emprise des paléoenlacements pyrénéens a été attribuée à un gradient pluviométrique décroissant d'est en ouest, lié à une cyclogenèse d'origine méditerranéenne plus intense et plus efficace en matière d'alimentation neigeuse que celle issue de l'Atlantique. Ce schéma s'accorde par ailleurs avec la mise en place, au cours du GLGM, d'une circulation atmosphérique générale dominée par des perturbations pluviogènes d'origine méridionale (Florineth and Schlüchter, 2000 ; Kuhlemann et al., 2008 ; Luetscher et al., 2015 ; Monegato et al., 2017 ; Fig. C.1 ; cf. section 1.2.4.2.).

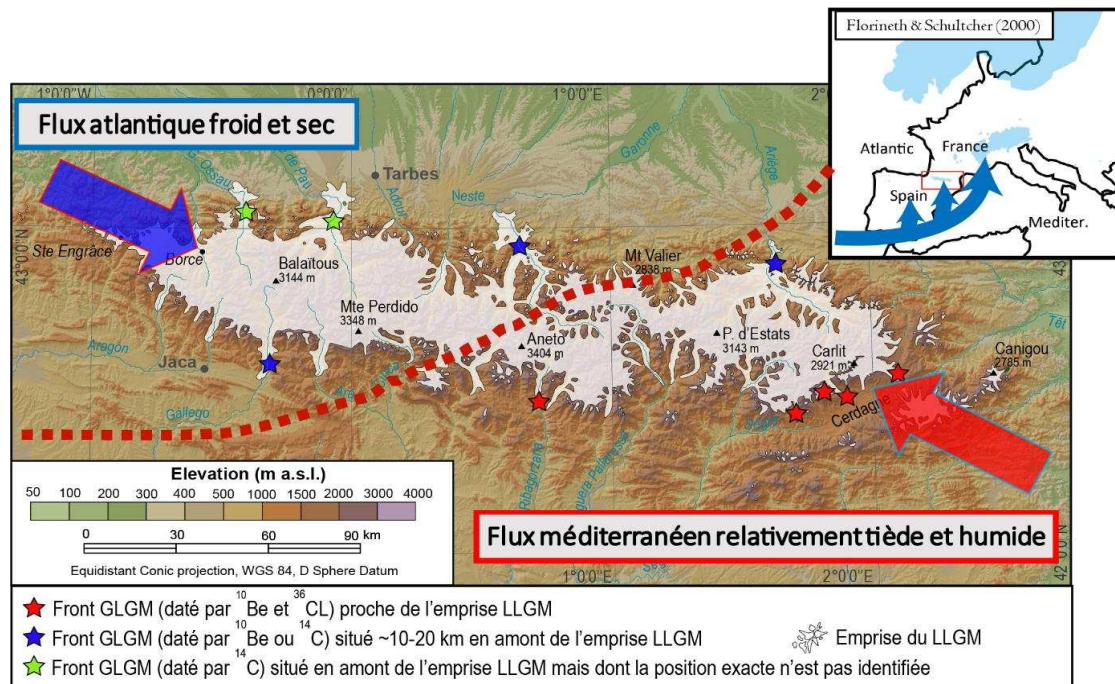


Figure C.I : Emprise des paléoenclacements pléistocènes pyrénéens et sites GLGM datés. Extrait de Delmas et al. (2022b), modifié.

L'emprise spatiale et la chronologie des fluctuations glaciaires postérieures au GLGM apparaissent, quant à elles, largement moins renseignées. Les données portant sur la LGIT (*Last Glacial-Interglacial Transition*) concernent seulement une douzaine de sites datés par datation ^{14}C sur sédiments glaciolacustres et par datation TCN (^{10}Be et ^{36}Cl , Synthèse in Delmas et al., 2022, a, b, c). Les données relatives à l'emprise spatiale et à la chronologie des fluctuations glaciaires au cours de l'Holocène s'avèrent sensiblement plus parcellaires encore (synthèse in Delmas et al., sous presse ; Fig. C.2). Bien que sous-exploité, le potentiel paléoclimatique de ces données reste énorme, car les dépôts de marge glaciaire localisés dans les hautes vallées pyrénéennes apparaissent extrêmement nombreux, et relativement bien cartographiés et conservés. Les multiples monographies demeurant à réaliser permettraient donc d'exploiter les chronologies des fronts glaciaires en tant que marqueurs des paléocirculations atmosphériques à l'échelle de l'ensemble de l'Europe occidentale. En effet, si le rétablissement des circulations d'ouest (*westerlies*) telles que nous les connaissons aujourd'hui semble être daté entre 23 et 17 ka sur la base des données alpines (Monegato et al., 2017), le calage chronologique de cet évènement dans les Pyrénées demeure imparfait et pourrait s'avérer partiellement asynchrone dans les montagnes les plus méridionales d'Europe.

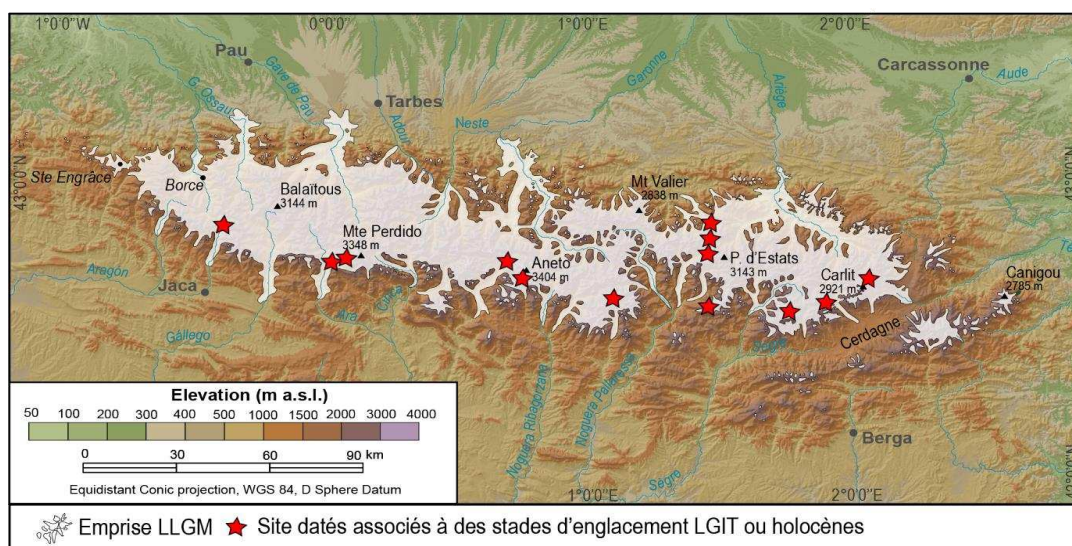


Figure C.2 : Emprise des paléoenclacements pléistocènes pyrénéens et sites LGIT datés. Les sites concernant la LGIT (une dizaine seulement) concernent essentiellement la façade sud-est de la chaîne. Extrait de Delmas et al. (2022b), modifié.

Compte tenu de ces éléments de contexte, l'objectif principal de la thèse consistait à compléter efficacement l'information préalablement disponible en apportant de nouvelles données cartographiques, chronologiques, et paléoclimatiques à travers trois monographies (haute vallée de l'Ariège, Esera, et Gave d'Ossau) qui échantillonnent la variabilité climatique du domaine pyrénéen (cf. section 1.3. ; Fig 1.18). Il s'agissait en particulier de contrôler, au moyen de données chronologiques acquises directement sur les constructions morainiques – en l'occurrence, des âges d'exposition –, la chronologie du stade LLGM dans la vallée de l'Esera et le Gave d'Ossau. Il convenait également de localiser précisément la position des fronts glaciaires dans ces deux vallées au cours du GLGM. Ceux-ci étaient-ils localisés à proximité immédiate des emprises LLGM, comme cela a été observé dans plusieurs vallées orientales ? Se trouvaient-ils en amont des emprises LLGM, ainsi que cela semble le cas dans plusieurs vallées occidentales ? L'objectif consiste *in fine* à vérifier si le modèle paléoclimatique préalablement envisagé (Fig. C.1) reste valable, ou à déterminer si d'autres mécanismes doivent être examinés pour expliquer la répartition des paléoenclacements pyrénéens au cours du Pléistocène supérieur et, en particulier, durant le GLGM. L'opportunité d'acquérir de nouvelles données concernant l'emprise spatiale des glaciers pyrénéens au cours de la LGIT et de l'Holocène s'inscrit dans cette même optique. En précisant la répartition spatiale des volumes de glace au sein de l'espace pyrénéen à différents moments clés de la dernière déglaciation, il s'agissait de contraindre la chronologie de mise en place, au cours de la période post-LGM, des dynamiques atmosphériques actuellement dominées par des circulations d'ouest.

Les données acquises dans le cadre de cette thèse ont abouti à la datation de douze stades d'englacement et à la modélisation glaciologique ou paléoclimatique de 32 stades d'englacement (cf. chapitres 3, 4 et 5) parmi lesquels onze ont été datés à partir de données préalablement publiées, mais remodelisées dans le cadre du travail présenté ici sur la base de paramètres homogènes (cf. 2.6.2 ; annexe D).

Dans ce chapitre de conclusion, nous proposons de croiser et de mettre en perspective l'ensemble des données chronologiques actuellement disponibles afin de dresser une image synoptique de la position des fronts glaciaires pyrénéens au cours du dernier cycle glaciaire, en particulier durant le GLGM et les principaux moments clés de la LGIT et de l'Holocène. Sur ces bases, nous contribuons à la caractérisation de la variabilité spatiale et temporelle des ambiances paléoclimatiques de la haute montagne pendant le GLGM, le LLGM, la LGIT et l'Holocène, afin d'identifier les forçages climatiques responsables de cette variabilité spatiale, en lien avec la dynamique de l'atmosphère à l'échelle de l'Europe occidentale. Enfin, nous terminons par quelques réflexions d'ordre méthodologique, notamment une analyse critique des méthodes de géochronologies et d'acquisition des données paléoclimatiques utilisées.

2. Chronologie du stade LLGM et position des fronts glaciaires pyrénéens au cours du GLGM – Essai de synthèse

2.1. Une emprise LLGM atteinte à plusieurs reprises au cours du dernier cycle glaciaire

Les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse ont permis de situer la position des fronts glaciaires contemporains du GLGM à proximité des emprises LLGM dans deux nouvelles vallées pyrénéennes (Tabl. C.1).

- (i) Dans la vallée d'Ossau, les âges d'exposition ^{10}Be obtenus sur les multiples cordons morainiques LLGM du complexe frontal externe de Buzy, croisés avec une réanalyse des âges ^{14}C des remplissages d'Estarrès et de Castet (Tabl. 5.2 ; cf. section 5.4.4.1.), permettent d'envisager un retour de la glace jusque sur le piémont à plusieurs reprises au cours du Pléistocène supérieur, les derniers épisodes d'expansion glaciaire maximale (stade LLGM) étant identifiés dans le courant du MIS 3 et pendant la première moitié du GLGM, entre 27 et 24 ka cal. BP.

Conclusion Générale : bilan des acquis et perspectives de recherche

- (ii) Dans la vallée de l'Esera, les données ^{10}Be obtenues sur les cordons latéraux LLGM de Chia et de Benasque permettent d'envisager un retour de la glace à plusieurs reprises au cours du Pléistocène supérieur, notamment durant le MIS 2-GLGM ($19,0 \pm 1,1$ ka), le MIS 3 ($35,2 \pm 3,3$ ka) et peut-être aussi le MIS 5a-d ($96,4 \pm 10,3$ ka) (Tabl. 4.3 ; cf. section 4.2.3.2).

Tableau C.I : Chronologie des stades d'englacement LLGM et position des fronts GLGM

Localisations		Chronologies		Caractéristiques glaciologiques		Sources
Vallée	Méthode de datation	Âge	Stratigraphie	Longueur (km)	LEG (m)	Référence
Façade nord						
Ossau	^{10}Be	$29,2 \pm 2,2$ ka	MIS 3	44,3	$1\ 543 \pm 100$	Ce travail
	^{10}Be	24-27 ka	MIS 2-GLGM	44,3	$1\ 543 \pm 100$	Ce travail
Gave de Pau	^{14}C	> 42 226- 42 585 ka cal. BP ¹	MIS 4	53	1 400-1 500	Andrieu et al. (1988)
	^{14}C	23 765- 24 544 ka cal. BP ¹	MIS 2-GLGM	n.d.	n.d.	Reille and Andrieu (1995)
Garonne	^{14}C	> 31 789- 39 537 ka cal. BP ¹	MIS 4	79	1 500-1 600	Mardones and Jalut (1983)
	^{10}Be	24-21 ka	MIS 2-GLGM	61	n.d.	Fernandes et al. (2021)
Ariège	^{10}Be	$87,4 \pm 4$ ka	MIS 4	65	1 600-1 800	Delmas et al. (2011)
	^{10}Be	$38,19 \pm 9,0$ ka	MIS 3	65	1 600-1 800	Delmas et al. (2011)
	^{10}Be	$20,8 \pm 1,3$ ka	MIS 2-GLGM	53-58	n.d.	Delmas et al. (2011)
Façade sud						
Aragón	OSL	68 ± 7 ka	MIS 4	23	1 900	García-Ruiz et al. (2013)
	OSL	$51 \pm 4,5$ ka	MIS 3	23	1 900	García-Ruiz et al. (2013)
Gállego	OSL	85 ± 5 ka	MIS 5b	40	1 900-2 000	García-Ruiz et al. (2003)
	OSL	38 ± 4 ka	MIS 3	40	1 900-2 000	García-Ruiz et al. (2003)
	OSL	36 ± 3 ka	MIS 3	38	1 900-2 000	García-Ruiz et al. (2003)
	^{14}C	24 086- 25 877 ka cal. BP ¹	MIS 2-GLGM	20-25	2 000	Delmas et al. (2022c)
Esera	^{10}Be	$35,2 \pm 3,3$ ka	MIS 3	34	$2\ 150 \pm 100$	Ce travail
	^{10}Be	$96,4 \pm 10,3$ ka	MIS 5c	34	$2\ 150 \pm 100$	Ce travail
	^{10}Be	$19,0 \pm 1,1$ ka	MIS 2-GLGM	34	$2\ 150 \pm 100$	Ce travail
Cinca	OSL	64 ± 11 ka	MIS 4	26	2 100-2 200	Lewis et al. (2009)
Ara	OSL	49 ± 8 ka	MIS 3	32	2 100-2 200	Sancho et al. (2018)
		55 ± 9 ka	MIS 3	32	2 100-2 200	Sancho et al. (2018)
N. Ribagorçana	^{10}Be	~25 ka	MIS 2-GLGM	24	2 100-2 200	Pallàs et al. (2006)
Valira	^{14}C	> 34 594- 35 590 ka cal. BP ¹	MIS 3	31	2 300	Turu et al. (2017)
Arànsér	n.d.	n.d.	n.d.	7	2 200-2 300	Palacios et al. (2015), Andrés et al. (2018)
Llosa	^{36}Cl	$20,8 \pm 1,9$ ka	MIS 2-GLGM	14	2 200-2 300	Palacios et al. (2015), Andrés et al. (2018)
Duran	^{36}Cl	$21,9 \pm 2,6$ ka	MIS 2-GLGM	6	2 200-2 300	Palacios et al. (2015), Andrés et al. (2018)
Malniu	^{10}Be	$81,2 \pm 2$ ka	MIS 5b	6,5	2 200-2 300	Pallàs et al. (2010)
	^{10}Be	$52,2 \pm 2,3$ ka	MIS 3	6,5	2 200-2 300	Pallàs et al. (2010)
	^{10}Be	$23,9 \pm 0,7$ ka	MIS 2-GLGM	6	2 200-2 300	Pallàs et al. (2010)
Querol	^{10}Be	$27,2 \pm 0,7$ ka	MIS 2-GLGM	20	2 100-2 200	Pallàs et al. (2010)
Têt	SHED	$40,9 \pm 1,1$ ka	MIS 3	15,8	2 000-2 100	Tomkins et al. (2018)
	SHED	$24,8 \pm 0,9$ ka	MIS 2-GLGM	15	2 000-2 100	Tomkins et al. (2018)
	^{10}Be	$24,3 \pm 3,8$ ka	MIS 2-GLGM	15	2 000-2 100	Delmas et al. (2008), Jalut et al. (1992)

¹Les âges ^{14}C ont été recalibrés dans le cadre de cette thèse sur la base IntCal 20 (Reimer et al., 2020) avec l'application Calib 8.20 (Stuiver et al., 2006). Ils sont exprimés en ka cal. BP afin de disposer d'âges directement comparables au calendrier North GRIP INTIMATE (donné en b2 ka). Les âges sont communiqués avec 2 sigma de probabilité (= 95,4 %). SHED : *Schmidt Hammer Exposure Dating*. n.d. : pas de données publiées.

Ces résultats confirment le caractère polyphasé des moraines associées à l'emprise LLGM, comme cela a été observé dans d'autres vallées pyrénéennes, en particulier l'Ariège, la Têt et le Malniu (cf. Tabl. C.1). En revanche, ils remettent clairement en cause le scénario préalablement envisagé pour le GLGM, selon lequel les glaciers occidentaux restaient peu alimentés en raison d'un déficit pluviométrique d'origine atlantique, contrairement aux glaciers orientaux sous influence méditerranéenne qui bénéficiaient, au GLGM, d'une alimentation neigeuse relativement abondante en raison de la provenance essentiellement méridionale des perturbations (Fig. C.1).

Nous proposons donc de reprendre ici l'analyse de la variabilité spatiale des paléoenglacements LLGM, et GLGM lorsque les données le permettent, afin de faire le point sur les informations paléoclimatiques susceptibles d'être déduites de la répartition des volumes de glace au sein de l'espace pyrénéen. Dans cette optique, la longueur des langues de glace et la position altitudinale de la LEG constituent deux indicateurs complémentaires, mais d'intérêt inégal en matière de reconstitution paléoclimatique, car la longueur, et, plus généralement, le volume des glaciers sont contrôlés à la fois par le contexte climatique local et régional et la configuration topographique du bassin versant (hypométrie, géométrie des vallées, position des zones de confluence), tandis que la position altitudinale de la LEG est exclusivement influencée par les conditions climatiques (précipitations hivernales et températures estivales) locales et régionales (cf. section 1.1). Cependant, faute de données exhaustives et homogènes concernant la position altitudinale de la LEG, nous proposons ici une analyse croisée de ces deux indicateurs, d'abord pour le LLGM qui reste le stade d'englacement le mieux cartographié à l'échelle des Pyrénées, et donc celui pour lequel il est possible de comparer les longueurs de langue entre le plus grand nombre de vallées ($n = 17$), ensuite pour le GLGM à partir des vallées ($n = 9$) qui ont livré des données chronologiques permettant de localiser précisément la position des fronts glaciaires au cours du GLGM (Tabl. C.1).

2.2. Variabilité spatiale des paléoenglacements LLGM et implications paléoclimatiques

La figure C.3 représente la longueur des glaciers pyrénéens au LLGM (valeurs en bleu dans les cadres noirs) et celle associée au GLGM (valeurs en rouge dans les cadres noirs, lorsqu'elles sont connues). Elle montre qu'au cours du LLGM, le plus fort contraste spatial observé dans les Pyrénées en termes de longueur des langues de glace oppose la façade nord et

la façade sud de la chaîne. Sur la façade nord, les principales vallées abritaient des glaciers de vallée composites de plusieurs dizaines de kilomètres de long, jusqu'à 79 km dans la vallée de la Garonne, 65 km dans la vallée de l'Ariège, 53 km dans le bassin du Gave de Pau et 44,3 km dans celui du Gave d'Ossau. Sur la façade sud, la taille des glaciers s'avérait sensiblement inférieure, avec une longueur maximale de 40 km dans la vallée du Gállego et des étendues comprises entre 25 et 35 km dans les autres vallées, à l'exception de celles localisées à l'extrémité orientale de la chaîne qui abritaient des glaciers de longueur plus réduite encore, inférieure ou égale à 15-20 km. L'altitude des fronts LLGM montre un contraste de façades similaire, avec des valeurs de l'ordre de 400 m pour l'Ariège, la Garonne, le Gave de Pau et le Gave d'Ossau, tandis que les fronts se tiennent entre 800 et 900 m sur les principales vallées de la façade sud, de l'Aragon au Valira.

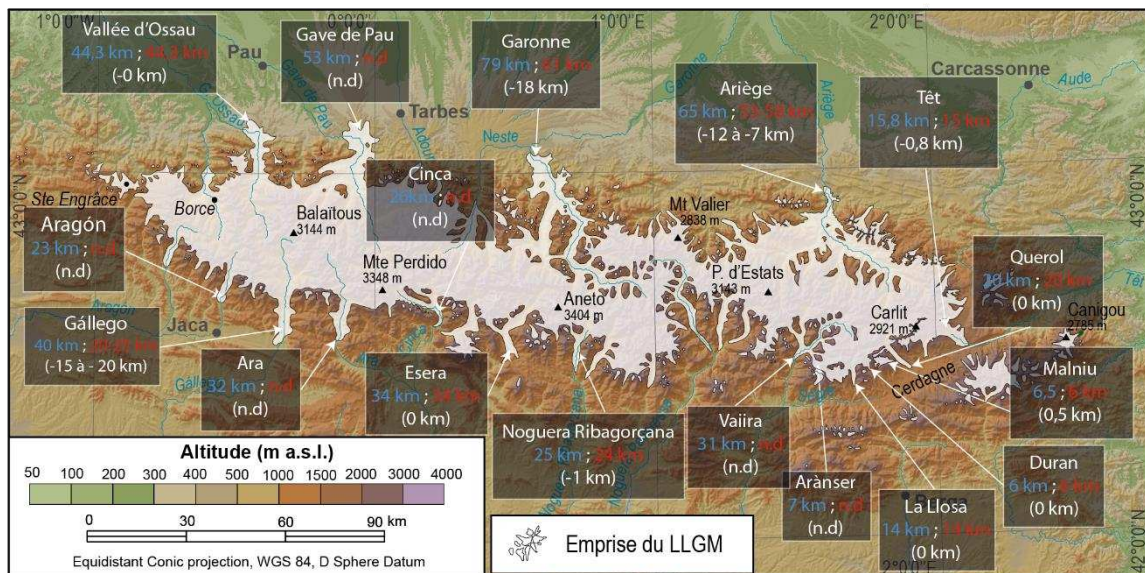


Figure C.3 : Variabilité spatiale des longueurs des stades d'englacement LLGM et GLGM. Les longueurs des stades d'englacement LLGM sont indiquées en bleu. Les longueurs des stades d'englacement contemporains du GLGM sont affichées en rouge. Les différences d'extension entre les deux emprises figurent en blanc.

La figure C.4 représente quant à elle la position altitudinale de la LEG pour le LLGM (valeurs en bleu dans les cadres noirs) et pour le GLGM (valeurs en rouge dans les cadres noirs, lorsqu'elles sont connues). Ces grandeurs ont été calculées avec la méthode AABR dans le cas du Gave d'Ossau et de l'Esera (cf. chapitres 4 et 5 de cette thèse) et au moyen de la méthode THAR (0,5) pour toutes les autres vallées (cf. Tabl. 40.1 in Delmas et al., 2022b, Tabl. 59.1 in Delmas et al., 2022c et Tabl. 2.1 in Delmas, 2009). Comme pour les longueurs, la plus forte dichotomie oppose les façades nord et sud de la chaîne. Sur la façade nord, la LEG se situe à $1\,543 \pm 100$ m d'altitude en vallée d'Ossau et augmente très progressivement vers l'est avec une altitude située entre 1 400 et 1 500 m sur le Gave de Pau, entre 1 500 et 1 600 m dans la vallée de la Garonne,

et entre 1 600 et 1 800 m dans l'axe principal de la vallée de l'Ariège. Dans ce même segment de la chaîne, la LEG se situe à une altitude comprise entre 1 350 et 1 400 m dans le massif de l'Arize, en position d'avant-pays, entre 1 500 et 1 600 m sur la façade nord du massif de Tabe, vers 1 700 m en Donnezan et entre 1 800 et 1 850 m sur le versant nord du Madrès (cf. Tabl. 2.1 in Delmas, 2009). Sur la façade sud, les valeurs s'avèrent systématiquement plus élevées que sur la façade nord, avec un minimum dans la vallée de l'Aragón (1 900 m) et des grandeurs maximales, entre 2 200 et 2 300 m d'altitude, au sein des petits organismes glaciaires de la marge sud du massif de Tossa Plana et du Campcardos (Arànsér, Llosa, Duran, Malniu), ainsi que sur ceux localisés au niveau des marges méridionales du fossé de Cerdagne (vallées de Llo, d'Eyne et de Planès). Entre ces deux extrêmes, la position altitudinale de la LEG augmente progressivement d'ouest en est avec une altitude comprise entre 1 900 et 2 000 m sur le Gállego, située à $2\,150 \pm 100$ m dans l'Esera, entre 2 100 et 2 200 m au niveau de la Noguera Ribagorçana. En revanche, à l'extrémité orientale des Pyrénées (massif du Carlit), la LEG voit son altitude décroître légèrement pour se situer entre 2 100 et 2 200 m sur le Querol et entre 2 000 et 2 100 m sur la Têt. Les Pyrénées centrales et orientales affichent donc le contraste de façades maximal, avec un écart de l'ordre de 500 à 600 m entre la façade nord (Gave de Pau, Garonne, Ariège) et la façade sud (Gállego, Esera, Noguera Ribagorçana, marge sud du massif de Tossa Plana et du Campcardos), tandis qu'il ne s'élève qu'à 300 à 400 m au niveau de l'extrémité occidentale des Pyrénées.

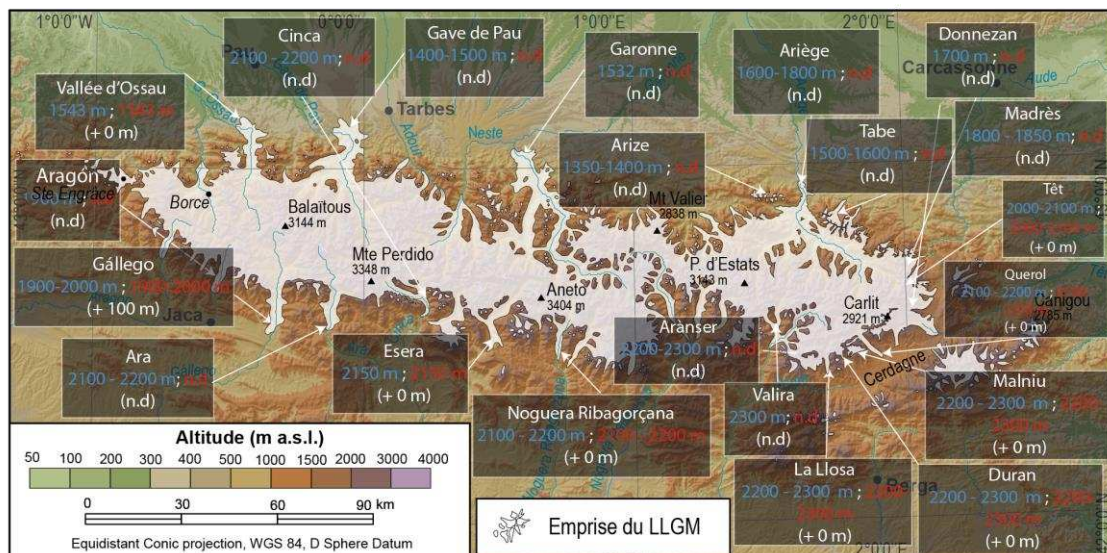


Figure C.4 : Variabilité spatiale de la position altitudinale de la LEG des stades d'englacement
 Les altitudes des LEG du LLGM sont indiquées en bleu. Les altitudes de LEG contemporaines du GLGM apparaissent en rouge. Les différences d'altitude de LEG entre les deux extensions sont communiquées en blanc.

Au total, ces variations LLGM de la longueur des glaciers et de la position altitudinale de la LEG mettent en évidence des contrastes paléoclimatiques tout à fait comparables à ceux observés de nos jours, en particulier à travers la distribution des précipitations (cf. section 1.3.2 ; Fig. 1.18). Ainsi, au LLGM, la façade nord, largement ouverte sur l'Atlantique, se trouvait sous influence océanique au moins jusqu'à l'Ariège, tandis que la façade sud, en position d'abri orographique, demeurait beaucoup plus continentale, l'effet de la continentalité ne s'atténuant que vers l'ouest, dans les vallées occidentales (Aragón, Gállego) et, vers l'est, dans les massifs les plus orientaux soumis aux flux humides d'origine méditerranéenne.

2.3. Peut-on réellement distinguer le GLGM du LLGM dans les Pyrénées ?

Compte tenu des nouvelles données chronologiques acquises dans le cadre de cette thèse (Gave d'Ossau et Esera), il apparaît que seules les vallées de l'Ariège, de la Garonne et du Gállego se caractérisent par un front glaciaire contemporain du GLGM localisé sensiblement en amont des emprises LLGM, à des distances respectives de 7-12 km, 18 km et 15-20 km. Dès lors, il semble opportun d'interroger ici la fiabilité des données chronologiques obtenues dans ces trois vallées et, sur ces bases, notre capacité à distinguer réellement les emprises LLGM et GLGM dans les Pyrénées.

Dans la vallée de la Garonne, le front GLGM est localisé de manière indirecte à partir de deux âges d'exposition ^{10}Be à $20,7 \pm 1,2$ et $24,2 \pm 2,1$ ka échantillonnés sur verrous rocheux (Fernandes et al., 2021). Or, compte tenu des héritages d'exposition observés dans plusieurs vallées pyrénéennes (Têt, Querol), y compris sur la façade nord (Ariège), il paraît tout à fait possible d'envisager que les surfaces rocheuses datées à $20,7 \pm 1,2$ ka et $24,2 \pm 2,1$ ka dans l'axe de la Garonne se trouvaient en fait sous la glace au GLGM, avec un front proche du complexe morainique de Barbazan-La Serre.

Dans la vallée de l'Ariège, les fronts morainiques associés au GLGM (stades de Garrabet, Bompas-Arignac et Bernière) figurent clairement en amont du LLGM, mais la chronologie du stade LLGM n'est définie que par un bloc erratique daté à $87,4 \pm 4$ ka, localisé en aval du bassin de Tarascon (Delmas et al., 2011, 2012). L'opportunité d'acquérir de nouvelles données chronologiques, notamment des âges d'exposition sur les dépôts de marge glaciaire de ce stade d'englacement, permettrait de contrôler son âge et de vérifier si, effectivement, le front GLGM du glacier de l'Ariège était cantonné 7 à 12 km en amont de l'emprise LLGM.

Enfin dans la vallée du Gállego, un âge radiocarbone provenant de la base de la séquence glaciolacustre de Paúl de Búbal semble indiquer que le front GLGM du glacier du Gállego était situé dans cette zone, autrement dit 15-20 km en amont des moraines LLGM (Synthèse in Delmas et al., 2015, 2022b, 2022c et Delmas, 2019 d'après un âge ^{14}C in Jalut et al., 1992). Cependant, aucun till documenté n'en apporte actuellement la confirmation.

Sur ces bases, deux options apparaissent envisageables.

- (i) La première option consiste à considérer que les écarts observés sur l'Ariège (7-12 km), la Garonne (18 km) et le Gállego (15-20 km) entre l'emprise LLGM et la position des fronts GLGM sont potentiellement surestimés, car, dans ces trois vallées, la position des fronts GLGM est localisée de manière imparfaite faute de données chronologiques suffisamment robustes. L'opportunité de multiplier les données chronologiques dans ces trois vallées, comme dans celles qui n'ont, à ce jour, fait l'objet d'aucune datation directe (Neste, Adour, Gave de Pau sur la façade nord ; Aragon, Cinca, Ara, Noguera Pallaresa sur la façade sud) servira à vérifier si le GLGM correspond ou non dans les Pyrénées, comme dans d'autres montagnes d'Europe occidentale et méditerranéenne (synthèse in Palacios et al. 2022), à une avancée glaciaire majeure confondue avec le stade LLGM.
- (ii) La seconde option consiste à considérer que les données chronologiques actuellement disponibles sont suffisamment robustes pour localiser précisément la position des fronts glaciaires contemporains du GLGM, y compris en Ariège, sur la Garonne et le Gállego. Dans ce cas, il paraît possible d'aménager le modèle paléoclimatique initial en admettant un flux humide secondaire issu de l'Atlantique, toutefois beaucoup moins puissant que l'actuel, ne dépassant pas vers l'est les Gaves d'Ossau et de Pau et, vers le sud, le faite de la chaîne. En faveur de cette hypothèse, la carte des précipitations actuelles (Fig. 1.18) montre un contraste net entre les vallées d'Aspe et d'Ossau, abondamment arrosées (plus d'1,5 m de précipitations cumulées annuelles) et les vallées plus orientales, marquées par de larges creux pluviométriques (moins d'1 m de précipitations cumulées annuelles) de plus en plus accusés vers l'est (Gave de Pau, Neste, Garonne). La vérification de cette hypothèse passe cependant par une meilleure estimation de la position altitudinale de la LEG, dans ces trois vallées en

particulier et, plus généralement, à l'échelle des Pyrénées. Or, à ce jour, concernant le GLGM comme le LLGM (cf. supra), la position altitudinale de la LEG est identifiée à partir de la méthode AABR seulement dans deux vallées : le Gave d'Ossau et l'Esera. Partout ailleurs, les estimations reposent sur la méthode THAR (0,5) ou s'avèrent indisponibles, faute de connaître la position du front GLGM (Gave de Pau, Adour, Neste Aragon, Cinca, Ara, Noguera Pallaresa) ou de pouvoir fixer une valeur représentative de l'altitude des lignes de crête en raison de la complexité hypsométrique du bassin glaciaire (Ariège, Garonne). Il apparaît donc essentiel de multiplier les mesures sur la base de méthodes d'estimation de la paléo-LEG homogènes et suffisamment précises pour illustrer l'écart susceptible d'exister, dans certaines vallées, entre les LEG du GLGM et du LLGM.

2.4. Quel modèle paléoclimatique pour le GLGM dans les Pyrénées et en Europe occidentale ?

En dépit de ces réserves, nous proposons ici de retenir l'idée que, dans le courant du GLGM, la façade nord des Pyrénées centrales, de l'Ariège à la Garonne, peut-être encore la Neste, l'Adour et le Gave de Pau dans une moindre mesure, ont subi un déficit d'alimentation entraînant un recul des fronts glaciaires GLGM par rapport à leur position LLGM et une élévation de la position altitudinale de la LEG. Sur la façade sud, la zone concernée par ce déficit s'avère plus difficile à cerner, car elle n'est renseignée à ce jour que par le cas du Gállego. En revanche, il apparaît clairement que, sur les deux façades de la chaîne, les extrémités orientales et occidentales des Pyrénées ont bénéficié, au cours du GLGM, d'une alimentation neigeuse notoirement bonne, aussi abondante que lors des expansions glaciaires maximales du Pléistocène supérieur (stade LLGM).

Pour comprendre cette répartition des volumes de glace, il convient de rappeler qu'au cours du GLGM, l'Europe occidentale était soumise à des flux perturbés d'origine méridionale favorisés par une baisse en latitude du front polaire atlantique jusque vers le 38-40° parallèle nord (Mörner et al., 2020) (Fig. C.5), conséquences des centres de haute pression générés par l'expansion (i) de l'inlandsis nord-américain, (ii) de la glace de mer dans l'Atlantique Nord et (iii) de l'inlandsis fennoscandien, qui bloquaient ou déviaient les *westerlies* vers le sud (Bakke et al., 2009 ; Hofer et al., 2012 ; Beghin et al., 2015 ; Merz et al., 2015). Sur ces bases, il paraît possible

d'imaginer que les Pyrénées ont pu bénéficier des perturbations d'origines à la fois atlantique à l'ouest et méditerranéenne à l'est, les perturbations atlantiques ne concernant qu'une marge étroite de la façade nord-occidentale des Pyrénées (peut-être encore l'Aragón, mais plus le Gállego sur la base des données actuellement disponibles), tandis que la façade sud était largement alimentée, au moins jusqu'à l'Esera, par les phénomènes de convection produits en mer Méditerranée. Issus du contact entre (i) des flux d'air froid nord-atlantique (canalisé par le détroit de Gibraltar ou passant sur les zones de basse altitude entre les Alpes et les Pyrénées) et (ii) les eaux chaudes méditerranéennes (Hayes et al., 2005 ; Vernal et al., 2005, 2006 ; Melki et al., 2009), ces phénomènes de convection centrés sur la Méditerranée ont également alimenté au GLGM les glaciers des péninsules méditerranéennes et des Alpes méridionales (Haeberli and Penz, 1985 ; Florineth and Schlüchter, 2000 ; Kuhlemann et al., 2008 ; Luetscher et al., 2015 ; Ludwig et al., 2016 ; Monegato et al., 2017).

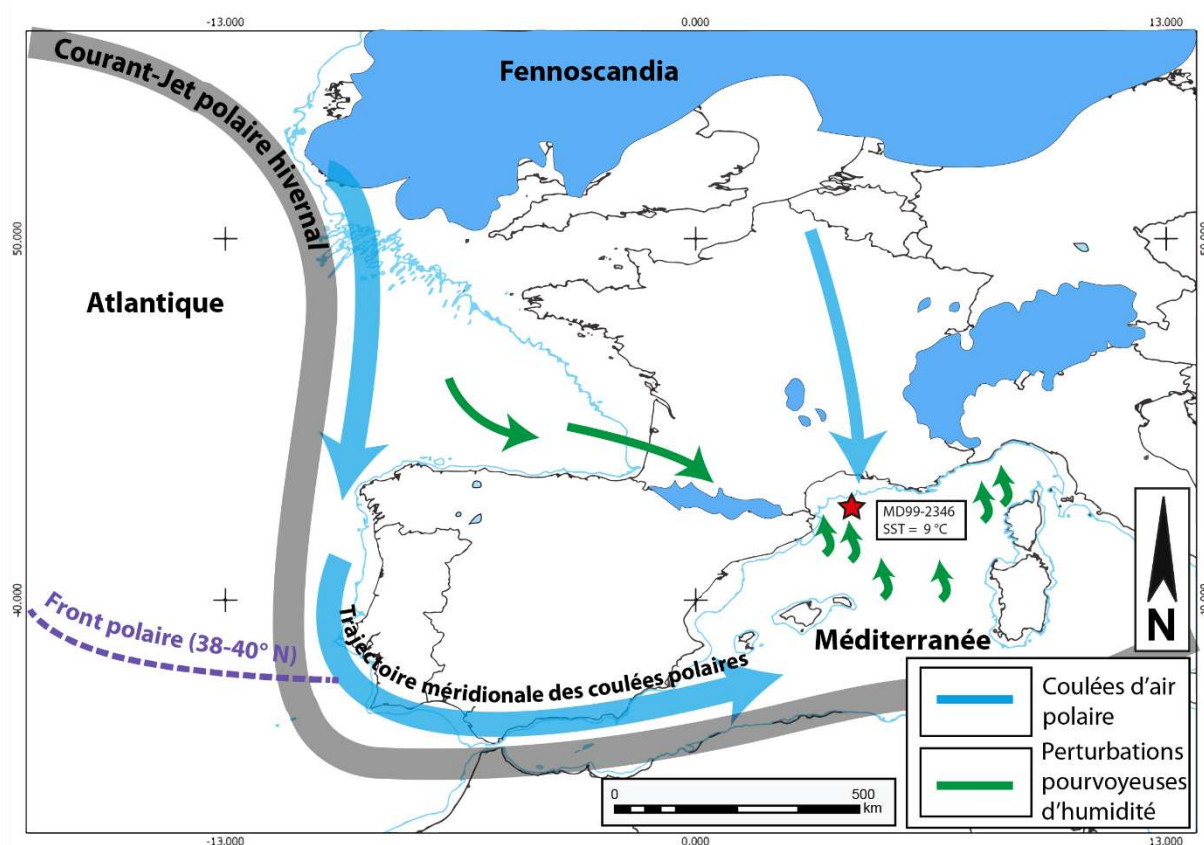


Figure C.5 : Circulations atmosphériques préférentielles mises en place au cours du GLGM sur l'Europe occidentale. La position du front polaire est établie à partir de l'étude de la variation de la mer de glace de Barents (Mörner et al., 2020). Le courant jet hivernal (décembre-janvier-février) est positionné sur la base de modélisations réalisées avec le modèle climatique CCSM4 (Merz et al., 2015). Le paléolittoral (lignes bleu clair) utilise les données SIG de paléolittoral fournies par le Collaborative Research Centre (CRC) 806 (Zickel et al., 2016). La baisse du niveau marin (-130 m) a été définie sur la base du dernier plus bas niveau marin daté par U-Th et ^{14}C (Lambeck et al., 2014). Les températures de surface (SST) en mer Méditerranée sont établies sur la base d'assemblages de foraminifères planctoniques (carotte MD99-2346, Melki et al., 2009). Emprise de la calotte polaire de Fennoscandie (Hughes et al., 2016).

3. Fluctuation post-LGM des fronts glaciaires pyrénéens et implications paléoclimatiques

Les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse ont permis de renseigner la chronologie des fronts glaciaires postérieurs au GLGM dans deux nouvelles vallées pyrénéennes, (i) la haute vallée de l'Ariège au sein de laquelle trois stades d'englacement ont pu être attribués au GS-2.1b (stade d'Ax-les-Thermes daté à $18,0 \pm 0,5$ ka), au GS-2.1a (stade de Mérens daté à $16,5 \pm 0,5$ ka), et au GI-1 (stade du cirque de l'Orri daté à $14,5 \pm 0,5$ ka), et (ii) la vallée de l'Esera au niveau de laquelle quatre stades d'englacement ont pu être attribués au GS-2.1b (stade Villanova-Eriste daté à $18,8 \pm 1,7$ ka), au GI-1 (stade Hospital daté à $13,6 \pm 1,2$ ka), au GS-1 (stade Aigualluts daté à $11,8 \pm 1,0$ ka), ainsi qu'à l'Holocène (stade Renclusa daté à $9,6 \pm 0,7$ ka, $6,9 \pm 0,8$ ka, et $3,0 \pm 0,3$ ka). Parallèlement, 29 stades d'englacement localisés dans ces deux vallées et sur leurs marges ont fait l'objet de modélisations paléoglacialogiques et paléoclimatiques.

3.1. Paléoenglacements et ambiances paléoclimatiques post-LLGM dans la haute vallée de l'Ariège

Dans la haute vallée de l'Ariège, le stade d'Ax-les-Thermes (GS-2.1b) correspond à un glacier de vallée composite de 27,5 km de long associé à une LEG (ligne d'équilibre glaciaire) à 2 012 m et un GMG (gradient de masse glaciaire) de $0,47 \pm 0,05$ m.yr⁻¹.100 m⁻¹, soit des conditions climatiques sensiblement plus froides et plus sèches que la situation actuelle ($\Delta T = -9,7 \pm 0,5$ °C et $\Delta P = -62 \pm 8$ %). Au stade de Mérens (GS-2.1a), la LEG s'est élevée d'une centaine de mètres pour atteindre une altitude de 2 152 m, tandis que le GMG augmente très légèrement avec une valeur de $0,50 \pm 0,05$ m.yr⁻¹.100 m⁻¹. À ce stade, le glacier de l'Ariège correspond encore à un glacier de vallée composite, mais dont le bassin apparait considérablement réduit en raison de la déconnexion des flux de glace issus des vallons de Nabre et de Mourguillou. La langue de glace principale atteint 19,5 km de long. Les conditions climatiques associées à ce stade d'englacement s'avèrent toujours sensiblement plus froides et plus sèches que l'actuel ($\Delta T = -8,1 \pm 0,5$ °C et $\Delta P = -44 \pm 11$ %), mais elles montrent, par rapport au stade d'Ax-les-Thermes, un réchauffement de l'ordre de $1 \pm 0,5$ °C et une augmentation des précipitations de l'ordre de 20 ± 10 %. Enfin, les dernières étapes de la déglaciation de la haute vallée de l'Ariège sont jalonnées par deux stades d'englacement (stades de l'Hospitalet et des Cirques) qui n'ont pas fait l'objet de datations par exposition originales dans le cadre de ce travail. Au stade de

l'Hospitalet, le glacier de l'Ariège ne mesure plus que 9,2 km de long ; il est associé à une LEG située à 2 293 m d'altitude et à un GMG de $0,53 \pm 0,07 \text{ m.yr}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$. Les conditions climatiques associées à ce stade ($\Delta T = -6,9 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ et $\Delta P = -38 \pm 12 \%$) indiquent une élévation des températures de $1,2 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$, mais la variation pluviométrique, par rapport au stade précédent ($+ 6 \pm 11 \%$) n'apparaît pas réellement détectable. Au stade des cirques, dans la haute vallée de l'Ariège (vallon du Pas de la Case), le front glaciaire est situé à 2 000 m d'altitude et correspond à un glacier de 6 km de long. Ce même stade d'englacement est représenté un peu plus à l'est, dans le vallon de l'Orri, par un glacier de 3,8 km de long, daté à $14,5 \pm 0,6 \text{ ka}$ (GI-1, Pallàs et al., 2010), âges remodelés dans le cadre de ce travail. Entre le stade de l'Hospitalet et celui des cirques, la LEG s'est élevée de 268 m pour atteindre, dans le vallon de l'Orri ; une altitude de 2 420 m et un GMG de $0,55 \pm 0,09 \text{ m.yr}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$. Bien que toujours plus froides et plus sèches que la situation actuelle ($\Delta T = -5,6 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ et $\Delta P = -24 \pm 16 \%$), les conditions climatiques associées à ce stade d'englacement s'avèrent sensiblement plus clémentes que celles enregistrées précédemment avec un réchauffement de l'ordre de $2,5 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ et une augmentation des précipitations de l'ordre de $20 \pm 9 \%$ par rapport au stade de Mérens-les-Vals.

3.2. Paléoenlacements et ambiances paléoclimatiques post-GLGM en Cerdagne

Au cours de cette même plage temporelle, sur la façade sud de l'extrémité orientale de la chaîne, les glaciers étaient cantonnés aux plus hautes vallées et significativement plus réduits qu'en Ariège, au niveau de la façade nord de la chaîne. Au GS-2.1b, le bassin du Malniu abritait une langue de glace de 3,1 km de long associée à une LEG de 2 413 m d'altitude et à un GMG de $0,37 \pm 0,06 \text{ m.yr}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$. À ce stade d'englacement (stade Malniu, $\Delta T = -7,5 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ et $\Delta P = -70 \pm 9 \%$), les conditions climatiques s'avèrent sensiblement plus chaudes ($+ 2,2 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$) que celles relevées sur la façade nord (stade d'Ax-les-Thermes) ; toutefois, en matière de précipitations, le contraste de façade ($+ 8 \pm 8 \%$) n'apparaît pas réellement perceptible en raison de l'importance des marges d'erreur. Au GS-2.1a, le bassin de l'Arànsér abritait une langue de glace de 2,4 km de long associée à une LEG de 2 473 m d'altitude, à un GMG de $0,35 \pm 0,05 \text{ m.yr}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$, soit des valeurs ΔT et ΔP respectivement de $-7,4 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ et $-77 \pm 7 \%$. Au même moment (GS-2.1a), la haute vallée de la Grave abritait une langue de glace de 6,5 km de long associée à une LEG de 2 383 m, et à un GMG de $0,40 \pm 0,06 \text{ m.yr}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$, soit des valeurs ΔT et ΔP respectivement de $-7,5 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ et $-67 \pm 8 \%$. Ces résultats montrent qu'au cours du GS-2.1a, l'extrémité orientale de la chaîne a enregistré un contraste de façades plus marqué que durant

le GS-2.1b en matière de précipitations (+ 23 ± 11 % entre les stades Mérens et Arànsér, + 33 ± 11 % entre les stades Mérens et Grave, contre + 8 ± 8 % entre les stades Ax et Malniu), mais beaucoup moins sensible au GS-2.1a qu'au GS-2.1b sur le plan thermique, avec un écart de + 0,7 ± 0,5 °C entre les stades Mérens et Arànsér, de + 0,6 ± 0,5 °C entre les stades Mérens et Grave, contre + 2,2 ± 0,5 °C entre les stades Ax et Malniu. Concernant le GI-1, il n'existe à ce jour qu'un site témoin localisé dans la haute vallée de la Grave au sein de laquelle une petite langue de glace de 2,1 km était cantonnée à la zone des cirques, en lien avec une LEG de 2 450 ± 50 m.

3.3. Paléoenglacements et ambiances paléoclimatiques post-GLGM dans la vallée du Vicdessos

À l'ouest de l'Ariège, dans la vallée du Vicdessos, le GS-2.1b est représenté par le stade Outer Picot qui se caractérise par une petite langue de glace de 2,6 km de long associée à une LEG à 2 425 ± 50 m. Le GS-2.1a est, quant à lui, illustré par trois stades d'englacement localisés respectivement dans le vallon de Picot (stade Inner Picot), le massif de Bassiès (stade Legunabens) et sur le versant sud du massif des Trois-Seigneurs (stade Freychinède). Au stade Inner Picot, une langue de glace de 1,9 km de long est associée à une LEG de 2 449 ± 50 m, soit 24 m de plus que le stade précédent (Outer Picot), et un GMG de 0,23 ± 0,04 m.yr⁻¹.100 m⁻¹, soit des valeurs ΔT et ΔP respectivement de -9,1 ± 0,5 °C et -80 ± 5 %. Au même moment, dans la vallée de Bassiès, le stade de Legunabens correspondait à une langue de glace de 6,6 km associée à une LEG à 2 012 m et à un GMG de 0,44 ± 0,05 m.yr⁻¹.100 m⁻¹. Les conditions climatiques associées à ce stade d'englacement (ΔT = -9,1 ± 0,5 °C et ΔP = -45 ± 11 %) s'avèrent sensiblement plus humides (+ 35 ± 8 % de précipitations) que dans la vallée de Picot (stade Inner Picot) à la même période (GS-2.1a). Au stade de Freychinède, il existait une langue de glace de 4,9 km de long associée à une LEG à 1 700 ± 50 m et à un GMG de 0,65 ± 0,09 m.yr⁻¹.100 m⁻¹, soit des valeurs ΔT et ΔP respectivement de -9,1 ± 0,5 °C et + 45 ± 11 %. Ces données montrent que le massif des Trois-Seigneurs bénéficiait, au cours du GS-2.1a, de conditions climatiques sensiblement plus humides que celles du massif de Bassiès (+ 90 ± 18 %) et du vallon de Picot (+ 125 ± 10 %). Ce phénomène s'explique probablement par le fait que le massif des Trois-Seigneurs, en position de premier front montagneux, était sensiblement plus arrosé que les massifs de la façade nord de la chaîne situés en position plus interne (Bassiès, Aston). Dans ce segment de vallée, l'emprise spatiale des glaciers locaux contemporains du GI-1 n'est renseignée que dans le massif de Mont-Calm Pica d'Etat (stade Médecourbe) à travers la présence d'une

petite langue de glace de 1,6 km de long confinée à la zone des cirques. À ce stade, la LEG se situait à 2 525 m ; elle était associée à un GMG de $0,41 \pm 0,03 \text{ m.yr}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ et à des conditions sensiblement plus froides et plus sèches que dans la situation actuelle ($\Delta T = -7,0 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ et $\Delta P = -60 \pm 7 \%$). Enfin, le GS-1 ne s'avère visible que dans le massif de Bassiès (stade Mouscadous) avec une langue de glace de 3,4 km de long associée à une LEG de 2 203 m et à un GMG de $0,52 \pm 0,09 \text{ m.yr}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$. Les conditions climatiques ($\Delta T = -7,0 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ et $\Delta P = -21 \pm 11 \%$) apparaissent $2,1 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ plus chaudes et $24 \pm 14 \%$ plus humides que lors du stade précédent dans la même vallée (stade Légunabens).

3.4. Paléoenglacements des ambiances paléoclimatiques post-GLGM dans les Pyrénées centrales

Plus à l'ouest encore, dans la vallée de l'Esera, le GS-2.1b est représenté par un glacier de vallée composite (stade Villanova-Eriste) de 29 km de long et associé à une LEG de 2 231 m. L'emprise spatiale du glacier de l'Esera au cours du GS-2.1a n'a pas pu être mise en évidence. Le GI-1 est incarné quant à lui par une langue de glace de 10,5 km (stade de l'Hospital) alimentée par les flux de glace issus des cirques de Maladeta, Aneto-Barrancs et Escaleta. À ce stade, la LEG se situait à 2 453 m d'altitude (soit + 222 m par rapport au stade Villanova-Eriste), le GMG s'élevait à $0,39 \pm 0,03 \text{ m.yr}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ et les conditions climatiques s'avéraient sensiblement plus froides et plus sèches que dans la situation actuelle ($\Delta T = -6,8 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ et $\Delta P = -63 \pm 8 \%$). Au même moment (GI-1), dans la vallée voisine de la Noguera Ribagorçana, une langue de glace de 1,8 km de long était associée à une LEG de $2\,450 \pm 50 \text{ m}$. Au cours du GS-1, le glacier de l'Esera s'est déconnecté des flux de glace issus des vallées de Maladeta et de l'Escaleta. Le front se tenait vers 2 050 m d'altitude (stade des Aigualluts), la LEG se situait à 2 710 m d'altitude, soit + 257 m par rapport au stade précédent (stade de l'Hospital), le GMG s'élevait à $0,51 \pm 0,02 \text{ m.yr}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$. Les conditions climatiques contemporaines de ce stade d'englacement ($\Delta T = -4 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ et $\Delta P = -18 \pm 19 \%$) indiquent une augmentation des températures de $2,6 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ et des précipitations de $45 \pm 15 \%$ par rapport au stade précédent de l'Hospital. Au cours de l'Holocène, le glacier était cantonné à la zone des cirques (stade Renclusa). Les paléoenglacements ne dépassaient pas les 3,5 à 4,5 km de long, en lien avec une LEG à 2 833 m, un GMG de $0,54 \pm 0,02 \text{ m.yr}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$, et des valeurs ΔT et ΔP respectivement de $2,9 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ et $-12 \pm 18 \%$. Ces données indiquent que, dans le massif de Maladeta, les conditions thermiques au cours du stade de la Renclusa restaient sensiblement inférieures à la situation

Conclusion Générale : bilan des acquis et perspectives de recherche

actuelle ($\Delta T = 2,9 \pm 0,5$ °C), mais en légère progression ($1,1 \pm 0,5$ °C) par rapport au stade des Aigualluts (GS-1). En revanche, en matière de précipitations, ni l'écart avec la situation actuelle ($\Delta P = -12 \pm 18$ %), ni celui avec le stade des Aigualluts ($+ 6 \pm 18$ %) n'apparaissent réellement détectables compte tenu des marges d'erreur. Enfin, le PAG est représenté par des glaciers de cirque de taille réduite (de moins de 2 km de long) localisés respectivement sur les façades nord (Maladeta, Aneto, Barrancs) et sud (stade Cregüeña, Coronas, et Llosas) du massif de Maladeta. Sur la façade nord, les LEG étaient situées en moyenne à 2 933 m et associées à des GMG proches de $0,60 \text{ m.yr}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$. Les conditions climatiques modélisées pour ce stade d'englacement ($\Delta T = -2 \pm 0,5$ °C et $\Delta P = 0 \pm 10$ % pour le glacier de Maladeta ; $\Delta T = -1,8 \pm 0,5$ °C et $\Delta P = 5 \pm 22$ % pour celui de l'Aneto ; $\Delta T = -2,2 \pm 0,5$ °C et $\Delta P = -12 \pm 8$ % pour le glacier de Barrancs) ne permettent pas de percevoir réellement les écarts thermiques et pluviométriques enregistrés par rapport au stade précédent (stade de la Renclusa). Sur la façade sud, les LEG étaient situées en moyenne à 3 089 m, soit 156 m au-dessus des LEG de la façade nord. En revanche, les valeurs du GMG restaient proches de $0,6 \text{ m.yr}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$. Les conditions climatiques modélisées pour cette façade montagneuse ($\Delta T = -0,8 \pm 0,5$ °C et $\Delta P = 2 \pm 15$ % pour le stade Cregüeña ; $\Delta T = -1,3 \pm 0,5$ °C et $\Delta P = 10 \pm 15$ % pour le stade Coronas ; $\Delta T = -1,5 \pm 0,5$ °C et $\Delta P = -18 \pm 10$ % pour le stade Llosas) s'avèrent sensiblement plus chaudes ($+ 0,8 \pm 0,5$ °C) et plus humide ($+ 6,3 \pm 20$ %) que sur la façade nord, mais les marges d'erreurs associées à ces résultats ne permettent pas de le quantifier précisément.

Tableau C.2 : Chronologie des stades d'englacement post-LGM et données paléoclimatiques

Localisation		Données chronologiques		Données glaciologiques			Données paléoclimatiques		Sources
Vallée/ bassin	Stade d'englacement	Âge TCN (ka)	Stratigraphie	Longueur (km)	LEG (m)	GMG ($\text{m.yr}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$)	ΔT (°C)	ΔP (%)	Référence
Façade nord									
Haute-Ariège	Ax-les-Thermes	$18,0 \pm 0,5$	GS-2.1b	27,5	$2\ 012^1$	$0,47 \pm 0,05$	$-9,7 \pm 0,5$	-62 ± 8	Reixach et al. (2021)
	Mérens-les-Vals	$16,5 \pm 0,5$	GS-2.1a	19,5	$2\ 152^1$	$0,50 \pm 0,05$	$-8,1 \pm 0,5$	-44 ± 11	Reixach et al. (2021)
	Hospitalet	n.d.	n.d.	9,2	2 293	$0,53 \pm 0,07$	$-6,9 \pm 0,5$	-38 ± 12	Reixach et al. (2021)
	Orri	$14,5 \pm 0,6$	GI-1	3,8	$2\ 420^2$	$0,55 \pm 0,09$	$-5,6 \pm 0,5$	-24 ± 16	Pallàs et al. (2010) ; Reixach et al. (2021)
Vicdessos	Outer Picot	$17,8 \pm 0,3$	GS-2.1b	2,6	$2\ 425 \pm 5$ 0^2	n.d.	n.d.	n.d.	Reixach et al. (2021) ; Jomelli et al. (2020)
	Inner Picot	$16,7 \pm 0,1$	GS-2.1a	1,9	$2\ 449 \pm 5$ 0^2	$0,23 \pm 0,04$	$-9,1 \pm 0,5$	-80 ± 5	Reixach et al. (2021) ; Jomelli et al. (2020)
	Freychinède	$16,7 \pm 0,5$	GS-2.1a	4,9	$1\ 700 \pm 5$ 0^2	$0,65 \pm 0,09$	$-9,1 \pm 0,5$	$+45 \pm 25$	Reixach et al. (2021) ; Jalut et al. (1992)
	Médecourbe	$13,2 \pm 0,9$	GI-1	1,6	$2\ 525^1$	$0,41 \pm 0,03$	$-7,0 \pm 0,5$	-60 ± 7	Jomelli et al. (2020) ; Reixach et al. (2021)
Bassiès	Legunabens	$16,1 \pm 0,2$	GS-2.1a	6,6	$2\ 012^1$	$0,44 \pm 0,05$	$-9,1 \pm 0,5$	-45 ± 11	Crest et al. (2017) ; Reixach et al. (2021)
	Mouscadous	$12,3 \pm 0,2$	GS-1	3,4	$2\ 203^1$	$0,52 \pm 0,09$	$-7,0 \pm 0,5$	-21 ± 16	Crest et al. (2017) ; Reixach et al. (2021)

Conclusion Générale : bilan des acquis et perspectives de recherche

Façade sud									
Cerdagne	Malniu	19,2 ± 0,7	GS-2.1b	3,1	2 413 ¹	0,37 ± 0,06	-7,5 ± 0,5	-70 ± 9	Reixach et al. (2021) ; Pallàs et al. (2010)
	Arànsers	Daté indirectement	GS-2.1a	2,4	2 473 ¹	0,35 ± 0,05	-7,4 ± 0,5	-77 ± 7	Reixach et al. (2021) ; Palacios et al. (2015)
Têt	Grave aval	16,1 ± 0,5	GS-2.1a	6,5	2 383 ¹	0,40 ± 0,06	-7,5 ± 0,5	-67 ± 8	Reixach et al. (2021) ; Tomkins et al. (2018)
	Grave amont	13,8 ± 0,6	GI-1	2,1	2 450 ± 5 0 ²	n.d.	n.d.	n.d.	Delmas et al. (2008) ; Reixach et al. (2021)
Esera	Villanova-Eriste	18,8 ± 1,7	GS-2.1b	29	2 231 ²	n.d.	n.d.	n.d.	Ce travail
	Hospital	13,6 ± 1,2	GI-1	10,5	2 453 ¹	0,39 ± 0,03	-6,8 ± 0,5	-63 ± 8	Ce travail
	Aigualluts	11,8 ± 1,0	GS-1	4,7	2 710 ¹	0,51 ± 0,02	-4 ± 0,5	-18 ± 19	Crest et al. (2017) ; ce travail
	Renclusa	9,6 ± 0,7 ; 6,9 ± 0,8 ; 3,0 ± 0,3	Holocène	2,1	2 833 ¹	0,54 ± 0,02	-2,9 ± 0,5	-12 ± 18	Crest et al. (2017) ; ce travail
	Maladeta	n.d.	PAG	1,6	2 973 ¹	0,61 ± 0,03	-2 ± 0,5	0 ± 10	Ce travail
	Maladeta	n.d.	PAG	< 2	2 813- 2 946	n.d.	-0,56 à - 0,86	n.d.	Lampre (1994, 1998)
	Aneto	n.d.	PAG	2,1	2 933 ¹	0,63 ± 0,04	-1,8 ± 0,5	+5 ± 22	Ce travail
	Barrancs	n.d.	PAG	1,5	2 893 ¹	0,58 ± 0,03	-2,2 ± 0,5	-12 ± 8	Ce travail
	Cregüeña	n.d.	PAG	0,6	3 123 ¹	0,62 ± 0,04	-0,8 ± 0,5	+2 ± 15	Ce travail
	Coronas	n.d.	PAG	1,2	3 063 ¹	0,61 ± 0,04	-1,3 ± 0,5	-10 ± 15	Ce travail
Llosas	n.d.	PAG	0,6	3 083 ¹	0,59 ± 0,03	-1,5 ± 0,5	-18 ± 10	Ce travail	
Poset	n.d.	PAG	< 2	2 930	n.d.	n.d.	n.d.	Serrano et al. (2002)	
Noguera Ribagorçana	Mulleres	13,5 ± 0,1	GI-1	1,8	2 450 ± 5 0 ²	n.d.	n.d.	n.d.	Pallàs et al. (2006) ; ce travail
Val d'Aran	Bacivèr	15-14	GI-1	0,3	2 485 ± 1 0 ²	n.d.	n.d.	n.d.	Oliva et al. (2021)
	Ruda externe	15-14	GI-1	3,3	2 454 ± 1 5 ²	n.d.	n.d.	n.d.	Fernandes et al. (2021)
	Ruda interne	13,5	GI-1	3	2 503 ± 2 5 ²	n.d.	n.d.	n.d.	Fernandes et al. (2021)
	Sendrosa	12,6 ± 1,3	GS-1	0,4	2 576 ± 1 0	n.d.	n.d.	n.d.	Fernandes et al. (2021)
Gállego	Piniecho	12,9 ± 1,2	GS-1	< 1	2 450- 2 500 ³	n.d.	n.d.	n.d.	Palacios et al. (2015b, 2017)
	Infierno-Panticosa	n.d.	PAG	< 2	2 650	n.d.	-0,76	n.d.	Serrano (1998)
	Haut-Gállego	n.d.	PAG	< 2	2 618- 2 637	n.d.	-0,88 à - 0,99	n.d.	López Moreno (2000)

¹LEG calculée avec l'application d'Harper et Humphrey (2003). ²LEG calculée selon la méthode ABBR avec la GlaRe toolbox. ³LEG calculée selon la méthode THAR. Les données paléoclimatiques sont issues de l'application d'Harper et Humphrey (2003). ⁴Daté par ¹⁴C. n.d. : pas de données publiées.

3.5. Quelle variabilité paléoclimatique postérieure au GLGM au sein de l'espace pyrénéen ? Quelles implications concernant les paléocirculations atmosphériques à l'échelle de l'Europe occidentale ?

Il s'agit maintenant de croiser cette nouvelle série de données pour tenter de caractériser la variabilité climatique survenue au sein de l'espace pyrénéen, en particulier au cours de la LGIT, qui correspond à la plage temporelle la mieux renseignée.

3.5.1. Comprendre la variabilité spatiale du climat de la haute montagne à l'Oldest Dryas (GS-2.1b et GS-2.1a)

Les données paléoclimatiques acquises dans les Pyrénées, essentiellement sur la façade orientale de la chaîne, montrent que cette zone a été soumise, au cours de l'Oldest Dryas (GS-2.1b-GS-2.1a), à des ambiances climatiques globalement plus froides ($\Delta T = -9,5$ à $-7,5$ °C) et plus sèches ($\Delta P = -80$ à -44 %) que dans la situation actuelle (Fig. C.6 et C.7). Par ailleurs, le corpus de données obtenu pour le GS-2.1a permet d'identifier des contrastes de façades comparables à ceux observés de nos jours mais associés à des écarts plus prononcés à l'Oldest Dryas qu'aujourd'hui, en particulier en matière de distribution des précipitations. En effet, la façade nord (stade Mérens ; $\Delta T = -8,1 \pm 0,5$ °C et $\Delta P = -44 \pm 11$ %) était soumise à des flux un peu plus froids et sensiblement plus humides que la façade sud (stade Aránser ; $\Delta T = -7,4 \pm 0,5$ °C et $\Delta P = -77 \pm 7$ %). De même, les données révèlent un fort gradient de précipitations le long de la vallée du Vicdessos entre (i) le massif des Trois-Seigneurs, sensiblement plus humide que la situation actuelle (stade Freychinède ; $\Delta P = +45 \pm 25$ %), car en position de premier front montagneux directement soumis aux flux humides d'origine atlantique, et (ii) les massifs intérieurs de Bassiès (stade Legunabens ; $\Delta P = -45 \pm 11$ %), dans la haute vallée du Vicdessos, aux abords du massif du Mont Calm, au niveau duquel les ambiances climatiques paraissent sensiblement plus sèches que dans la situation actuelle (stade Picot ; $\Delta P = -80 \pm 5$ %), en raison de la position d'abri dont bénéficie cette haute vallée.

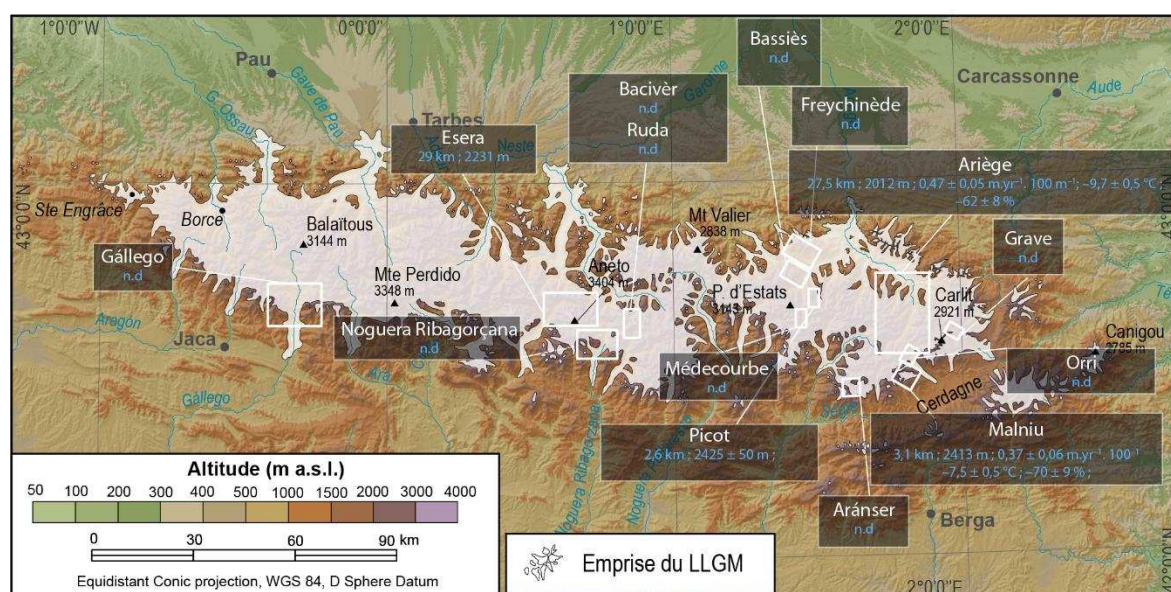


Figure C.6 : Caractéristiques glaciologiques et paléoclimatiques des stades d'englacement pyrénéens contemporains du GS-2.1b

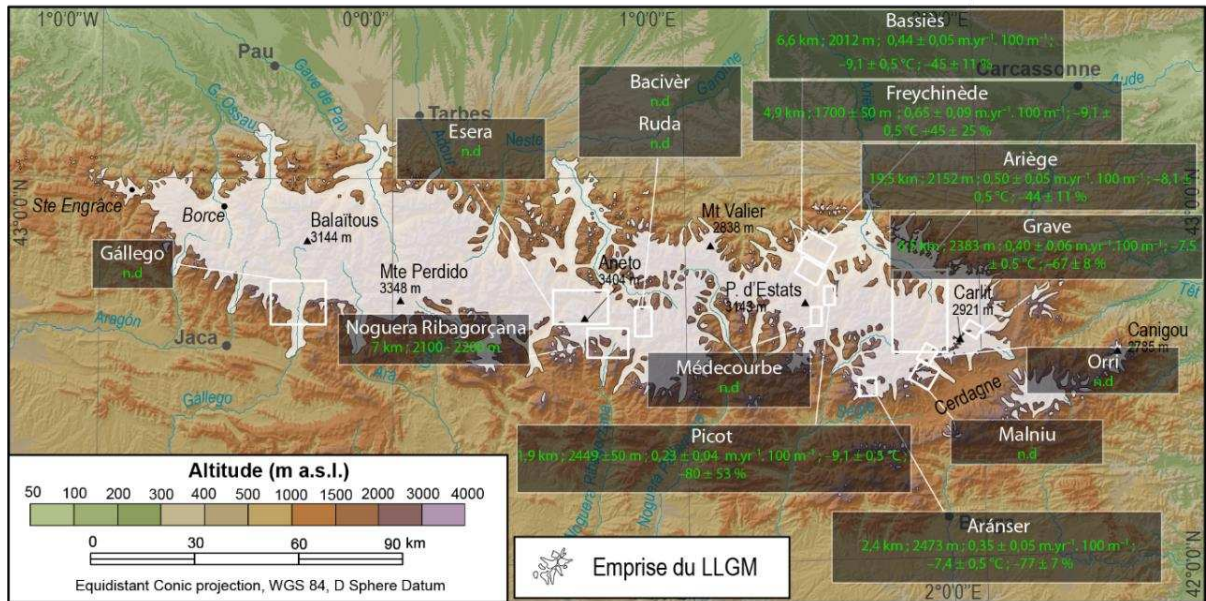


Figure C.7 : Caractéristiques glaciologiques et paléoclimatiques des stades d'englacement pyrénéens contemporains du GS-2.1a

Au-delà des effets de site, les contrastes climatiques mis en évidence dans le cadre de ce travail s'expliquent aussi par les dynamiques atmosphériques enregistrées à plus large échelle (Fig. C.8). Au cours de l'Oldest Dryas, l'augmentation de l'insolation et le recul de l'inlandsis nord-américain (Stokes et al., 2012 ; Monegato et al., 2017) ont entraîné une remontée du front polaire de l'ordre de 2° de latitude par rapport à celle enregistrée au cours du GLGM pour se tenir entre 18,3 et 15,9 ka au niveau des $40\text{-}42^\circ \text{ N}$, soit à proximité des latitudes pyrénéennes (Eynaud et al., 2009). Dès lors, les circulations d'ouest pourvoyeuses de précipitations (*westerlies*) peuvent concerner la façade nord des Pyrénées beaucoup plus largement qu'au cours du GLGM lorsque le front polaire se tenait vers le 38° N . Ainsi, contrairement au GLGM caractérisé par des flux d'origine atlantique peu actifs sur la façade nord des Pyrénées et ne dépassant potentiellement pas l'Ossau, l'Oldest Dryas correspond à une période pendant laquelle les flux humides d'origine océanique s'avéraient susceptibles de concerner l'ensemble de la façade nord des Pyrénées, jusqu'à l'Ariège.

Parallèlement, les phénomènes de convection, particulièrement actifs au cours du GLGM en raison de l'arrivée massive de masses d'air froid d'origine polaire sur la Méditerranée occidentale par la voie méridionale du détroit de Gibraltar ou par les couloirs topographiques situés entre les Alpes et les Pyrénées, se sont rapidement estompés au cours de l'Oldest Dryas, principalement en raison d'un refroidissement notable des SST en Méditerranée occidentale (au

cours du GLGM, entre 19 et 29 ka, les SST se sont stabilisées à 9 °C en moyenne, puis vers 7,5 °C entre 19 et 16 ka ; Melki et al., 2009).

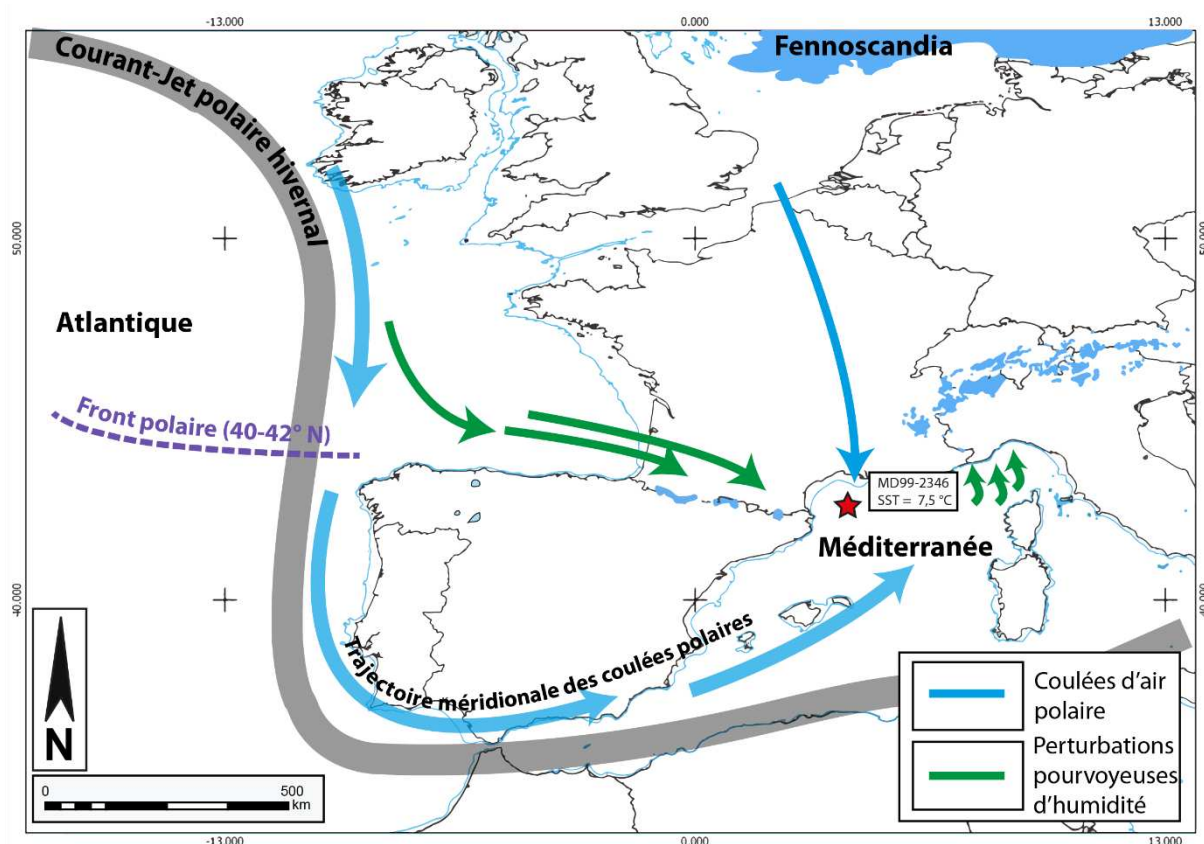


Figure C.8 : Circulations atmosphériques préférentielles mises en place au cours de l'Oldest Dryas sur l'Europe occidentale. La position du front polaire est établie à partir de l'étude de proxies paléohydrologiques (Eynaud et al., 2009). Le courant jet hivernal (décembre-janvier-février) est positionné sur la base de modélisations réalisées avec le modèle climatique CCSM4 (Merz et al., 2015). Le paléolittoral (lignes bleu clair) utilise les données SIG de paléolittoral fournies par le Collaborative Research Centre (CRC) 806 (Zickel et al., 2016). La baisse du niveau marin (-100 m) a été définie sur la base du dernier plus bas niveau marin Oldest Dryas daté par U-Th et ^{14}C (Lambeck et al., 2014). Les températures de surface (SST) en mer Méditerranée sont établies sur la base d'assemblages de foraminifères planctoniques (carotte MD99-2346, Melki et al., 2009). Emprise de la calotte polaire de Fennoscandie (Liedtke, 1981 ; Aboltins, 1993 ; Kozarski, 1995 ; Marks, 2002).

3.5.2. Comprendre la variabilité spatiale du climat de haute montagne au Bölling-Alleröd (GI-1) et au Younger Dryas (GS-1)

Les données paléoglacilogiques et paléoclimatiques disponibles pour le Bölling-Alleröd (GI-1) et le Younger Dryas (GS-1) ne concernent qu'une poignée de sites essentiellement localisés dans les Pyrénées centrales et orientales (Fig. C.9 et C.10). Ces données montrent qu'au cours du Blling-Alleröd, les conditions climatiques ont progressé par rapport à l'Oldest Dryas en matière de températures ($+ 2,5 \pm 0,5 \text{ °C}$) comme de précipitations ($+ 20 \pm 13 \%$), même si les

Conclusion Générale : bilan des acquis et perspectives de recherche

Pyrénées étaient toujours soumises à un climat plus froid ($\Delta T = -7$ à $-5,6 \pm 0,5$ °C) et plus sec que dans la situation actuelle ($\Delta P = -24$ à -63 ± 12 %). Les données témoignent par ailleurs d'une diminution graduelle des GMG vers l'intérieur de la chaîne, avec une valeur de $0,55 \pm 0,09$ m.yr⁻¹.100 m⁻¹ dans la vallée de l'Orri, de $0,41 \pm 0,03$ m.yr⁻¹.100 m⁻¹ dans celle de Médecourbe et de $0,39 \pm 0,03$ m.yr⁻¹.100 m⁻¹ dans le bassin de l'Esera, traduisant une diminution progressive des précipitations ($\Delta P = -24 \pm 16$ % dans la vallée de l'Orri, -60 ± 7 % dans celle de Médecourbe, -63 ± 8 % dans le bassin de l'Esera).

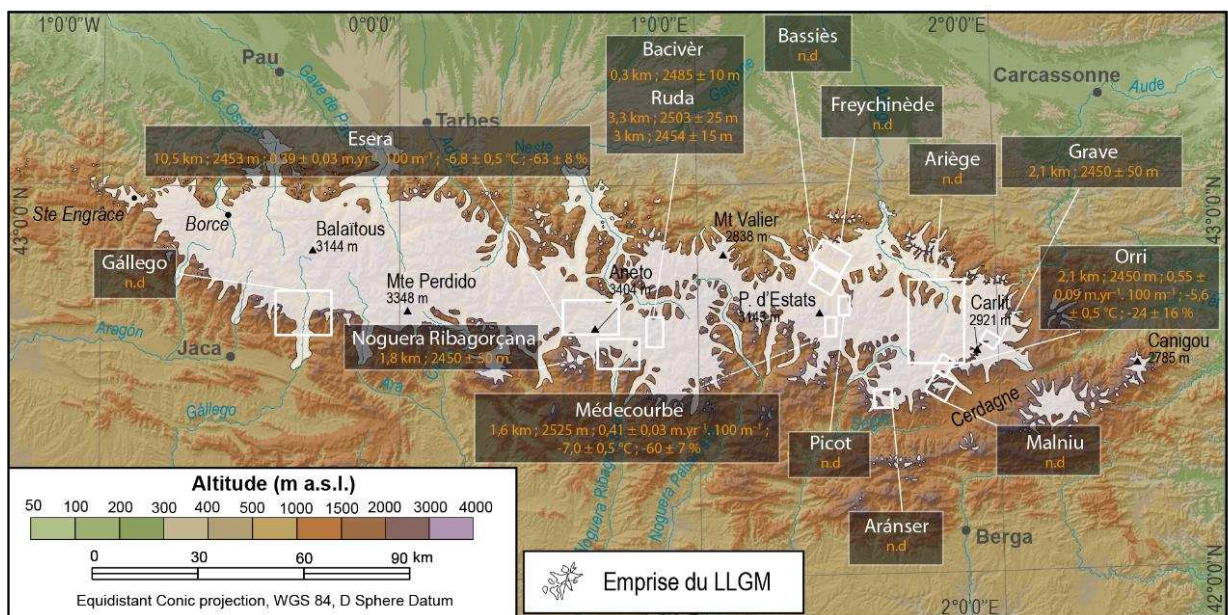


Figure C.9 : Caractéristiques glaciologiques et paléoclimatiques des stades d'englacement pyrénéens contemporains du GI-I

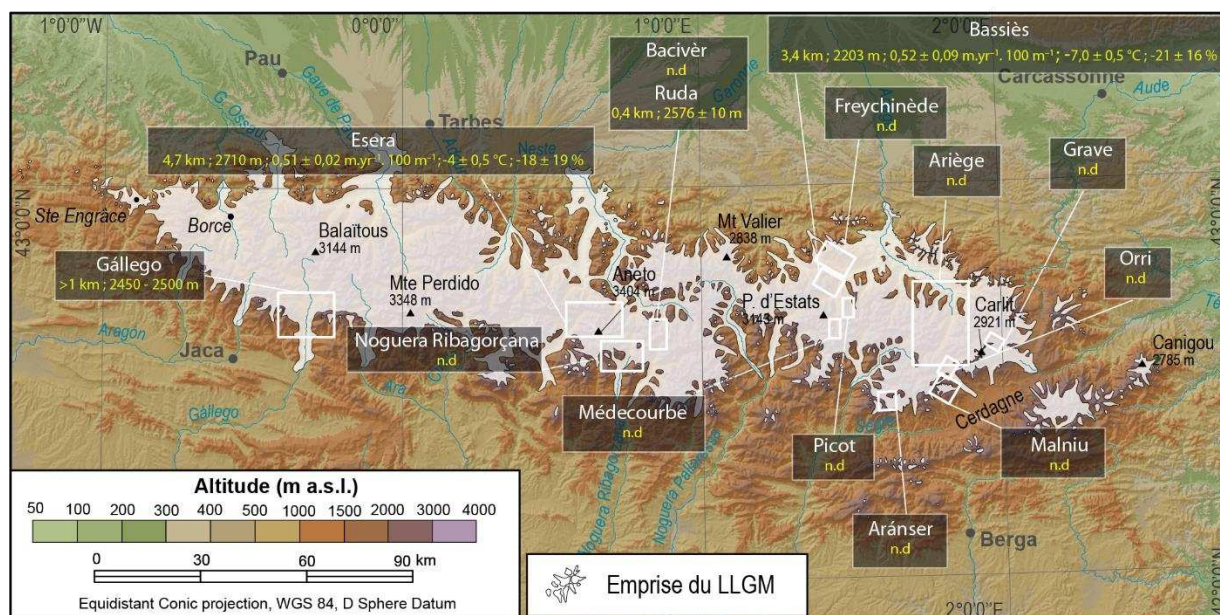


Figure C.10 : Caractéristiques glaciologiques et paléoclimatiques des stades d'englacement pyrénéens contemporains du GS-I

Concernant le Younger Dryas, il existait dans la vallée de l'Esera des paléoenlacements (stade Aigualluts) de taille plus réduite qu'au cours de l'interstade Bölling-Alleröd (stade Hospital), probablement car cette dernière emprise glaciaire s'avérait contemporaine d'un des multiples coups de froid de l'interstade GI-1 (GI-1d, GI-1c2, GI-1b). Un écart thermique de $+ 2,8 \text{ °C} \pm 0,5$ et pluviométrique de $+ 45 \pm 14 \%$ serait donc survenu entre le Bölling-Alleröd et le Younger Dryas ; ces données semblent traduire le fait que les flux humides d'origine océanique sont devenus suffisamment puissants pour coiffer le faite pyrénéen et atteindre les hauts massifs localisés sur la façade méridionale de la chaîne entre le Bölling-Alleröd et le Younger Dryas.

Ces observations concordent avec la poursuite de la remontée du front polaire jusque vers $54\text{-}55^\circ \text{ N}$ au Bölling-Alleröd et autour de 58° N au Younger Dryas (Eynaud et al., 2009) (Fig. C.11). En effet, ce déplacement vers le nord du front polaire a de plus en plus entravé les circulations méridiennes et favorisé au contraire les circulations d'ouest et les trains de perturbations d'origine océanique qui ont concerné, avec une fréquence et une intensité croissantes au cours du Bölling-Alleröd et du Younger Dryas, les latitudes pyrénéennes. Dans ces conditions, les perturbations d'origine océanique, qui ne touchaient que l'extrémité occidentale des Pyrénées au GLGM (cf. vallée d'Ossau ; section 5.2.3), puis toute la façade nord de la chaîne à l'Oldest Dryas (flux océanique perceptible jusqu'en Ariège), sont devenues suffisamment

fréquentes et intenses au cours du Bölling-Alleröd pour engendrer une augmentation du volume total des précipitations de l'ordre de $+ 20 \pm 14 \%$ dans la haute vallée de l'Ariège, à travers laquelle les flux humides d'origine océanique ont pu pénétrer largement jusqu'à la zone des cirques, en raison de l'orientation de la vallée quasi parallèle à celle des flux humides d'origine océanique. Dans les massifs plus abrités de la haute vallée de l'Esera, l'augmentation des précipitations ne s'est avérée notable ($+ 45 \pm 14 \%$) qu'à partir du Younger Dryas, probablement en raison d'une fréquence ou intensité des circulations d'ouest devenue suffisante pour coiffer le faite montagneux et déborder sur le massif de l'Aneto.

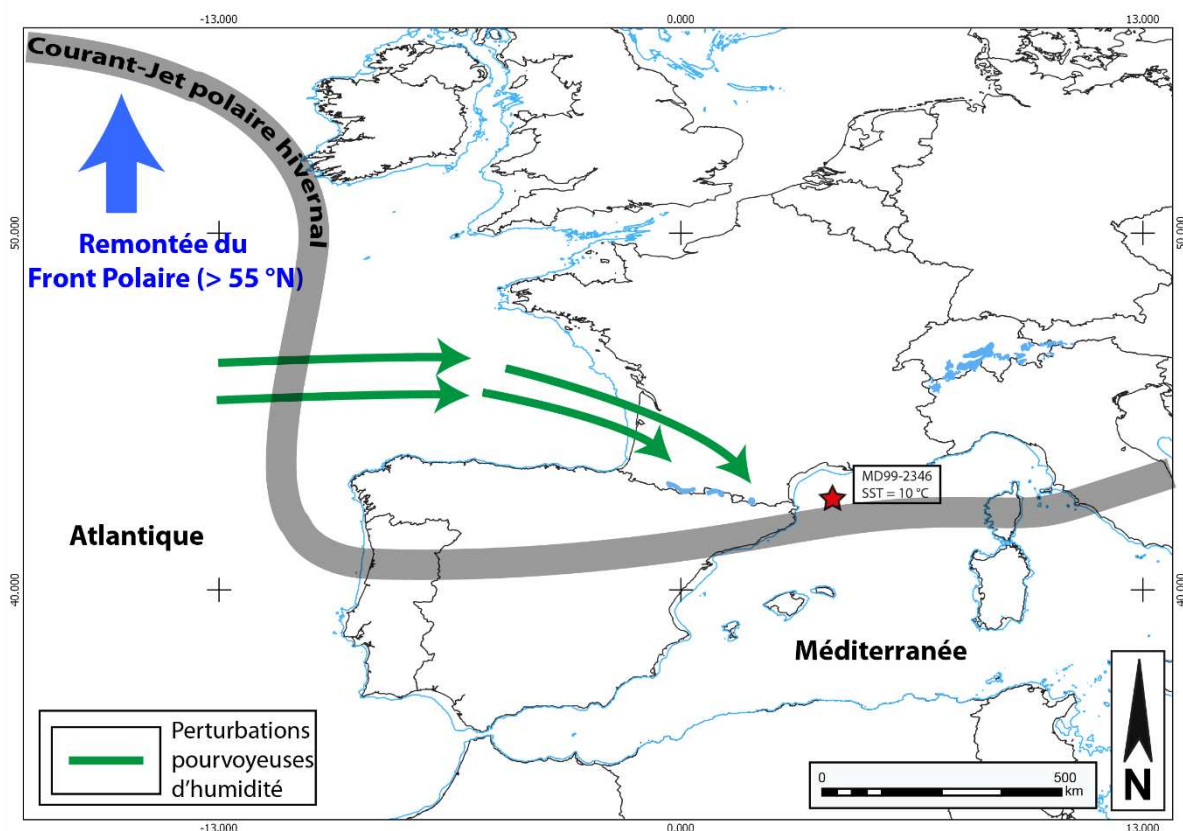


Figure C.II : Circulations atmosphériques préférentielles mises en place au cours du Bölling-Alleröd et du Younger Dryas sur l'Europe occidentale. La position du front polaire est établie à partir de l'étude de proxies paléohydrologiques (Eynaud et al., 2009). Le courant jet hivernal (décembre-janvier-février) est positionné sur la base de modélisations réalisées avec le modèle climatique CCSM4 (Merz et al., 2015). Le paléolittoral (lignes bleu clair) se base sur les données SIG de paléolittoral fournies par le Collaborative Research Centre (CRC) 806 (Zickel et al., 2016). La baisse du niveau marin (-70 m) a été définie sur la base du niveau marin moyen en place au cours du Bölling-Alleröd et du Younger Dryas qui est daté par U-Th et ^{14}C (Lambeck et al., 2014). Les températures de surface (SST) en mer Méditerranée sont établies sur la base d'assemblages de foraminifères planctoniques (carotte MD99-2346, Melki et al., 2009).

3.5.3. Premiers éléments concernant le climat de la haute montagne à l'Holocène

La réaction des glaciers pyrénéens aux variations climatiques de l'Holocène ancien, moyen et récent reste difficile à reconstituer en raison de la quantité excessivement faible de données chronologiques disponibles (Delmas et al., sous presse). Seul le stade de la Renclusa, modélisé dans le cadre de cette thèse dans le massif de Maladeta, permet d'apporter les premiers éléments relatifs aux paléoclimats de haute montagne au cours de l'Holocène. Les données montrent la persistance d'un climat légèrement plus froid que l'actuel ($\Delta T = -2,9 \pm 0,5$ °C), mais avec des conditions de précipitations ($\Delta T = -12 \pm 18$ %) relativement proches, en tout cas non différenciables, de celles d'aujourd'hui en raison des marges d'erreur. Par ailleurs, l'hétérogénéité des âges obtenus ($9,6 \pm 0,7$ ka ; $6,9 \pm 0,8$ ka ; $3,0 \pm 0,3$ ka) pour ce stade d'englacement ne permet pas d'associer les données paléoclimatiques à un moment précis de l'Holocène.

Ensuite, le dernier pic de froid enregistré au cours du PAG s'est traduit par la présence, au milieu du XIX^e siècle, d'au moins 111 glaciers de cirque (de moins de 2 km de long) situés principalement dans les Pyrénées centrales (González-Trueba et al., 2008 ; Rico et al., 2017 ; Serrano et Martín-Moreno, 2018). Les reconstitutions de la LEG disponibles pour ce stade d'englacement (Tabl. C.2) montrent de fortes variations avec des valeurs comprises entre 2 620 et 2 945 m en fonction de l'orientation, du contexte topographique (hypsométrie, pente locale, morphologie du bassin versant) et de la localisation des massifs par rapport aux gradients climatiques régionaux. Par exemple, dans les massifs de Balaitous et de l'Infierno, qui sont fortement influencés par les masses d'air atlantique, les LEG apparaissent relativement basses (~2 650 m). En revanche, dans les massifs de la Maladeta et des Posets, qui présentent des conditions plus continentales, les LEG se situaient autour de 2 900 m. Par ailleurs, dans la vallée de l'Esera, les données disponibles pour les cirques de Maladeta, Aneto et Barrancs (façade nord), et de Cregüeña, Coronas et Llosas (façade sud) permettent de quantifier les contrastes de façades et d'observer un écart de LEG de 156 m entre les façades nord (LEG moyenne 2 933 m) et sud (LEG moyenne 3 089 m) associé à un écart thermique de $+ 0,8 \pm 0,5$ °C et pluviométrique de $+ 6,3 \pm 14$ %, soit des marges d'erreurs empêchant d'apprécier réellement à quel point la façade sud était, comme actuellement, plus chaude et plus sèche que la façade nord. Les données permettent par ailleurs d'entrevoir un écart pluviométrique entre les cirques orientaux et occidentaux des deux façades montagneuses avec, au nord, un écart de $+ 12 \pm 9$ % entre le

cirque de Barrancs et celui de la Maladeta. Sur la façade sud, l'écart de précipitation s'élevait à $+16 \pm 12\%$ entre le cirque de Llosas et celui de Cregüeña. Dans les deux cas, les cirques occidentaux bénéficiaient d'un avantage pluviométrique.

4. Bilan des acquis méthodologiques et perspectives de recherche

4.1. Modélisations paléoglacielogiques et paléoclimatiques des paléoenglacements

L'utilisation de modèles glaciologiques permettant de reconstituer les ambiances paléoclimatiques de haute montagne à partir de l'emprise spatiale des paléoenglacements est soumise à plusieurs contraintes. Dans le cadre de ce travail, il convient de souligner :

- (i) La calibration des modèles de bilan de masse sur les glaciers actuels reste compliquée à mettre en place, car seulement deux glaciers (celui d'Ossoue dans les Pyrénées atlantiques et celui de Maladeta dans les Pyrénées centrales) font aujourd'hui l'objet d'études suivies du bilan de masse. De plus, ces glaciers fortement impactés par le réchauffement climatique ne se trouvent plus en équilibre, en raison des conditions climatiques actuelles ; tous les glaciers pyrénéens connaissent, depuis une vingtaine d'année au moins, une forte ablation (René et al., 2018 ; Chueca et al., 2017), ce qui complique la calibration de l'accumulation. Enfin, les données de calibration recueillies dans les vallées de l'Ossoue et de Maladeta s'avèrent difficilement extrapolables à d'autres vallées, car ces dernières sont nécessairement soumises à leur propre effet orographique sur les précipitations et la redistribution de la neige par le vent et les avalanches.
- (ii) Les données de précipitations et de températures mesurées empiriquement à partir des stations météorologiques restent très éparses. De plus, celles-ci apparaissent rarement de bonne qualité et couvrent des plages temporelles particulièrement réduites. Cela complique la caractérisation du climat actuel en altitude et la détermination des gradients de températures et de précipitations applicables dans les vallées étudiées.
- (iii) Les proxies climatiques (précipitations ou températures) indépendants permettant de contraindre les modélisations glaciologiques s'avèrent

excessivement rares dans les Pyrénées (Millet et al., 2012 ; Bartolomé et al., 2015) et, lorsqu'ils sont disponibles, ils ne couvrent que des plages temporelles et des zones géographiques particulièrement réduites.

À cela, il convient d'ajouter les problèmes inhérents à la paramétrisation de la modélisation glaciologique. En effet, l'évolution des facteurs de fonte (*Degree Day Factor*) en fonction du temps et leur influence sur les reconstitutions paléoclimatiques ne sont pas encore déterminées avec précision (Vincent, 2005 ; Langebroek & Nisancioglu, 2016). Cependant, une étude récente montre une influence relativement faible de la variation des facteurs de fonte sur les modélisations glaciologiques (Biette et al., 2018). De même, les variations temporelles des gradients atmosphériques de températures et de précipitations s'avèrent difficiles à contraindre du fait des changements de saison et de l'humidité de l'air (Gardner et al., 2009 ; Langebroek & Nisancioglu, 2016).

Ainsi, compte tenu de ces contraintes, plutôt que de nous focaliser sur des modèles climatiques complexes nécessitant un haut degré de paramétrisation (Swingedouw et al., 2008 ; Renssen et al., 2009 ; Goosse et al., 2018), nous nous sommes concentrés, dans le cadre de ce travail, sur des approches plus simples basées sur des relations empiriques et mobilisant un nombre limité de données entrantes. Les principaux points concernant les modélisations glaciologiques et paléoclimatiques réalisées au cours de cette thèse sont les suivants :

- (i) La GlaRe toolbox (Pellitero et al., 2016) permet d'intégrer à l'application Matlab développée par Harper et Humphrey (2003) la morphologie de la vallée. En effet, cette toolbox sert à déterminer la contrainte de cisaillement basal (t) du glacier étudié via la prise en compte du facteur de forme (F) qui est déterminé à partir de mesures effectuées le long de plusieurs sections transversales du lit glaciaire (cf. section 2.2.2.1.).
- (ii) L'approche proposée dans cette thèse permet de contraindre les caractéristiques glaciologiques des stades d'englacement (longueur, profil d'épaisseur, altitude de LEG et valeur de GMG) ainsi que les ambiances paléoclimatiques de haute montagne (ΔT et ΔP , autrement dit les écarts de températures et de précipitations avec le climat actuel normalisé à l'échelle de la zone étudiée).

- (iii) La comparaison des valeurs de ΔT et ΔP obtenues dans différentes vallées ou pour diverses plages temporelles permet de quantifier, lorsque les marges d'erreur apparaissent suffisamment réduites, les variations spatiales et temporelles des changements climatiques responsables des fluctuations glaciaires dans les hautes vallées.
- (iv) Les calibrations effectuées sur les glaciers d'Ossoue et de Maladeta montrent que les précipitations mesurées dans les stations météorologiques ou obtenues par les modèles de spatialisation climatique s'avèrent largement sous-estimées dans les zones d'accumulation et doivent être multipliées par un facteur compris entre 2,8 et 3 pour prendre en compte les effets de redistribution de la neige par les avalanches et le vent.
- (v) Le modèle d'Harper et Humphrey peut être utilisé comme un outil de corrélation stratigraphique de séquences de dépôts qui sont localisées en différents points du bassin versant et pas nécessairement reliées entre elles de manière continue.
- (vi) Enfin, nous avons pu constater que ces outils s'avèrent difficilement applicables aux paléoenglacement de très grande taille, associés à des glaciers de vallée composite (type LLGM et GLGM dans les Pyrénées), car le comportement glaciologique de ces organismes glaciaires apparaît trop complexe pour être simulé par les modèles mis en œuvre par l'application de Harper et Humphrey.

Concernant la caractérisation des ambiances paléoclimatiques associées aux stades d'englacement post-LGM, une des pistes de recherche pour l'avenir consisterait à améliorer l'extraction des données de températures et de précipitations sur la base des seules données géomorphologiques. En effet, des modèles permettent d'estimer les paléotempératures et les paléoprécipitations en l'absence de glacier actif sur le site étudié (par exemple Leger et al., 2021 ; Makos et al., 2018). Il convient cependant de noter que des modélisations de ce type dépendent essentiellement de l'estimation de la vitesse de glissement basal, qui reste l'une des composantes les plus difficiles et les plus incertaines à définir pour la modélisation des glaciers à base tempérée (Cohen et al., 2005).

La valorisation paléoclimatique des glaciers de vallées composites associés aux stades d'englacement LLGM et GLGM pourrait, quant à elle, advenir par l'utilisation de modèles plus complexes tels que PISM (*Parallel Ice Sheet Model* ; Bueler and Brown, 2009 ; Winkelmann et al., 2011). Ces derniers, associés à des forçages climatiques issus de modèles globaux adaptés à l'étude de l'évolution à long terme du climat (par exemple LOVECLIM ; Driesschaert et al., 2003), permettraient d'investiguer la dynamique des langues de glace en fonction des changements climatiques régionaux ou globaux, et d'affirmer ou infirmer les hypothèses établies sur la seule base de la position des fronts glaciaires. Cependant, quels que soient les modèles utilisés, le principal enjeu reste de contraindre le plus efficacement possible la chronologie des dépôts de marge glaciaire et les stades d'englacement auxquels les modélisations paléoglacielogiques et paléoclimatiques sont adossées.

4.2 Datations par exposition ^{10}Be et ^{36}Cl

Les datations TCN constituent des outils indispensables permettant de dépasser les simples stratigraphies relatives des dépôts de marge glaciaire. En effet, il s'avère théoriquement possible de dater tous les stades d'englacement compte tenu du caractère ubiquiste du quartz présent dans les zones de montagne.

Les datations par exposition acquises dans le cadre de cette thèse reposent toutes sur l'échantillonnage de blocs erratiques dont la morphologie permet de supposer une dégradation limitée des surfaces rocheuses au cours de la période postglaciaire et donc une érosion quasi nulle depuis le dépôt des blocs sur les constructions morainiques (cf. section 2.6.3.4.). Les résultats obtenus montrent que cette stratégie d'échantillonnage apparaît beaucoup plus efficace dans les zones culminantes que dans les fonds de vallée ou en position de piémont, dans lesquels les processus de désagrégation granulaire ont beaucoup plus sensiblement altéré les surfaces rocheuses tout au long de la période postglaciaire. En revanche, du point de vue de l'écrantage nival, les zones culminantes s'avèrent beaucoup plus sensibles que les zones de plaine au niveau desquelles la durée de vie et l'épaisseur du manteau neigeux semblent sans effet sur l'estimation des taux de production. La remodelisation des âges d'exposition réalisée dans le cadre de cette thèse montre qu'une épaisseur moyenne annuelle de 40 à 80 cm de neige peut rajeunir les âges d'exposition entre 5 et 10 % (cf. annexe D) et donc engendrer une augmentation des marges d'erreur, sans trop d'effets sur les phases majeures LLGM-GLGM, mais

cruciale pour les épisodes resserrés dans le temps de la LGIT. En effet, cela ne permet pas toujours de distinguer les stades d'englacement mis en place au cours du Bölling-Alleröd (GI-1), du Younger Dryas (GS-1) et de l'Holocène ancien.

Par ailleurs, en l'absence de quartz au sein des dépôts de marge glaciaire ou lorsque le protocole classique d'extraction pour la mesure du ^{10}Be ne peut pas aboutir en raison de la taille trop réduite de ses cristaux (cf. dacite de l'Ossau ou granitoïde de Cerler), la mesure du ^{36}Cl sur feldspaths peut être envisagée. Dans le cas des dacites de la vallée d'Ossau et de l'Esera, les âges d'exposition ^{36}Cl obtenus sur ces roches s'avèrent systématiquement plus jeunes que ceux déterminés sur les blocs de granite immédiatement adjacents datés via le ^{10}Be (cf. chap. 4 et 5). Compte tenu des caractéristiques lithologiques de la dacite échantillonnée et de sa forte résistance aux processus de dégradation rocheuse superficielle, nous considérons que ces âges récents ne sont pas liés à une application inadaptée du postulat « érosion zéro » lors de la modélisation des résultats. L'hypothèse envisagée correspond donc à une surestimation des taux de production de nucléides ^{36}Cl utilisés pour la spallation du Ca et du K dans les feldspaths entraînant dès lors un rajeunissement important des durées d'exposition.

Sur ces bases, les solutions permettant de pallier les problèmes liés aux datations ^{10}Be et ^{36}Cl s'avèrent multiples :

- (i) Concernant l'érosion postglaciaire, l'utilisation de couples de nucléides cosmogéniques caractérisés par des périodes de décroissance radioactive différentes (couple ^{10}Be - ^{14}C *in situ* par exemple) aiderait à quantifier l'érosion des surfaces rocheuses dans les zones de piémont soumises à des risques de dégradation granulaire de surface. En effet, en connaissant la date d'exposition initiale d'une surface rocheuse ainsi que sa concentration en ^{14}C et ^{10}Be *in situ*, il apparaît théoriquement possible de remonter au taux d'érosion (Goehring et al., 2011).
- (ii) Concernant les dacites, une des solutions consisterait à aménager le protocole d'extraction du Béryllium (Merchel et al., 2008) en discriminant la silice présente dans cette roche sous la forme SiO_2 (quartz) du reste de la silice (sous forme de minéraux silicatés – autrement dit, feldspaths) avec la mise en place d'un microbroyage des échantillons associé à une séparation magnétique avec

utilisation de magnétite. En effet, les mesures réalisées au DRX (cf. annexe E) et à la loupe binoculaire ont montré que la dacite correspond à une roche microlitique constituée de fins grains de quartz (de taille inférieure à 100 μm) présents de manière particulièrement diffuse dans la matrice (teneur d'environ 30 %) de la roche. L'isolation de ce quartz permettrait de dater les dacites par ^{10}Be et de contourner des problèmes liés aux taux de production de ^{36}Cl .

- (iii) Enfin, une calibration locale du taux de production de ^{36}Cl dans les dacites de la vallée de l'Ossau peut être envisagée. En effet, les datations indépendantes par ^{10}Be réalisées sur les blocs erratiques de granite immédiatement adjacents à ceux de dacite permettent de dater la mise en place des dépôts de marge glaciaire associée à ces blocs. Ainsi, en estimant l'âge d'exposition relatif des dacites, il paraît possible, avec l'équation définie par Schimmelpfennig (2009), de remonter au taux de production locale de ^{36}Cl issue de la spallation de Ca et de K.

4.3. Bilan et perspectives de recherche

Les travaux réalisés dans cette thèse ont permis de compléter l'information chronologique et paléoclimatique préalablement disponible, mais encore très fragmentaire qui concernait la chronologie des fluctuations glaciaires survenues dans les Pyrénées au cours du Pléistocène supérieur. Ce travail a par ailleurs atteint les objectifs fixés initialement grâce à l'utilisation optimisée des outils de datations et de modélisations paléoclimatiques à notre disposition. L'étude de la variabilité chronologique et spatiale des stades d'englacement associée à la caractérisation des paléolignes d'équilibre glaciaire, des paléogradients de masse, des paléotempératures et des paléoprécipitations, a ainsi permis (i) de préciser la chronologie des fronts glaciaires associée à l'extension du LLGM, tout en déterminant la position des fronts glaciaires contemporains du GLGM dans deux nouvelles vallées, Esera et Gave d'Ossau, remettant partiellement en cause le modèle atmosphérique envisagé pour le GLGM, selon lequel les glaciers occidentaux s'avéraient faiblement alimentés en raison d'un déficit pluviométrique d'origine atlantique, contrairement aux glaciers orientaux, et (ii) de souligner, à partir du Bølling-Allerød, le rétablissement généralisé des circulations d'ouest et le retour à la circulation atmosphérique que nous connaissons aujourd'hui en Europe occidentale.

Les futurs travaux envisagés dans le cadre de l'étude des fluctuations glaciaires dans les Pyrénées qui permettraient de compléter et de consolider ces recherches impliquent de resserrer le maillage des vallées investiguées, de manière à saisir plus efficacement la variabilité climatique potentielle selon le gradient E-O et le contraste de façades N-S. Ils pourraient être consacrés à l'acquisition de nouvelles données chronologiques (i) sur les dépôts de marge glaciaire associés aux fronts GLGM encore imparfaitement localisés faute de données chronologiques suffisamment robustes (vallées du Gállego, de la Garonne, et de l'Ariège), ainsi que (ii) dans les vallées au sein desquelles les fronts GLGM n'ont, à ce jour, fait l'objet d'aucune datation directe (Neste, Adour, Gave de Pau sur la façade nord ; Aragon, Cinca, Ara, sur la façade sud). Il convient de noter aussi que, dans plusieurs vallées, l'indécision demeure sur la position atteinte au LLGM comme au GLGM, en raison de conditions topographiques qui n'ont pas permis le développement ou la conservation de complexes morainiques terminaux bien définis (Gave d'Aspe, Noguera Pallaresa, Valira, Salat). Les résultats de ces travaux serviraient ainsi à vérifier si le GLGM correspond dans les Pyrénées, comme dans d'autres chaînes de montagnes d'Europe occidentale et méditerranéenne, à une avancée glaciaire majeure confondue avec le stade LLGM.

Concernant le post-LGM, les travaux devront se focaliser sur la datation et la modélisation glaciologique et paléoclimatique des stades d'englacement situés sur toute la partie occidentale de la chaîne qui reste, aujourd'hui encore, pratiquement exempte de données relatives aux fluctuations glaciaires associées à cette période. Une couverture plus importante d'un plus grand nombre de massifs sous des régimes climatiques distincts permettra d'améliorer la résolution des fluctuations des LEG, des GMG et des dépressions de températures et de précipitations. Ces résultats contribueront à affiner la détermination des causes climatiques locales et régionales responsables du comportement des glaciers au cours de la fin du Pléistocène supérieur et de l'Holocène.

Références bibliographiques

A

- Aboltins, O., 1993. Schematic geomorphological map of the Baltic States, Pleistocene Stratigraphy, Ice Marginal Formations and Deglaciation of Baltic States. Excursion Guide, 253. IGCP, Tallinn, pp. 7-19.
- Adhikari, S., Marshall, S. J., 2012. Glacier volume-area relation for high-order mechanics and transient glacier states. *Geophysical Research Letters*, 39(16).
- Alasset, J.P., Meghraoui, M., 2005. Active faulting in the western Pyrenees (France): Paleoseismic evidence for late Holocene ruptures. *Tectonophysics* 409, 39–54.
- Alimen, H., 1964. Le Quaternaire des Pyrénées de Bigorre. *Mémoire du Service de la Carte Géologique*, Paris, 394 p.
- Anderson, B.M., Mackintosh A.N., 2012. Controls on mass balance sensitivity of maritime glaciers in the Southern Alps, New Zealand: the role of debris cover. *J. Geophys. Res.* 117, F01003.
- Anderson, B.M., Mackintosh, A.N., 2006. Temperature change is the major driver of late-glacial and Holocene glacier fluctuations in New Zealand. *Geology* 34, 121–34.
- Andrés, N., Gómez-Ortiz, A., Fernández-Fernández, J.M., Tanarro, L.M., Salvador-Franch, F., Oliva, M., Palacios, D., 2018. Timing of deglaciation and rock glacier origin in the southeastern Pyrenees : a review and new data. *Boreas* 47, 1050–1071.
- Andrieu, V., 1987. Le paléoenvironnement du piémont nord-pyrénéen occidental de 27 000 BP au Postglaciaire : la séquence d'Estarrès (Pyrénées Atlantiques, France) dans le bassin glaciaire d'Arudy. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences Série II* 304, 103–108.
- Andrieu, V., 1991. Dynamique du paléoenvironnement de la vallée montagnarde de la Garonne (Pyrénées centrales, France) de la fin des temps glaciaires à l'actuel. Thèse de Doctorat d'État, Université de Toulouse–le–Mirail, Toulouse, 311 p.

- Andrieu, V., Hubschman, J., Jalut, G., Hérail, G., 1988. Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs : application à l'interprétation du retrait glaciaire. Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire 34-35, 55–67.
- Anslow, F.S., Hostetler, S., Bidlake, W.R., Clark, P.U., 2008. Distributed energy balance modeling of South Cascade Glacier, Washington and assessment of model uncertainty. J. Geophys. Res.-Earth, 113, 1-18.
- Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D.L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R.C., Aumaître, G., Gott dang, A., Klein, M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments. Nuclear Instrumentation Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms 268, 1954–1959.
- Autran, A., Calvet, M., Delmas, M., 2005. Carte géologique de la France au 1 : 50000, feuille 1094 Mont-Louis. Notice explicative par Laumonier, B., Calvet, M., Delmas, M., Barbey, P., Lenoble, J.-L., Autran, A., avec la collaboration de Olivier, P., Rossi, P., 2018, BRGM édit., Orléans, 139 p.

B

- Bakke, J., Lie, O., Heegaard, E., Dokken, T., Haug, G.H., Birks, H.H., Dulski, P., Nilsen, T., 2009. Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. Nature Geoscience 2, 202-205.
- Bakke, J., Olaf Dahl, S., Paasche, O., Riis simonsen, J., Kvisvi, B., Bakke, K., Nesje, A., 2010. A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. Quaternary Science Reviews 29, 1246-1262.
- 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 3, 174–195.

- Barr, I.D., Lovell, H., 2014. A review of topographic controls on moraine distribution. *Geomorphology* 226, 44-64.
- Barrère, P., 1963. La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 516–526.
- Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Stoll, H.M., Cacho, I., Spötl, C., Belmonte, Á., Edwards, R.L., Cheng, H., Hellstrom, J.C., 2015. Hydrological change in southern Europe responding to increasing North Atlantic overturning during Greenland Stadial 1. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 112, 6568–6572.
- Batalla, M., Ninyerola, M., Catalan J., 2018. Digital long-term topoclimate surfaces of the Pyrenees mountain range for the period 1950–2012. *Geoscience Data Journal* 5, 50–62.
- Beghin, P., Charbit, S., Dumas, C., Kageyama, M., Ritz, C., 2015. How might the North American ice sheet influence the northwestern Eurasian climate? *Climate of the Past* 11, 1467-1490.
- Benn, D., Lehmkuhl, F., 2000. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65, 15-29.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A., 1998. *Glaciers and glaciation*. Publisher Arnold, Londres, 734 p.
- Benn, D.I., Hulton, N.R.J., 2010. An Excel™ spread sheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glacier sandice caps. *Computer Geoscience*. 36, 605–610.
- Bennett, M.R., Glasser, N.F., 2009. *Glacial Geology: ice sheets and landforms*. Wiley & Sons, Chichester-New York, 385 p.
- Biette, M., 2022. *Fluctuations glaciaires holocènes au Groenland*. Thèse de Doctorat, Université Paris 1 Panthéon Sorbonne, Paris, 285 p.
- Biette, M., Jomelli, V., Favier, V., Chenet, M., Agosta, C., Fettweiss, X., Ho Tong Minh, D., Ose, K., 2018. Estimation des températures au début du dernier millénaire dans l'ouest du Groenland : résultats préliminaires issus de l'application d'un modèle glaciologique de type degré jour sur le glacier Lyngmarksbræen. *Géomorphologie* 24, 31–41.

- Birkel, S.D., Putnam, A.E., Denton, G.H., Koons, P.O., Fastook, J.L., et al., 2012. Climate inferences from a glaciological reconstruction of the Late Pleistocene Wind River Ice Cap, Wind River Range, Wyoming. *Arctic Antarct. Alp. Res.* 44, 265–276.
- Birkeland, P.W., 1968. Correlation of Quaternary stratigraphy of the Sierra Nevada with that of the Lake Lahontan area. In: Morrison, R.B., Wright, H.E., Eds. Means of correlation of Quaternary successions. International Association of Quaternary Research, Proceedings, 7th Congress U.S.A., 8, 469–500.
- Birkeland, P.W., 1999. Soils and geomorphology. Oxford university press, 430 p.
- Blard, P.-H., Lavé, J., Pik, R., Wagnon, P., Bourlès, D., 2007. Persistence of full glacial conditions in the central Pacific until 15,000 years ago. *Nature* 449, 591–594.
- Bordonau, J., 1992. Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus. *Geoforma Ediciones, Logroño*, 251 p.
- Bordonau, J., Vilaplana, J.M., y Fontugne, M., 1993. The glaciolacustrine complex of Llestui (Central Southern Pyrenees): A key-locality for the chronology of the last glacial cycle in the Pyrenees. *C. R. Acad. Sei. Paris*, 316, Série II: 807-813.
- Bornand, M., 1972. Étude pédologique de la moyenne vallée du Rhône, 250 p. avec carte pédologique au 1 : 100 000e. INRA, Montpellier.
- Bornand, M., 1978. Altération des matériaux fluvioglaciers, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône, 329 p. INRA-ENSA, Montpellier.
- Bosq, M., Bertran, P., Degeai, J.P., Kreutzer, S., Queffelec, A., Moine, O., Morin, E., 2018. Last Glacial aeolian landforms and deposits in the Rhône Valley (SE France): Spatial distribution and grain-size characterization. *Geomorphology* 318, 250–269.
- Braithwaite, R.J., 1995. Positive Degree-Day Factors for Ablation on the Greenland Ice Sheet Studied by Energy-Balance Modelling. *Journal of Glaciology* 41, 153-160.
- Braithwaite, R., Zhang, Y., 2000. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *Journal of Glaciology* 46, 7–14.

- Braithwaite, R.J., 2008. Temperature and Precipitation Climate at the Equilibrium-Line Altitude of Glaciers Expressed by the Degree- Day Factor for Melting Snow. *Journal of Glaciology* 54, 437-444.
- Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., Bourlès, D.L., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: a multi element approach. *Earth and Planetary Science Letters* 309, 1–9.
- 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 Instrumentation Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 361, 335–340.
- Broecker, W.S., Denton, G.H., 1990. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Quat. Science Review* 9, 305–41.
- Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D., Brook, E.J., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2269–2283.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., Coleou, C., 1989. An energy and mass model of snow cover for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology* 35, 333–342.
- Brun, F., Berthier, E., Wagnon, P., Kääh, A., Treichler, D., 2017. A Spatially Resolved Estimate of High Mountain Asia Glacier Mass Balances from 2000 to 2016. *Nature Geoscience* 10, 668-673.
- Bueler, E., Brown, J., 2009. Shallow shelf approximation as a “sliding law” in a thermomechanically coupled ice sheet model. *J. Geophys. Res.*, 114, F03008.

C

- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Shackleton, N., 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14, 698–705.

- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaffi, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Zahn, R., 2001. Variability of the Western Mediterranean sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16, 40–52.
- Calvet, M., 1996. Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : Les Pyrénées Orientales. Thèse de Doctorat d'État, Document du BRGM n° 255, BRGM ed., Orléans, 1177 p.
- Calvet, M., 1998. Los Complejos Fluvioglaciares de Cerdanya–Capcir (Pirineos Orientales) y sus Enseñanzas. In: Gomez, A., Pérez, A., Eds. *Las Huellas Glaciares de las Montañas Españolas*. Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 263–290.
- Calvet, M., 2004. The Quaternary glaciation of the Pyrenees. In: Ehlers J., Gibbard P. (Eds.), *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, part I: Europe*, Elsevier, 119–128.
- Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2011. Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P. (Eds.), *Quaternary Glaciations. Extent and Chronology, a closer look Part IV. Developments in Quaternary Science* 15, Elsevier, 127–139.
- Calvet, M., Gunnell, Y., Farines, B., 2015. Flat-topped mountain ranges: their global distribution and value for understanding the evolution of mountain topography. *Geomorphology* 241, 255-291.
- Calvet, M., Gunnell, Y., Laumonier, B., 2021. Denudation history and palaeogeography of the Pyrenees and their peripheral basins: an 84-million-year geomorphological perspective. *Earth Sciences Review* 215, 103-406.
- Cancer Pomar, L., Lampre Vitaller, F., Del Valle Melendo, J., 2006. Análisis de los primeros datos de la estación meteorológica de Laneto (3.050 m, macizo de la Maladeta, Pirineo aragonés). Su interés glaciológico. *Clima, sociedad y medio ambiente*. Zaragoza : Asociación Española de Climatología, 1-12.
- Carr, S.J., Lukas, S., Mills, S.C., 2010. Glacier reconstruction and mass-balance modelling as a geomorphic and palaeoclimatic tool. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 1103-1115.

- Castañeda, I.S., Schefuß, E., Pätzold, J., Sinninghe Damsté, J.S., Weldeab, S., Schouten, S., 2010. Millennial-scale sea surface temperature changes in the eastern Mediterranean (Nile River Delta region) over the last 27,000 years. *Paleoceanography* 25, 1–13.
- Castéras, M., 1968. Carte géologique de la France à 1 : 50 000, feuille Oloron-Sainte-Marie (1051). BRGM.
- Castéras, M., 1970. Carte géologique de la France à 1 : 50 000, feuille Oloron-Ste-Marie (1051). Notice explicative. BRGM. 19 p.
- Chandler, B.M.P., Lovell, H., Boston, C.M., Lukas, S., Barr, I.D., Benediktsson, Í.Ö., Benn, D.I., Clark, C.D., Darvill, C.M., Evans, D.J.A., Ewertowski, M.W., Loibl, D., Margold, M., Otto, J.C., Roberts, D.H., Stokes, C.R., Storrar, R.D., Stroeven, A.P., 2018. Glacial geomorphological mapping: A review of approaches and frameworks for best practice. *Earth-Science Reviews* 185, 806–846.
- Chandler, B.M.P., Boston, C.M., Lukas, S., 2019. A spatially-restricted Younger Dryas plateau icefield in the Gaick, Scotland: Reconstruction and palaeoclimatic implications. *Quaternary Science Reviews* 211, 107–135.
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jakob, D., 2010. Determination of the ¹⁰Be 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* 268, 192–199.
- Chueca, C., Andrés, J., Sánchez, S., Angel, Miguel., Novau, C., López-Moreno, J., 2003. *Cuaternario y Geomorfología* 17 (3-4), 41-55.
- Chueca, J., Julián, A., 1996. Datación de depósitos morrénicos de la Pequeña Edad de Hielo, Macizo de la Maladeta. In Pérez Alberti, A., editor, *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*. Xunta de Galicia, 171–182.
- Chueca, J., Julián, A., López-Moreno, J.I., 2007. Recent evolution (1981–2005) of the Maladeta glaciers, Pyrenees, Spain: extent and volume losses and their relation with climatic and topographic factors. *Journal of Glaciology* 53 (183), 547-557.

- Clark, C., Hughes, A., Greenwood, S., Jordan, C., Sejrup, H., 2012. Pattern and timing of retreat of the last British-Irish Ice Sheet, *Quaternary Science Reviews* 44, 112-146.
- Clark, P.U., Mix, A.C., 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 21, 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, A.M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*, 710-4.
- Claude, A., Ivy-Ochs, S., Kober, F., Antognini, M., Salcher, B., Kubik, P.W., 2014. The Chironico landslide (Valle Leventina, southern Swiss Alps): age and evolution. *Swiss Journal of Geosciences* 107, 273–291.
- CLIMAP Project Members, 1976. The surface of the Ice-Age Earth. *Science* 191, 1131–1137.
- CLIMAP Project Members, 1981. Seasonal reconstruction of the Earth's surface at the last glacial maximum. Geological Society of America, Map and Chart Series, Vol. C36.
- Cohen, D., Iverson, N. R., Hooyer, T. S., Fischer, U. H., Jackson, M., Moore, P. L., 2005. Debris-bed friction of hard-bedded glaciers. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110 (F2).
- Combourieu-Nebout, N., Peyron, O., Dormoy, I., Desprat, S., Beaudouin, C., Kotthoff, U., Marret, F., 2009. Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25,000 years from high resolution pollen data. *Climate of the Past* 5, 503–521.
- Copons, R., Bordonau, J., 1996. El registro sedimentario del cuaternario reciente en el lago Redó d'Aigües Tortes (Pirineos centrales). In: Grandal d'Anglade A., Pagés Valcarlos J., (Eds.). IV° Reunión de Geomorfología, Sociedad Española de Geomorfología O Castro, 249–260.
- Copons, R., Bordonau, J., 1997. El último ciclo glaciar (Pleistoceno Superior - Holoceno) en el macizo de la Madaleta (Pirineos Centrales). *Revista de La Sociedad Geológica de España*.
- Corripio, J.G., 2003. Modelling the energy ballance of high altitude glacierised basins in the Central Andes, Thèse de Doctorat d'État, University of Edinburgh, Edinburg.

Crest, Y., Delmas, M., Braucher, R., Gunnell, Y.M, Calvet, M., 2017. Cirques have growth spurts during deglacial and interglacial periods: evidence from ^{10}Be and ^{26}Al nuclide inventories in the central and eastern Pyrenees. *Geomorphology* 278, 60-77.

Cuffey, F., Paterson, W.S.B., 2010. *The Physics of Glaciers*, fourth ed. Elsevier Oxford, 704 p.

D

Dahl, S.O., Nesje, A., 1992. Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 94, 87–97.

de Vernal, A., Eynaud, F., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Londeix, L., Mangin, S., Matthiessen, J., Marret, F., Radi, T., Rochon, A., Solignac, S., Turon, J.L., 2005. Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages. *Quaternary Science Reviews* 24, 897–924.

de Vernal, A., Rosell-Melé, A., Kucera, M., Hillaire-Marcel, C., Eynaud, F., Weinelt, M., Dokken, T., Kageyama, M., 2006. Comparing proxies for the reconstruction of LGM sea surface conditions in the North-Atlantic. *Quaternary Science Reviews* 25, 2820–2834.

Del Barrio, G., Creus, J., Puigdefabregas, J., 1990. Thermal Seasonality of the High Mountain Belts of the Pyrenees. *Mountain Research and Development* 10 (3), 227–233.

Delmas, M., 2005. La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyrénées orientales) : approches géomorphologique et géochronologique nouvelles. *Quaternaire* 16, 45–55.

Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M., Bourlès, D., 2008. Exposure age chronology of the last glacial cycle in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research* 69, 231–241.

Delmas, M., 2009. Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées. Thèse de Doctorat d'État, Université Paris 1 Panthéon Sorbonne, Paris, 529 p.

- Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2011. Palaeogeography and ¹⁰Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 305, 109-122.
- Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2012. Les glaciations quaternaires dans les Pyrénées ariégeoises : approche historiographique, données paléogéographiques et chronologiques nouvelles. *Quaternaire* 23, 61–85.
- Delmas, M., 2015. The last maximum ice extent and subsequent deglaciation of the Pyrenees: an overview of recent research. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 41, 109–137.
- Delmas, M., 2019. L'apport des nucléides cosmogéniques produits in situ à la quantification multi-scalaire des changements environnementaux quaternaires dans les montagnes des latitudes tempérées. *Environnement et Société*. Université Lumière - Lyon 2, 2019.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M., Reixach, T., Oliva, M., 2022a. Glacial landscape of the Pyrenees (chapter 16). In: Palacios, D., Hughes, P., García-Ruiz, J.M., Andrés, A. (Eds.), *European Glacial Landscapes: Maximum Extent of Glaciations*. Elsevier, 123–128.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M., Reixach, T., Oliva, M., 2022b. The Pyrenees: glacial landforms prior to the Last Glacial Maximum (chapter 40). In: Palacios, D., Hughes, P., García-Ruiz, J.M., Andrés, A. (Eds.), *European Glacial Landscapes: Maximum Extent of Glaciations*. Elsevier, 295–307.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M., Reixach, T., Oliva, M., 2022c. The Pyrenees: glacial landforms from the Last Glacial Maximum (chapter 59). In: Palacios, D., Hughes, P., García-Ruiz, J.M., Andrés, A. (Eds.), *European Glacial Landscapes: Maximum Extent of Glaciations*. Elsevier, 461–472.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M., Reixach, T., Oliva, M., 2023a. The Pyrenees: environments and landforms in the aftermath of the LGM (chapter 21). In: Palacios, D., Hughes, P., García-Ruiz, J.M., Andrés, A. (Eds.), *European Glacial Landscapes: The last deglaciation*. Elsevier, 185–200.

- Delmas, M., Oliva, M., Gunnell, Y., Fernandes, M., Reixach, T., Fernández-Fernández, J.M., Calvet, M., 2023b. The Pyrenees: glacial landforms from the Bølling–Allerød Interstadial (chapter 38). In: Palacios, D., Hughes, P., García-Ruiz, J.M., Andrés, A. (Eds.), *European Glacial Landscapes: The last deglaciation*. Elsevier, 361–368.
- Delmas, M., Oliva, M., Gunnell, Y., Reixach, T., Fernandes, M., Fernández-Fernández, J.M., Calvet, M., 2023c. The Pyrenees: glacial landforms from the Younger Dryas (chapter 56). In: Palacios, D., Hughes, P., García-Ruiz, J.M., Andrés, A. (Eds.), *European Glacial Landscapes: The last deglaciation*. Elsevier, 541–552.
- Delmas, M., Oliva, M., Gunnell, Y., Fernández-Fernández, J.M., Reixach, T., Fernandes, M., Chapron, E., René, P., Calvet, M., sous presse. The Pyrenees: glacial landforms from the Holocene (chapter 21). In: Palacios, D., Hughes, P., Jomelli, V., Tanarro, L.M., (Eds.), *European Glacial Landscapes during the Holocene (volume 3)*. Elsevier.
- Denton, H., Anderson, H., Toggweiler, R., Edwards, J., Schaefer, R., Putnam, J., Aaron, P., 2010. The Last Glacial Termination. *Science* 328, 1652–1656.
- Desilets, D., Zreda, M., 2003. Spatial and temporal distribution of secondary cosmic ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 21–42.
- Desilets, D., Zreda, M., Prabu, T., 2006. Extended scaling factors for in situ cosmogenic nuclides: new measurements at low latitude. *Earth and Planetary Science Letters* 246, 265–276.
- Dormoy, I., Peyron, O., Combourieu Nebout, N., Goring, S., Kotthoff, U., Magny, M., Pross, J., 2009. Terrestrial climate variability and seasonality changes in the Mediterranean region between 15,000 and 4000 years BP deduced from marine pollen records. *Climate of the Past* 5, 615–632.
- Doughty, A.M., Anderson, B.M., Mackintosh A.N., Kaplan, M.R., Vandergoes, M.J., et al., 2013. Evaluation of Late Glacial temperatures in the Southern Alps of New Zealand based on glacier modelling at Irishman Stream, Ben Ohau Range. *Quat. Sci. Rev.* 74, 160–169.
- Driesschaert, E., Brovkin, V., Fichefet, T., Goosse, H., Huybrechts, P., Janssens, I., Mouchet, A., Munhoven, G. 2003. LOVECLIM, a three-dimensional model of the Earth system for

investigating long-term climate changes. International Conference on Earth System Modelling, Hamburg September 2003.

Dunai, T.J., 2010. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, 198 p.

Dunai, T.J., Lifton, N.A., 2014. The nuts and bolts of cosmogenic nuclide production. *Elements* 10, 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* 27, 3–11.

E

Egholm, D.L., Knudsen, M.F., Clark, C.D., Lesemann, J.E., 2011. Modeling the flow of glaciers in steep terrains: the integrated second-order shallow ice approximation (iSOSIA). *J. Geophys. Res.* 116, F02012

Emiliani, C., 1954. Temperature of Pacific bottom waters and polar superficial waters during the Tertiary. *Science* 119, 853–855.

Epica Community Members, 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature* 444, 195–198.

Eynaud, F., De Abreu, L., Voelker, A., Schönfeld, J., Salgueiro, E., Turon, J.L., Penaud, A., Toucanne, S., Naughton, F., Sánchez Goñi, M.F., Malaizé, B., Cacho, I., 2009. Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka. *Geochemistry, Geophysics Geosystems* 10, Q07U05.

F

Farinotti, D., Huss, M., Bauder, A., Funk, M., Truffer, M., 2009. A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers. *J. Glaciol.* 55 (191), 422–430.

- Fernandes, M., Oliva, M., Vieira, G., et al., 2021. Maximum glacier extent of the Penultimate Glacial Cycle in the Upper Garonne Basin (Pyrenees): new chronological evidence. *Environ Earth Science* 80, 796p.
- Feuillet, T., 2010. Les formes périglaciaires dans les Pyrénées centrales françaises : analyse spatiale, chronologique et valorisation. Thèse de Doctorat d'État, Université de Nantes, Nantes.
- Fick, S.E, Hijmans, R.J., 2017. Worldclim 2: New 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology* 37, 4302–4315.
- Fink, D., Vogt, S., Hotchkis, M., 2000. Cross-sections for ^{36}Cl from Ti at $E_p = 35\text{-}150$ MeV : applications to in-situ exposure dating. *Nuclear Instrumentation Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 172, 861–866.
- Fioraso, G., Monegato, G., Balestro, G., Hajdas, I., Baggio, P., 2021. Disentangling the stratigraphic architecture of the Rivoli-Avigliana end moraine system (Western Alps, NW Italy), *Journal of Maps* 17 (2), 325-336.
- Fletcher, W.J., Sánchez Goñi, M., 2008. Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research*, 70 (3), 451-464.
- Fletcher, W.J., Sanchez Goñi, M.F., Peyron, O., Dormoy, I., 2010. Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a western Mediterranean forest record. *Climate of the Past* 6, 245–264.
- Florineth, D., Schlüchter, C., 2000. Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research* 54, 295–308.
- Francou, B., Vincent, C., 2010. *Les Glaciers À L'épreuve Du Climat*. IRD Editions, 274 p.
- Furbish, D., Andrews, J.T., 1984. The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer. *Journal of Glaciology* 30 (105), 199–211.

G

- Gangloff, P., Courchesne, F., Hetu, B., Jalut, G., Richard, P., 1991a. Découverte d'un paléolac sur le piémont des Pyrénées Atlantiques (France). *Z. Geomorph* 4, 463-478.
- Gangloff, P., Hetu, B., Courchesne, F., 1991b. Présence d'un depot glaciaire sous la terrasse moyenne d'Agnos, vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques). *Quaternaire* 2, 131-133.
- García-Ruiz, J. M., Puigdefábregas, J. & Creus, J., 1985. Los recursos hídricos superficiales del Alto Aragón (Surface water resources of the High Aragón). Instituto de Estudios Altoaragoneses. Huesca, Spain.
- García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., Martí-Bono, C., González-Sampériz, P., 2003. Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science* 18, 61–72.
- García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Peña-Monné, J.L., Sancho, C., Rhodes, E.J., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Moreno, A., 2013. Glacial and fluvial deposits in the Aragón Valley, centralwestern Pyrenees: Chronology of the Pyrenean Late Pleistocene glaciers. *Geografiska Annaler Series A Physical Geography* 95, 15–32.
- García-Ruiz, J.M., Palacios, D., de Andrés, N., Valero-Garcés, B.L., López-Moreno, J.L., Sanjuán, Y., 2014. Holocene and 'Little Ice Age' glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. *The Holocene* 24, 1–14.
- García-Ruiz, J.M., Palacios, D., Andrés, N., López-Moreno, J.I., 2020. Neoglaciation in the Spanish Pyrenees: A multiproxy challenge. *Mediterranean Geoscience* 2, 21–36.
- García-Sansegundo, J., Ramírez Merino, J.I., Sector francés, modificado de, Clin, M., Lelong, F., Poty, B., Roche, H., Faure, J., Macaudiere, J., Pelissonier, H., Kleismiede, J.W., Blanquart, P., Rios L.M., Valero, J., 1994. Mapa geológico de España 1 : 50.000. Caneja-Vielha. Hoja 118B. Ministerio de Industria, IGME.

- Gardner A. S., Sharp M. J., Koerner R. M., Labine C., Boon S., Marshall S. J., Burgess D. O., Lewis D., 2009 - Near-Surface Temperature Lapse Rates over Arctic Glaciers and Their Implications for Temperature Downscaling. *Journal of Climate* 22, 4281- 4298.
- Gellatly, A.F., Grove, J.M., Switsur, V.R., 1992. Mid-Holocene glacial activity in the Pyrenees. *The Holocene* 2, 266–270.
- Genna, A., 2008. Carte géologique harmonisée du département de l'Ariège. Notice technique. Rapport final. BRGM, RP-56473, 424 p.
- Goehring, B.M., Schaefer, J.M., Schluechter, C., Lifton, N.A., Finkel, R.C., Jull, A.J.T., Akcar, N., Alley, R.B., 2011. The Rhone Glacier was smaller than today for most of the Holocene. *Geology* 39, 679–682.
- Golledge, N.R., Mackintosh, A.N., Anderson, B.M., Buckley, K.M., Doughty, A.M., et al., 2012. Last Glacial Maximum climate in New Zealand inferred from a modelled Southern Alps icefield. *Quat. Sci. Rev.* 46, 30–45
- González-Sampériz, P., Aranbarri, J., Pérez-Sanz, A., Gil-Romera, G., Moreno, A., Leunda, M., Sevilla-Callejo, M., Corella, J.P., Morellón, M., Oliva, B., Valero-Garcés, B., 2017. Environmental and climate change in the southern Central Pyrenees since the Last Glacial Maximum : a view from the lake records. *Catena* 149, 668–688.
- González-Trueba, J.J., Martín Moreno, R., Martínez de Pisón, E., Serrano, E., 2008. Little Ice Age glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene* 18, 551–568.
- Goosse H., Barriat P. Y., Dalaiden Q., Klein F., Marzeion B., Maussion F., Pelucchi P., Vlug A., 2018. Testing the Consistency between Changes in Simulated Climate and Alpine Glacier Length over the Past Millennium. *Climate of the Past* 14, 1119-1133.
- Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475–1560.
- Greuell W., 1992. Hintereisferner, Austria: mass-balance reconstruction and numerical modelling of the historical length variations. *J. Glaciol.* 38, 233–244.

- Greuell, W., Konzelmann, T., 1994. Numerical modeling of the energy-balance and the englacial temperature of the Greenland ice-sheet – calculations for the ETH-camp location (West 25 Greenland, 1155). *Global Planet Change* 9, 91–114.
- Gribenski, N., Valla, P.G., Preusser, F., Roattino, T., Crouzet, C., Buoncristiani, J.F., 2021. Out-of-phase Late Pleistocene glacial maxima in the Western Alps reflect past changes in North Atlantic atmospheric circulation. *Geology* 49 (9), 1096–1101.
- Gross, G., Kerschner H., Patzelt, G., 1977. Methodische Untersuchungen über die schneegrenze in alpinene Gletschergebieten. *Gletschedk. Glazialgeol.* 12 (2), 223- 251.
- Guerrero, J., Gutiérrez, F., García-Ruiz, J.M., Carbonel, D., Lucha, P., Arnold, L.J., 2018. Landslide-dam paleolakes in the central Pyrenees, upper Gállego river valley, NE Spain: timing and relationship with deglaciation. *Landslides* 15, 1975-1989.

H

- Haeberli, W., Penz, U., 1985. An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18 ka BP Ice Age glaciers in and around the Swiss Alps. *Zeitschrift für Glazialkunde und Glazialgeologie* 21, 351–361.
- Haeberli, W., Hoelzle, M., 1995. Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: A pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology*, 21, 206-212.
- Haeberli, W., 1996. Glacier fluctuations and climate change detection. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 18, 191–199.
- Harper, J. T., Humphrey, N.F., 2003. High altitude Himalayan climate inferred from glacial ice flux. *Geophysical Research Letters* 30, 1764–1767.
- Hayes, A., Kučera, M., Kallel, N., Saffi, L., Rohling, E.J., 2005. Glacial Mediterranean sea surface temperatures based on planktonic foraminiferal assemblages. *Quaternary Science Reviews* 24, 999–1016.

- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic ocean during the past 130 000 years. *Quaternary Research* 29, 143–152.
- Hemming, S., 2004. Heinrich events: massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics* 42, RG1005.
- Hétu, B., Gangloff, P., 1989. Dépôts glaciaires du Pléistocène inférieur sur le piémont des Pyrénées Atlantiques. *Zeitschrift für Geomorphologie* 33, 384–403.
- Heyman, B.M., Heyman, J., Fickert, T., Harbor, J.M., 2013. Paleo-climate of the central European uplands during the Last Glacial Maximum based on glacier mass balance modeling. *Quaternary Research* 79, 49–54.
- Heyman, J., Stroeven, A.P., Harbor, J., 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* 302, 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. *Quat. Geochronol.*
- Hock, R., 1999. A distributed temperature-index ice and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology* 45, 101–111.
- Hock, R., 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology* 282, 104–115.
- Hock, R., 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Prog. Phys. Geogr.* 29, 362–391
- Hoek, W.Z., 2009. Direct vegetation response to abrupt climate change during the Last Glacial-Interglacial Transition. *International Union of Geological Sciences* 31, 226–229.
- Hofer, D., Raible, C.C., Dehnert, A., Kuhlemann, J., 2012. The impact of different glacial boundary conditions on atmospheric dynamics and precipitation in the North Atlantic region. *Climate of the Past* 8, 935–949.

- Hofmann, F.M., Alexanderson, H., Schoeneich, P., Mertes, J.R., Léanni, L., 2019. Post-Last Glacial Maximum glacier fluctuations in the southern Écrins massif (westernmost Alps): insights from ^{10}Be cosmic ray exposure dating. *Boreas* 48, 1019–1041.
- Hubbard, A., Blatter, H., Nienow, P., Mair, D., Hubbard, B., 1998. Comparison of a three-dimensional model for glacier flow with field data from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *J. Glaciol.* 44, 368–378.
- Hubbard, A., 1999. High-resolution modeling of the advance of the Younger Dryas Ice Sheet and its climate in Scotland. *Quat. Res.* 52, 27–43.
- Hubschman, J., 1973. Etablissement par l'étude des faciès d'altération, d'un schéma stratigraphique du Quaternaire garonnais et ariégeois. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences série D* 277, 753–755.
- Hubschman, J., 1975a. Les terrasses récentes de la Garonne et leur évolution. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire* 12, 137–147.
- Hubschman, J., 1975b. L'évolution des nappes alluviales ante-rissiennes de la Garonne dans l'avantpays molassique. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire* 12, 149–169.
- Hubschman, J., 1975c. Morphogenèse et pédogenèse quaternaire dans le piémont des Pyrénées garonnaises et ariégeoises. Thèse de Doctorat d'État, Université de Toulouse-le-Mirail. Atelier de reproduction des Thèses de Lille III, 745 p.
- Hubschman, J., 1984. Glaciaire ancien et glaciaire récent : analyse comparée de l'altération de moraines terminales nord-pyrénéennes. In : *Montagnes et Piémonts, Hommage à François Taillefer*. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse, 313–332.
- Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I., 2016. The last Eurasian ice sheets - a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas* 45, 1–45.

Hughes, P.D., 2010. Little Ice Age glaciers in Balkans: low altitude glaciation enabled by cooler temperatures and local topoclimatic controls. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 229–241.

Hughes, P.D., Gibbard, P.L., 2015. A stratigraphical basis for the Last Glacial Maximum (LGM). *Quaternary International* 383, 174–185.

Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2017. Quaternary glaciation in the Mediterranean mountains: A new synthesis. In: Hughes, P.D., Woodward, J.C. (Eds.), *Quaternary glaciation in the Mediterranean mountains*. Geological Society, London, Special Publication 433, 1–23.

Hutchinson, M.F., 1989. A new procedure for gridding elevation and streamline data with automatic removal of spurious pits. *J. Hydrol.* 106, 211–232.

Hutchinson, M.F., Xu, T., Stein, J.A., 2011. Are cent progress in the ANUDE Melevation gridding procedure. In: Hengl, T., Evans, I., Wilson, J., Gould, M. (Eds.), *Geomorphometry 2011*. Redlands, California, USA, 19–22.

I

Icole, M., 1974. Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piémont occidental nordpyrénéen. *Eléments de paléopédologie quaternaire*. Sciences Géologiques 40, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 200 p.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Kubik, P.W., Schluchter, C. 2006. Glacier response in the European Alps to Heinrich event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *Journal of Quaternary Science* 21, 115–130.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P.W., Schluchter, C., 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science* 23, 559–573.

Ivy-Ochs, S., 2015. Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 41, 295–315.

Ivy-Ochs, S., Lucchesi, S., Baggio, P., Fioraso, G., Gianotti, F., Monegato, G., Graf, A.A., Akçar, 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* 33, 550-562.

J

Jalut, G., Delibrias, G., Dagnac, J., Mardones, M., Bouhours, M., 1982. A palaeoecological approach to the last 21,000 years in the Pyrénées: the peat bog of Freychinède (alt. 1350 m, Ariège, South France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 40, 321–359.

Jalut, G., Andrieu, V., Delibrias, G., Fontugne, M., Pagès, P., 1988. Palaeoenvironment of the valley of Ossau (Western French Pyrenees) during the last 27,000 years. *Pollens et Spores* 30, 357–394.

Jalut, G., Montserrat Marti, J., Fontugne, M., Delibrias, G., Vilaplana, J.M., Julia, R., 1992. Glacial to Interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrenees: deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quaternary Science Reviews* 11, 449–480.

Jomelli, V., Khodri, M., Favier, V., Brunstein, D., Ledru, M.P., Wagnon, P., Blard, P.H., Sicart J.E., Braucher, R., Grancher, D., Bourlès, D.L., Braconnot, P., Vuille, M., 2011. Irregular Tropical Glacier Retreat over the Holocene Epoch Driven by Progressive Warming. *Nature* 474, 196-199.

Jomelli, V., Chapron, E., Favier, V., Rinterknecht, V., Braucher, R., Tournier, N., Gascoin, S., Marti, R., Galop, D., Binet, S., Deschamps-Berger, C., Tissoux, H., Aumaître, G., Bourlès, D.L., Keddadouche, K., 2020. Glacier fluctuations during the Late Glacial and Holocene on the Ariège valley, northern slope of the Pyrenees and reconstructed climatic conditions. *Mediterranean Geoscience Reviews* 2, 37–51.

- Jones, R.S., Small, D., Cahill, N., Bentley, M.J., Whitehouse, P.L., 2019. iceTEA : Tools for plotting and analysing cosmogenic-nuclide surface-exposure data from former ice margins. *Quaternary Geochronology* 51, 72–86.
- Jonkers, L., Moros, M., Prins, M.A., Dokken, T., Dahl, C.A., Dijkstra, N., Perner, K., Brummer, G.J.A., 2010. A reconstruction of sea surface warming in the northern North Atlantic during MIS 3 ice-rafting events. *Quaternary Science Reviews* 29, 1791–1800.
- Jouvet, G., Funk, M., 2014. Modelling the trajectory of the corpses of mountaineers who disappeared in 1926 on Aletschgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 60(220), 255-261.
- Julian, A., Chueca, J., 1998. Le Petit Âge Glaciaire dans les Pyrénées centrales méridionales : estimation des paléotempératures à partir d'inférences géomorphologiques. *Sud-Ouest Europeen* 3, 79-88.

K

- Kaplan, M.R., Schaefer, J.M., Denton, G.H., Barrell, D.J.A., Chinn, T.J.H., et al., 2010. Glacier retreat in New Zealand during the Younger Dryas stadial. *Nature* 467, 194–197.
- Keeler, D.G., Rupper, S., Schaefer, J.M., 2020. A first-order flexible ELA model based on geomorphic constraints. *MethodsX* 8, 101173.
- Kerschner, H., Ivy-Ochs, S., Schluchter, C., 1999. Paleoclimatic interpretation of the early late-glacial glacier in the Gschnitz valley, Central Alps, Austria. *Annals of Glaciology* 28, 135–140.
- Kerschner, H., 2000. Synoptic climatology of Eastern Alpine glacier behaviour, 1966–1990. In: 26th International Conference on Alpine Meteorology, 11–15 September 2000, Innsbruck, Austria, Proceedings. *Österreichische Beiträge zur Meteorologie und Geophysik* 23, 1–12.
- Kessler, J., Chambraud, A., 1986. La météo de la France : tous les climats localités par localités. J.Clattès, 312 p.

- Kessler, M.A., Anderson, R.S., Stock, G.M., 2006. Modeling topographic and climatic control of east-west asymmetry in Sierra Nevada glacier length during the Last Glacial Maximum. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 111, F02002.
- Kindler, P., Guillevic, M., Baumgartner, M., Schwander, J., Landais, A., Leuenberger, M., 2014. Temperature reconstruction from 10 to 120 kyr b2k from the NGRIP ice core. *Climate of the Past* 10, 887–902.
- Kirkbride, M.P., Dugmore A. J., 2008. Two Millennia of Glacier Advances from Southern Iceland Dated by Tephrochronology. *Quaternary Research* 70, 398-411.
- Klein, M.G., Gottdang, A., Mous, D.J.W., Bourlès, D.L., Arnold, M., Hamelin, B., Aumaître, G., Braucher, R., Merchel, S., Chauvet, F., 2008. Performance of the HVE 5 MV AMS system at CEREGE using an absorber foil for isobar suppression. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 266, 1828–1832.
- Kohl, C.P., Nishiizumi, K., 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 3583–3587.
- Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, 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 Instrumentation Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, 187–191.
- Kozarski, S., 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (B20 ka - 10 ka BP). *Dokumentacja Geograficzna* 1, 1-82.
- 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* 321, 1338–1340.
- Kull, C., Grosjean, M., 2000. Late Pleistocene climate conditions in the north Chilean Andes drawn from a climate glacier model. *Journal of Glaciology* 46, 622-632.

L

- Lacan, P., Nivière, B., Rousset, D., Sénéchal, P., 2012. Late Pleistocene folding above the Mail Arrouy Thrust, North-Western Pyrenees (France). *Tectonophysics* 541–543, 57–68.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces : in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424–439.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and ice volume since the glacial maximum. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111, 15296–15303.
- Lampre, F., 1994. La línea de equilibrio glaciar y los suelos helados en el Macizo de la Maladeta (Pirineo aragonés): evolución desde la Pequeña Edad de Hielo y situación actual. In: C. Martí Bono, J.M. García Ruiz, (Eds.), *El glaciarismo surpirenaico: nuevas aportaciones*. Geofoma Ediciones, Logroño, pp. 125-142.
- Lampre, F., 1998. Estudio Geomorfológico de Ballibierna (macizo de la Maladeta, Pirineo aragonés): modelado glaciar y periglacial. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Zaragoza.
- Landais, A., Caillon, N., Jouzel, J., Chappellaz, J., Grachev, A., Goujon, C., Barnola, J.M., Leuenberger, M., 2004. Quantification of rapid temperature change during DO event 12 and phasing with methane inferred from air isotopic measurements. *Earth and Planetary Science Letters* 225, 221–232.
- Langebroek P. M., Nisancioglu K. H., 2016. Moderate Greenland ice sheet melt during the last interglacial constrained by present-day observations and paleo ice core reconstructions, *The Cryosphere Discussions*, 1-35.
- Larocque-Tobler, I., Heiri, O., Wehrli, M., 2010. Late Glacial and Holocene temperature changes at Egelsee, Switzerland, reconstructed using subfossil chironomids. *Paleolimnol* 43, 649-666.

- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics* 428, 261–285.
- Laumonier B., Calvet M., Delmas M., Barbey P., Lenoble J.L., Autran A., 2017. Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Mont-Louis (1094). Orléans : BRGM, 139 p., 3 pl. ht. Carte géologique par Autran A., Calvet M., Delmas M. (2005).
- Lebatard, A.E., Bourles, D. L., 2015. Quantification of Earth's surface processes and dating using the cosmogenic radionuclides ^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl . *Quaternaire* 26, 193–211.
- Leger, T., Hein, A., Goldberg, D., Schimmelpfennig, I., Van Wyk de Vries., MS, Bingham, RG., 2021. Northeastern Patagonian glacier advances (43°S) reflect northward migration of the Southern Westerlies towards the end of the last glaciation. *Frontiers in Earth Science*.
- Lemke, P., Grosfeld, K., Weigelt, M., 2015. REKLIM Report Regionale Klimaänderungen - Ursachen und Folgen In: Lemke, P., Grosfeld, K., Weigelt, M., 2015. (Eds.), Bremerhaven, Helmholtz-Verbund REKLIM, 33 p.
- Lewis, C.J., Mc Donald, E.V., Sancho, C., Pena, J.L., Rhodes, E.J., 2009. Climatic implications of correlated Upper Pleistocene and fluvial deposits on the Cinca and Gallego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global Planet. Change* 67, 141-152.
- 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* 35, 259–286.
- Lichtenecker, N., 1938. Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. *Verhandl. d. 111. Intern. Quartär Konferenz Wien*, 141-147.
- Lie Ø, D.S, Nesje, A., 2003. A theoretical approach to glacier equilibrium-line altitudes using meteorological data and glacier mass-balance records from southern Norway. *The Holocene* 13, 365–372.
- Liedtke, H., 1981. Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. *Forschungen zur deutschen Landeskunde* 204, 1-307.

- Lifton, N.A., 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* 386, 149–160.
- Linsbauer, A., Paul, F., Hoelzle, M., Frey, H. and Haeberli, W., 2009. The Swiss Alps without glaciersdA GIS-based modelling approach for reconstruction of glacier beds. In: *Proceedings of Geomorphometry, Zurich, Switzerland, 31 August–2 September 2009*, 243–247.
- Linsbauer, A., 2013. Modeling ice thickness distribution and glacier bed topography from sparse input data to assess future glacier changes. Thèse de Doctorat d'État, Geographisches Institut, Zurich, 166 p.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20, PA1003.
- Lliboutry, L., 1965. *Traité de glaciologie. Tome 2*, Masson, Paris, 1040 p.
- López-Moreno, J.I. 2000. Los glaciares del alto valle del Gállego (Pirineo Central) desde la Pequeña Edad del Hielo. Implicaciones en la evolución de la temperatura. *Geoforma Ediciones, Logroño*, 77 pp.
- López-Moreno, J.I., 2006. Cambio ambiental y gestión de embalses en el Pirineo Central Español. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón. Zaragoza, 260 p.
- Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.M., Raynaud, D., Stocker, T.F., Chappellaz, J., 2008. Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800 000 years. *Nature* 453, 383–386.
- Ludwig, P., Schaffernicht, E.J., Shao, Y., Pinto, J.G., 2016. Regional atmospheric circulation over Europe during the Last Glacial Maximum and its links to precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121, 2130–2145.
- 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* 6, 6344.

Lüthi, C., Leuenberger, M., Spahni, R., Flückiger, J., Schwander, J., Stocker, T., Johnsen, S., Landais, A., Jouzel, J., 2006. Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH₄. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 504–519.

Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., Stocker, T.F., 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650 000–800 000 years before present. *Nature* 453, 379–382.

M

Mackintosh, A.N., Anderson, B.M., Pierrehumbert, R.T., 2017. Reconstructing Climate from Glaciers. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 45, 649–680.

Maeno, N., Ebinuma, T., 1983. Pressure sintering of ice and its implication to the densification of snow at polar glaciers and ice sheets. *Journal of Physical Chemistry* 87 (21), 4103-4110.

Maffezzoli, N., Vallelonga, P., Edwards, R., Saiz-Lopez, A., Turetta, C., Astrid Kjær, H., Barbante, C., Vinther, B., Spolaor, A., 2019. A 120,000-year record of sea ice in the North Atlantic? *Climate of the Past* 15, 2031–2051.

Maisch, M., 1993. Verstärkter Gletscherschwund in den Bündner Alpen. *Cratschla. Mittlg. aus dem Schweiz. Nationalpark* 1 (2), 14-26.

Makos, M., Nitychoruk, J., Zreda, M., 2012. The Younger Dryas climatic conditions, Polish High Tatra Mountains. *Boreas* 42, 745–761.

Makos, M., Dzierzek, J., Nitychoruk, J., Zreda, M., 2014. Timing of glacier advances and climate in the High Tatra Mountains (Western Carpathians) during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research* 82, 1-13.

Makos, M., Rinterknecht, V., Braucher, R., Toloczko-Pasek, A., Aster Team, 2018. Last Glacial Maximum and Lateglacial in the Polish High Tatra Mountains — Revised deglaciation based on the ¹⁰Be exposure age dating. *Quaternary Science Reviews* 187, 130–156.

- Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E., Donner, J.J., 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3, 109–128.
- Mardones, M., Jalut, G., 1983. La tourbière de Biscaye (409m, Hautes-Pyrénées) : approche paléoécologique des 45 000 dernières années. *Pollen et Spores* 25 (2), 163-212.
- Marks, L., 2002. Last Glacial Maximum in Poland. *Quaternary Science Reviews* 21, 103-110.
- Marti, R., Gascoin, S., Houet, T., Ribière, O., Laffly, D., Condom, T., Monnier, P., Schmutz, M., Camerlynck, C., Tihay, J.P., Soubeyroux, J.M., René, P., 2015. Evolution of Ossoue Glacier (French Pyrenees) since the end of the Little Ice Age. *Cryosphere* 9, 1773–1795
- Marti, R., 2016. Apport des méthodes de télédétection à très haute résolution spatiale dans l'étude des variations de la cryosphère des Pyrénées. Unpubl. Thèse de Doctorat d'État, Université Toulouse le Mirail-Toulouse II, Toulouse, 273 p.
- 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* 38, 25–49.
- Martínez de Pisón, E., 1989. Morfologia glaciària del valle de Benasque (Pirineo Aragone). *Eria* 51–64.
- Martínez de Pisón, E., 1991. Morfoestructuras del valle de Benasque (Pirineo Aragonés). *Anales de geografía de la Universidad Complutense* 10, 121-148.
- Martínez de Pisón, E., Serrano, J., González Trueba, J., 2011. Formas y depósitos glaciares pleistocenos en la terminación glaciària del ésera (valle de benasque, pirineo aragonés), Resúmenes XIII Reunión Nacional de Cuaternario, Andorra.
- Masarik, J., Beer, J., 1999. Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 104D, 12099–12111.
- Masarik, J., Reedy, R. C., 1995. Terrestrial cosmogenic-nuclide production systematics calculated from numerical simulations, *Earth and Planetary Science Letters* 136, 381–395.

- Mateo, M., Gómez Ortiz, A., 1998. El glaciario histórico. La Pequeña Edad del Hielo en el valle del Madriu (Andorra). In Gomez Ortiz, A. and Salvador Franch, F., editors, Investigaciones recientes de la geomorfología española. SEG-Geoforma, Logroño, 397–406.
- McKinnon, K.A., Mackintosh, A.N., Anderson, B.M., Barrell, D.J.A., 2012. The influence of subglacial bed evolution on ice extent: a model-based evaluation of the Last Glacial Maximum Pukaki glacier, New Zealand. *Quat. Sci. Rev.* 57, 46–57.
- Meierding, T. C. 1982. Late Pleistocene glacial equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: a comparison of methods. *Quat. Res.*, 18(3), 289–310.
- Meierding, T.C. 1982. Late Pleistocene glacial equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: a comparison of methods. *Quat. Res.* 18(3), 289–310.
- Melki, T., Kallel, N., Jorissen, F.J., Guichard, F., Dennielou, B., Berné, S., Labeyrie, L., Fontugne, M., 2009. Abrupt climate change, sea surface salinity and paleoproductivity in the western Mediterranean Sea (Gulf of Lion) during the last 28 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 279 (1–2), 96–113.
- Merchel, S., Herpers, U., 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via Accelerator Mass Spectrometry. *Radiochimica Acta* 84, 215–219.
- Merchel, S., Arnold, M., Aumaître, G., Benedetti, L., Bourlès, D.L., Braucher, R., Alfimov, V., Freeman, S.P.H.T., Steier, P., Wallner, A., 2008. Towards more precise ^{10}Be and ^{36}Cl data from measurements at the 10–14 level: influence of sample preparation. *Nuclear Instrumentation Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 266, 4921–4926.
- Merz, N., Raible, C.C., Woollings, T., 2015. North Atlantic eddy-driven jet in interglacial and glacial winter climates. *Journal of Climate* 28, 3977–3997.
- Millet, L., Rius, D., Galop, D., Heiri, O., Brooks, S.J., 2012. Chironomid-based reconstruction of Late-Glacial summer temperatures from the Ech palaeolake record (French western Pyrenees). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 315, 86–99.

- Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20, 627–657.
- Monegato, G., Scardia, G., Hajdas, I., Rizzini, F., Piccin, A., 2017. The Alpine LGM in the boreal icesheets game. *Scientific Reports* 7, 2078.
- Monegato, G., Ravazzi, C., 2018. The Late Pleistocene Multifold glaciation in the Alps: updates and open questions. *Alpine and Mediterranean Quaternary* 31, 225-229.
- Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., Fletcher, W.J., 2012. Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: a view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 36, 139–153.
- Moreno, A., Svensson, A., Brooks, S.J., Connor, S., Engels, S., Fletcher, W., Genty, D., Heiri, O., Labuhn, I., Persoiu, 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* 106, 167–185.
- Mörner, N. , Solheim, J. , Humlum, O. and Falk-Petersen, S., 2020. Changes in Barents Sea ice Edge Positions in the Last 440 years: A Review of Possible Driving Forces. *International Journal of Astronomy and Astrophysics*, 10, 97-164.
- Murray, D., Locke, W., 1989. Dynamics of the Late Pleistocene Big T imber Glacier, Crazy Mountains, Montana. *Journal of Glaciology*, 35 (120), 183- 190.
- Muscheler, R., Beer, J., W. Kubik, P., Synal, H.A., 2005. H-A Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on ¹⁰Be and ³⁶Cl from the Summit ice cores and ¹⁴C. *Quaternary Science Reviews* 24, 16–17.

N

- Naughton, F., Costas, S., Gomes, S.D., Desprat, S., Rodrigues, T., Sanchez Goñi, M.F., Renssen, H., Trigo, R., Bronk-Ramsey, C., Oliveira, D., Salgueiro, E., Voelker, A.H.L., Abrantes, F., 2019.

- Coupled ocean and atmospheric changes during Greenland stadial 1 in southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews* 212, 108–120.
- Naughton, F., Sanchez Goñi, M.F., Desprat, S., Turon, J.L., Duprat, J., Malaizé, B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T., Freitas, M.C., 2007. Present-day and past (last 25 000 years) marine 821 pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology* 62, 91-114.
- Navarro-Serrano, F., López-Moreno, J.L., Azorin-Molina, C., Alonso- González, E., Tomás-Burguera, M., Sanmiguel-Vallelado, A., Revuelto J., Vicente-Serrano, S.M., 2018. Estimation of near-sur- face air temperature lapse rates over continental Spain and its mountain areas. *Int J Climatol* 38 (8), 3233–3249.
- Nesje, A., 1992. Topographical effects on the equilibrium-line altitude on glaciers. *GeoJournal* 27 (4), 383–391.
- Nesje, A., Lie, Ø., Dahl, S.O., 2000. Is the North Atlantic oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science* 15, 587–601.
- Niedermann, S., 2002. Cosmic-ray-produced noble gases in terrestrial rocks: dating tools for surface processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47, 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* 94, 17907–17915.
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M., Southon, J., Finkel, R., 2007. Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 258, 403–413.
- Nivière, B., Lacan, P., Regard, V., Delmas, M., Calvet, M., Huyghe, D., Roddaz, B., 2016. Evolution of the late Pleistocene Aspe River (Western Pyrenees, France). Signature of climatic events and active tectonics. *Compte Rendus Géosciences* 348, 203–212.
- North GRIP Members 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151.
- Nye, J.F., 1952a. A method of calculating the thicknesses of the ice-sheets. *Nature* 169, 529–530.

Nye, J.F., 1952b. The mechanics of glacier flow. *J. Glaciol.* 2, 82–93.

Nye, J.F., 1965. The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross-section., *J. Glaciol.* 5, 661–690.

O

Oerlemans, J., 1986. An attempt to simulate historic front variations of Nigardsbreen, Norway. *Theor. Appl. Climatol.* 37, 126–35.

Oerlemans, J., 1992. Climate sensitivity of glaciers in southern Norway: application of an energy-balance model to Nigardsbreen, Hellstugubreen and Alftobreen. *J. Glaciol.* 38, 223–44.

Oerlemans, H., 2001. *Glaciers and Climate Change*. Swets and Zeitlinger BV, Lisse, The Netherlands.

Oerlemans, J., 2005. Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. *Science* 308, 675-77.

Ohmura, A., Kasser, P., Funk, M., 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology* 38 (130), 397–411.

Oliva, M., Fernandes, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.-M., Schimmelpfennig, I., Antoniades, D., ASTER Team, 2021. Rapid deglaciation during the Bølling-Allerød Interstadial in the Central Pyrenees and associated glacial and periglacial landforms. *Geomorphology* 385.

Oliva-Urcia, B., Moreno, A., Leunda, M., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Mata, M.P., HORDA Group, 2017. Last deglaciation and Holocene environmental change at high altitude in the Pyrenees: the geochemical and paleomagnetic record from Marboré Lake (N Spain). *Journal of Paleolimnology* 59, 349–371.

Onuchin, A., A, Burenina., T, A., 1996. Climatic and geographic patterns in snow density dynamics, Northern Eurasia. *Arctic and Alpine Research*, 99-103.

P

- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996. Macintosh Program performs time-series analysis. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 77, 379–379.
- Palacios, D., de Andrés, N., López-Moreno, J.I., García-Ruiz, J.M., 2015a. Late Pleistocene deglaciation in the central Pyrenees: the upper Gállego valley. *Quaternary Research* 83, 397–414.
- Palacios, D., Gómez-Ortiz, A., de Andrés, N., Vázquez-Selem, L., Salvador-Franch, F., Oliva, M. 2015b. Maximum Extent of Late Pleistocene Glaciers and Last Deglaciation of La Cerdanya Mountains, Southeastern Pyrenees. *Geomorphology* 231, 116–129.
- Palacios, D., García-Ruiz, J.M., Andrés, N., Schimmelpfennig, I., Campos, N., Léanni, L., ASTER Team, 2017. Deglaciation in the central Pyrenees during the Pleistocene-Holocene transition: timing and geomorphological significance. *Quaternary Science Reviews* 162, 111–127.
- Pallàs, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E., Santanach, P., 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews* 25, 2937–1963.
- Pallàs, R., Rodés, A., Braucher, R., Bourlès, D., Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., 2010. Small, isolated glacial catchments as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology* 38, 891–894.
- Paterson, W.S.B., 1994. *The Physics of Glaciers*, 3rd Edition. Pergamon/Elsevier, London.
- Pellitero, R., Rea, B., 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* 82, 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 & Geosciences* 94, 77–85.

- Pellitero, R., Fernández-Fernández, J.M., Campos, N., Serrano, E., Pisabarro, A., 2019. Late Pleistocene climate of the northern Iberian Peninsula: New insights from palaeoglaciers at Fuentes Carrionas (Cantabrian Mountains). *Journal of Quaternary Science* 34, 342–354.
- Peltier, W.R., Fairbanks, R.G., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews* 25, 3322–3337.
- Penck, A., Brückner, E., 1909. *Die alpen im eiszeitalter*. Chr. Herm Tauchnitz, Leipzig, 1199 p.
- Pétillon, J.M., Langlais, M., Kuntz, D., Normand, C., Barshay-Szmidt, C., Costamagno, S., Delmas, M., Laroulandie, V., Marsan, G., 2015. The human occupation of the northwestern Pyrenees in the Late Glacial: New data from the Arudy basin, lower Ossau valley. *Quaternary International* 364.
- Pétillon, J.M., Laroulandie, V., Boudadi-Maligne, M., Dumontier, P., Ferrier, C., Kuntz, D., Langlais, M., Mallye, J.B., Mistrot, V., Normand, C., Rivero Vilá, O., Sánchez De La Torre, M., 2017. Occupations magdaléniennes entre 20 000 et 15 000 cal BP dans le piémont pyrénéen : la séquence paléolithique du sondage 4 de la grotte de Laa 2 (Arudy, Pyrénées-Atlantiques). *Gallia Préhistoire* 57, 65-126.
- Phillips, F.M., Stone, W.D., Fabryka-Martin, J.T., 2001. An improved approach to calculating low-energy cosmic-ray neutron fluxes near the land/atmosphere interface. *Chemical Geology* 175, 689–701.
- Plummer, M.A., Phillips, F.M., 2003. A 2-D numerical model of snow/ice energy balance and ice flow for paleoclimatic interpretation of glacial geomorphic features. *Quat. Sci. Rev.* 22, 1389–1406.
- Porter, S.C., 1975. Equilibrium-line altitudes of late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research* 5 (1), 2-47.
- Porter, P., Murray, T., 2001. Hydrological and mechanical properties of till beneath Bakaninbreen, Svalbard. *Journal of Glaciology* 47 (157), 167-175.

- Porter, S.C., 2001. Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 20, 1067-1091.
- Preusser, F., Blei, A., Graf, H., Schlüchter, C., 2007. Luminescence dating of Würmian (Weichselian) proglacial sediments from Switzerland: methodological aspects and stratigraphical conclusions. *Boreas* 36, 130-142.
- Protin, M., Schimmelpfennig, I., Mugnier, J.-L., Ravel, L., Le Roy, M., Deline, P., Favier, V., Buoncristiani, J.F., Aster Team, 2019. Climate reconstruction for the Younger Dryas/early Holocene transition and the Little Ice Age based on paleo extents of Argentiere glacier (French Alps). *Quaternary Science Reviews* 221, 105883.
- 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* 45, 1168–1180.
- Putkonen J., Swanson T., 2003. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quaternary Research* 59, 255–261.
- Putnam, A.E., Schaefer, J.M., Denton, G.H., Barrell, D.J.A., Andersen, B.G., et al., 2013a. Warming and glacier recession in the Rakaia valley, Southern Alps of New Zealand, during Heinrich Stadial 1. *Earth Planet. Sci. Lett.* 382, 98–110

R

- 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., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., 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* 106, 14–28.

- Rea, B.R., 2009. Defining modern day area-altitude balance ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews* 28, 237-248.
- Rea, B.R., Pellitero, R., Spagnolo, M., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Renssen, H., Ribolini, A., Bakke, J., Lukas, S., Braithwaite, R.J., 2020. Atmospheric circulation over Europe during the Younger Dryas. *Science Advances* 6, 1–14.
- Reille, M., Andrieu, V., 1993. Variations de la limite supérieure des forêts dans les Pyrénées (France) pendant le Tardiglaciaire. *Compte rendu de l'Académie des Sciences de Paris Série II* 316, 547–551.
- Reille, M., Andrieu, V., 1995. The late Pleistocene and Holocene in the Lourdes Basin, Western Pyrenees, France: new pollen analytical and chronology data. *Vegetation History and Archaeobotany* 4, 1–21.
- Reille, M., Lowe, J.J., 1993. A re-evaluation of the vegetation history of the eastern Pyrenees (France) from the end of the Last Glacial to the Present. *Quaternary Science Reviews* 12, 47–77.
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Talamo, S. 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62 (4), 725-757.
- René, P., 2011. « Régression des glaciers pyrénéens et transformation du paysage depuis le Petit Âge Glaciaire », *Sud-Ouest européen* 32, 5-19.
- René, P., 2014. Le suivi des glaciers dans les Pyrénées français. *La Météorologie* 8, 27–34
- Renssen H., Seppä H., Heiri O., Roche D. M., Goosse H., Fichet T., 2009. The Spatial and Temporal Complexity of the Holocene Thermal Maximum. *Nature Geoscience* 2, 411-414.
- Rico, I., Izaguirre, E., Serrano, E., López-Moreno, J.I., 2017. Current glacier area in the Pyrenees: an updated assessment 2016. *Pirineos* 172, 029.
- Ríos Aragües, L.M., Lanaja del Busto, J.M., Beltrán Cabrera, F.J., Ríos Mitchell, J.M., Barnolas, A., 1978b. Mapa geológico de España 1:50.000. Liena. Hoja 147. Ministerio de Industria, IGME.

- Ríos Aragües., L.M, Lanaja del Busto, J.M., Mitchell, J.M., Barnolas, A., 1978a. Mapa geológico de España 1 : 50.000. Bielsa. Hoja 179. Ministerio de Industria, IGME
- Ríos Aragües, L.M., Galera Fernández, J.M., Baretino Fraile, D., Charlet, J.M., Gabaldón López, V., 1991. Mapa geológico de España 1 : 50.000. Benasque. Hoja 180. Ministerio de Industria, IGME.
- Rius, D., Galop, D., Doyen, E., Millet, L., Vannière, B., 2014. Biomass burning response to high-amplitude climate and vegetation changes in Southwestern France from the Last Glacial to the early Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany* 23, 729–742.
- Roche, D., Paillard, D., Cortijo, E., 2004. Constraints on the duration and freshwater release of Heinrich event 4 through isotope modelling. *Nature* 432, 379–382.
- Rodés Bolumburu, A., 2008. La última deglaciación en los Pirineos : Datación de superficies de exposición mediante ^{10}Be , y modelado numérico de paleoglaciares. Thèse de Doctorat, Université de Barcelone, Barcelone, 238 p.
- Rodrigo-Gámiz, M., Martínez-Ruiz, F., Jiménez-Espejo, F.J., Gallego-Torres, D., Nieto-Moreno, V., Romero, O., Ariztegui, D., 2011. Impact of climate variability in the western Mediterranean during the last 20,000 years: oceanic and atmospheric responses. *Quaternary Science Reviews* 30, 2018–2034.
- Rosalie, M., Bartholomew, A., W. Boyd, F., Brown, R., C. Hawkings, M., Lounsbury, W., F. Merritt., 1955. The half life of ^{36}Cl . *Canadian Journal of Physics*. 33(2): 43-48.

S

- Sánchez Goñi, M.F., Harrison, S.P., 2010. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial. Concepts and terminology Introduction. *Quaternary Science Reviews* 29, 2823–2827.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., Mc Donald, E., Rhodes, E., 2003. Preliminary dating of glacial and fluvial deposits in the Cinca River Valley (NE Spain): chronological evidences for the Glacial Maximum in the Pyrenees? In: Ruiz Zapata M.B. and five others, Eds. *Quaternary*

- climatic changes and environmental crises in the Mediterranean region. Universidad de Alcalá de Henares, 169–173.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., Mc Donald, E., Rhodes, E., 2004. Registros fluviales y glaciares cuaternarios en las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y depresión del Ebro). In : Colombo Piñol, F., Liesa Carrera, C.L., Meléndez Hevia, G., Pocoví Juan, A., Sancho Marcén, C., Soria de Miguel, A.R., Eds. Geo-Guías 11 Itinerarios Geológicos por Aragón, 181–216.
- Sancho, C., Arenas, C., Pardo, G., Peña-Monné, J.L., Rhodes, E.J., Bartolomé, M., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., 2018. Glaciolacustrine deposits formed in an ice-dammed tributary valley in the south-central Pyrenees: New evidence for late Pleistocene climate. *Sedimentary Geology* 366, 47–66.
- Sarikaya, M.A., Zreda, M., Ciner, A., 2009. Glaciations and paleoclimate of Mount Erciyes, central Turkey, since the Last Glacial Maximum, inferred from ^{36}Cl cosmogenic dating and glacier modeling. *Quaternary Science Reviews* 28, 2326–2341.
- Schildgen T.F., Phillips W.M., Purves R.S., 2005. Simulation of snow shielding corrections for cosmogenic nuclide surface exposure studies. *Geomorphology* 64, 67–85.
- Schilt, A., Baumgartner, M., Blunier, T., Schwander, J., Spahni, R., Fischer, H., Stocker, T.F., 2010. Glacial-interglacial and millennial-scale variations in the atmospheric nitrous oxide concentration during the last 800 000 years. *Quaternary Science Reviews* 29, 182–192.
- Schimmelpfennig, I., 2009. Cosmogenic Cl-36 in Ca and K Rich Minerals: Analytical Developments, Production Rate Calibrations and Cross Calibration with He-3 and Ne-21. Thèse de Doctorat d'État, Université Paul Cezanne Aix–Marseille III, CEREGE, Aix en Provence, 343 p.
- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P.-H., Bourles, D., Burnard, P., Williams, A., 2009. Sources of in-situ ^{36}Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. *Quaternary Geochronology* 4, 441–461.
- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Garreta, V., Pik, R., Blard, P.H., Burnard, P., Bourlès, D., Finkel, R., Ammon, K., Dunai, T., 2011. Calibration of cosmogenic ^{36}Cl production rates from Ca

- and K spallation in lava flows from Mt. Etna (38°N, Italy) and Payun Matru (36°S, Argentina). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 2611–2632.
- Schimmelpfennig, I., Schaefer, J.M., Putnam, A.E., Koffman, T., Benedetti, L., Ivy-Ochs, S., Aster Team, Schlüchter, C., 2014. ^{36}Cl production rate from K spallation in the European Alps (Chironico landslide, Switzerland). *Journal of Quaternary Sciences* 29, 407–413.
- Seguinot, J., Juvet, G., Huss, M., Funk, M., Ivy-Ochs, S., Preusser, F., 2018. Modelling last glacial cycle dynamics in the Alps. *The Cryosphere* 12, 3265–3285.
- Serrano, E., Martínez de Pisón, E., 1994. Geomorfología y evolución glaciaria en el Pirineo Aragonés Oriental. In: Martí Bono, C., García Ruíz, J. (Eds.), *El Glaciarismo surpirenaico: nuevas aportaciones*. Geofoma Ediciones, Logroño, 33–64.
- Serrano, E., 1998. *Geomorfología del Alto Gállego (Pirineo aragonés)*. Institución Fernando El Católico, Zaragoza.
- Serrano, E., Agudo, C., González-Trueba, J.J., 2002. La deglaciación de la alta montaña. Morfología, evolución y fases morfogenéticas glaciares en el macizo del Posets (Pirineo Aragonés). *Cuaternario Y Geomorfología* 16 (1-4), 111-126.
- Serrano, E., Martínez de Pisón, E., González, T., 2011. La evolución glaciaria cuaternaria del valle de Benasque (Pirineo Aragonés). *Resúmenes XIII Reunión Nacional de Cuaternario, Andorra*
- Serrano, E., Martín-Moreno, R., 2018. Surge glaciers during the Little Ice Age in the Pyrenees, *Cuadernos de Investigación Geográfica* 44, 213–244.
- Serrano, E., Oliva, M., González-García, M., López-Moreno, J.I., González-Trueba, J., Martín-Moreno, R., Gómez-Lende, M., Martín-Díaz, J., Nofre, J., Palma, P., 2018. Post-little ice age paraglacial processes and landforms in the high Iberian mountains: A review. *Land degradation & Development* 29, 4186–4208.
- Serrano, E., 2022. The existing glaciers of the Iberian Peninsula, in: Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.-M. (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers*. Elsevier, Amsterdam, 525–553.

- Severinghaus, J.P., Brook, E.J., 1999. Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice. *Science* 286, 930–934.
- Shilling, D.H., Hollin, J.T., 1981. Numerical reconstructions of valley glaciers and small icecaps. In: Denton, G.H., Hughes, T.J. (Eds.), *The Last Great Ice Sheets*. Wiley, New York, 207–220.
- Siame, L.L., Braucher, R., Bourlès, D.L., 2000. Les nucléides cosmogéniques produits in situ : de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bulletin de la Société Géologique de France* 171, 383–396.
- Six, D., Vincent, C., 2014. Sensitivity of Mass Balance and Equilibrium-Line Altitude to Climate Change in the French Alps. *Journal of Glaciology* 60, 867-878.
- Stokes, C.R., Tarasov, L., Dyke, A.S., 2012. Dynamics of the North American Ice Sheet Complex during its inception and build-up to the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 50, 86–104.
- Stone, J.O., Allan, G.L., Field, L.K., Cresswell, R.G., 1996. Cosmogenic ^{36}Cl from calcium spallation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (4), 679-692.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105 (B10), 23753–23759.
- Stone, J.O., Fifield, K., Vasconcelos, P., 2005. Terrestrial chlorine-36 production from spallation of iron. In : *Abstract of 10th International Conference on Accelerator Mass Spectrometry*. September 5–10, 2005, Berkeley, USA.
- Stuiver, M., Reimer, P., Braziunas, T., 2006. High-Precision Radiocarbon Age Calibration for Terrestrial and Marine Samples. *Radiocarbon*. 40.
- Sudgen, D., Stephen, B., 1976. *Glaciers and landscape: A Geomorphical Approach*. Université de Californy, 376 p.
- Swingedouw D., Fichfet T., Huybrechts P., Goosse H., Driesschaert E., Loutre M.-F., 2008. Antarctic Ice-Sheet Melting Provides Negative Feedbacks on Future Climate Warming. *Geophysical Research Letters* 35, L17705.

T

- Taillefer, F., 1967. Le néoglaciare pyrénéen. In : *Mélange offerts à O. Tulippe, Deculot & Gembloux*, 134–147.
- Ternet, Y., Barrère, P., Canérot, J., Majesté-Menjoulàs, C., 2003. Carte géologique de la France à 1 : 50 000, feuille Laruns-Somport (1069), BRGM.
- Ternet, Y., Majesté-Menjoulàs, C., Canérot, J., Baudin, T., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., 2004. Carte géologique de la France à 1 : 50 000, feuille Laruns-Somport (1069), Notice explicative. BRGM. 192p.
- Thompson, W.G., Goldstein, S.L., 2006. A radiometric calibration of the SPECMAP timescale. *Quaternary Science Reviews* 25, 3207–3215.
- Tierney, J.E., Zhu, J., King, J., et al., 2020. Glacial cooling and climate sensitivity revisited. *Nature* 584, 569–573.
- Tomkins, M.D., Dortch, J.M., Hughes, P.D., Huck, J., Stimson, A.G., Delmas, M., Calvet, M., Pallas, R., 2018. Rapid age assessment of glacial landforms in the Pyrenees using Schmidt hammer exposure dating (SHED). *Quat. Res.* 90, 26-37.
- Torsnes, I., Rye, N., Nesje, A., 1993. Modern and Little Ice Age equilibrium line altitudes on outlet valley glaciers from Jostedalbreen, Western Norway: An evaluation of different approaches to their calculation. *Arctic and Alpine Research* 25, 106–116.
- Turu, V., Calvet, M., Bordonau, J., Gunnell, Y., Delmas, M., Vilaplana, J., Jalut, G., 2017. Did Pyrenean glaciers dance to the beat of global climatic events? Evidence from the Würmian sequence stratigraphy of an ice-dammed palaeolake depocentre in Andorra. In: Hughes, P.D., Woodward, J.C., Eds. *Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains*. Geological Society, London, Special Publications 433, 111–136.

U

Uppala, S.M., KÅllberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., Bechtold, V.D.C., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., Berg, L.V.D., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., Woollen, J., 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131, 2961–3012.

Uzel, J., Nivière, B., Lagabrielle, Y., 2020. Fluvial incisions in the North-Western Pyrenees (Aspe Valley): dissection of a former planation surface and some tectonic implications. *Terra Nova* 32, 11–22.

V

Vermeesch, P., 2007. CosmoCalc: an Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8, Q08003.

Vincent, C., Le Meur, E., Six, D., 2005. Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophysical Research Letters* 32, L09706.

Weertman, J., 1971. Shear stress at the base of a rigidly rotating cirque glacier. *J. Glaciol.* 10 (58), 31–37.

W

Wijngaard, R. R., Steiner, J. F., Kraaijenbrink, P. D., Klug, C., Adhikari, S., Banerjee, A., Pellicciotti, F., van Beek, L. P. H., Bierkens, M. F. P., Lutz, A. F., Immerzeel, W. W., 2019. Modeling the Response of the Langtang Glacier and the Hintereisferner to a Changing Climate Since the Little Ice Age. *Frontiers in Earth Science*, 7, 143.

Winkelmann, R., M. Martin, M., Haseloff, T., Albrecht, E., Bueller, C., Khroulev, A. Levermann., 2011. The potsdam parallel ice sheet model (pism-pik)–part 1: Model description. *The Cryosphere*, 5 (3), 715–726.

Wohlfarth, B., 1996. The chronology of the Last Termination: a review of radiocarbon-dated, highresolution terrestrial stratigraphies. *Quaternary Science Reviews* 15, 267–284.

Y

Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnson, P., Fifield, K., 2000. Timing for the maximum of the Last Glacial constrained by lowest sea-level observations. *Nature* 406, 713–716.

Z

Zickel, M., Becker, Daniel., Verheul, J., Yener, Y., Willmes, C., 2016. Paleocoastlines GIS dataset; computed land masks of past sea level models. CRC806-Database, 10.5880/SFB806.20.

Liste des figures

Figure 0.1 : Carte de localisation des domaines d'étude.....	14
Figure 1.1 : Transformation de la neige en glace.....	19
Figure 1.2 : Schéma synthétique d'un glacier de vallée illustrant la localisation des zones d'accumulation et d'ablation, et de la ligne d'équilibre glaciaire (Bakke et al., 2010)	21
Figure 1.3 : Courbe d'ablation et d'accumulation d'un glacier sur une période d'un an.....	22
Figure 1.4 : Variations d'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire en fonction du bilan de masse global d'un glacier.....	23
Figure 1.5 : Représentations schématiques des variations de la masse glaciaire au sein d'un glacier « idéal ».....	23
Figure 1.6 : Le glacier comme système hydro-climatique.....	25
Figure 1.7 : Influence des caractéristiques topographiques sur l'altitude de la LEG.....	25
Figure 1.8 : Reconstitution climatique des cinq derniers millions d'années, basée sur le fractionnement isotopique de l'oxygène.....	27
Figure 1.9 : Paléotempératures mesurées sur North GRIP à partir des isotopes $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{15}\text{N}$ de la glace.....	28
Figure 1.10 : Estimation de la variation du niveau marin au cours des derniers 35 000 ans.....	30
Figure 1.11 : Corrélation entre (A) la stratigraphie isotopique NGRIP et (B) les évènements palynostratigraphiques associés à la LGIT.....	31
Figure 1.12 : Emprise des paléoenglacements pléistocènes pyrénéens et sites LLGM datés.....	33
Figure 1.13. Emprise des paléoenglacements pléistocènes pyrénéens et sites GLGM datés.....	34
Figure 1.14 : Emprise des paléoenglacements pléistocènes pyrénéens et sites LGIT datés.....	35
Figure 1.15 : Emprise des paléoenglacements pléistocènes pyrénéens et sites holocènes datés.....	37
Figure 1.16 : Dépôts glaciaires et proglaciaires et âges associés présents dans le cirque de Troumouse (massif de la Munia).....	38
Figure 1.17 : Dépôts glaciaires et proglaciaires et âges associés présents dans le cirque de Marboré (massif du Monte Perdido).....	39

Figure 1.18 : Contrastes climatiques majeurs au sein de l'espace pyrénéen et localisation des zones d'études.....	41
Figure 1.19 : Emprise des paléoenclavements pléistocènes pyrénéens et localisation des zones d'études.....	42
Figure 1.20 : Courbe hypsométrique de la vallée de la haute Ariège.....	43
Figure 1.21 : Conditions climatiques locales de températures et précipitations obtenues dans la vallée de la haute l'Ariège avec le modèle climatique de Batalla et al. (2018).....	45
Figure 1.22 : Courbe hypsométrique de la vallée de l'Esera.....	46
Figure 1.23 : Localisation des glaciers actuels dans le massif de la Maladeta.....	48
Figure 1.24 : Conditions climatiques locales de températures et précipitations obtenues dans la vallée de l'Esera avec le modèle climatique de Batalla et al. (2018).....	49
Figure 1.25 : Courbe hypsométrique de la vallée d'Ossau.....	50
Figure 1.26 : Conditions climatiques locales de températures et précipitations obtenues dans la vallée de l'Ossau avec le modèle climatique de Batalla et al. (2018).....	52
Figure 2.1 : Diagramme schématique de la méthodologie adoptée.....	59
Figure 2.2 : Modélisation de l'épaisseur de glace à travers l'approche SIG développée par Linsbauer et al. (2009) et Linsbauer et al. (2012).....	61
Figure 2.3 : Exemples de sections transversales établies le long de la section inférieure du glacier Grave-Aval dans le massif du Carlit.....	66
Figure 2.4 : Exemple de reconstitution glaciaire avec l'outil GlaRe.....	67
Figure 2.5 : Méthode de calcul des LEG.....	68
Figure 2.6 : Méthode de reconstitution de la LEG utilisant l'approche THAR.....	69
Figure 2.7 : Méthode de reconstruction de la LEG utilisant l'approche AAR.....	69
Figure 2.8 : Anomalies de températures et de précipitations calculées pour la période du LGM.....	73
Figure 2.9 : Anomalies de précipitations Younger Dryas inférées à l'altitude des paléo-LEG à travers l'étude de proxy paléoclimatique de températures et des fonctions de transfert établies par Ohumra et al. (1992).....	74

Figure 2.10 : Valeurs de paléotempératures obtenues à différentes altitudes de paléo-LEG en utilisant un gradient standard de 0,65 °C/100 m (courbe continue noire), et à travers l'utilisation d'un modèle de reconstitution paléoclimatique 2-D (courbe pointillée).....	75
Figure 2.11 : Exemple de reconstitution paléoclimatique à travers l'utilisation d'un modèle glaciologique.....	77
Figure 2.12 : Calibration du bilan de masse. (A) Calotte glaciaire d'Ilulissat ; (B) Glacier d'Argentière.....	78
Figure 2.13 : Reconstitution paléoclimatique pour le glacier du Telata.....	79
Figure 2.14 : Gradient d'ablation calculé pour différents types de glaciers.....	80
Figure 2.15 : Modélisation glaciaire pour le glacier de Mlynicka situé dans les montagnes de Tatras.....	81
Figure 2.16 : Modélisation glaciaire du glacier de Bishop Creek (Californie) pour deux régimes climatiques différents.....	81
Figure 2.17 : Position des balises glaciologiques sur le glacier d'Ossoue.....	83
Figure 2.18 : Modélisation du bilan de masse de surface du glacier d'Ossoue.....	86
Figure 2.19 : Englacement du haut massif Aneto-Maladeta.....	87
Figure 2.20 : Emplacement des stations météorologiques (AEMET).....	88
Figure 2.21 : Comparaison entre les données climatiques issues de l'AEMET et de l'ACDP.....	89
Figure 2.22 : Spatialisation des données de précipitations et de températures issues de l'ACDP.....	91
Figure 2.23 : Modélisation du bilan de masse de surface du glacier de Maladeta.....	93
Figure 2.24 : Illustration du fonctionnement de l'application d'Harper et Humphrey.....	95
Figure 2.25 : Méthodologie de reconstitution des paléoclimats.....	96
Figure 2.26 : Formation des nucléides cosmogéniques terrestres dans la cascade nucléaire.....	98
Figure 2.27 : Représentation graphique illustrant l'évolution de la production en nucléides cosmogéniques in situ en fonction de l'altitude et de la latitude.....	101
Figure 2.28 : Écrantage topographique et taux de production.....	103
Figure 2.29 : Épaisseur de neige annuelle et coefficient de corrélation en fonction de l'altitude et de la zone Symposium étudiée.....	105

Figure 2.30 : Évolution temporelle de la concentration en ^{10}Be produit in situ pour différents taux de dénudation.....	106
Figure 2.31 : Illustration de la campagne d'échantillonnage réalisée dans la vallée de l'Esera...	107
Figure 2.32 : Diagramme schématique représentant les différentes étapes nécessaires à la purification du quartz et à l'extraction du Béryllium.....	108
Figure 2.33 : Schéma du spectromètre de masse par accélérateur ASTER.....	113
Figure 2.34 : Diagramme schématique représentant les différentes étapes nécessaires à la purification des feldspaths et à l'extraction du chlore.....	116
Figure 4.1 : Emprise du LLGM et secteurs ayant fait l'objet d'une cartographie des dépôts de marge glaciaire.....	148
Figure 4.2 : Dépôts de marge glaciaire du complexe glaciaire terminal de Castejón de Sos.....	151
Figure 4.3 : Le cône proglaciaire de Villanova. Cliché Marc Calvet, octobre 2017.....	152
Figure 4.4 : Vue panoramique du complexe morainique de Chía. Cliché Marc Calvet, octobre 2017.....	154
Figure 4.5 : Dépôts de marge glaciaire présents dans les complexes glaciaires de la vallée de Benasque et du secteur de Cerler.....	155
Figure 4.6 : Coupe transversale de l'obturation glaciolacustre de Cerler.....	158
Figure 4.7 : Vue panoramique de la moraine latérale gauche du complexe morainique de Cerler.....	160
Figure 4.8 : Carte géomorphologique de la haute vallée de l'Esera.....	163
Figure 4.9 : Reconstitution des stades d'englacement dans les hautes vallées de l'Esera en amont de Benasque.....	164
Figure 4.10 : Dépôts de marge glaciaire présents dans la haute vallée de l'Esera.....	166
Figure 4.11 : Dépôts de marge glaciaire cartographiés à la confluence de la vallée de Vallibierna et de l'Esera (légende Fig. 4.10).....	167
Figure 4.12 : Vue panoramique des moraines latérales gauches du secteur de Vallibierna.....	167
Figure 4.13 : Dépôts de marge glaciaire cartographiés dans le secteur de Maladeta (légende Fig. 4.10).....	168
Figure 4.14 : Dépôts de marge glaciaire cartographies dans le secteur de l'Aneto (légende Fig. 4.10).....	169

Figure 4.15 : Moraines du PAG dans le secteur de l'Aneto.....	171
Figure 4.16 : Carte de localisation des sites d'échantillonnage en vue de datations par nucléides ^{10}Be et ^{36}Cl dans la partie aval de l'Esera.....	173
Figure 4.17 : Dépôts de marge glaciaire du complexe glaciaire terminal de Castejón de Sos et données chronologiques ^{10}Be (légende Fig. 4.2).....	176
Figure 4.18 : Dépôts de marge glaciaire du complexe glaciaire de la vallée de Benasque et du secteur de Cerler et données chronologiques (légende Fig. 4.5).....	177
Figure 4.19 : Surfaces CHIA17-36 et 37 échantillonnées sur le site A2 du complexe morainique de Chía.....	178
Figure 4.20 : Vue panoramique du complexe morainique de Chía et âges ^{10}Be	179
Figure 4.21 : Surfaces CHIA17-34 et 35 échantillonnées sur le site A2 du complexe morainique de Chía.....	180
Figure 4.22 : Surfaces CHIA19-02 échantillonnées sur le site A4 du complexe morainique de Chía.....	181
Figure 4.23 : Carte de localisation des sites d'échantillonnage en vue de datations par nucléides ^{10}Be dans la haute vallée de l'Esera (légende Fig. 4.10).....	183
Figure 4.24 : Dépôts morainiques cartographiés sur la façade sud du massif de Maladeta-Aneto.....	184
Figure 4.25 : Dépôts de marge glaciaire cartographiés dans le secteur de Maladeta et données chronologiques ^{10}Be (légende Fig. 4.10).....	184
Figure 4.26 : Dépôts de marge glaciaire cartographiés dans le secteur de l'Aneto et données chronologiques ^{10}Be (légende Fig. 4.10).....	185
Figure 4.27 : Surfaces HOS17-28 et HOS17-29 échantillonnées sur le site F.....	187
Figure 4.28 : Surfaces AG17-22 et AG17-23 échantillonnées sur le site G2. Cliché Marc Calvet, juillet 2017.....	188
Figure 4.29 : Surfaces AN17-09 et 10 échantillonnées sur le site H.....	189
Figure 4.30 : Vue panoramique du haut secteur de l'Aneto et données chronologiques ^{10}Be	190
Figure 4.31 : Vue panoramique du complexe morainique latéral surplombant le lac de Barrancs et données chronologiques ^{10}Be	190
Figure 4.32 : Dépôts de marge glaciaire cartographiés à la confluence de la vallée de Vallibierna et de l'Esera et données chronologiques ^{10}Be (légende Fig. 4.10).....	191

Figure 4.34 : Cartographie des dépôts de marge glaciaire et datations dans les vallées de la Noguera Ribagorçana et la Noguera de Tor.....	195
Figure 4.35 : Modélisation du stade d'englacement post-LLGM de Mulleres dans la vallée de la Noguera Ribagorçana avec l'application Glare ArcGis™ toolbox.....	196
Figure 4.36 : Emprise spatiale 3-D des glaciers en haute vallée de l'Esera.....	197
Figure 4.37 : Courbe de densité de probabilité pour les âges ¹⁰ Be.....	199
Figure 4.38 : Courbe de densité de probabilité pour les âges ¹⁰ Be.....	200
Figure 4.39 : Proposition de corrélation entre les séries de datations ¹⁰ Be et ³⁶ Cl obtenues dans la vallée de l'Esera et le calendrier isotopique global (GRIP).....	200
Figure 4.40 : Modélisation des profils d'épaisseur avec l'application Glare ArcGis™ toolbox.....	201
Figure 4.41 : Modélisation de la surface 3-D des paléoenglacements à partir de la Glare ArcGis™ toolbox.....	203
Figure 4.42 : Modélisation du profil d'épaisseur pour le glacier du PAG dans la haute vallée de l'Esera avec l'application Glare ArcGis™ toolbox.....	204
Figure 4.43 : Modélisation en 3-D des glaciers du PAG avec l'application Glare ArcGis™ toolbox.....	205
Figure 4.44 : Courbes précipitations/températures nécessaires pour modéliser l'ensemble des stades d'englacement identifiés dans la vallée de l'Esera.....	206
Figure 4.45 : Modélisation des surfaces 3-D pour le stade d'englacement post-LLGM de la Renclusa obtenue avec l'application d'Harper et Humphrey.....	211
Figure 4.46 : Modélisation des surfaces 3-D pour le stade d'englacement post-LLGM des Aigualluts obtenue avec l'application d'Harper et Humphrey.....	212
Figure 4.47 : Modélisation globale 3-D pour le stade d'englacement post-LLGM de l'Hospital obtenue avec l'application d'Harper et Humphrey.....	214
Figure 5.1. : Carte géologique au 1/50 000 Oloron-Sainte-Marie et emprise du LLGM.....	224
Figure 5.2 : État d'altération des nappes fluvioglaciaires de la Neste.....	225
Figure 5.3 : Stratigraphie de la séquence de la tourbière de l'Estarrès (d'après Jalut et al., 1988).....	229
Figure 5.4 : Dépôts de marge glaciaire du complexe glaciaire de la basse vallée d'Ossau.....	234
Figure 5.5 : Les moraines latérales LLGM du complexe morainique de Bilhères.....	235

Figure 5.6 : Profils d'épaisseur pour le glacier du LLGM et post-LLGM modélisés dans l'axe de la vallée d'Ossau avec l'application GlaRe ArcGIS™ toolbox.....	238
Figure 5.7 : Modélisation de la surface 3-D obtenue avec l'application de Harper et Humphrey.....	239
Figure 5.8 : Courbes précipitations-températures nécessaires pour modéliser les stades d'englacement identifiés dans la vallée d'Ossau.....	240
Figure 5.9 : Carte de localisation des sites d'échantillonnage en vue de datations par nucléides ^{10}Be et ^{36}Cl dans la vallée d'Ossau.....	242
Figure 5.10 : Surface OSS19-07 échantillonnée sur le site A5.....	245
Figure 5.11 : Dépôts de marge glaciaire dans la vallée d'Ossau et données chronologiques ^{10}Be et ^{36}Cl	247
Figure 5.12 : Proposition de corrélation entre les âges ^{10}Be et ^{36}Cl obtenue dans la vallée d'Ossau et le calendrier isotopique global.....	248
Figure 5.13 : Surfaces OSS18-05, OSS18-08, OSS18-10, OSS19-01 et OSS19-06 échantillonnées sur les sites A1, A2, C1, B1, et E.....	250
Figure 5.14 : Dégradations superficielles observées sur la surface OSS18-04 échantillonnée sur le site A3 du complexe morainique frontal de Buzy.....	251
Figure 5.15 : Surfaces OSS18-17bis, OSS19-05, OSS19-06, OSS19-13 et OSS19-03 échantillonnées sur les sites B1, B2, B4, et 17.....	254
Figure 5.16 : Courbes précipitations-températures nécessaires pour modéliser les stades d'englacement pré-LLGM et LLGM dans la vallée d'Aspe.....	261
Figure 5.17 : Modélisation des surfaces en 3-D pour le stade d'englacement LLGM dans la vallée d'Ossau et la vallée d'Aspe.....	262
Figure 5.18 : Courbes hypsométriques.....	263
Figure 5.19 : Modélisation des surfaces en 3-D pour le stade d'englacement pré-LLGM dans la vallée d'Ossau et la vallée d'Aspe.....	264
Figure C.1 : Emprise des paléoenglacements pléistocènes pyrénéens et sites GLGM datés.....	271
Figure C.2 : Emprise des paléoenglacements pléistocènes pyrénéens et sites LGIT datés.....	272
Figure C.3 : Variabilité spatiale des longueurs des stades d'englacement LLGM et GLGM.....	276
Figure C.4 : Variabilité spatiale de la position altitudinale de la LEG des stades d'englacement.....	278

Figure C.5 : Circulations atmosphériques préférentielles mises en place au cours du GLGM sur l'Europe occidentale.....	282
Figure C.6 : Caractéristiques glaciologiques et paléoclimatiques des stades d'englacement pyrénéens contemporains du GS-2.1b.....	289
Figure C.7 : Caractéristiques glaciologiques et paléoclimatiques des stades d'englacement pyrénéens contemporains du GS-2.1a.....	289
Figure C.8 : Circulations atmosphériques préférentielles mises en place au cours de l'Oldest Dryas sur l'Europe occidentale.....	291
Figure C.9 : Caractéristiques glaciologiques et paléoclimatiques des stades d'englacement pyrénéens contemporains du GI-1.....	292
Figure C.10 : Caractéristiques glaciologiques et paléoclimatiques des stades d'englacement pyrénéens contemporains du GS-1.....	292
Figure C.11 : Circulations atmosphériques préférentielles mises en place au cours du Bölling-Alleröd et du Younger Dryas sur l'Europe occidentale.....	294

Liste des tableaux

Tableau 2.1 : Données climatiques entrantes utilisées pour la modélisation du bilan de masse de surface du glacier d'Ossoue.....	84
Tableau 2.2 : Bilan de masse de surface en différents points du glacier d'Ossoue (mesures glaciologiques entre 2001 et 2016).....	85
Tableau 2.3 : Données météorologiques de températures et précipitations fournies par l'AEMET.....	88
Tableau 2.4 : MMT et PCM mesurées aux stations météorologiques de l'AEMET.....	89
Tableau 2.5 : Synthèse des gradients thermiques et pluviométriques calculés dans les Pyrénées.....	91
Tableau 2.6 : Données climatiques entrantes utilisées pour la modélisation du bilan de masse de surface du glacier de Maladeta.....	92
Tableau 2.7 : Position des balises glaciologiques sur le glacier de Maladeta et bilan de masse....	93
Tableau 2.8 : Résultats de l'analyse minéralogique quantitative effectuée sur les échantillons globaux.....	115
Tableau 2.9 : Synthèse géochimique réalisée sur les échantillons de dacite.....	115
Tableau 4.1 : Corrélation des stratigraphies relatives proposée pour la vallée de l'Esera.....	149
Tableau 4.2 : Localisation des échantillons ¹⁰ Be et ³⁶ Cl réalisés dans la vallée de l'Esera.....	172
Tableau 4.3 : Datations par nucléides cosmogéniques ¹⁰ Be obtenues dans la vallée de l'Esera..	174
Tableau 4.4 : Datations par nucléide cosmogénique ³⁶ Cl obtenues dans la vallée de l'Esera.....	175
Tableau 4.5 : Shear stress (τ) et altitude de LEG (AABR) obtenus pour les stades d'englacement de l'Esera (Glare ArcGis™ toolbox).....	196
Tableau 4.6 : Reconstructions paléoglacologiques et paléoclimatiques issues de l'application de Harper et Humphrey (2003).....	207
Tableau 4.7 : Données climatiques (spatialisées à 3 000 m d'altitude) et LEG actuelles dans la haute vallée de l'Esera.....	209
Tableau 5.1 : Datations ¹⁴ C obtenues dans les séquences d'Estarrès (376 m) et de Castet (850 m) (d'après Jalut et al., 1988).....	230

Tableau 5.2 : Datations ^{14}C obtenues dans les sites d'occupations paléolithiques du bassin d'Arudy (d'après Pétillon et al., 2015).....	231
Tableau 5.3 : Synthèse des reconstitutions glaciologiques et paléoclimatiques dans la vallée de l'Ossau.....	239
Tableau 5.4 : Localisation des échantillons ^{10}Be et ^{36}Cl réalisés dans la vallée d'Ossau.....	241
Tableau 5.5 : Datations par nucléide cosmogénique ^{10}Be obtenues dans la vallée d'Ossau.....	244
Tableau 5.6 : Datations par nucléide cosmogénique ^{36}Cl obtenues sur les blocs de dacite.....	244
Tableau 5.7 : Données climatiques (spatialisées à 1 000 m d'altitude) et LEG actuelles dans les vallées d'Ossau et d'Aspe.....	260
Tableau C.1 : Chronologie des stades d'englacement LLGM et position des fronts GLGM.....	274
Tableau C.2 : Chronologie des stades d'englacement post-LGM et données paléoclimatiques..	287

Liste des équations

Equation 1.1 : Equation simplifiée du bilan de masse.....	20
Equation 2.1 : Equation de l'écoulement glaciaire.....	63
Equation 2.2 : Equation basique de la contrainte de cisaillement.....	64
Equation 2.3 : Equation du facteur de forme (F).....	65
Equation 2.4 : Equation du balance ratio (BR).....	71
Equation 2.5 : Equation permettant de calculer les précipitations annuelles à l'altitude de la paléo-LEG.....	73
Equation 2.6 : Equation permettant de calculer les températures estivales à l'altitude de la paléo-LEG.....	74
Equation 2.7 : Equation du bilan de masse de surface.....	82
Equation 2.8 : Equation du bilan de masse.....	83
Equation 2.9 : Equation du gradient pluviométrique altitudinal dans la vallée d'Ossoue.....	84
Equation 2.10 : Equation du gradient pluviométrique altitudinal dans la vallée de l'Esera.....	93
Equation 2.11 : Equation de l'accumulation des TCN dans la croûte terrestre.....	99
Equation 2.12 : Equation de l'écrantage topographique.....	103
Equation 2.13 : Equation de l'auto écrantage.....	103
Equation 2.14 : Equation de l'angle d'inclinaison.....	104
Equation 2.15 : Equation de l'écrantage neigeux.....	104
Equation 2.16 : Equation de la concentration en ^9Be <i>in situ</i>	111
Equation 2.17 : Equation de la concentration en ^{10}Be <i>in situ</i>	114
Equation 2.18 : Equation de l'incertitude de la concentration en ^{10}Be <i>in situ</i>	114
Equation 2.19 : Equation de la concentration en ^{36}Cl <i>in situ</i>	121

Annexes

Annexe A : Bilan de masse du glacier d'Ossoue mesuré entre 2001 et 2016 (association Moraine ; René, 2014)

Bilan de masse ; Glacier d'Ossoue																
Station	2001/ 02	2002/ 03	2003/ 04	2004/ 05	2005/ 06	2006/ 07	2007/ 08	2008/ 09	2009/ 10	2010/ 11	2011/ 12	2012/ 13	2013/ 14	2014/ 15	2015/ 16	2016/ 17
B1	-0,58	0,00	-0,90	-0,06	-2,05	-1,08	-0,36	-1,30	-1,13	-2,21	-3,06	0,46	0,00	-1,44	-0,36	-2,52
B2	-0,66	-0,07	-0,31	0,80	-1,40	-0,68	0,36	-1,47	-0,86	-2,07	-3,13	0,53	-0,06	-0,58	-0,81	-3,29
B3	-1,17	-0,85	-1,17	-3,54	-2,67	-1,44	-0,45	-1,98	-1,26	-2,88	-3,42	0,21	-0,72	-3,15	-1,98	-2,12
B4	-0,77	-1,29	-0,86	-3,67	-2,52	-0,95	-0,38	-1,71	-0,23	-2,43	-3,11	0,57	0,13	-1,98	-0,93	-1,08
B5	-1,10	-0,90	-1,40	-4,19	-3,15	-1,26	-0,54	-2,07	-0,54	-3,06	-3,70	0,06	-0,32	-3,56	-2,07	-2,12
B6	-0,75	-0,75	-0,95	-1,40	-2,72	-1,02	0,39	-0,33	0,97	-0,59	-2,16	0,63	0,00	-1,05	-1,53	-1,98
B7	-0,95	-2,21	-2,07	-3,78	-3,63	-2,99	-0,09	-2,66	-0,45	-3,69	-5,49	-0,45	-1,17	-4,50	n.d	n.d
B8	-0,85	-1,02	-1,94	-4,73	-3,15	-2,88	0,27	-2,88	-0,72	-4,28	-4,86	-0,77	-1,04	-3,42	-2,34	-4,68

*Annexe B : Bilan de masse du glacier de Maladeta mesuré entre
2001 et 2016 (Pedrero Munoz, communication personnelle, 2019)*

Bilan de masse ; Glacier de Maladeta									
Année	TOTAL mm	ELA m	AAR %	N° balise / Altitude					
				B1	B2	B7(8)-3(9)-6(10)	B4 (11)	B5 (12)	
				3150 m	3100 m	3000 m	2900 m	2850 m	
2001	AC 01	2448			3007	2250	2623	1624	1440
	AB 01	1945	3025	69	1578	1233	2972	2434	4149
	B 01	503			1429	1017	-349	-810	-2709
2002	AC 02	1776			2610	1098	2089	1717	1628
	AB 02	2587	3142	10	2470	1812	3357	3742	3788
	B 02	-811			140	-714	-1268	-2025	-2160
2003	AC 03	3103			3349	3819	2256	1668	1330
	AB 03	4205	> 3200	0	3358	4287	3984	4031	5200
	B 03	-1102			-9	-1008	-1728	-2363	-3870
2004	AC04	2446			3338	1971	2508	2041	1890
	AB 04	3962	> 3200	20	3338	3969	4146	5011	5490
	B 04	-1516			0	-1998	-1638	-2970	-3600
2005	AC05	1759			2651	1720	1074	1383	954
	AB 05	3238	3150	20	2651	3583	3095	3642	4554
	B 05	-1479			0	-1863	-2021	-2259	-3600
2006	AC06	1405			1553	1446	1319	1131	855
	AB 06	3192	> 3200	20	1553	3765	3456	4528	4959
	B 06	-1787			0	-2320	-2138	-3398	-4104
2007	AC07	1221			1881	807	1248	711	518
	AB 07	2168	> 3200	20	2364	1326	2746	3180	3290
	B 07	-947			-483	-519	-1498	-2469	-2772
2008	AC08	2934			4633	2288	2438	1888	1961
	AB 08	2971	3100	334	3875	2395	2776	3116	3397
	B 08	-37			758	-107	-338	-1228	-1436
2009	AC09	1986			2639	1587	1994	1656	1367
	AB 09	3401	> 3200	0	3047	2838	4245	4579	4265
	B 09	-1415			-407	-1251	-2251	-2923	-2898
2010	AC10	2519			3116	2179	2457	2246	1929
	AB 10	2260	3000	880	2756	1500	2392	3640	2132
	B 10	259			360	679	65	-1394	-203
2011	AC 11	2044		80	2015	1919	2298	1807	1941
	AB 11	3541	>3200		3479	3087	4076	4347	2778
	B 11	-1504		0	-1464	-1168	-1779	-2540	-873
2012	AC 12	1527		80	1556	1493	1683	1196	1043
	AB 12	4005	>3200		3020	4634	4415	3896	2843
	B 12	-2471		0	-1464	-3141	-2732	-2700	-1800
2013	AC 13	3053		858	3431	1833	2386	2059	2450
	AB 13	2662	3060		2134	1350	3937	3722	5222
	B 13	390		0	1297	484	-1551	-1663	-2772
2014	AC 14	2533		846	2796	1754	2050	1552	2485
	AB 14	2455	3090		2242	2063	2409	3296	5603
	B 14	78		0	554	-309	-359	1743	-3119
2015	AC 15	1855			1907	1882	1845	1815	1780
	AB 15	3615	>3200	80	3502	3646	3996	4541	3649
	B 15	-1760			-1595	-1764	-2151	-2726	-1869
2016	AC 16	2027			2103	1844	1782	1770	2373
	AB 16	2870	>3200	80	2741	2727	3266	3499	2823
	B 16	-843			-638	-882	-1484	-1729	-450
2017	AC 17	1540			1561	1536	1499	1469	1434
	AB 17	3212	>3200	80	3055	2940	3605	3674	4134
	B 17	-1672			-1494	-1404	-2106	-2205	-2700

AC = Accumulation, AB = Ablation, B = Bilan annuel

Annexe C : Supplementary information (Reixach et al., 2021)

Supplementary Information 1

Calibration and scaling of ^{10}Be and ^{36}Cl exposure agesSuppl. Table 1.1. Parameters for recalibrating ^{10}Be exposure ages using the Cosmic Ray Exposure Program (CREP) (Martin et al., 2017)

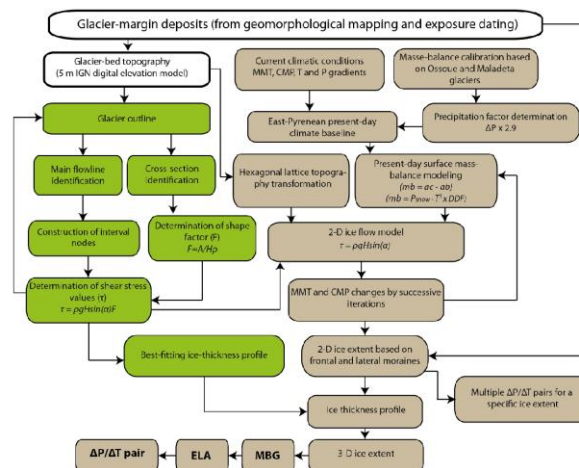
^{10}Be Standardizations (Nishiizumi et al., 2007)	^{10}Be half-life (Nishiizumi et al., 2007) (years)	Scaling factor (Lal, 1991; Stone, 2000; Nishiizumi et al., 1989; Balco et al., 2008; Braucher et al., 2011)	Atmosphere model (Uppala et al., 2005)	Geomagnetic Database (Muscheler et al., 2005)	Europe SLHL production rate (Claude et al., 2014) ($\text{at g}^{-1}\text{-yr}^{-1}$)
07KNSTD	$1.36 \pm 0.07 \times 10^6$	Lal–Stone time-corrected	ERA-40	Atmospheric ^{10}Be -based VDM	4.16 ± 0.2

Suppl. Table 1.2. Parameters for recalibrating ^{36}Cl exposure ages using the statistical tools developed by Schimmelpfennig (2009) and Schimmelpfennig et al. (2009)

Scaling factor (Stone, 2000; Braucher et al., 2011)	Production rate for Ca spallation (Schimmelpfennig et al., 2011) ($\text{atoms } ^{36}\text{Cl (g Ca)}^{-1}\text{ a}^{-1}$)	Production rate for K spallation (Schimmelpfennig et al., 2014) ($\text{atoms } ^{36}\text{Cl (g K)}^{-1}\text{ a}^{-1}$)	Production rate for Ti spallation (Fink et al., 2000) ($\text{atoms } ^{36}\text{Cl (g Ti)}^{-1}\text{ a}^{-1}$)	Production rate for Fe spallation (Stone et al., 2005) ($\text{atoms } ^{36}\text{Cl (g Fe)}^{-1}\text{ a}^{-1}$)	Production rate of epithermal neutrons from fast neutron in the atmosphere at the land/atmosphere interface (Phillips et al., 2001) ($\text{neutrons g air}^{-1}$)
Stone	42.2 ± 4.8	148.1 ± 7.8	13.3 ± 3	1.9	626 ± 46

Supplementary Information 2

Procedure for paleoclimate reconstruction



Suppl. Fig. 2.1. Paleoclimate reconstruction methodology. White boxes: basic data inputs common to all steps. Green boxes: steps involving the ArcGis™ toolbox (Pellitero et al., 2016). Brown boxes: steps involving the paleoclimate modeling application of Harper and Humphrey (2003). Advantages of the combined use of both models for obtaining optimal ice-thickness profiles relate mainly to the inclusion of data concerning basal shear-stress values (see Suppl. Table 2.1).

The GlaRe toolbox

The Glare ArcGis™ toolbox (Pellitero et al., 2016) is based on a very simple glaciological model (Benn and Hulton, 2010). This 'perfectly plastic' flowline model takes into account ice rheology and is based on equation (1) for simulating basal shear stress, τ (Nye, 1952, 1965):

$$\tau = \rho g H \sin(\alpha) F \quad (1)$$

where ρ is ice density ($\sim 900 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), g is gravitational acceleration ($9.81 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$), H is ice thickness (in m), α the ice-surface slope angle (degrees), and F a shape factor incorporating the effects of lateral friction exerted by bedrock on ice flow along a glacier's cross-sectional area. Following Benn and Hulton (2010), the F value ranges between 0 and 1 and is calculated as:

$$F = A/Hp \quad (2)$$

where A (in m^2) is the glacier's cross-sectional area, H is ice thickness (in m) along the glacier's center-line, and p (in m) the length of the ice–bed contact for that cross-section. On the basis of these inputs, the GlaRe toolbox calculates local ice thickness for a given glacial standstill at each node located along the ice flowline. Reconstruction of the ice-thickness profile surface is calculated initially with a standard reference of τ equal to 10^5 Pa (Paterson, 1994; Rea and Evans, 2007). The value of τ (Suppl. Table 2.1) is then adjusted in order to fit the ice thickness profile to the geomorphological field constraints (e.g., lateral moraines) that define the effective ice thickness of the glacier after attaining a steady state. The model shear stresses obtained in Suppl. Table 2.1 are compatible with values commonly provided for valley glaciers (e.g., Paterson, 1994), and suitably proportional to glacier size.

Suppl. Table 2.1. Synthesis of glaciologic reconstruction obtained using the GlaRe toolbox

Local glacial stade	Glacier length (km)	Basal shear stress, τ (kPa)
Petches/Ax-les-Thermes	27.5	130
Outer Picot	2.6	No Data
Malniu	3.1	70
Mérens-les-Vals	19.5	130
Freychinède	4.9	No Data
Légunabens	6.6	65
Inner Picot	1.9	No Data
Arånser	2.4	60
Grave	6.5	60
Hospitalet	9.2	No Data
Orri cirque	3.8	40
Mouscadous	3.4	95
Médecourbe	1.6	No Data

Note: 'no data' implies that no model could be produced because lateral moraines were unavailable for glacier thickness calibration

The Harper and Humphrey application

The Harper and Humphrey application uses two combined glaciological models and works in two steps. Initially, the modeled surface mass-balance curve for the present day is established on the basis of equation (3):

$$mb = ac - ab \quad (3)$$

Where ac and ab are snow accumulation and ice and snow ablation, respectively. Snow accumulation, P_{snow} , is defined as the CMP (mm) when MMTs are below 0°C . Ablation is modeled using a positive degree-day (PDD) approach that establishes a relation between the sum of positive air temperatures, T^+ (in $^\circ\text{C}\cdot\text{days}$), and the amount of melt corresponding to the degree-day factor, DDF (mm equivalent water $\cdot^\circ\text{C}^{-1}\cdot\text{day}^{-1}$) (Braithwaite, 1995, 2008). The mass balance can thus be recast as:

$$mb = P_{snow} - T^+ \times DDF \quad (4)$$

The mass balance thus obtained is then integrated into a 2-D ice-flow model that describes glacier behavior within a given catchment where the topography has been divided up into a hexagonal lattice of discrete cells with optimum nodal spacing of 100 m. On that basis, the Harper and Humphrey (2003) model calculates the quantity of ice and snow (in mm eq. water) added or removed from each grid cell as governed by the ablation and accumulation parameters in eq. (4). Ice in each grid cell moves synchronously at discrete time steps to maintain a given shear stress (see Suppl. Table 2.1), while assuming that the ice motion includes plastic deformation and basal sliding. The ice flux model therefore allows glacier velocity and geometry to be determined under conditions of a steady-state mass balance set by the climatic inputs (i.e., MMTs, CMPs and altitudinal gradients).

Establishing the modern climatic baseline

MMT and CMP values recorded from the 16 weather stations (see Suppl. Table 2.2) were normalized to an elevation of 1400 m a.s.l. on the basis of an atmospheric annual temperature lapse rate of $0.63^\circ\text{C}\cdot 100 \text{ m}^{-1}$ and a precipitation gradient of $46 \text{ mm}\cdot 100 \text{ m}^{-1}$ (López-Moreno, 2006). Normalized MMT and CMP values obtained for each weather station were then averaged together in order to produce MMT and CMP values that describe an east-Pyrenean mean current climate (Suppl. Table 2.3). The models for each valley were calibrated against this normalized regional baseline because true T and P time series at the altitudes of interest are unavailable given the absence of weather stations at appropriate locations and the complex effects of topoclimate that are difficult to interpolate (Batalla et al., 2018). Based on this east-Pyrenean climatic baseline and on DDF values (see Suppl. Table 2.4) of 3.0 and $6.1 \text{ mm eq. water}\cdot^\circ\text{C}^{-1}\cdot\text{day}^{-1}$ (for snow and ice, respectively; Six and Vincent, 2014), we obtain a current ELA of 3163 m and a modern mass-balance gradient of $0.54 \text{ m}\cdot\text{yr}^{-1}\cdot 100 \text{ m}^{-1}$ for virtual glaciers in the study area.

Suppl. Table 2.2. Weather stations and climatic data available for the study area

Weather station	Altitude (m)	Period of reference	Data source	Weather station type	Mean annual precipitation (mm)	Mean annual temperature (°C)
<i>Northern massifs</i>						
1- Foix	390	1961–1990	1	n.a.	940	11
2- Tarascon	475	1970–2015	2	C	783	11.7
3- Vicdessos	750	1990–2016	2	C	1221	11.0
4- Montferrier	1472	1999–2014	2	C	1531	7.1
5- Verdun	550	1980–2015	2	B	909	n.a.
6- Ascou	1104	1970–2015	2	C	1251	8.8
7- Hospitalet	1425	1970–2016	2	C	1180	7.9
<i>Southern massifs</i>						
8- Malniu	2230	2003–2019	3	n.a.	1050	4.7
9- Das	1097	2007–2016	3	n.a.	579	8.6
10- La Molinas	1703	1994–2018	3	n.a.	971	7.8
11- Puigcerdà	1213	2016–2019	3	n.a.	708	10.0
12- Targasonne	1600	2018–2019	2	A	800	7.8
13- Saillagouse	1305	1970–1980	2	C	636	8.3
14- Mont-Louis	1600	1961–1990	1	n.a.	710	7.2
15- Col de la Quillane	1714	1961–1990	1	n.a.	790	4.6
16- Formigüères	1495	2000–2016	2	A	678	7.4

Notes. Data source: Météo France, available through: 1– Kessler and Chambraud, 1986; 2– Publiothèque Météo France; and 3– Meteorological Service of Catalonia (<https://www.meteo.cat/>). Weather station types: A– Automated Radome–Resome, real-time acquisition. B– Automated, real-time acquisition, delayed data processing. C– Manual or automatic with time delay, delayed data acquisition, delayed data processing. 'n.a.': not available.

Suppl. Table 2.3. Reference meteorological dataset used for east-Pyrenean high-altitude paleoclimatic reconstructions

Mean current climate	Months											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
MMT (°C)	0.86	0.88	3.64	6.09	9.45	13.55	15.72	15.71	12.53	9.17	4.06	1.60
Standard deviation	1.79	2.09	1.97	1.59	1.78	1.65	1.18	1.26	1.19	1.67	1.95	1.65
CMP (mm)	103.07	80.19	85.85	96.40	112.37	90.57	75.98	74.76	71.10	81.24	110.05	78.74

Notes: MMT– Mean Monthly Temperatures; CMP– Cumulative monthly precipitation

Suppl. Table 2.4. Mean degree-day factors (DDF) obtained from mid-latitude temperate glaciers

Location	Latitude	Elevation (m)	DDF		Information source
			Ice (mm eq. water·°C ⁻¹ ·day ⁻¹)	Snow (mm eq. water·°C ⁻¹ ·day ⁻¹)	
Weissflujoch (Switzerland)	46°49'N	2540	No data	4.5	Zingg (1951)
Various Swiss glaciers	No data	No data	6	No data	Kasser (1959)
Gr. Aletschgletscher (Switzerland)	46°26'N	2644	No data	5.5	Lang et al. (1977)
Weissfluhjoch (Switzerland)	46°49'N	2540	No data	4.5	De Quervain (1979)
Glacier de Sarennes (France)	45°07'N	3323	6.2	3.8	Vincent et al. (1997)
Griegtletscher (Switzerland)	46°26'N	3010	8.8	No data	Braithwaite et al. (2000)
Aletschgletscher (Switzerland)	46°27'N	3366	No data	5.3	Lang (1986)
Morenogiacier (Argentina)	50°28'S	330	7.1	No data	Takeuchi et al. (1996)
Dokriani Glacier (Himalaya)	31°45'N	4000	7.4	5.8	Singh et al. (1996; 2000a, b)
Rakhiot Glacier (Himalaya)	35°22'N	3350	6.6	No data	Kayastha et al. (2000)
Gooseberry Creek (Utah)	38°N	2650	No data	2.5	Clyde (1931)
Three catchments (USA)	No data	No data	No data	3.8	Corps of Engineers (1956)
Former USSR	No data	1800–3700	7	5.5	Kuzmin (1961)

Data sources: Hock (2003) and Braithwaite and Zhang (2000), augmented and modified

Supplementary Information 3

Data recalibration and remodeling effects on surface exposure ages

Suppl. Tables 3.1 to 3.3 report all the TCN exposure ages (^{10}Be and ^{36}Cl) previously published, but with the revised exposure age values recalculated for the purpose of this study (see Suppl. Tables 1.1 and 1.2) on the basis of (i) updated age constants and production rates, (ii) standardized analytical parameters, and (iii) uniform exposure-age modeling procedures.

Overall, the remodeling produces ^{10}Be exposure ages that are $\sim 10\%$ older than the initial ages (specifically: for the age series published by Delmas et al., 2008, Pallàs et al., 2010, and Delmas et al., 2011), and age uncertainties are a little narrower because regional SLHL reduces uncertainty on production rates (Balco et al., 2008). Conversely, remodeling of the ^{36}Cl ages produces strong variations ($\sim 16\%$ to $+20\%$) and larger uncertainties around the initial data (Palacios et al., 2015), some of this arising from only partly understood problems relating to ^{36}Cl production-rate determination (Schimmelpennig et al., 2009). Snow shielding correction for ^{10}Be sample increases exposure ages (Schildgen et al., 2005), for example by 5 and 10 % when annual snow cover reaches thicknesses of 40 and 80 cm, respectively. Many studies have published uncorrected exposure ages because of difficulties in estimating snow-cover thickness and duration (e.g., Pallàs et al., 2010; Andrés et al., 2018; Jomelli et al., 2020). In this study, we assume nonetheless that corrected exposure ages based on present-day snow-cover values, here estimated from the Meteo-France SCAMPEI model, are more accurate than when uncorrected. Clearly, and by definition, they remain minimal ages.

Suppl. Table 3.1. Remodeled ^{10}Be exposure ages available for the upper Ariège glacial catchment

Basic data					Age recalibration results								
Area, Information source	Sample code	Sampled surface	Altitude (m)	^{10}Be ($\times 10^3$ atoms/g) ¹	^{10}Be ($\times 10^3$ atoms/g) ²	1	2	3	4	5	6	7	8
						Original age (ka ± 1 sigma)	Remodeled age ³ (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 2 – column 1) (%)	Snow cover (cm/yr)	Snow shielding	Remodeled age ⁴ (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 6 – column 2) (%)	Δ Total (column 6 – column 1) (%)
Delmas et al. (2011)	PY05-14	Polished surface	814	1.20 \pm 0.17	1.20 \pm 0.17	13.9 \pm 2.1	15.4 \pm 2.1	9.9	0	1	15.4 \pm 2.2	0	+9.9
	PY05-15	Polished surface	820	1.31 \pm 0.29	1.31 \pm 0.29	15.2 \pm 3.3	16.8 \pm 3.3	9.5	0	1	16.8 \pm 3.5	0	+9.5
	PY06-19	Polished surface	800	1.18 \pm 0.06	1.18 \pm 0.06	14.1 \pm 0.8	15.4 \pm 0.7	9.4	0	1	15.5 \pm 0.9	0	+9.4
Pallàs et al. (2010)	CPM01	Moraine boulder	2042	3.16 \pm 0.43	3.29 \pm 0.43	15.2 \pm 2.5	16.6 \pm 2.1	8.1	40	0.94	17.6 \pm 2.1	+5.6	+13.3
	CPM02	Moraine boulder	2041	2.92 \pm 0.47	3.04 \pm 0.47	14.0 \pm 2.6	15.4 \pm 2.3	9.0	40	0.94	16.3 \pm 2.3	+5.6	+14.1
	CPM03	Moraine boulder	2035	3.16 \pm 0.45	3.29 \pm 0.45	15.3 \pm 2.6	16.7 \pm 2.2	8.0	40	0.94	17.7 \pm 2.3	+5.6	+13.3
	CPM04	Moraine boulder	2033	2.45 \pm 0.24	2.45 \pm 0.24	11.4 \pm 1.5	12.7 \pm 1.3	9.8	40	0.94	13.5 \pm 1.3	+5.9	+15.2
Pallàs et al. (2010)	CAS01	Polished surface	1684	1.79 \pm 0.19	1.86 \pm 0.19	11.5 \pm 1.6	12.7 \pm 1.3	9.9	0	1	12.7 \pm 1.3	0	+9.9
	CAS02	Polished surface	1679	2.03 \pm 0.26	2.12 \pm 0.26	13.1 \pm 2.0	14.5 \pm 1.8	9.3	0	1	14.5 \pm 1.8	0	+9.3
	CAS03	Polished surface	1673	2.48 \pm 0.27	2.58 \pm 0.27	16.2 \pm 2.3	17.6 \pm 1.9	8.0	0	1	17.6 \pm 1.9	0	+8.0
	LOR01	Moraine boulder	2347	2.39 \pm 0.31	3.06 \pm 0.31	11.9 \pm 1.7	13.2 \pm 1.4	9.8	60	0.91	14.5 \pm 1.4	+8.5	+17.5
	LOR04	Moraine boulder	2280	3.02 \pm 0.35	3.15 \pm 0.35	12.4 \pm 1.8	13.7 \pm 1.5	9.6	55	0.91	15.0 \pm 1.6	+8.3	+17.2
LOR04	Moraine boulder	2276	2.69 \pm 0.21	2.8 \pm 0.21	11.2 \pm 1.3	12.5 \pm 1.0	9.8	55	0.91	13.7 \pm 1.0	+8.8	+17.8	
	Moraine boulder	2276	3.09 \pm 0.42	3.2 \pm 0.42	12.8 \pm 2.0	14.1 \pm 1.8	9.3	55	0.91	15.4 \pm 1.9	+8.3	+16.9	

Notes. ¹ initial concentration; ² concentration calibrated using the 07KNSTD standard (Nishizumi et al., 2007); ³ without snow shielding; ⁴ with snow shielding

Suppl. Table 3.2. Remodeled ^{10}Be exposure ages available from the north side of the eastern Pyrenees

Basic data					Age recalibration results								
Area, Information source	Sample code	Sampled surface	Alt. (m)	^{10}Be ($\times 10^3$ atoms/g) ¹	^{10}Be ($\times 10^3$ atoms/g) ²	1	2	3	4	5	6	7	8
						Original age (ka ± 1 sigma)	Remodeled age ³ (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 2 – column 1) (%)	Snow cover (cm/yr)	Snow shielding	Remodeled age ⁴ (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 6 – column 2) (%)	Δ Total (column 6 – column 1) (%)
Freychinède (Delmas et al., 2011)	L1	Polished surface	1375	2.20 \pm 0.30	2.20 \pm 0.30	16.7 \pm 2.3	17.8 \pm 2.3	+6.1	0	1	17.8 \pm 2.3	0	+6.1
	L1bis	Polished surface	1375	2.22 \pm 0.43	2.22 \pm 0.43	16.9 \pm 3.3	18.0 \pm 3.3	+6.1	0	1	18.0 \pm 3.3	0	+6.1
	L2	Polished surface	1370	1.83 \pm 0.09	1.83 \pm 0.09	14.1 \pm 0.7	15.5 \pm 0.7	+9.0	0	1	15.5 \pm 0.7	0	+9.0
	L3	Polished surface	1370	1.89 \pm 0.14	1.89 \pm 0.14	14.4 \pm 1.1	15.8 \pm 1.1	+8.9	0	1	15.8 \pm 1.1	0	+8.9
Bassières (Crest et al., 2017)	BA15	Moraine boulder	1673	2.37 \pm 0.14	2.37 \pm 0.14	15.4 \pm 0.9	15.5 \pm 0.8	+0.8	15	0.98	15.9 \pm 0.9	+2.7	+3.4
	BA16	Polished surface	1739	2.43 \pm 0.11	2.43 \pm 0.11	15.8 \pm 0.7	15.8 \pm 0.7	0	20	0.96	16.3 \pm 0.7	+2.7	+2.8
	BA17	Moraine boulder	1887	2.04 \pm 0.18	2.04 \pm 0.18	11.8 \pm 1.1	12.0 \pm 1.0	+1.5	28	0.96	12.5 \pm 1.1	+3.9	+5.3
	BA18	Moraine boulder	1886	1.94 \pm 0.14	1.94 \pm 0.14	11.3 \pm 0.8	11.6 \pm 0.8	+2.1	28	0.96	12.1 \pm 0.8	+3.9	+5.9
	BA19	Polished surface	1827	1.36 \pm 0.08	1.36 \pm 0.08	8.6 \pm 0.5	8.6 \pm 0.4	-0.1	25	0.96	8.9 \pm 0.5	+3.7	+3.6
	BA20	Polished surface	1830	1.89 \pm 0.10	1.89 \pm 0.10	12.2 \pm 0.6	11.9 \pm 0.6	-2.2	25	0.96	12.4 \pm 0.6	+3.9	+1.7
	BA21	Polished surface	2502	3.75 \pm 0.12	3.75 \pm 0.12	15.0 \pm 0.5	15.5 \pm 0.4	+3.5	70	0.88	15.0 \pm 0.4	+1.0	+0.5
	BA22	Polished surface	2387	3.30 \pm 0.10	3.30 \pm 0.10	14.9 \pm 0.4	13.5 \pm 0.4	-9.7	60	0.90	15.0 \pm 0.4	+1.0	+0.5
BA23	Polished surface	2340	2.8 \pm 0.09	2.8 \pm 0.09	13.4 \pm 0.4	12.1 \pm 0.3	-9.4	60	0.90	13.6 \pm 0.4	+1.0	+1.5	
	Polished surface	2412	1.89 \pm 0.05	1.89 \pm 0.05	8.6 \pm 0.2	8.0 \pm 0.2	-6.7	65	0.89	9.0 \pm 0.2	+1.0	+3.9	
Médecourbe/Picot	Med-1	Moraine boulder	2227	2.71 \pm 0.09	2.71 \pm 0.09	12.9 \pm 0.7	12.9 \pm 0.7	0	50	0.91	13.8 \pm 0.7	+6.5	+6.5
	Med-2	Moraine boulder	2211	2.28 \pm 0.07	2.28 \pm 0.07	11.3 \pm 0.6	11.3 \pm 0.6	0	50	0.91	12.0 \pm 0.6	+5.9	+5.9
Jomelli et al., 2020)	Med-3	Moraine boulder	2239	2.86 \pm 0.11	2.86 \pm 0.11	13.5 \pm 0.8	13.5 \pm 0.8	0	50	0.91	14.4 \pm 0.8	+6.3	+6.3
	Med-4	Moraine boulder	2231	2.60 \pm 0.13	2.60 \pm 0.13	12.4 \pm 0.8	12.4 \pm 0.8	0	50	0.91	13.2 \pm 0.8	+6.0	+6.0
	Med-7	Polished surface	2277	1.99 \pm 0.06	1.99 \pm 0.06	10.1 \pm 0.5	10.1 \pm 0.5	0	55	0.90	10.8 \pm 0.5	+6.5	+6.5
	Med-8	Moraine boulder	2260	1.79 \pm 0.05	1.79 \pm 0.05	9.3 \pm 0.5	9.3 \pm 0.5	0	50	0.91	9.9 \pm 0.5	+6.0	+6.0
	Med-9	Moraine boulder	2255	2.05 \pm 0.13	2.05 \pm 0.13	10.3 \pm 0.8	10.3 \pm 0.8	0	50	0.91	11.0 \pm 0.8	+6.4	+6.4
	Picot-10	Rock glac. boulder	2461	0.32 \pm 0.04	0.32 \pm 0.04	1.4 \pm 0.2	1.4 \pm 0.2	0	70	0.88	1.6 \pm 0.2	+12.5	+12.5
	Picot-11	Rock glac. boulder	2455	1.72 \pm 0.17	1.72 \pm 0.17	7.4 \pm 0.7	7.4 \pm 0.7	0	70	0.88	8.1 \pm 0.7	+8.7	+8.7
	Picot-12	Rock glac. boulder	2425	1.63 \pm 0.06	1.63 \pm 0.06	7.2 \pm 0.4	7.2 \pm 0.4	0	65	0.89	7.8 \pm 0.4	+8.7	+7.7
	Picot-14	Polished surface	2424	1.96 \pm 0.07	1.96 \pm 0.07	8.4 \pm 0.5	8.4 \pm 0.5	0	65	0.89	9.3 \pm 0.5	+9.6	+9.6
	Picot-15	Moraine boulder	2307	3.46 \pm 0.11	3.46 \pm 0.11	15.8 \pm 0.8	15.8 \pm 0.8	0	55	0.90	17.0 \pm 0.8	+7.0	+7.0
	Picot-16	Moraine boulder	2300	3.31 \pm 0.11	3.31 \pm 0.11	15.1 \pm 0.8	15.1 \pm 0.8	0	55	0.90	16.3 \pm 0.8	+7.4	+7.4
	Picot-17	Moraine boulder	2237	3.31 \pm 0.10	3.31 \pm 0.10	15.6 \pm 0.8	15.6 \pm 0.8	0	50	0.81	16.8 \pm 0.8	+7.2	+7.2
Picot-18	Moraine boulder	2239	3.30 \pm 0.10	3.30 \pm 0.10	15.6 \pm 0.8	15.6 \pm 0.8	0	50	0.91	16.7 \pm 0.8	+6.6	+6.6	
Picot-21	Moraine boulder	2063	3.29 \pm 0.10	3.29 \pm 0.10	17.2 \pm 0.9	17.2 \pm 0.9	0	40	0.93	18.1 \pm 0.9	+5.0	+5.0	
Picot-22	Moraine boulder	2068	3.17 \pm 0.11	3.17 \pm 0.11	16.6 \pm 0.9	16.6 \pm 0.9	0	40	0.93	17.5 \pm 0.9	+5.1	+5.1	

Notes. ¹ initial concentration; ² concentration calibrated using the 07KNSTD standard (Nishizumi et al., 2007); ³ without snow shielding; ⁴ with snow shielding

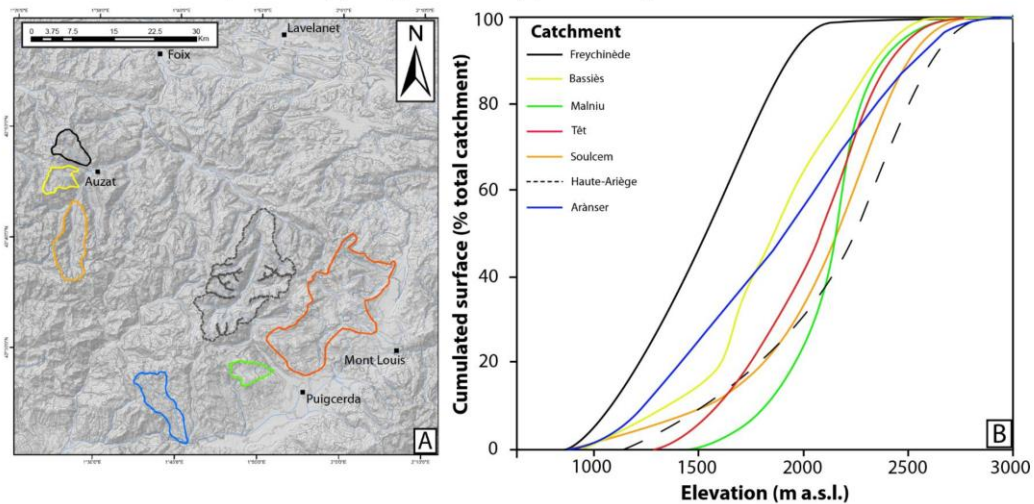
Suppl. Table 3.3. Remodelled ^{10}Be and ^{36}Cl exposure ages available from the south side of the eastern Pyrenees (boulders and polished bedrock)

Basic data			Age recalibration results										
Key area, Nuclide, Information source	Sample code	Sampled surface	Alt. (m)	Concentration (^{10}Be atoms/g) ¹	Concentration (^{36}Cl atoms/g) ²	1 Original age (ka \pm 1 sigma)	2 Remodeled age ³ (ka \pm 1 sigma)	3 Δ age (column 2 - column 1) (%)	4 Snow cover (cm/yr)	5 Snow shielding	6 Remodeled age ⁴ (ka \pm 1 sigma)	7 Δ age (column 6 - column 2) (%)	8 Δ Total (column 6 - column 1) (%)
Arànsers, ^{36}Cl (Palacios et al., 2015)	PIR11-07	Rock glac. boulder	2490	5.73 \pm 0.26	5.73 \pm 0.26	10.5 \pm 0.4	8.4 \pm 0.8	-20.0	30	0.95	8.6 \pm 0.8	+2.3	-18.1
	PIR11-08	Rock glac. boulder	2435	11.66 \pm 0.59	11.66 \pm 0.59	14.0 \pm 0.4	14.5 \pm 1.3	+3.5	30	0.95	14.7 \pm 1.4	+1.4	+5
	PIR11-09	Rock glac. boulder	2437	7.60 \pm 0.35	7.60 \pm 0.35	14.3 \pm 0.7	12.3 \pm 1.1	-13.9	30	0.95	12.9 \pm 1.1	+2.3	-11.9
	PIR11-10	Moraine boulder	2401	6.0 \pm 0.19	6.0 \pm 0.19	15.0 \pm 0.4	12.4 \pm 1.0	-18.6	25	0.95	12.9 \pm 1.0	+3.9	-15.3
	PIR11-11	Polished surface	2356	11.76 \pm 0.54	11.76 \pm 0.54	20.0 \pm 0.6	18.4 \pm 1.7	-8.0	25	0.95	18.8 \pm 1.7	+2.1	-6
	PIR11-12	Moraine boulder	2154	5.23 \pm 0.22	5.23 \pm 0.22	14.9 \pm 0.6	13.5 \pm 1.1	-9.4	18	0.97	13.7 \pm 1.1	+1.5	-8.1
	PIR11-13	Moraine boulder	1809	4.45 \pm 0.11	4.45 \pm 0.11	18.4 \pm 0.5	18.4 \pm 1.4	0	6	0.99	18.5 \pm 1.4	+0.5	+0.6
PIR11-14	Moraine boulder	1805	4.32 \pm 0.22	4.32 \pm 0.22	17.3 \pm 0.9	16.4 \pm 1.5	-5.2	6	0.99	16.5 \pm 1.5	+0.6	-4.7	
Malniu, ^{10}Be (Pallàs et al., 2010)	IMA01	Moraine boulder	2284	3.87 \pm 0.11	3.87 \pm 0.11	15.3 \pm 1.4	16.6 \pm 0.7	+8.8	20	0.96	17.4 \pm 0.8	+4.3	+12.2
	IMA02	Moraine boulder	2288	3.56 \pm 0.09	3.56 \pm 0.09	13.9 \pm 1.3	15.3 \pm 0.7	+9.6	20	0.96	15.9 \pm 0.7	+3.8	+12.2
	IMA03	Moraine boulder	2296	3.95 \pm 0.11	3.95 \pm 0.11	15.4 \pm 1.4	16.8 \pm 0.7	+8.7	20	0.96	17.5 \pm 0.8	+4.1	+11.8
	IMA04	Moraine boulder	2291	3.89 \pm 0.11	3.89 \pm 0.11	15.3 \pm 1.4	16.7 \pm 0.7	+8.8	20	0.96	17.4 \pm 0.8	+3.9	+11.7
	OMA05	Moraine boulder	2301	3.97 \pm 0.10	3.97 \pm 0.10	15.6 \pm 1.4	16.9 \pm 0.7	+8.7	20	0.96	17.6 \pm 0.8	+3.8	+11.5
	OMA01	Moraine boulder	2265	4.40 \pm 0.12	4.40 \pm 0.12	17.5 \pm 1.6	18.9 \pm 0.8	+7.7	20	0.96	19.7 \pm 0.9	+4.1	+11.0
	OMA02	Moraine boulder	2270	4.56 \pm 0.12	4.56 \pm 0.12	18.2 \pm 1.6	19.5 \pm 0.9	+7.4	20	0.96	20.5 \pm 0.9	+4.6	+11.1
Malniu, ^{36}Cl (Andrés et al., 2018)	OMA03	Moraine boulder	2271	4.27 \pm 0.11	4.27 \pm 0.11	16.0 \pm 1.5	18.3 \pm 0.8	+8.1	20	0.96	19.2 \pm 0.9	+4.4	+11.5
	OMA04	Moraine boulder	2264	4.19 \pm 0.11	4.19 \pm 0.11	16.8 \pm 1.5	18.2 \pm 0.8	+8.2	20	0.96	19.0 \pm 0.9	+4.2	+11.4
	PIR-13-02	Moraine boulder	2405	10.29 \pm 0.30	10.29 \pm 0.30	14.7 \pm 2.0	14.9 \pm 1.4	+1.3	25	0.95	15.2 \pm 1.4	+2.0	+3.3
	PIR-13-04	Polished surface	2315	8.99 \pm 0.41	8.99 \pm 0.41	18.3 \pm 2.3	18.5 \pm 1.6	+1.1	20	0.96	18.8 \pm 1.6	+1.6	+2.7
	PIR-13-05	Moraine boulder	2295	7.53 \pm 0.34	7.53 \pm 0.34	18.5 \pm 2.2	18.9 \pm 1.6	+2.1	20	0.96	19.3 \pm 1.7	+2.1	+4.1
	PIR-13-06	Moraine boulder	2303	7.14 \pm 0.24	7.14 \pm 0.24	14.8 \pm 1.6	15.1 \pm 1.2	+1.9	20	0.96	15.5 \pm 1.2	+2.6	+4.6
	PIR-13-08	Moraine boulder	2189	7.63 \pm 0.20	7.63 \pm 0.20	15.9 \pm 1.9	16.3 \pm 1.3	+2.5	18	0.97	16.5 \pm 1.3	+1.2	+3.6
Grave, ^{10}Be (Delmas et al., 2008)	PIR-13-09	Moraine boulder	2271	8.55 \pm 0.20	8.55 \pm 0.20	18.3 \pm 2.1	18.6 \pm 1.4	+1.6	20	0.96	19.1 \pm 1.4	+2.6	+4.2
	PIR-13-10	Moraine boulder	2286	12.06 \pm 0.57	12.06 \pm 0.57	17.2 \pm 2.9	17.6 \pm 1.7	+2.3	20	0.96	17.8 \pm 1.7	+1.1	+3.4
	L1	Moraine boulder	2180	2.76 \pm 0.27	2.76 \pm 0.27	12.7 \pm 1.4	13.6 \pm 1.2	+7.3	18	0.97	13.9 \pm 1.3	+2.0	+9.5
	M1	Moraine boulder	2150	2.54 \pm 0.38	2.54 \pm 0.38	11.9 \pm 1.9	12.9 \pm 1.8	+8.9	18	0.97	13.2 \pm 1.9	+1.9	+11.1
	M2	Moraine boulder	2150	2.79 \pm 0.38	2.79 \pm 0.38	13.3 \pm 2.0	14.2 \pm 1.8	+7.2	18	0.97	14.5 \pm 1.9	+1.9	+9.3
	N	Polished surface	2170	2.71 \pm 0.34	2.71 \pm 0.34	12.5 \pm 1.7	13.4 \pm 1.6	+7.7	18	0.97	13.7 \pm 1.7	+1.9	+9.8
	O2	Moraine boulder	2160	2.41 \pm 0.37	2.41 \pm 0.37	11.2 \pm 1.9	12.2 \pm 1.8	+9.1	18	0.78	12.4 \pm 1.9	+2.0	+11.3
Grave, ^{10}Be (Crest et al., 2017)	CAC25	Polished surface	2380	2.36 \pm 0.38	2.36 \pm 0.38	10.9 \pm 1.8	10.8 \pm 1.6	-1.5	25	0.95	11.2 \pm 1.7	+3.6	+2.3
	CAC26	Polished surface	2380	2.23 \pm 0.27	2.23 \pm 0.27	12.1 \pm 1.5	11.8 \pm 1.3	-2.1	25	0.95	12.3 \pm 1.4	+3.8	+1.8
	CAC27	Polished surface	2380	2.80 \pm 0.63	2.80 \pm 0.63	12.0 \pm 2.7	11.8 \pm 2.5	-1.8	25	0.95	12.3 \pm 2.6	+3.8	+2.1
	CAC28	Polished surface	2380	6.37 \pm 0.33	6.37 \pm 0.33	27.9 \pm 1.4	26.1 \pm 1.2	-6.5	25	0.95	27.1 \pm 1.3	+3.7	+3.0

Notes. ¹ Initial concentration; ² concentration calibrated using the 07KNSTD standard (Nishizumi et al., 2007); ³ without snow shielding; ⁴ with snow shielding

Supplementary Information 4

Spatial extent (A) and hypsometric curve (B) of the studied glacial catchments



References

- Andrés, N., Gómez-Ortiz, A., Fernández-Fernández, J.M., Tanarro, L.M., Salvador-Franch, F., Oliva, M., Palacios, D., 2018. Timing of deglaciation and rock glacier origin in the southeastern Pyrenees: a review and new data. *Boreas* 47, 1050–1071.
- 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* 3, 174–195.
- Batalla, M., Ninyerola, M., Catalan, J., 2018. Digital long-term topoclimate surfaces of the Pyrenees mountain range for the period 1950–2012. *Geoscience Data Journal* 5, 50–62.
- Benn, D.J., Hulton, N.R.J., 2010. An Excel TM spread sheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computer Geoscience* 36, 605–610.
- Braithwaite, R., Zhang, Y., 2000. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *Journal of Glaciology* 46, 7–14.
- Braithwaite, R.J., 1995. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet 923 studied by energy-balance. *Journal of Glaciology* 41, 153–160.
- Braithwaite, R.J., 2008. Temperature and precipitation climate at the equilibrium-line altitude 925 of glaciers expressed by the degree-day factor for melting snow. *Journal of Glaciology* 54, 437–926 444.
- Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., Bourlès, D.L., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: a multi element approach. *Earth and Planetary Science Letters* 309, 1–9.
- Claude, A., Ivy-Ochs, S., Kober, F., Antognini, M., Salcher, B., Kubik, P.W., 2014. The Chironico landslide (Valle Leventina, southern Swiss Alps): age and evolution. *Swiss Journal of Geosciences* 107, 273–291.
- Clyde, G.D., 1931. Snow-melting characteristics. Utah Agricultural Experiment Station Bulletin 231, 1–23.
- Corps of Engineers, 1956. Summary report of the snow investigations, snow hydrology. US Army Engineer Division (North Pacific, 210 Custom House, Portland, Oregon), 437 pp.
- Crest, Y., Delmas, M., Braucher, R., Gunnell, Y., Calvet, M., 2017. Cirques have growth spurts during deglacial and interglacial periods: Evidence from ^{10}Be and ^{26}Al nuclide inventories in the central and eastern Pyrenees. *Geomorphology* 278, 60–77.
- De Quervain, M., 1979. Schneedeckenablation und Gradtage im Versuchsfeld Weissfluhjoch. Eidg. Tech. Hochschule, Zürich. Versuchsanstalt Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie 41, 215–232.
- Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2011. Palaeogeography and ^{10}Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 305, 109–122.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M., Bourlès, D., 2008. Exposure age chronology of the last glacial cycle in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research* 69, 231–241.
- Fink, D., Vogt, S., Hotchkis, M., 2000. Cross-sections for ^{36}Cl from Ti at $E_p = 35\text{--}150\text{ MeV}$: applications to in-situ exposure dating. *Nuclear Instrumentation Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 172, 861–866.
- Harper, J. T., Humphrey, N.F., 2003. High altitude Himalayan climate inferred from glacial ice flux. *Geophysical Research Letters* 30, 1764–1767.
- Hock, R., 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology* 282, 104–115.
- Jomelli, V., Chapron, E., Favier, V., Rinterknecht, V., Braucher, R., Tournier, N., Gascoin, S., Marti, R., Galop, D., Binet, S., Deschamps-Berger, C., Tissoux, H., Aumaitre, G., Bourlès, D.L., Keddadouche, K., 2020. Glacier fluctuations during the Late Glacial and Holocene on the Ariège valley, northern slope of the Pyrenees and reconstructed climatic conditions. *Mediterranean Geoscience Reviews* 2, 37–51.
- Kasser, P., 1959. Der Einfluss von Gletscherrückgang und Gletschervorstoß auf den Wasserhaushalt. *Wasser und Energiewirtschaft* 51, 155–168.
- Kayastha, R.B., Takeuchi, Y., Nakawo, M., Ageta, Y., 2000. Practical prediction of ice melting beneath various thickness of debris cover on Khumbu Glacier, Nepal, using a positive degreeday factor. In: Nakawo, M., Raymond, C.F., Fountain, A. (Eds.), *Debris-Covered Glaciers*. International Association of Hydrological Sciences Publication 264, IAHS Press, Wallingford, pp. 71–81.
- Kessler, J., Chambraud, A., 1986. La météo de la France : tous les climats localités par localités. J.C. Lattès, Paris, 312 p.
- Kuzmin, P.P., 1961. Melting of snow cover. Israel Program for Scientific Translation, 290 p.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: In situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424–439.
- Lang, H., 1968. Relations between glacier runoff and meteorological factors observed on and outside the glacier. In: IUGG General Assembly, Bern, 1967, International Association of Hydrological Science Publication 79, IAHS Press, Wallingford, pp. 429–439.
- Lang, H., Schadler, B., Davidson, G., 1977. Hydroglaciological investigations on the Ewigschneefeld — Gr. Aletschgletscher: ablation, melt-water infiltration, water table in firn, heat balance. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 12, 109–124.
- López-Moreno, J.I., 2006. Cambio ambiental y gestión de embalses en el Pirineo Central Español. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón. Zaragoza, 260 p.
- Martin, L.C.P., Bland, 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* 38, 25–49.
- Muscheler, R., Beer, J., W. Kubik, P., Synal, H.-A., 2005. H-A Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on ^{10}Be and ^{36}Cl from the Summit ice cores and ^{14}C . *Quaternary Science Reviews* 24, 16–17.
- Nishizumi, 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* 94, 17907–17915.
- Nishizumi, K., Imamura, M., Caffee, M., Southon, J., Finkel, R., 2007. Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 258, 403–413.
- Nye, J.F., 1952. A method of calculating the thicknesses of the ice-sheets. *Nature* 169, 529–530.
- Nye, J.F., 1965. The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross-section. *Journal of Glaciology* 5, 661–690.
- Palacios, D., Gómez-Ortiz, A., de Andrés, N., Vázquez-Selem, L., Salvador-Franch, F., Oliva, M., 2015. Maximum Extent of Late Pleistocene Glaciers and Last Deglaciation of La Cerdanya Mountains, Southeastern Pyrenees. *Geomorphology* 231, 116–129.
- Pallàs, R., Rodés, A., Braucher, R., Bourlès, D., Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., 2010. Small, isolated glacial catchments as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology* 38, 891–894.
- Paterson, W.S.B., 1994. *The Physics of Glaciers*, 3rd edn. Pergamon/Elsevier, London.
- 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 & Geosciences* 94, 77–85.
- Phillips, F.M., Stone, W.D., Fabryka-Martin, J.T., 2001. An improvement approach to calculating low-energy cosmic-ray neutron fluxes near the land/atmosphere interface. *Chemical Geology* 175, 689–701.
- Rea, B.R., Evans, D.J.A., 2007. Quantifying climate and glacier mass balance in north Norway during the YD. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246, 307–330.

- Stone, J.O., Fifield, K., Vasconcelos, P., 2005. Terrestrial chlorine-36 production from spallation of iron. In: Abstract of 10th International Conference on Accelerator Mass Spectrometry, September 5–10, 2005, Berkeley, USA.
- Schildgen, T.F., Phillips, W.M., Purves, R.S., 2005. Simulation of snow shielding corrections for cosmogenic nuclide surface exposure studies. *Geomorphology* 64, 67–85.
- Schimmelpfennig, I., 2009. Cosmogenic ^{10}Be in Ca and K Rich Minerals: Analytical Developments, Production Rate Calibrations and Cross Calibration with ^3He and ^{21}Ne . PhD Thesis, Université Paul Cezanne Aix-Marseille III, CEREGE, Aix en Provence, France, 343 p.
- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P.-H., Bourlès, D., Burnard, P., Williams, A., 2009. Sources of in-situ ^{36}Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. *Quaternary Geochronology* 4, 441–461.
- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Garreta, V., Pik, R., Blard, P.H., Burnard, P., Bourlès, D., Finkel, R., Ammon, K., Dunai, T., 2011. Calibration of cosmogenic ^{36}Cl production rates from Ca and K spallation in lava flows from Mt. Etna (38°N, Italy) and Payun Matru (36°S, Argentina). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 2611–2632.
- Schimmelpfennig, I., Schaefer, J.M., Putnam, A.E., Koffman, T., Benedetti, L., Ivy-Ochs, S., Aster Team, Schlichter, C., 2014. ^{36}Cl production rate from K spallation in the European Alps (Chironico landslide, Switzerland). *Journal of Quaternary Sciences* 29, 407–413.
- Singh, P., Kumar, N., 1996. Determination of snowmelt factor in the Himalayan region. *Hydrological Science Journal* 41, 301–310.
- Singh, P., Kumar, N., Arora, M., 2000a. Degree-day factors for snow and ice for Dokriani Glacier, Gharwal Himalayas. *Journal of Hydrology* 235, 1–11.
- Singh, P., Kumar, N., Ramasastri, K.S., Singh, Y., 2000b. Influence of a fine debris layer on the melting of snow and ice on a Himalayan glacier. In: Nakawo, M., Raymond, C.F., Fountain, A. (Eds.), *Debris-Covered Glaciers*. International Association of Hydrological Sciences Publication 264, IAHS Press, Wallingford, pp. 63–69.
- Six, D., Vincent, C., 2014. Sensitivity of mass balance and equilibrium line altitude to climate change in the French Alps. *Journal of Glaciology* 60, 874–878.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105, 23753–23759.
- Takeuchi, Y., Naruse, R., Skvarca, P., 1996. Annual air-temperature measurement and ablation estimate at Moreno Glacier, Patagonia. *Bulletin of Glacier Research* 14, 23–28.
- Uppala, S.M., Kållberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., Bechtold, V.D.C., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., Berg, L.V.D., Bidlot, J., Bormann, N., Cairns, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., Woollen, J., 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131, 2961–3012.
- Vincent, C., Vallon, M., 1997. Meteorological controls on glacier mass balance: empirical relations suggested by measurements on glacier de Sarennes, France. *Journal of Glaciology* 43, 131–137.
- Zingg, T., 1951. Beziehung zwischen Temperatur und Schmelzwasser und ihre Bedeutung für Niederschlags- und Abflussfragen. International Association of Scientific Hydrology Publication 32, IAHS Press, Wallingford, pp. 266–269.

Annexe D : Remodélisation des âges TCN ^{10}Be et ^{36}Cl Tableau 1. Paramètres utilisés pour la recalibration des âges ^{10}Be en utilisant le programme Cosmic Ray Exposure Program (CREP) (Martin et al., 2017)

[^{10}Be] Standardizations (Nishiizumi et al., 2007)	^{10}Be half-life (Nishiizumi et al., 2007) (years)	Scaling factor (Lal, 1991; Stone, 2000; Nishiizumi et al., 1989; Balco et al., 2008 ; Braucher et al., 2011)	Atmosphere model (Uppala et al., 2005)	Geomagnetic Database (Muscheler et al., 2005)	Europe SLHL production rate (Claude et al., 2014) ($\text{at}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$)
07KNSTD	$1,387 \pm 0.07 \times 10^6$	Lal–Stone time-corrected	ERA-40	Atmospheric ^{10}Be -based VDM	$4,16 \pm 0.2$

Tableau 2. Paramètres utilisés pour la recalibration des âges ^{36}Cl en utilisant l'outil statistique développé par Schimmelpfennig (2009) et Schimmelpfennig et al. (2009).

Scaling factor (Stone, 2000; Braucher et al., 2011)	Production rate for Ca spallation (Schimmelpfennig et al., 2011) (atoms ^{36}Cl (g Ca) $^{-1}$ a^{-1})	Production rate for K spallation (Schimmelpfennig et al., 2014) (atoms ^{36}Cl (g K) $^{-1}$ a^{-1})	Production rate for Ti spallation (Fink et al., 2000) (atoms ^{36}Cl (g Ti) $^{-1}$ a^{-1})	Production rate for Fe spallation (Stone et al., 2005) (atoms ^{36}Cl (g Fe) $^{-1}$ a^{-1})	Production rate of epithermal neutrons from fast neutron in the atmosphere at the land/atmosphere interface (Phillips et al., 2001) (neutrons g air^{-1})
Stone	$42,2 \pm 4.8$	$148,1 \pm 7.8$	$13,3 \pm 3$	$1,9 \pm 0.2$	626 ± 46

Tableau 3. Recalibrations chronologiques (âges originaux par Delmas et al., 2008 et Crest et al., 2017)

Basic data							Age recalibration results								
Sample	Sample surface	Lat (dec °)	Lon (dec °)	Altitude (m)	Topographic shielding	[^{10}Be] (*10 ⁵ atoms /g) ¹	[^{10}Be] (*10 ⁵ atoms /g) ²	Original age (ka \pm 1 sigma)	Remodeled age ³ (ka \pm 1 sigma)	Δ age (column 2 – column 1) (%)	Snow cover (cm/ yr)	Snow shielding	Remodeled age ⁴ (ka \pm 1 sigma)	Δ age (column 6 – column 2) (%)	Δ Total (column 6 – column 1) (%)
A1		42.5 1	2.10	1711	1	2.28 ± 0.25	2.28 ± 0.25	13.6 ± 1.7	15.7 ± 1.6	+13.8	2	0.99	15.8 ± 1.6	+0.3	+14.1
A2		42.5 1	2.09	1700	1	2.86 ± 0.62	2.86 ± 0.62	17.2 ± 3.9	19.6 ± 4.0	+12.4	2	0.99	19.7 ± 4.0	+0.3	+12.6
A3		42.5 1	2.09	1700	1	3.55 ± 0.58	3.55 ± 0.58	21.4 ± 3.7	24.2 ± 3.8	+11.5	2	0.99	24.3 ± 3.8	+0.3	+11.8
B1		42.5 1	2.09	1670	0.99	2.65 ± 0.45	2.65 ± 0.45	16.3 ± 2.9	18.6 ± 2.9	+12.5	2	0.99	18.7 ± 2.9	+0.3	+12.7
B2		42.5 1	2.09	1670	0.99	2.22 ± 0.3	2.22 ± 0.3	13.6 ± 2.0	15.8 ± 2.0	+13.9	2	0.99	15.8 ± 2.0	+0.3	+14.1
B3		42.5 1	2.10	1670	0.99	2.21 ± 0.28	2.21 ± 0.28	13.7 ± 1.9	15.9 ± 5.9	+13.9	2	0.99	16.0 ± 5.8	+0.3	+14.2
C1		42.5 3	2.09	1655	1	3.03 ± 0.39	3.03 ± 0.39	18.9 ± 2.7	21.5 ± 2.7	+12.2	2	0.99	21.6 ± 2.7	+0.3	+12.5
C2		42.5 3	2.09	1655	1	2.83 ± 0.61	2.83 ± 0.61	17.6 ± 3.9	20.4 ± 0.4	+13.6	2	0.99	20.4 ± 0.4	+0.3	+13.9
C3		42.5 3	2.09	1655	1	3.29 ± 0.49	3.29 ± 0.49	20.5 ± 3.3	23.2 ± 3.3	+11.6	2	0.99	23.3 ± 3.3	+0.3	+11.8
D1		42.5 3	2.08	1680	0.99	3.92 ± 0.76	3.92 ± 0.76	24.0 ± 4.9	27.0 ± 5.2	+11.0	2	0.99	27.1 ± 5.2	+0.3	+11.3
E1		42.5 4	2.06	1750	0.99	3.26 ± 0.57	3.26 ± 0.57	18.5 ± 3.4	21.3 ± 3.6	+13.2	2	0.99	21.4 ± 3.6	+0.3	+13.5
E2		42.5 4	2.05	1740	0.86	9.98 ± 0.97	9.98 ± 0.97	73.2 ± 7.1	73.1 ± 7.1	-0.2	2	0.99	74.0 ± 7.2	+1.3	+1.2
F1		42.5 6	2.01	2085	1	2.91 ± 0.4	2.91 ± 0.4	13.5 ± 2.0	15.6 ± 1.9	+13.4	13	0.98	15.9 ± 1.9	+1.8	+15
G2		42.5 5	1.99	1995	0.95	7.37 ± 0.90	7.37 ± 0.90	35.0 ± 4.3	40.2 ± 4.6	+13.0	5	0.99	40.5 ± 4.6	+0.3	+13.6

L1		42.59	1.96	2180	0.99	2.76 ± 0.27	2.76 ± 0.27	12.7 ± 1.4	13.6 ± 1.2	+7.3	18	0.97	13.9 ± 1.3	+2.0	+9.5
M1		42.60	1.96	2150	0.98	2.54 ± 0.38	2.54 ± 0.38	11.9 ± 1.9	12.9 ± 1.8	+8.9	18	0.97	13.2 ± 1.9	+1.9	+11.1
M2		42.60	1.96	2150	0.97	2.79 ± 0.38	2.79 ± 0.38	13.3 ± 2.0	14.2 ± 1.8	+7.2	18	0.97	14.5 ± 1.9	+1.9	+9.3
N		42.60	1.95	2170	0.99	2.71 ± 0.34	2.71 ± 0.34	12.5 ± 1.7	13.4 ± 1.6	+7.7	18	0.97	13.7 ± 1.7	+1.9	+9.8
O2		42.60	1.95	2160	0.98	2.41 ± 0.37	2.41 ± 0.37	11.2 ± 1.9	12.2 ± 1.8	+9.1	18	0.97	12.4 ± 1.9	+2.0	+11.3
P1/CAC 25		42.61	1.95	2380.00	0.9	2.36 ± 0.38	2.36 ± 0.38	11.0 ± 1.8	11.04 ± 1.7	+0.3	28	0.96	11.49 ± 1.8	+3.9	+4.3
P2/CAC 26		42.60	1.95	2380.00	0.77	2.23 ± 0.27	2.23 ± 0.27	12.1 ± 1.5	12.1 ± 1.4	+0	28	0.96	12.6 ± 1.5	+4.1	+4.2
P3/CAC 27		42.61	1.95	2380.00	0.97	2.80 ± 0.63	2.80 ± 0.63	12.1 ± 2.7	12.1 ± 2.6	+0	28	0.96	12.6 ± 2.7	+4.0	+3.9
P4/CAC 28		42.61	1.95	2380.00	0.96	6.37 ± 0.33	6.37 ± 0.33	27.9 ± 1.5	26.6 ± 1.3	-4.5	28	0.96	27.7 ± 1.4	+3.9	-0.6
H1		42.56	1.97	2180	0.99	2.51 ± 0.30	2.51 ± 0.30	10.7 ± 1.4	12.8 ± 1.4	+16.4	18	0.97	13.2 ± 1.5	+2.7	+18.8
H2		42.56	1.97	2180	0.99	4.17 ± 0.51	4.17 ± 0.51	17.8 ± 2.4	20.6 ± 2.4	+13.5	18	0.97	21.1 ± 2.5	+2.8	+15.8
H3		42.56	1.97	2170	0.99	2.55 ± 0.37	2.55 ± 0.37	11.0 ± 1.7	13.1 ± 1.8	+15.9	18	0.97	13.5 ± 1.8	+2.8	+18.3
I1bis/CAL29	Py04-04 HF4	42.57	1.97	2260	0.99	5.62 ± 0.93	5.62 ± 0.93	24.3 ± 4.9	26.5 ± 4.3	+8.5	20	0.97	27.3 ± 4.5	+2.9	+11.1
I2/CAL30	Py04-05	42.57	1.97	2260	0.99	5.76 ± 0.96	5.76 ± 0.96	24.9 ± 4.4	26.4 ± 4.0	+5.8	20	0.97	27.2 ± 4.0	+2.8	+8.4
I3/CAL31	Py05-22	42.46	1.97	2260.00	0.97	4.76 ± 0.65	4.76 ± 0.65	21.7 ± 3.0	21.4 ± 2.9	-1.4	28	0.96	22.3 ± 3.0	+4.4	+2.7
J1		42.57	1.96	2350	0.99	3.37 ± 0.46	3.37 ± 0.46	13.7 ± 2.0	15.6 ± 1.9	+12.1	22	0.97	16.1 ± 2.0	+3.2	+14.9
J2		42.57	1.96	2385	0.99	3.81 ± 0.46	3.81 ± 0.46	15.2 ± 2.0	16.4 ± 1.8	+7.2	22	0.97	16.9 ± 1.9	+3.2	+10.2
K1		42.56	1.94	2410	0.97	3.69 ± 0.59	3.69 ± 0.59	14.7 ± 2.5	16.0 ± 2.3	+8.0	25	0.96	16.6 ± 2.4	+3.6	+11.3

Notes. ¹ concentration initiale ; ² concentration calibrée en utilisant le standard 07KNSTD (Nishiizumi et al., 2007) ; ³ sans facteur de correction neigeuse ; ⁴ avec facteur de correction neigeuse

Tableau 4. Recalibrations chronologiques (âges originaux par Delmas et al., 2011 et Delmas et al., 2015)

Basic data								Age recalibration results							
Sample	Sampled surface	Lat (dec °)	Lon (dec °)	Altitude (m)	Topographic shielding	[¹⁰ Be] (*10 ⁵ atoms/g) ¹	[¹⁰ Be] (*10 ⁵ atoms/g) ²	Original age (ka ± 1 sigma)	Remodeled age ³ (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 2 - column 1) (%)	Snow cover (cm/yr)	Snow shielding	Remodeled age ⁴ (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 6 - column 2) (%)	Δ Total (column 6 - column 1) (%)
Py-06-06	A1	42.86	1.65	950	0.99	1.57 ± 0.06	1.57 ± 0.06	16.3 ± 0.7	18.3 ± 0.7	+10.9	0	1	18.3 ± 0.7	0	+10.9
Py-06-07	A2	42.86	1.65	950	0.99	1.58 ± 0.08	1.58 ± 0.08	16.5 ± 0.9	18.4 ± 0.9	+10.3	0	1	18.4 ± 0.9	0	+10.3
Py-06-08	A3	42.86	1.66	930	1	1.49 ± 0.06	1.49 ± 0.06	15.7 ± 0.7	17.5 ± 0.8	+10.2	0	1	17.5 ± 0.8	0	+10.2
PY-06-15H F4	A4	42.86	1.66	900	0.99	1.58 ± 0.08	1.58 ± 0.08	17.0 ± 1.0	19.1 ± 1.0	+11.0	0	1	19.1 ± 1.0	0	+11.0
Py-05-01	B1	42.80	1.62	1273	1	1.75 ± 0.62	1.75 ± 0.62	14.2 ± 5.1	15.8 ± 5.2	+10.3	0	1	15.8 ± 5.2	0	+10.3
PY-05-01H F4	B1bis	42.80	1.62	1273	1	2.02 ± 0.25	2.02 ± 0.25	16.5 ± 2	18.1 ± 2.1	+8.9	0	1	18.1 ± 2.1	0	+8.9
Py-05-04	B2	42.79	1.62	1194	0.99	2.16 ± 0.43	2.16 ± 0.43	18.7 ± 3.7	20.6 ± 4.0	+9.3	0	1	20.6 ± 4.0	0	+9.3
Py-	B2bis	42.7	1.62	1194	0.99	1.91 ±	1.91 ±	16.6	18.4 ±	+9.6	0	1	18.4 ±	0	+9.6

05-04H F4		9				0.33	0.33	± 2.8	3.0				3.0		
Py-05-06	C1	42.7 7	1.64	1400	0.99	4.71 ± 1.15	4.71 ± 1.15	35.3 ± 8.6	38.2 ± 9.0	+7.6	0	1	38.2 ± 9.0	0	+7.6
Py-05-07	C2	42.7 7	1.64	1400	0.99	2.45 ± 0.41	2.45 ± 0.41	18.4 ± 3.1	20.0 ± 3.2	+8.0	0	1	20.0 ± 3.2	0	+8.0
Py-05-09	D1	42.8 9	1.63	590	0.99	0.91 ± 0.15	0.91 ± 0.15	12.7 ± 2.1	14.4 ± 2.3	+11.7	0	1	14.4 ± 2.3	0	+11.7
Py-05-10	D2	42.8 9	1.63	590	0.99	5.67 ± 1.02	5.67 ± 1.02	79.9 ± 14.3	89.1 ± 15.7	+10.3	0	1	89.1 ± 15.7	0	+10.3
Py-06-09	D3	42.8 9	1.63	590	0.98	0.48 ± 0.02	0.48 ± 0.02	6.8 ± 0.3	7.8 ± 0.4	+13.3	0	1	7.8 ± 0.4	0	+13.3
Py-06-10	D4	42.8 9	1.63	560	0.98	1.50 ± 0.07	1.50 ± 0.07	22.8 ± 1.0	24.1 ± 1.2	+5.6	0	1	24.1 ± 1.2	0	+5.6
Py-06-11H F4	E1	42.9 1	1.64	470	0.99	0.97 ± 0.04	0.97 ± 0.04	14.9 ± 0.6	16.8 ± 0.7	+11.4	0	1	16.8 ± 0.7	0	+11.4
Py-06-12	E2	42.9 1	1.64	470	0.99	0.95 ± 0.04	0.95 ± 0.04	14.7 ± 0.7	16.5 ± 0.8	+10.9	0	1	16.5 ± 0.8	0	+10.9
MB Py10	E3	42,9 3	1.62	437	0,99	1.04 ± 0.06	1.04 ± 0.06	?	18.63 ± 1.0	?	0	1	18.63 ± 1.0	0	?
MB2 Py10	E4	42,9 3	1.62	437	0,99	0.86 ± 0.06	0.86 ± 0.06	?	15.46 ± 1.0	?	0	1	15.46 ± 1.0	0	?
MB VF Py10	E5	42,9 2	1.62	437	1	1.05 ± 0.05	1.05 ± 0.05	?	18.5 ± 1.3	?	0	1	18.5 ± 1.3	0	?
Py-05-11	F1	42.8 6	1.62	510	0.98	1.25 ± 0.25	1.25 ± 0.25	18.7 ± 3.8	21.0 ± 4.1	+10.9	0	1	21.0 ± 4.1	0	+10.9
Py-06-13	F2	42.8 6	1.62	510	0.98	1.1 ± 0.05	1.1 ± 0.05	16.6 ± 0.7	18.6 ± 0.8	+10.6	0	1	18.6 ± 0.8	0	+10.6
Py-05-08	G1	42.8 7	1.62	529	0.98	2.07 ± 0.28	2.07 ± 0.28	30.7 ± 4.2	34.2 ± 4.6	+10.2	0	1	34.2 ± 4.6	0	+10.2
Py-06-14	G2	42.8 7	1.62	530	0.98	1.13 ± 0.07	1.13 ± 0.07	16.8 ± 1.1	18.7 ± 1.1	+10.4	0	1	18.7 ± 1.1	0	+10.4
Py-06-02	H1	42.8 7	1.61	490	0.99	1.10 ± 0.07	1.10 ± 0.07	16.8 ± 1.0	18.7 ± 1.1	+10.1	0	1	18.7 ± 1.1	0	+10.1
Py-06-03	H2	42.8 7	1.61	490	0.99	1.04 ± 0.06	1.04 ± 0.06	15.7 ± 1.0	17.7 ± 1.0	+11.4	0	1	17.7 ± 1.0	0	+11.4
Py-06-04	I1	42.8 6	1.60	490	0.99	1.23 ± 0.08	1.23 ± 0.08	18.8 ± 1.3	20.8 ± 1.3	+9.6	0	1	20.8 ± 1.3	0	+9.6
Py-06-05	I2	42.8 6	1.60	490	0.99	1.14 ± 0.07	1.14 ± 0.07	17.5 ± 1.1	19.3 ± 1.1	+9.5	0	1	19.3 ± 1.1	0	+9.5
Py-05-12	J1	42.7 4	1.79	710	0.98	1.93 ± 0.37	1.93 ± 0.37	24.5 ± 4.8	27.3 ± 5.2	+10.5	0	1	27.3 ± 5.2	0	+10.5
Py-05-13	J2	42.7 4	1.79	710	0.98	1.21 ± 0.20	1.21 ± 0.20	15.4 ± 2.5	17.4 ± 2.7	+11.3	0	1	17.4 ± 2.7	0	+11.3
Py-05-14	K1	42.7 1	1.84	814	0.99	1.20 ± 0.18	1.20 ± 0.18	13.9 ± 2.1	15.7 ± 2.2	+11.7	0	1	15.7 ± 2.2	0	+11.7
Py-05-15	K2	42.7 1	1.84	820	0.99	1.32 ± 0.29	1.32 ± 0.29	15.2 ± 3.3	17.1 ± 3.6	+11.4	0	1	17.1 ± 3.6	0	+11.4
Py-06-19H F4	K3	42.7 1	1.84	800	0.99	1.19 ± 0.06	1.19 ± 0.06	14.0 ± 0.8	15.8 ± 0.7	+11.3	0	1	15.8 ± 0.7	0	+11.3
Py-05-16	L1	42.8 1	1.43	1375	1	2.20 ± 0.30	2.20 ± 0.30	16.7 ± 2.3	17.8 ± 2.3	+6.1	0	1	17.8 ± 2.3	0	+6.1
Py-05-16H F4	L1bis	42.8 1	1.43	1375	1	2.22 ± 0.43	2.22 ± 0.43	16.9 ± 3.3	18.0 ± 3.3	+6.1	0	1	18.0 ± 3.3	0	+6.1

Py-06-16	L2	42.81	1.43	1370	0.97	1.83 ± 0.09	1.83 ± 0.09	14.1 ± 0.7	15.5 ± 0.7	+9.0	0	1	15.5 ± 0.7	0	+9.0
Py-06-17	L3	42.81	1.43	1370	0.98	1.89 ± 0.14	1.89 ± 0.14	14.4 ± 1.1	15.8 ± 1.1	+8.9	0	1	15.8 ± 1.1	0	+8.9
Py-06-01	M1	42.94	1.67	550	1	8.33 ± 0.33	8.33 ± 0.33	122.2 ± 4.9	133.9 ± 5.3	+8.7	0	1	133.9 ± 5.3	0	+8.7
Py-05-02	N1	42.80	1.61	1320	1	0.57 ± 0.07	0.57 ± 0.07	4.5 ± 0.6	5.37 ± 0.6	+16.2	0	1	5.37 ± 0.6	0	+16.2
Py-05-03	N2	42.80	1.61	1300	1	6.37 ± 0.72	6.37 ± 0.72	51.2 ± 5.8	55.7 ± 6.4	+8.1	0	1	55.7 ± 6.4	0	+8.1
Py-06-18	O1	42.81	1.55	1420	1	6.83 ± 0.45	6.83 ± 0.45	49.7 ± 3.3	54.5 ± 3.6	+8.7	0	1	54.5 ± 3.6	0	+8.7

Notes. ¹ concentration initiale ; ² concentration calibrée en utilisant le standard 07KNSTD (Nishiizumi et al., 2007) ; ³ sans facteur de correction neigeuse ; ⁴ avec facteur de correction neigeuse

Tableau 5 : Recalibrations chronologiques (âges originaux par Crest, 2017)

Basic data							Age recalibration results								
Sample	Sampled surface	Lat (dec°)	Lon (dec°)	Altitude (m)	Topographic shielding	[10Be] (*10 ⁵ atoms/g) ¹	[10Be] (*10 ⁵ atoms/g) ²	Original age (ka ± 1 sigma)	Remodeled age ³ (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 2 - column 1) (%)	Snow cover (cm/yr)	Snow shielding	Remodeled age ⁴ (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 6 - column 2) (%)	Δ Total (column 6 - column 1) (%)
AN01		42.67	0.67	2014.00	0.95	2.68 ± 0.18	2.68 ± 0.18	16.1 ± 1.1	15.0 ± 0.9	-6.9	50	0.92	16.1 ± 1.0	+6.8	+0
AN02		42.67	0.67	2043.00	0.95	2.51 ± 0.23	2.51 ± 0.23	14.8 ± 1.4	13.8 ± 1.2	-6.5	50	0.92	14.9 ± 1.3	+7.0	+0.5
MA03		42.67	0.64	2496.00	0.98	3.32 ± 0.11	3.32 ± 0.11	14.3 ± 0.51	13.1 ± 0.4	-8.3	79	0.88	14.7 ± 0.5	+10.9	+2.7
MA04		42.66	0.64	2558.00	0.99	3.35 ± 0.10	3.35 ± 0.10	12.1 ± 0.4	12.6 ± 0.4	+3.9	80	0.88	14.3 ± 0.4	+11.4	+14.9
MA05		42.67	0.64	2282.00	0.98	1.94 ± 0.10	1.94 ± 0.10	8.5 ± 0.4	9.0 ± 0.4	+5.7	28	0.96	9.4 ± 0.5	+3.9	+9.5
MA06		42.67	0.65	2271.00	0.98	3.09 ± 0.13	3.09 ± 0.13	13.6 ± 0.6	14.1 ± 0.6	+3.4	28	0.96	14.7 ± 0.6	+3.9	+7.2
MA07		42.66	0.64	2656.00	0.98	3.31 ± 0.10	3.31 ± 0.10	13.5 ± 0.4	11.8 ± 0.3	-12.4	108	0.84	13.9 ± 0.4	+15.0	+2.9
MA08		42.65	0.65	2918.00	0.99	6.64 ± 0.20	6.64 ± 0.20	23.9 ± 0.7	19.2 ± 0.5	-19	143	0.80	23.9 ± 0.8	+19.5	+0.12
AN09		42.65	0.66	2524.00	0.98	3.30 ± 0.10	3.30 ± 0.10	14.00 ± 0.4	12.8 ± 0.4	-8.5	79	0.88	14.4 ± 0.4	+11.0	+2.8
AN10		42.65	0.66	2505.00	0.98	3.03 ± 0.95	3.03 ± 0.95	13.0 ± 0.4	11.9 ± 0.3	-8.3	79	0.88	13.4 ± 0.4	+11.3	+3.2
MA11		42.66	0.64	2785.00	0.98	1.27 ± 0.04	1.27 ± 0.04	4.8 ± 0.1	4.6 ± 0.1	-3.5	108	0.84	5.4 ± 0.2	+14.2	+11.1
MA12		42.66	0.64	2810.00	0.98	1.64 ± 0.06	1.64 ± 0.06	6.1 ± 0.2	5.7 ± 0.2	-6.0	108	0.84	6.6 ± 0.2	+13.4	+7.9
AN13		42.65	0.66	2811.00	0.99	1.94 ± 0.06	1.94 ± 0.06	7.1 ± 0.2	6.6 ± 0.2	-7.6	108	0.84	7.6 ± 0.2	+13.8	+6.7
AN14		42.65	0.66	2806.00	0.99	2.15 ± 0.07	2.15 ± 0.07	7.9 ± 0.2	7.2 ± 0.2	-8.8	108	0.84	8.4 ± 0.3	+14.1	+5.9
BA15		42.76	1.43	1673.00	0.99	2.37 ± 0.14	2.37 ± 0.14	15.4 ± 0.9	15.5 ± 0.8	+0.8	15	0.98	15.9 ± 0.9	+2.7	+3.4
BA16		42.77	1.43	1739.00	0.96	2.43 ± 0.11	2.43 ± 0.11	15.8 ± 0.7	15.8 ± 0.7	0	20	0.96	16.3 ± 0.7	+2.7	+2.8
BA17		42.75	1.41	1887.00	0.97	2.04 ± 0.18	2.04 ± 0.18	11.8 ± 1.1	12.0 ± 1.0	+1.5	28	0.96	12.5 ± 1.1	+3.9	+5.3
BA18		42.76	1.41	1886.00	0.96	1.94 ± 0.14	1.94 ± 0.14	11.3 ± 0.8	11.6 ± 0.8	+2.1	28	0.96	12.1 ± 0.8	+3.9	+5.9
BA19		42.75	1.40	1827.00	0.94	1.36 ± 0.08	1.36 ± 0.08	8.6 ± 0.5	8.6 ± 0.4	-0.1	25	0.96	8.9 ± 0.5	+3.7	+3.6
BA20		42.73	1.40	1830.00	0.94	1.89 ± 0.10	1.89 ± 0.10	12.2 ± 0.6	11.9 ± 0.6	-2.2	25	0.96	12.4 ± 0.6	+3.9	+1.7
BA21		42.74	1.39	2502.00	0.99	3.75 ± 0.12	3.75 ± 0.12	15.0 ± 0.5	13.5 ± 0.4	-9.7	70	0.88	15.0 ± 0.4	+10	+0.5

BA22		42.7 4	1.39	2387. 00	0.99	3.30 ± 0.10	3.30 ± 0.10	14.9 ± 0.4	13.5 ± 0.4	-9.7	60	0.90	15.0 ± 0.4	+10	+0.5
BA23		42.7 4	1.40	2340. 00	0.99	2.8 ± 0.09	2.8 ± 0.09	13.4 ± 0.4	12.1 ± 0.3	-9.4	60	0.90	13.6 ± 0.4	+10	+1.5
BA24		42.7 4	1.39	2412. 00	0.96	1.89 ± 0.05	1.89 ± 0.05	8.6 ± 0.2	8.0 ± 0.2	-6.7	65	0.89	9.0 ± 0.2	+10	+3.9
CAC25		42.6 1	1.95	2380. 00	0.9	2.36 ± 0.38	2.36 ± 0.38	11.0 ± 1.8	11.04 ± 1.7	+0.3	28	0.96	11.49 ± 1.8	+3.9	+4.3
CAC26		42.6 0	1.95	2380. 00	0.77	2.23 ± 0.27	2.23 ± 0.27	12.1 ± 1.5	12.1 ± 1.4	+0	28	0.96	12.6 ± 1.5	+4.1	+4.2
CAC27		42.6 1	1.95	2380. 00	0.97	2.80 ± 0.63	2.80 ± 0.63	12.1 ± 2.7	12.1 ± 2.6	+0	28	0.96	12.6 ± 2.7	+4.0	+3.9
CAC28		42.6 1	1.95	2380. 00	0.96	6.37 ± 0.33	6.37 ± 0.33	27.9 ± 1.5	26.6 ± 1.3	-4.5	28	0.96	27.7 ± 1.4	+3.9	-0.6
11bis/CA L29	Py04- 04 HF4	42.5 7	1.97	2260	0.99	5.62 ± 0.93	5.62 ± 0.93	24.3 ± 4.9	26.5 ± 4.3	+8.5	20	0.97	27.3 ± 4.5	+2.9	+11.1
12/CAL3 0	Py04- 05	42.5 7	1.97	2260	0.99	5.76 ± 0.96	5.76 ± 0.96	24.9 ± 4.4	26.4 ± 4.0	+5.8	20	0.97	27.2 ± 4.0	+2.8	+8.4
13/CAL3 1	Py05- 22	42.4 6	1.97	2260. 00	0.97	4.76 ± 0.65	4.76 ± 0.65	21.7 ± 3.0	21.4 ± 2.9	-1.4	28	0.96	22.3 ± 3.0	+4.4	+2.7

Notes. ¹ concentration initiale ; ² concentration calibrée en utilisant le standard 07KNSTD (Nishiizumi et al., 2007) ; ³ sans facteur de correction neigeuse ; ⁴ avec facteur de correction neigeuse

Tableau 6. Recalibrations chronologiques (âges originaux par Reixach et al., 2021)

Basic data							Age recalibration results								
Samp le	Sampl ed surfac e	Lat (dec °)	Lon (dec °)	Altitu de (m)	Topogra phic shielding	[¹⁰ Be] (*10 ⁵ atoms /g) ¹	[¹⁰ Be] (*10 ⁵ atoms /g) ²	1 Original age (ka ± 1 sigma)	2 Remode led age ³ (ka ± 1 sigma)	3 Δ age (colu mn 2 - colu mn 1) (%)	4 Snow cove r (cm/ yr)	5 Snow shieldi ng	6 Remode led age ⁴ (ka ± 1 sigma)	7 Δ age (colu mn 6 - colu mn 2) (%)	8 Δ Total (colu mn 6 - colu mn 1) (%)
PAS1 4		42.5 4	1.74	2280	0.99	4.37 ± 0.15	4.37 ± 0.15	18.8 ± 0.9	18.8 ± 0.9	0	55	0.91	20.5 ± 1.0	+8.3	+8.3
PAS1 5		42.5 4	1.74	2280	0.99	4.22 ± 0.13	4.22 ± 0.13	18.2 ± 0.9	18.2 ± 0.9	0	55	0.91	19.8 ± 0.9	+8.1	+8.1
PET0 9		42.7 0	1.83	930	0.99	1.28 ± 0.09	1.28 ± 0.09	15.1 ± 1.2	15.1 ± 1.2	0	0	1	15.1 ± 1.2	+0	+0
PET1 0		42.6 9	1.83	930	0.99	1.58 ± 0.12	1.58 ± 0.12	18.48 ± 1.5	18.4 ± 1.5	0	0	1	18.4 ± 1.5	+0	+0
PET1 1		42.7 0	1.83	917	0.99	1.43 ± 0.15	1.43 ± 0.15	16.97 ± 1.7	16.9 ± 1.7	0	0	1	16.9 ± 1.7	+0	+0
PET1 2		42.7 0	1.84	928	0.98	1.77 ± 0.13	1.77 ± 0.13	20.77 ± 1.7	20.7 ± 1.7	0	0	1	20.7 ± 1.7	+0	+0
PET1 3		42.7 0	1.84	918	0.98	1.31 ± 0.11	1.31 ± 0.11	15.75 ± 1.3	15.7 ± 1.3	0	0	1	15.7 ± 1.3	+0	+0
PUY 05		42.5 7	1.79	1922	0.99	3.10 ± 0.13	3.10 ± 0.13	17.2 ± 1.0	17.2 ± 1.0	0	30	0.95	18.0 ± 1.0	+4.4	+4.4
PUY 06		42.5 7	1.79	1917	0.99	3.19 ± 0.16	3.19 ± 0.16	17.7 ± 1.1	17.7 ± 1.1	0	30	0.95	18.5 ± 1.1	+4.3	+4.3
PUY 01		42.5 5	1.78	2144	0.99	3.5 ± 0.20	3.5 ± 0.20	16.6 ± 1.1	16.6 ± 1.1	0	45	0.93	17.8 ± 1.1	+6.7	+6.7
PUY 02		42.5 5	1.78	2131	0.99	3.5 ± 0.16	3.5 ± 0.16	17.0 ± 1.0	17.0 ± 1.0	0	45	0.93	18.1 ± 1.0	+6.1	+6.1
MER 18		42.6 5	1.83	1116	0.97	1.49 ± 0.10	1.49 ± 0.10	15.51 ± 1.1	15.5 ± 1.1	0	0	1	15.5 ± 1.1	+0	+0
MER 19		42.6 5	1.83	1114	0.97	2.0 ± 0.11	2.0 ± 0.11	20.44 ± 1.3	20.4 ± 1.3	0	0	1	20.4 ± 1.3	+0	+0
PUY 03		42.5 6	1.79	2001	0.99	3.2 ± 0.12	3.2 ± 0.12	16.9 ± 0.9	16.9 ± 0.9	0	35	0.94	17.8 ± 0.9	5.1	5.1
PUY 04		42.5 6	1.79	2000	0.99	2.9 ± 0.44	2.9 ± 0.44	15.6 ± 2.3	15.6 ± 2.3	0	35	0.94	16.5 ± 2.3	5.5	5.5
PUY 07		42.5 6	1.79	1894	0.99	2.65 ± 0.15	2.65 ± 0.15	15.2 ± 1.0	15.2 ± 1.0	0	30	0.96	15.7 ± 1.0	3.2	3.2
PUY 08		42.5 6	1.79	1888	0.99	2.79 ± 0.18	2.79 ± 0.18	15.9 ± 1.2	15.9 ± 1.2	0	30	0.96	16.5 ± 1.2	3.6	3.6
PUY 15-01		42.5 5	1.80	2054	0.99	2.5 ± 0.30	2.5 ± 0.30	15.0 ± 1.5	15.0 ± 1.5	0	40	0.93	15.8 ± 1.6	5.1	5.1
PUY 15-02		42.5 5	1.80	2072	0.99	3.6 ± 0.30	3.6 ± 0.30	15.6 ± 1.5	15.6 ± 1.5	0	40	0.93	16.8 ± 1.6	7.1	7.1
PUY 15-03		42.5 5	1.80	2092	0.99	3.2 ± 1.08	3.2 ± 1.08	16.1 ± 5.0	16.1 ± 5.0	0	40	0.93	17.7 ± 5.5	9.0	9.0
PAS1		42.5	1.75	2040	0.99	3.10 ±	3.10 ±	15.9	15.9 ±	0	38	0.95	16.6 ±	4.2	4.2

6		5				0.10	0.10	±0.8	0.8				0.8		
PASI 7		42.5 5	1.75	2040	0.99	3.22 ± 0.13	3.22 ± 0.13	16.5 ± ±0.9	16.5 ± 0.9	0	38	0.95	17.3 ± 0.9	4.6	4.6

Notes. ¹ concentration initiale ; ² concentration calibrée en utilisant le standard 07KNSTD (Nishiizumi et al., 2007) ; ³ sans facteur de correction neigeuse ; ⁴ avec facteur de correction neigeuse

Tableau 7 : Recalibrations chronologiques (âges originaux par Jomelli et al., 2020)

Basic data							Age recalibration results								
Sample	Sampled surface	Lat (dec °)	Lon (dec °)	Altitude (m)	Topographic shielding	[¹⁰ Be] (*10 ⁵ atoms /g) ¹	[¹⁰ Be] (*10 ⁵ atoms /g) ²	Original age (ka ± 1 sigma)	Remodeled age ³ (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 2 – column 1) (%)	Snow cover (cm/yr)	Snow shielding	Remodeled age ⁴ (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 6 – column 2) (%)	Δ Total (column 6 – column 1) (%)
Med -1		42.6 1	1.44	2227	0.97	2.71 ± 0.09	2.71 ± 0.09	12.9 ± ±0.7	12.9 ± 0.7	0	50	0.91	13.8 ± 0.7	+6.5	+6.5
Med -2		42.6 2	1.44	2211	0.96	2.28 ± 0.07	2.28 ± 0.07	11.3 ± ±0.6	11.3 ± 0.6	0	50	0.91	12.0 ± 0.6	+5.9	+5.9
Med -3		42.6 1	1.44	2239	0.97	2.86 ± 0.11	2.86 ± 0.11	13.5 ± ±0.8	13.5 ± 0.8	0	50	0.91	14.4 ± 0.8	+6.3	+6.3
Med -4		42.6 1	1.44	2231	0.97	2.60 ± 0.13	2.60 ± 0.13	12.4 ± ±0.8	12.4 ± 0.8	0	50	0.91	13.2 ± 0.8	+6.0	+6.0
Med -7		42.6 1	1.44	2277	0.91	1.99 ± 0.06	1.99 ± 0.06	10.1 ± ±0.5	10.1 ± 0.5	0	55	0.90	10.8 ± 0.5	+6.5	+6.5
Med -8		42.6 1	1.44	2260	0.9	1.79 ± 0.05	1.79 ± 0.05	9.3 ± 0.5	9.3 ± 0.5	0	50	0.91	9.9 ± 0.5	+6.0	+6.0
Med -9		42.6 1	1.44	2255	0.93	2.05 ± 0.13	2.05 ± 0.13	10.3 ± ±0.8	10.3 ± 0.8	0	50	0.91	11.0 ± 0.8	+6.4	+6.4
Pico t-10		42.6 7	1.47	2461	0.96	0.32 ± 0.04	0.32 ± 0.04	1.4 ± 0.2	1.4 ± 0.2	0	70	0.88	1.6 ± 0.2	+12.5	+12.5
Pico t-11		42.6 7	1.47	2455	0.96	1.72 ± 0.17	1.72 ± 0.17	7.4 ± 0.7	7.4 ± 0.7	0	70	0.88	8.1 ± 0.7	+8.7	+8.7
Pico t-12		42.6 7	1.47	2425	0.97	1.63 ± 0.06	1.63 ± 0.06	7.2 ± 0.4	7.2 ± 0.4	0	65	0.89	7.8 ± 0.4	+7.7	+7.7
Pico t-14		42.6 7	1.47	2424	0.97	1.96 ± 0.07	1.96 ± 0.07	8.4 ± 0.5	8.4 ± 0.5	0	65	0.89	9.3 ± 0.5	+9.6	+9.6
Pico t-15		42.6 7	1.47	2307	0.95	3.46 ± 0.11	3.46 ± 0.11	15.8 ± ±0.8	15.8 ± 0.8	0	55	0.90	17.0 ± 0.8	+7.0	+7.0
Pico t-16		42.6 7	1.47	2300	0.96	3.31 ± 0.11	3.31 ± 0.11	15.1 ± ±0.8	15.1 ± 0.8	0	55	0.90	16.3 ± 0.8	+7.4	+7.4
Pico t-17		42.6 7	1.46	2237	0.96	3.31 ± 0.10	3.31 ± 0.10	15.6 ± ±0.8	15.6 ± 0.8	0	50	0.81	16.8 ± 0.8	+7.2	+7.2
Pico t-18		42.6 7	1.46	2239	0.96	3.30 ± 0.10	3.30 ± 0.10	15.6 ± ±0.8	15.6 ± 0.8	0	50	0.91	16.7 ± 0.8	+6.6	+6.6
Pico t-21		42.6 8	1.46	2063	0.97	3.29 ± 0.10	3.29 ± 0.10	17.2 ± ±0.9	17.2 ± 0.9	0	40	0.93	18.1 ± 0.9	+5.0	+5.0
Pico t-22		42.6 8	1.46	2068	0.97	3.17 ± 0.11	3.17 ± 0.11	16.6 ± ±0.9	16.6 ± 0.9	0	40	0.93	17.5 ± 0.9	+5.1	+5.1

Notes. ¹ concentration initiale ; ² concentration calibrée en utilisant le standard 07KNSTD (Nishiizumi et al., 2007) ; ³ sans facteur de correction neigeuse ; ⁴ avec facteur de correction neigeuse

Tableau 8 : Recalibrations chronologiques (âges originaux par Pallàs et al., 2010)

Basic data								Age recalibration results							
Sample	Sampled surface	Lat (dec °)	Lon (dec °)	Altitude (m)	Topographic shielding	[¹⁰ Be] (*10 ⁵ atoms /g) ¹	[¹⁰ Be] (*10 ⁵ atoms /g) ²	Original age (ka ± 1 sigma)	Remodeled age 3 (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 2 – column 1) (%)	Snow cover (cm/yr)	Snow shielding	Remodeled age 4 (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 6 – column 2) (%)	Δ Total (column 6 – column 1) (%)
CASO 1		42.5 44	1.8 22	1684	0.98	1.79 ± 0.19	1.86 ± 0.19	11.5 ± 1.6	12.7 ± 1.3	+9.9	0	1.00	12.7 ± 1.3	+0	+9.9
CASO 2		42.5 44	1.8 22	1679	0.98	2.03 ± 0.26	2.12 ± 0.26	13.1 ± 2.0	14.5 ± 1.8	+9.3	0	1.00	14.5 ± 1.8	+0	+9.3
CASO 3		42.5 44	1.8 23	1673	0.98	2.48 ± 0.27	2.58 ± 0.27	16.2 ± 2.3	17.6 ± 1.9	+8.0	0	1.00	17.6 ± 1.9	+0	+8.0
CPM 01		42.5 58	1.7 91	2042	0.93	3.16 ± 0.43	3.29 ± 0.43	15.2 ± 2.5	16.6 ± 2.1	+8.1	40	0.94	17.6 ± 2.1	+5.6	+13.3
CPM 02		42.5 59	1.7 91	2041	0.93	2.92 ± 0.47	3.04 ± 0.47	14.0 ± 2.6	15.4 ± 2.3	+9.0	40	0.94	16.3 ± 2.3	+5.6	+14.1
CPM 03		42.5 59	1.7 93	2035	0.93	3.16 ± 0.45	3.29 ± 0.45	15.3 ± 2.6	16.7 ± 2.2	+8.0	40	0.94	17.7 ± 2.3	+5.6	+13.3
CPM 04		42.5 59	1.7 94	2033	0.93	2.35 ± 0.24	2.45 ± 0.24	11.4 ± 1.5	12.7 ± 1.3	+9.8	40	0.94	13.5 ± 1.3	+5.9	+15.2
FULO 1		42.5 13	1.8 25	1513	0.94	2.06 ± 0.33	2.15 ± 0.33	15.3 ± 2.8	17.2 ± 2.5	+10.8	0	1.00	17.2 ± 2.5	+0	+10.8
FULO 3		42.5 12	1.8 24	1465	0.94	2.49 ± 0.42	2.60 ± 0.42	19.7 ± 3.8	21.7 ± 3.4	+9.2	0	1.00	21.7 ± 3.4	+0	+9.2
ICMO 1		42.4 72	1.8 43	1840	0.99	9.14 ± 0.23	9.14 ± 0.23	49.2 ± 4.5	54.0 ± 1.4	+8.8	3	1.00	54.2 ± 1.4	+0.5	+9.3
ICMO 2		42.4 72	1.8 43	1845	0.99	7.80 ± 0.20	7.81 ± 0.20	42.3 ± 3.9	45.5 ± 1.3	+7.1	3	1.00	45.7 ± 1.2	+0.5	+7.5
ICMO 3		42.4 71	1.8 42	1855	0.99	7.62 ± 0.19	7.63 ± 0.19	40.6 ± 3.7	43.7 ± 1.1	+7.2	3	1.00	44.0 ± 1.2	+0.5	+7.6
ICMO 4		42.4 71	1.8 42	1860	0.99	14.2 ± 0.36	14.3 ± 0.36	76.5 ± 7.1	83.6 ± 2.1	+8.5	3	1.00	84.0 ± 2.2	+0.5	+8.9
IMAO 1		42.4 73	1.7 95	2284	0.97	3.87 ± 0.11	3.87 ± 0.11	15.3 ± 1.4	16.6 ± 0.7	+8.8	20	0.97	17.4 ± 0.8	+4.3	+12.2
IMAO 2		42.4 73	1.7 94	2288	0.97	3.56 ± 0.09	3.56 ± 0.09	13.9 ± 1.3	15.3 ± 0.7	+9.6	20	0.97	15.9 ± 0.7	+3.8	+12.2
IMAO 3		42.4 73	1.7 94	2296	0.97	3.95 ± 0.11	3.95 ± 0.11	15.4 ± 1.4	16.8 ± 0.7	+8.7	20	0.97	17.5 ± 0.8	+4.1	+11.8
IMAO 4		42.4 75	1.7 96	2291	0.97	3.89 ± 0.11	3.89 ± 0.11	15.3 ± 1.4	16.7 ± 0.7	+8.8	20	0.97	17.4 ± 0.8	+3.9	+11.7
IMAO 5		42.4 75	1.7 96	2301	0.97	3.97 ± 0.10	3.97 ± 0.10	15.6 ± 1.4	16.9 ± 0.7	+8.7	20	0.97	17.6 ± 0.8	+3.8	+11.5
LAFO 1		42.4 65	1.8 15	2163	0.98	4.61 ± 0.32	4.81 ± 0.32	20.9 ± 2.3	23.2 ± 1.6	+9.9	15	0.98	23.8 ± 1.6	+2.6	+12.2
LAFO 2		42.4 64	1.8 12	2188	0.98	7.71 ± 1.32	7.48 ± 1.32	31.6 ± 6.5	35.0 ± 6.0	+9.6	15	0.98	35.8 ± 6.1	+2.3	+11.7
LAFO 3		42.4 65	1.8 16	2160	0.98	4.10 ± 0.11	4.10 ± 0.11	17.7 ± 1.6	19.8 ± 0.5	+10.5	15	0.98	20.2 ± 0.5	+2.2	+12.5
LAFO 4		42.4 62	1.8 03	2211	0.98	5.76 ± 0.15	5.76 ± 0.15	23.8 ± 2.2	26.4 ± 0.6	+10.0	20	0.97	27.2 ± 0.7	+2.8	+12.5
LATO 1		42.4 68	1.8 82	1280	0.98	2.25 ± 0.31	2.35 ± 0.31	19.3 ± 3.2	21.2 ± 2.8	+8.9	0	1.00	21.2 ± 2.8	+0.0	+8.9
LORO 1		42.5 36	1.7 74	2347	0.96	2.39 ± 0.31	3.06 ± 0.31	11.9 ± 1.7	13.2 ± 1.4	9.8	60	0.91	14.5 ± 1.4	+8.5	+17.5
LORO 3		42.5 41	1.7 77	2280	0.99	3.02 ± 0.35	3.15 ± 0.35	12.4 ± 1.8	13.7 ± 1.5	9.6	55	0.92	15.0 ± 1.6	+8.3	+17.2
LORO 4		42.5 41	1.7 77	2276	0.99	2.69 ± 0.21	2.81 ± 0.21	11.2 ± 1.3	12.5 ± 1.0	9.8	55	0.92	13.7 ± 1.0	+8.8	+17.8
LORO 5		42.5 41	1.7 77	2276	0.99	3.09 ± 0.42	3.23 ± 0.42	12.8 ± 2.0	14.1 ± 1.8	9.3	55	0.92	15.4 ± 1.9	+8.3	+16.9
OEEO 1		42.4 70	1.8 31	1992	0.98	4.45 ± 0.12	4.45 ± 0.12	21.3 ± 2.0	23.7 ± 0.7	+10.2	5	0.99	23.9 ± 0.7	+0.8	+10.9
OEEO 2		42.4 71	1.8 37	1945	0.98	3.96 ± 0.11	3.96 ± 0.11	19.7 ± 1.8	21.9 ± 0.6	+10.1	5	0.99	22.1 ± 0.6	+0.8	+10.8
OEEO 3		42.4 71	1.8 38	1930	0.98	3.23 ± 0.10	3.23 ± 0.10	16.3 ± 1.5	18.3 ± 0.6	+11.0	5	0.99	18.5 ± 0.6	+0.7	+11.7
OEEO 4		42.4 73	1.8 40	1925	0.98	3.17 ± 0.09	3.17 ± 0.09	16.1 ± 1.5	18.1 ± 0.5	+11.0	5	0.99	18.2 ± 0.5	+0.7	+11.7

OECCO5	42.474	1.840	1925	0.98	3.83 ± 0.11	3.83 ± 0.11	19.2 ± 1.8	21.4 ± 0.6	+10.1	5	0.99	21.5 ± 0.6	+0.7	+10.7
OECCO6	42.475	1.839	1920	0.98	3.21 ± 0.10	3.21 ± 0.10	16.2 ± 1.5	18.2 ± 0.5	+11.2	5	0.99	18.4 ± 0.5	+0.7	+11.8
OMA01	42.467	1.794	2265	0.97	4.40 ± 0.12	4.40 ± 0.12	17.5 ± 1.6	18.9 ± 0.8	+7.7	20	0.97	19.7 ± 0.9	+4.1	+11.0
OMA02	42.467	1.794	2270	0.97	4.56 ± 0.12	4.56 ± 0.12	18.2 ± 1.6	19.5 ± 0.9	+7.4	20	0.97	20.5 ± 0.9	+4.6	+11.1
OMA03	42.467	1.794	2271	0.97	4.27 ± 0.11	4.27 ± 0.11	16.0 ± 1.5	18.3 ± 0.8	+8.1	20	0.97	19.2 ± 0.9	+4.4	+11.5
OMA04	42.467	1.794	2264	0.97	4.19 ± 0.11	4.19 ± 0.11	16.8 ± 1.5	18.2 ± 0.8	+8.2	20	0.97	19.0 ± 0.9	+4.2	+11.4
PBA01	42.507	1.727	2521	0.96	3.10 ± 0.55	3.24 ± 0.55	11.3 ± 2.3	13.6 ± 2.2	+11.0	30	0.95	13.5 ± 2.2	+4.5	+16.5
PBA02	42.507	1.727	2526	0.96	4.02 ± 0.26	4.20 ± 0.27	14.5 ± 1.6	16.9 ± 1.0	+10.8	30	0.95	17.0 ± 1.0	+4.5	+14.8
PBA03	42.507	1.727	2529	0.96	4.16 ± 0.40	4.34 ± 0.40	15.0 ± 2.0	17.5 ± 1.5	+11.6	30	0.95	17.6 ± 1.5	+4.5	+14.5
PBA04	42.508	1.727	2536	0.97	3.60 ± 0.33	3.75 ± 0.33	13.0 ± 1.7	15.4 ± 1.3	+11.5	30	0.95	15.4 ± 1.2	+4.5	+15.3
PEI01	42.507	1.771	2092	0.95	2.37 ± 0.23	2.48 ± 0.23	11.8 ± 1.6	13.6 ± 1.2	+12.5	10	0.98	13.5 ± 1.2	+1.4	+12.7
PEI02	42.507	1.771	2090	0.95	1.98 ± 0.18	2.07 ± 0.18	9.8 ± 1.3	11.4 ± 1.0	+9.0	10	0.98	11.4 ± 1.0	+1.5	+13.8
QRSO1	42.480	1.864	1322	0.97	2.39 ± 0.48	2.49 ± 0.48	20.0 ± 4.4	22.0 ± 4.1	+9.0	0	1.00	22.0 ± 4.1	+0	+9.0
QRSO2	42.480	1.863	1348	0.97	2.01 ± 0.23	2.10 ± 0.23	16.8 ± 2.5	18.7 ± 2.0	+10.2	0	1.00	18.7 ± 2.0	+0	+10.2
QRSO3	42.480	1.863	1351	0.97	1.99 ± 0.31	2.08 ± 0.31	16.4 ± 3.0	18.3 ± 2.6	+10.4	0	1.00	18.3 ± 2.6	+0	+10.4
YRA01	42.461	1.877	1486	0.99	2.28 ± 0.30	2.38 ± 0.30	16.6 ± 2.6	18.5 ± 2.2	+10.3	0	1.00	18.5 ± 2.2	+0	+10.3
YRA03	42.467	1.864	1541	0.99	2.18 ± 0.27	2.27 ± 0.27	15.3 ± 2.4	17.1 ± 1.9	+10.6	0	1.00	17.1 ± 1.9	+0	+10.6
YRA06	42.456	1.888	1355	0.99	1.91 ± 0.30	2.0 ± 0.30	15.4 ± 2.8	17.2 ± 2.5	+10.7	0	1.00	17.2 ± 2.5	+0	+10.7
YRA19	42.456	1.889	1330	0.99	2.80 ± 0.33	2.92 ± 0.33	22.5 ± 3.3	25.3 ± 2.8	+11.0	0	1.00	25.3 ± 2.8	+0	+11.0
YRA20	42.456	1.889	1310	0.99	2.68 ± 0.40	2.80 ± 0.41	21.9 ± 3.9	24.6 ± 3.5	+11.0	0	1.00	24.6 ± 3.5	+0	+11.0
YRA21	42.455	1.890	1300	0.99	2.59 ± 0.33	2.70 ± 0.33	21.3 ± 3.3	23.9 ± 2.9	+11.0	0	1.00	23.9 ± 2.9	+0	+11.0

Notes. ¹ concentration initiale ; ² concentration calibrée en utilisant le standard 07KNSTD (Nishiizumi et al., 2007) ; ³ sans facteur de correction neigeuse ; ⁴ avec facteur de correction neigeuse

Tableau 9 : Recalibrations chronologiques (âges originaux par Pallàs et al., 2006)

Sample	Sampled surface	Basic data				Age recalibration results									
		Lat (dec°)	Lon (dec°)	Altitude (m)	Topographic shielding	[¹⁰ Be] (*10 ⁵ atoms/g) ¹	[¹⁰ Be] (*10 ⁵ atoms/g) ²	Original age (ka ± 1 sigma)	Remodeled age ³ (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 2 - column 1) (%)	Snow cover (cm/yr)	Snow shielding	Remodeled age ⁴ (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 6 - column 2) (%)	Δ Total (column 6 - column 1) (%)
STA01		42.47	0.71	1004	0.99	1.49 ± 0.21	1.36 ± 0.19	12.3 ± 1.8	15.4 ± 2.0	+20.1	0	1	15.6 ± 2.1	+1.3	+21.2
SMV01		42.49	0.72	993	0.99	0.73 ± 0.15	6.66 ± 0.13	6.1 ± 1.3	7.9 ± 1.5	+23.0	0	1	8.0 ± 1.5	+0.9	+23.5
TIN01		42.49	0.72	1301	0.97	3.13 ± 0.65	2.85 ± 0.59	21.3 ± 4.4	25.9 ± 5.2	17.6	5	0.99	26.3 ± 5.3	+1.4	+18.9
ART01		42.55	0.76	1714	0.98	0.88 ± 0.20	8.03 ± 0.18	4.4 ± 1.0	5.8 ± 1.2	+24.4	20	0.97	6.0 ± 1.2	+3.7	+26.9
ART02		42.55	0.76	1717	0.98	3.77 ± 0.44	3.44 ± 0.40	18.6 ± 2.2	22.5 ± 2.6	+17.4	20	0.97	23.4 ± 2.7	+4.0	+20.6
ART03		42.55	0.76	1717	0.98	3.36 ± 0.76	3.06 ± 0.69	16.6 ± 3.8	20.2 ± 4.4	+17.7	20	0.97	20.9 ± 4.6	+3.4	+20.7
BLL03		42.56	0.72	1650	0.98	1.96 ± 0.99	1.79 ± 0.90	10.1 ± 5.1	12.9 ± 5.8	+21.6	15	0.98	13.3 ± 6.0	+3.2	+24.2
RLH01		42.6	0.76	1455	0.94	2.13 ± 0.54	1.94 ± 0.52	13.2 ± 3.3	16.3 ± 4.7	+18.9	7	0.99	16.7 ± 4.8	+2.3	+20.9
RLH02		42.58	0.76	1471	0.95	1.93 ± 0.25	1.76 ± 0.22	11.7 ± 1.5	14.6 ± 1.8	+19.9	7	0.99	14.9 ± 1.8	+2.0	+21.5
IST01		42.61	0.77	1565	0.91	2.43 ± 0.23	2.22 ± 0.21	14.4 ± 1.4	17.7 ± 1.6	+18.6	10	0.98	18.1 ± 1.6	+2.1	+20.4

ISTO 2		42.6 1	0.77	1565	0.92	2.10 ± 0.25	1.92 ± 0.22	12.3 ±1.5	15.2 ± 1.7	+19.3	10	0.98	15.6 ± 1.7	+2.7	+21.3
ISTO 3		42.6 1	0.77	1565	0.92	2.76 ± 0.47	2.52 ± 0.43	16.1 ±2.8	19.7 ± 3.2	+18.2	10	0.98	20.2 ± 3.3	+2.3	+20.2
HOS 03		42.6 3	0.77	1636	0.95	4.70 ± 0.45	4.29 ± 0.41	25.3 ±2.4	30.5 ± 3.0	+17.0	15	0.98	31.6 ± 3.0	+3.5	+19.9
MUL 01		42.6 3	0.75	1722	0.95	2.05 ± 0.35	1.87 ± 0.32	10.3 ±1.8	13 ± 2.1	+20.8	20	0.97	13.5 ± 2.2	+3.7	+23.7
MUL 04		42.6 3	0.75	1721	0.94	2.04 ± 0.23	1.86 ± 0.21	10.4 ±1.2	13.0 ± 1.4	+20.2	20	0.97	13.6 ± 1.5	+4.3	+23.4
OPN 01		42.6 4	0.74	2217	0.95	2.98 ± 0.30	2.72 ± 0.27	10.6 ±1.1	13.3 ± 1.3	+20.0	60	0.91	14.7 ± 1.4	+9.4	+27.8
OPN 02		42.6 4	0.74	2197	0.96	2.81 ± 0.39	2.56 ± 0.35	10.1 ±1.4	12.6 ± 1.7	+20.0	60	0.91	14.0 ± 1.8	+9.7	+27.6
OPN 03		42.6 4	0.74	2195	0.96	2.80 ± 0.28	2.55 ± 0.25	10.0 ±1.0	12.6 ± 1.2	+20.5	60	0.91	13.9 ± 1.3	+9.5	+28.2
IPN0 1		42.6 4	0.74	2384	0.89	1.30 ± 0.20	1.19 ± 0.18	4.4 ± 0.7	6.0 ± 0.8	+26.1	75	0.89	6.6 ± 0.9	+9.6	+33.7
IPN0 2		42.6 4	0.74	2378	0.89	3.28 ± 0.46	2.99 ± 0.42	11.2 ±1.6	14.0 ± 1.8	+20.1	75	0.89	15.7 ± 2.0	+11.1	+28.8
OBS 01		42.6	0.79	1998	0.95	3.96 ± 0.53	3.61 ± 0.48	16.3 ±2.2	19.9 ± 2.5	+18.0	40	0.94	21.4 ± 2.8	+7.0	+23.8
BES0 1		42.6	0.81	2137	0.93	3.28 ± 0.40	2.99 ± 0.36	12.7 ±1.5	15.7 ± 1.8	+19.0	50	0.92	17.0 ± 1.9	+7.5	+25.2
LDB 01		42.6 1	0.82	2712	0.94	3.80 ± 0.38	3.47 ± 0.35	9.9 ± 1.0	12.5 ± 1.2	+20.5	110	0.84	14.8 ± 1.4	+15.5	+33.1
LDB 02		42.6 1	0.82	2720	0.94	3.90 ± 0.35	3.56 ± 0.32	10.1 ±0.9	12.7 ± 1.1	+20.6	110	0.84	15.1 ± 1.2	+15.8	+33.0
LDB 03		42.6 1	0.82	2723	0.91	3.76 ± 0.36	3.43 ± 0.33	10.1 ±1.0	12.7 ± 1.2	+20.3	110	0.84	15.0 ± 1.3	+15.3	+32.6

Notes. ¹ concentration initiale ; ² concentration calibrée en utilisant le standard 07KNSTD (Nishiizumi et al., 2007) ; ³ sans facteur de correction neigeuse ; ⁴ avec facteur de correction neigeuse

Tableau IO. Recalibrations chronologiques (âges originaux par Palacios et al., 2017)

Basic data								Age recalibration results							
Sam ple	Sampl ed surfac e	Lat (dec °)	Lon (dec °)	Altitu de (m)	Topogra phic shielding	[¹⁰ Be] (*10 ⁵ atoms /g) 1	[¹⁰ Be] (*10 ⁵ atoms /g) 2	1	2	3	4	5	6	7	8
								Orig inal age (ka ± 1 sigma)	Remode led age 3 (ka ± 1 sigma)	Δ age (colu mn 2 – colu mn 1) (%)	Snow cove r (cm/ yr)	Snow shieldi ng	Remode led age 4 (ka ± 1 sigma)	Δ age (colu mn 6 – colu mn 2) (%)	Δ Total (colu mn 6 – colu mn 1) (%)
BRA -1		42.7 6	0.22	2205	0.97	3.96 ± 1.50	3.96 ± 1.50	17.6 ±1.1	19.0 ± 0.7	+7.2	80	0.88	21.4 ± 0.8	+11.2	+17.6
BRA -2		42.7 5	0.21	2334	0.96	3.27 ± 1.00	3.27 ± 1.00	13.4 ±0.8	14.6 ± 0.4	+8.0	150	0.79	18.1 ± 0.5	+19.7	+26.1
BRA -3		42.7 4	0.22	2366	0.98	2.65 ± 9.60	2.65 ± 9.60	10.4 ±0.6	11.6 ± 0.4	+10.0	150	0.79	14.5 ± 0.5	+20.2	+28.2
BRA -4		42.7 1	0.21	3395	0.97	2.68 ± 8.50	2.68 ± 8.50	5.6 ± 0.3	6.5 ± 0.2	+14.1	255	0.67	9.4 ± 0.3	+30.4	+40.2
BRA -5		42.7 4	0.22	3396	0.98	3.06 ± 1.00	3.06 ± 1.00	6.3 ± 0.4	7.3 ± 0.2	+13.3	255	0.67	10.6 ± 0.3	+31.1	+40.3
ARR -1		42.8 6	0.34	2013	0.95	1.35 ± 4.00	1.35 ± 4.00	6.9 ± 2.1	7.9 ± 2.1	+12.8	40	0.93	8.5 ± 2.3	+6.6	+18.5
ARR -2		42.8 5	0.33	2247	0.97	2.35 ± 1.40	2.35 ± 1.40	9.9 ± 0.8	11.1 ± 0.6	+10.9	80	0.88	12.5 ± 0.7	+11.4	+21.1
ARR -3		42.8 4	0.33	2313	0.9	2.12 ± 1.30	2.12 ± 1.30	9.3 ± 0.7	10.4 ± 0.6	+10.8	150	0.79	13.0 ± 0.8	+20.0	+28.6
RES- 6		42.8 3	0.29	2719	0.94	2.92 ± 9.60	2.92 ± 9.60	9.6 ± 0.6	10.7 ± 0.3	+9.9	190	0.74	14.2 ± 0.4	+24.8	+32.2
RES- 7		42.8 3	0.00	2753	0.94	2.64 ± 8.50	2.64 ± 8.50	8.2 ± 0.5	9.4 ± 0.3	+12.3	190	0.74	12.4 ± 0.4	+24.5	+33.8

Notes. ¹ concentration initiale ; ² concentration calibrée en utilisant le standard 07KNSTD (Nishiizumi et al., 2007) ; ³ sans facteur de correction neigeuse ; ⁴ avec facteur de correction neigeuse

Tableau II : Recalibrations chronologiques (âges originaux par Palacios et al., 2017)

Basic data							Age recalibration results							
Sample	Sampled surface	Lat (dec°)	Lon (dec°)	Altitude (m)	Topographic shielding	[³⁶ Cl] (*10 ⁵ atoms/g)	1	2	3	4	5	6	7	8
							Original age (ka ± 1 sigma)	Remodelled age ¹ (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 2 – column 1) (%)	Snow cover (cm/yr)	Snow shielding	Remodelled age ² (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 6 – column 2) (%)	Δ Total (column 6 – column 1) (%)
RES-5		42.827	0.284	2549	0.94	5.80 ± 0.20	10.6 ± 1.3	11.0 ± 0.8	+3.6	170	0.76	12.3 ± 1.0	+10.5	+13.9
RES-6		42.831	0.286	2719	0.94	6.08 ± 0.22	10.6 ± 1.3	10.9 ± 0.8	+2.8	190	0.74	13.2 ± 1.0	+17.4	+19.7
RES-7		42.833	0.00	2753	0.94	6.07 ± 0.18	9.7 ± 1.3	9.2 ± 0.7	-5.4	190	0.74	10.9 ± 0.8	+15.6	+11.1

Notes. ¹ concentration initiale ; ² concentration calibrée en utilisant le standard 07KNSTD (Nishiizumi et al., 2007) ; ³ sans facteur de correction neigeuse ; ⁴ avec facteur de correction neigeuse

Tableau I2 : Recalibrations chronologiques (âges originaux par Palacios et al., 2015)

Basic data							Age recalibration results							
Sample	Sampled surface	Lat (dec°)	Lon (dec°)	Altitude (m)	Topographic shielding	[³⁶ Cl] (*10 ⁵ atoms/g) 1	1	2	3	4	5	6	7	8
							Original age (ka ± 1 sigma)	Remodelled age ¹ (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 2 – column 1) (%)	Snow cover (cm/yr)	Snow shielding	Remodelled age ² (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 6 – column 2) (%)	Δ Total (column 6 – column 1) (%)
RES-1		42.81	0.34	1525	0.92	0.86 ± 0.50	14.6 ± 2.3	14.9 ± 1.5	+2.0	15	0.98	15.0 ± 1.5	+0.7	+2.7
RES-3		42.82	0.30	2132	0.93	6.51 ± 2.8	11.7 ± 1.7	11.6 ± 1.0	-0.9	85	0.88	12.3 ± 1.0	+5.7	+4.9
RES-4		42.81	0.28	2169	0.97	6.08 ± 2.2	12.3 ± 1.6	12.8 ± 1.1	+3.9	85	0.88	13.6 ± 1.2	+5.9	+9.6
PANT I-1		42.72	0.25	1519	0.93	7.40 ± 2.9	13.9 ± 2.0	14.1 ± 1.2	+1.4	15	0.98	14.2 ± 1.2	+0.7	+2.1
PANT I-2		42.72	0.26	1442	0.88	4.02 ± 1.8	16.5 ± 1.8	16.8 ± 1.4	+1.8	14	0.98	17.1 ± 1.5	+1.8	+3.5
PANT I-21		42.76	0.24	1653	0.93	4.73 ± 1.8	12.2 ± 1.5	12.1 ± 1.0	-0.8	25	0.96	12.4 ± 1.0	+2.4	+1.6
PANT I-22		42.77	0.23	1844	0.96	4.59 ± 1.6	12.8 ± 1.4	12.5 ± 1.0	-2.4	40	0.94	13.0 ± 1.1	+3.8	+1.5
PANT I-23		42.79	0.23	2218	0.98	9.02 ± 3.2	13.9 ± 1.8	13.8 ± 1.1	-0.7	90	0.87	14.8 ± 1.2	+6.8	+6.1
PANT I-7		42.73	0.21	2434	0.96	6.92 ± 2.3	11.1 ± 1.3	11.3 ± 0.9	+1.8	135	0.81	12.2 ± 1.0	+7.4	+9.0
PANT I-8		42.73	0.21	2429	0.93	7.81 ± 2.8	13.7 ± 1.7	13.9 ± 1.1	+1.4	135	0.81	15.5 ± 1.3	+7.3	+8.7
PANT I-9		42.73	0.21	2425	0.93	9.74 ± 3.9	12.9 ± 2.1	12.5 ± 1.1	-3.2	135	0.81	13.5 ± 1.2	+7.4	+4.4
PANT I-10		42.73	0.21	2374	0.7	7.99 ± 2.6	16.8 ± 2.4	17.1 ± 1.4	+1.8	110	0.84	18.5 ± 1.5	+7.6	+9.2
PANT I-11		42.73	0.21	2356	0.82	10.5 ± 14.7	14.7 ± 3.5	14.7 ± 2.6	+0	110	0.84	15.3 ± 2.7	+3.9	+3.9
PANT I-12		42.73	0.21	2353	0.99	5.92 ± 2.4	11.5 ± 1.5	12.0 ± 1.0	+4.2	110	0.84	13.0 ± 1.1	+7.7	+11.5
PANT I-13		42.73	0.21	2370	0.95	9.54 ± 5.4	15.3 ± 2.3	15.4 ± 2.0	+0.6	110	0.84	16.6 ± 1.2	+7.2	+7.8
PANT I-14		42.73	0.21	2397	0.9	8.30 ± 3.1	13.5 ± 1.8	13.9 ± 1.2	+2.9	110	0.84	15.1 ± 1.3	+7.9	+10.6
PANT I-15		42.73	0.21	2382	0.94	7.13 ± 2.6	12.3 ± 1.7	12.3 ± 1.0	+0	110	0.84	13.2 ± 1.1	+5.4	+5.4
PANT I-16		42.73	0.21	2273	0.91	6.59 ± 2.8	13.1 ± 1.8	13.6 ± 1.2	+3.7	95	0.86	14.6 ± 1.3	+6.8	+10.3
PANT I-17		42.73	0.22	2291	0.92	6.31 ± 3.0	11.7 ± 1.7	12.1 ± 1.1	+3.3	95	0.86	12.9 ± 1.2	+6.2	+9.3
PANT I-18		42.73	0.21	2319	0.9	7.39 ± 3.3	15.5 ± 1.8	15.9 ± 1.3	+2.5	100	0.86	17.5 ± 1.5	+9.1	+11.4
PANT I-19		42.73	0.22	2209	0.95	5.76 ± 2.2	12.6 ± 1.6	12.9 ± 1.0	+2.3	90	0.87	13.8 ± 1.1	+6.5	+8.7

PANT I-20		42.7 3	0.22	2212	0.89	7.24 ± 2.8	14.8 ± 1.9	15.1 ± 1.3	+2.0	90	0.87	16.2 ± 1.4	+6.8	+8.6
PANT I-3		42.7 2	0.20	2308	0.86	3.99 ± 3.5	11.6 ± 1.4	12.0 ± 1.1	+3.3	100	0.86	13.1 ± 1.2	+7.7	+10.8
PANT I-4		42.7 2	0.20	2322	0.99	5.49 ± 1.9	12.5 ± 1.3	13.1 ± 1.1	+4.6	100	0.86	14.2 ± 1.2	+7.7	+12.0
PANT I-5		42.7 2	0.20	2337	0.91	4.94 ± 2.8	10.9 ± 1.2	11.6 ± 1.2	+6.0	100	0.86	12.5 ± 1.3	+7.2	+12.8
PANT I-6		42.7 2	0.20	2295	0.76	3.55 ± 2.1	15.9 ± 1.6	16.0 ± 1.4	+0.6	100	0.86	17.3 ± 1.5	+7.5	+8.1

Notes. ¹ concentration initiale ; ² concentration calibrée en utilisant le standard 07KNSTD (Nishiizumi et al., 2007) ; ³ sans facteur de correction neigeuse ; ⁴ avec facteur de correction neigeuse

Tableau I3 : Recalibrations chronologiques (âges originaux par Palacios et al., 2015)

Basic data							Age recalibration results							
Sample	Sampled surface	Lat (dec°)	Lon (dec°)	Altitude (m)	Topographic shielding	[³⁶ Cl] (*10 ⁵ atoms/g) 1	1	2	3	4	5	6	7	8
							Original age (ka ± 1 sigma)	Remodelled age ¹ (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 2 – column 1) (%)	Snow cover (cm/yr)	Snow shielding	Remodelled age ² (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 6 – column 2) (%)	Δ Total (column 6 – column 1) (%)
PIR-98-01		48.4 4	1.70	1693	0.96	3.10 ± 0.30	13.1 ± 0.7	14.3 ± 1.5	+8.3	0	1	14.3 ± 1.5	+0	+8.4
PIR-98-02		42.4 1	1.70	1512	0.97	4.90 ± 1.33	14.6 ± 0.9	14.7 ± 1.4	+0.6	0	1	14.7 ± 1.4	+0	+0.7
PIR-98-03		42.4 6	1.81	2190	1.0	7.48 ± 1.45	17.4 ± 0.9	17.4 ± 2.1	+0	10	0.98	17.6 ± 2.1	+1.1	+1.1
PIR-98-04		42.4 5	1.77	1710	0.96	3.91 ± 0.61	13.0 ± 0.7	13.0 ± 2.0	+0	0	1	13.0 ± 2.0	+0	+0
PIR11-01		42.4 6	1.80	2221	0.95	8.71 ± 0.25	20.0 ± 0.5	19.5 ± 1.8	-2.5	10	0.98	19.6 ± 1.8	+0.5	-2
PIR11-02		42.4 5	1.76	1843	0.94	10.28 ± 0.30	23.5 ± 0.6	21.8 ± 2.6	-7.8	6	0.99	21.9 ± 2.6	+0.5	-7.3
PIR11-03		42.4 6	1.76	1834	0.90	7.61 ± 0.22	22.4 ± 0.7	20.8 ± 2.0	-7.7	6	0.99	20.9 ± 2.0	+0.5	-7.1
PIR11-04		42.4 5	1.76	1773	0.97	5.32 ± 0.16	18.4 ± 0.5	17.1 ± 1.9	-7.6	0	1	17.1 ± 1.9	+0	-7.6
PIR11-06		42.4 1	1.70	1520	0.99	6.09 ± 0.19	21.0 ± 0.6	20.8 ± 1.9	-1.0	0	1	20.8 ± 1.9	+0	-1.0
PIR11-07		42.4 6	1.59	2490	0.83	5.73 ± 0.26	10.5 ± 0.4	8.4 ± 0.8	-20.0	30	0.95	8.6 ± 0.8	+2.3	-18.1
PIR11-08		42.4 5	1.59	2435	0.97	11.66 ± 0.59	14.0 ± 0.4	14.5 ± 1.3	+3.5	30	0.95	14.7 ± 1.4	+1.4	+5
PIR11-09		42.4 5	1.59	2437	0.97	7.60 ± 0.35	14.3 ± 0.7	12.3 ± 1.1	-13.9	30	0.95	12.6 ± 1.1	+2.3	-11.9
PIR11-10		42.4 5	1.59	2401	0.95	6.0 ± 0.19	15.0 ± 0.4	12.4 ± 1.0	-18.6	25	0.95	12.9 ± 1.0	+3.9	-15.3
PIR11-11		42.4 6	1.59	2356	0.95	11.76 ± 0.54	20.0 ± 0.6	18.4 ± 1.7	-8.0	25	0.95	18.8 ± 1.7	+2.1	-6
PIR11-12		42.4 5	1.61	2154	0.97	5.23 ± 0.22	14.9 ± 0.6	13.5 ± 1.1	-9.4	18	0.97	13.7 ± 1.1	+1.5	-8.1
PIR11-13		42.4 2	1.65	1809	0.98	4.45 ± 0.11	18.4 ± 0.5	18.4 ± 1.4	0	6	0.99	18.5 ± 1.4	+0.5	+0.6
PIR11-14		42.4 2	1.64	1805	0.99	4.32 ± 0.22	17.3 ± 0.9	16.4 ± 1.5	-5.2	6	0.99	16.5 ± 1.5	+0.6	-4.7

Notes. ¹ concentration initiale ; ² concentration calibrée en utilisant le standard 07KNSTD (Nishiizumi et al., 2007) ; ³ sans facteur de correction neigeuse ; ⁴ avec facteur de correction neigeuse

Tableau I4 : Recalibrations chronologiques (âges originaux par Andrés et al., 2018)

Basic data							Age recalibration results							
Sample	Sampled surface	Lat (dec°)	Lon (dec°)	Altitude (m)	Topographic shielding	[³⁶ Cl] (*10 ⁵ atoms/g) 1	1	2	3	4	5	6	7	8
							Original age (ka ± 1 sigma)	Remodelled age ¹ (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 2 – column 1) (%)	Snow cover (cm/yr)	Snow shielding	Remodelled age ² (ka ± 1 sigma)	Δ age (column 6 – column 2) (%)	Δ Total (column 6 – column 1) (%)

PIR-13-02	42.48 06	1.79 1	2405	0.99	10.29 ± 0.30	14.7 ± 2.0	14.9 ± 1.4	+ 1.3	25	0.95	15.2 ± 1.4	+2.0	+3.3
PIR-13-04	42.47 65	1.79 0	2315	0.87	8.99 ± 0.41	18.3 ± 2.3	18.5 ± 1.6	+1.1	20	0.96	18.8 ± 1.6	+1.6	+2.7
PIR-13-05	42.47 5	1.79 2	2295	0.82	7.53 ± 0.34	18.5 ± 2.2	18.9 ± 1.6	+2.1	20	0.96	19.3 ± 1.7	+2.1	+4.1
PIR-13-06	42.47 5	1.79 2	2303	0.97	7.14 ± 0.24	14.8 ± 1.6	15.1 ± 1.2	+1.9	20	0.96	15.5 ± 1.2	+2.6	+4.6
PIR-13-07	42.46 8	1.81 0	2162	0.99	12.73 ± 0.42	20.7 ± 1.9	20.9 ± 1.5	+1.0	18	0.97	21.1 ± 1.6	+1.2	+2.0
PIR-13-08	42.46 9	1.80 5	2189	0.99	7.63 ± 0.20	15.9 ± 1.9	16.3 ± 1.3	+2.5	18	0.97	16.5 ± 1.3	+1.2	+3.6
PIR-13-09	42.47 4	1.79 9	2271	0.95	8.55 ± 0.20	18.3 ± 2.1	18.6 ± 1.4	1.6	20	0.96	19.1 ± 1.4	+2.6	+4.2
PIR-13-10	42.47 5	1.79 8	2405	0.87	12.06 ± 0.57	17.2 ± 2.9	17.6 ± 1.7	2.3	20	0.96	17.8 ± 1.7	+1.1	+3.4

Notes. ¹ concentration initiale ; ² concentration calibrée en utilisant le standard 07KNSTD (Nishiizumi et al., 2007) ; ³ sans facteur de correction neigeuse ; ⁴ avec facteur de correction neigeuse

Annexe E : Analyses minéralogiques effectuées sur les échantillons de dacite



A : Magali Delmas
Université de Perpignan Via-Domitia
52 avenue Paul Alduy
66860 Perpignan

A Grenoble,
le 01/12/2020

Chère Madame,

Vous trouverez ci-après les analyses minéralogiques quantitatives réalisées sur les 2 échantillons reçus (CER1905 et YYY). Ces analyses ont été effectuées par modélisation des diffractogrammes de rayons X (méthode Rietveld) après identification des différentes phases cristallines présentes.

Les résultats sont synthétisés dans le tableau ci-après et les données diffractométriques ayant servi de base à ces interprétations sont présentées ensuite.

Je me tiens bien entendu à votre disposition si vous avez besoin de renseignements complémentaires.

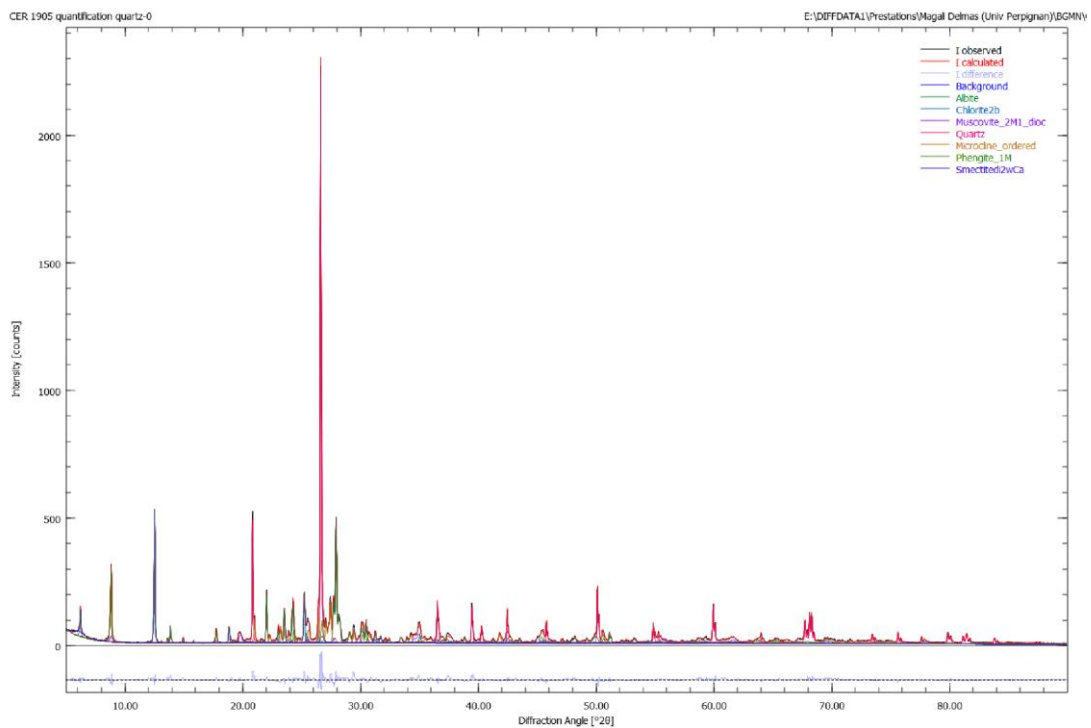
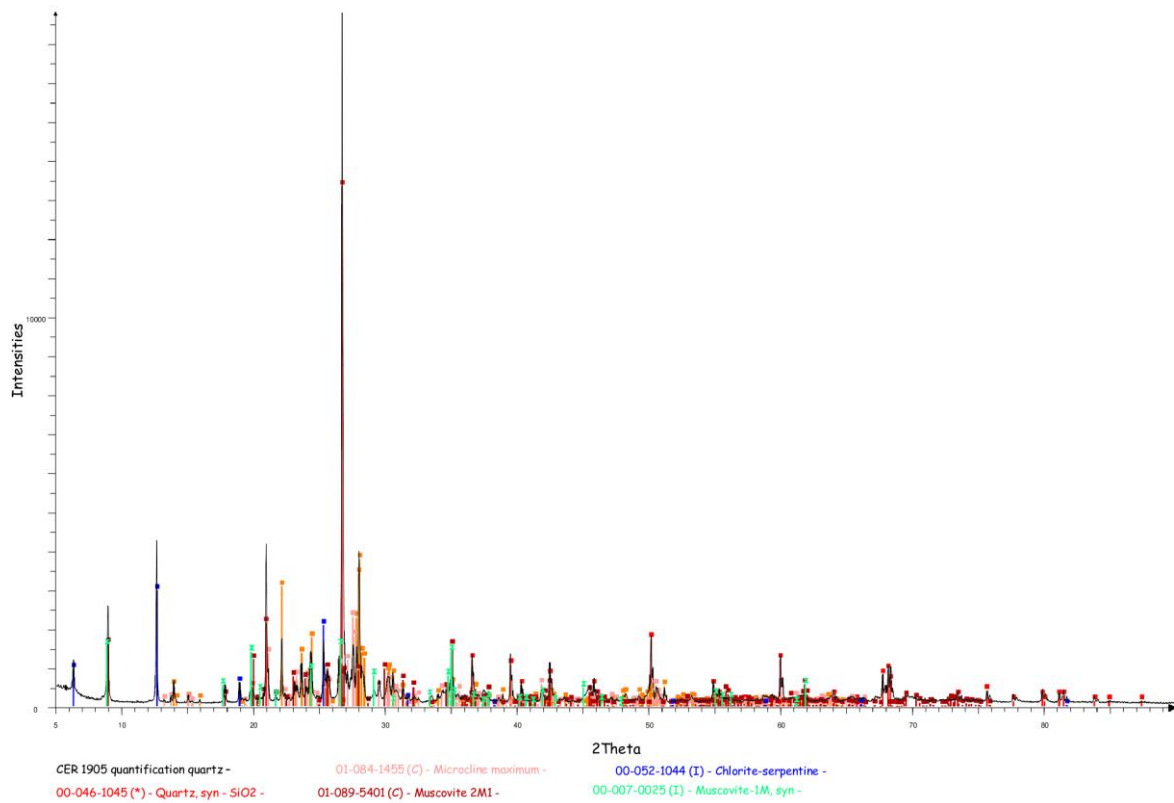
Je vous prie d'agréer, chère Madame, mes cordiales salutations.

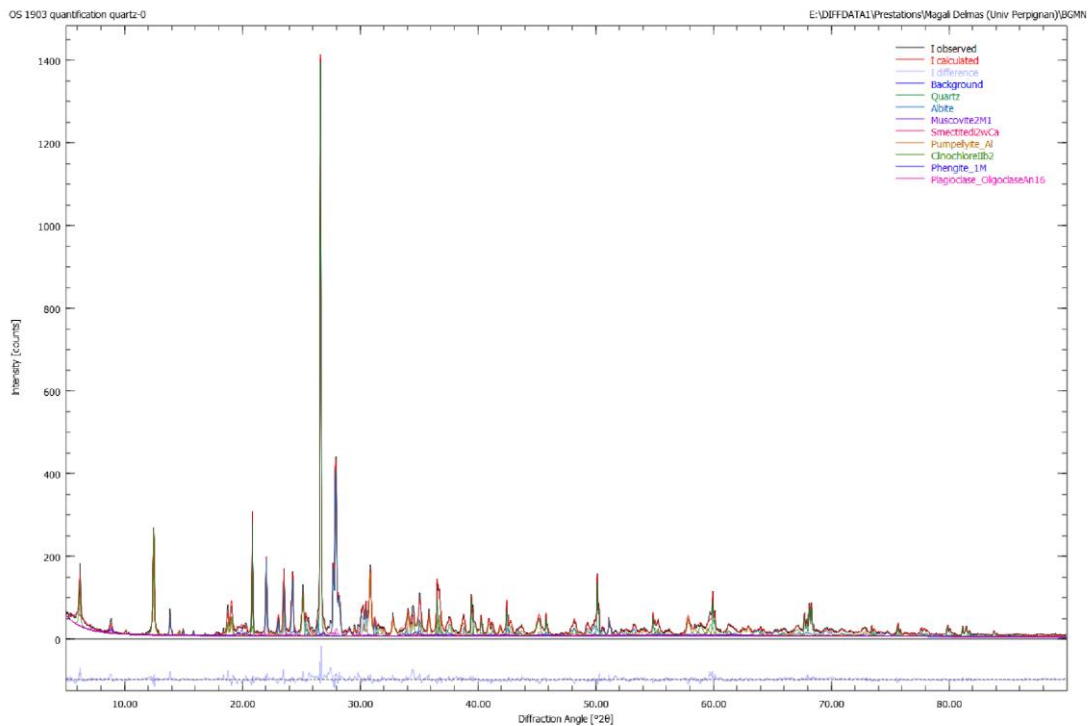
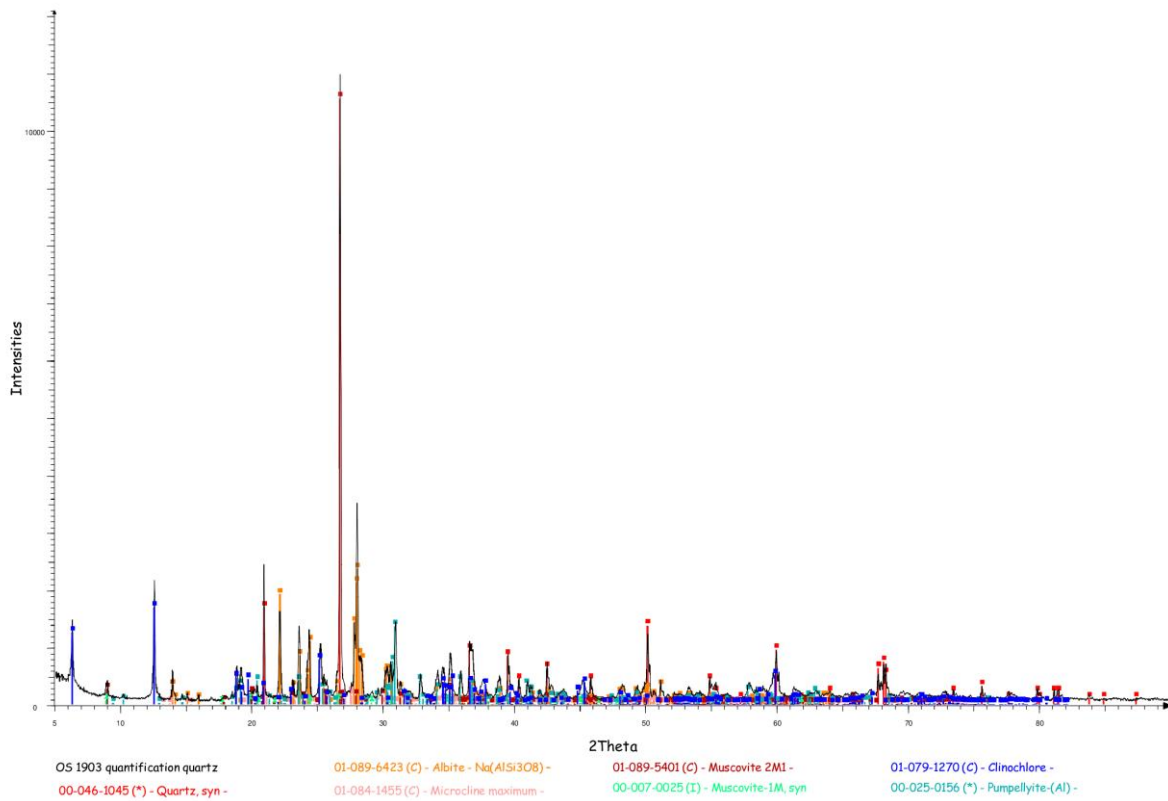
Bruno Lanson
Directeur de Recherches au CNRS

Echantillon	Quartz	Pumpellyite	Feldspath K	Plagioclase	Dioc. Mica	Smectite (dicot.)	Chlorite	TOTAL
#CER_1905	29.5(3)	-	17.7(5)	25.4(3)	20.3(4)	3.3(8)	3.7(1)	100%
#OS_1903	20.0(3)	21.7(3)	1.7(3)	26.8(4)	11.0(3)	5.6(6)	13.2(2)	100%

Tableau 1 : Résultats de l'analyse minéralogique quantitative faite sur les échantillons globaux. L'incertitude sur les proportions relatives des différentes phases est de l'ordre de $\pm 1-2\%$.

A noter : « Dioc. Mica » regroupe plusieurs micas, vraisemblablement une phengite 1M et une muscovite 2M₁. Les minéraux argileux sont différenciés par grandes familles : micas, chlorites, et minéraux expansibles (smectites, vermiculites et minéraux interstratifiés), sont regroupés sous la dénomination smectite/





Chronologie des fluctuations glaciaires dans les Pyrénées au cours du Pléistocène supérieur - implications paléoclimatiques

Résumé : Cette thèse présente trois nouvelles séries de données cartographiques, chronologiques et paléoclimatiques acquises dans trois vallées pyrénéennes (Gave d'Ossau, Esera, et haute vallée de l'Ariège) qui échantillonnent la variabilité climatique de cette chaîne de montagnes située entre l'Atlantique et la Méditerranée. Elle s'attache à caractériser la chronologie du dernier maximum glaciaire (stade LLGM : *Local Last Glacial Maximum*) tout en précisant la position des fronts glaciaires contemporains du GLGM (Global Last Glacial Maximum), afin d'identifier les mécanismes paléoclimatiques responsables de la répartition spatiale des paléoengagements pyrénéens au cours de cet épisode clé du Pléistocène supérieur. L'opportunité d'acquérir de nouvelles données chronologiques, paléoglacilogiques, et paléoclimatiques au cours de la LGIT (*Last Glacial-Interglacial Transition*) et de l'Holocène s'inscrit dans cette même optique. En caractérisant la variabilité spatiale des paléolignes d'équilibre glaciaire, les paléogradients de masse, les paléotempératures et les paléoprécipitations, elle permet de contraindre le moment à partir duquel les circulations atmosphériques méridiennes caractéristiques du GLGM ont cédé la place aux dynamiques atmosphériques dominées par des circulations d'ouest que nous connaissons aujourd'hui en Europe occidentale. Dans cette optique, la thèse présente 118 âges d'exposition (99 ^{10}Be et 1936 Cl) respectivement localisés dans la haute vallée de l'Ariège ($n = 22$), la vallée de l'Esera ($n = 55$) et le Gave d'Ossau ($n = 41$) ; elle intègre aussi la remodelisation, sur la base de paramètres homogènes, de 251 âges d'exposition supplémentaires extraits de la littérature. Parallèlement, 32 stades d'englacement ont fait l'objet de modélisations glaciologiques et paléoclimatiques. Sur ces bases, il apparaît que le stade LLGM a été atteint à plusieurs reprises au cours du Pléistocène supérieur (MIS 5a-d, MIS 3, MIS2-GLGM) sur le Gave d'Ossau comme dans la vallée de l'Esera. Ces résultats remettent partiellement en cause le schéma atmosphérique préalablement établi pour le GLGM. Les perturbations atlantiques restent déviées par la présence du front polaire vers le 38°N , mais elles ne s'inscrivent plus seulement dans des circulations méridiennes, comme préalablement envisagé ; elles concernent aussi la façade occidentale de la chaîne, par exemple dans la vallée d'Ossau, où les fronts glaciaires contemporains du GLGM ont atteint des emprises spatiales équivalentes à celles du stade LLGM. Au cours de la LGIT, les fluctuations des fronts glaciaires dans les Pyrénées sont synchrones des fluctuations milléniales du climat enregistrées dans les séquences isotopiques du Groenland. Au cours du GS-2.1a, les modélisations paléoglacilogiques et paléoclimatiques montrent que la haute montagne est globalement plus froide ($\Delta T : -9,5$ à $-7,5$ $^\circ\text{C}$) et plus sèche ($\Delta P : -80$ à -44 %) que la situation actuelle, mais que les contrastes de façades entre les massifs sous influence méditerranéenne (moins froid, plus sec) et ceux sous influence atlantique (plus froid, plus humide) sont plus prononcés que ceux observés dans l'actuel. Dans un contexte climatique associé à une remontée du front polaire jusque vers le $40-42^\circ \text{N}$, le rétablissement des circulations d'ouest concerne plus largement la façade nord qu'au GLGM, puisqu'elle atteint désormais l'Ariège. Parallèlement, les phénomènes de convection qui étaient actifs en Méditerranée au cours du GLGM s'estompent sensiblement en raison d'une baisse relative de la température des eaux marines de surface en Méditerranée au cours du Oldest Dryas, mais en dépit d'une position du front polaire ($40-42^\circ \text{N}$) encore favorable aux circulations méridiennes. À partir du Bølling-Allerød, le climat se réchauffe (+ $3,7$ $^\circ\text{C}$) et devient plus humide (+ 20 %) en lien avec le rétablissement généralisé des circulations d'ouest et le retour à une circulation atmosphérique comparable à l'actuel. Le coup de froid du GS-1 est attesté dans tous les massifs supérieurs à 3000 m mais le climat reste sensiblement plus humide qu'au GS-2.1a.

Mots clés : Paléoengagements, Géochronologie, Paléoclimats, Pyrénées